

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 61 · 1990

Contents

- A. BEZBORODOV, L. EREMEEVA: Fractionation and transformation of matter at the geochemical air-sea barrier (in Russian) 3
- M. BÖRNGEN, P. HUPFER, M. OLBERG: Occurrence and absence of strong salt influxes into the Baltic Sea 11
- W. MATTHÄUS: Mixing across the primary Baltic halocline 21
- W. MATTHÄUS, R. SAMMLER: Experience on the experimental analysis of mesoscale current patterns in the western Baltic Sea (in German) 33
- J. MRAZEK: Regularities of vertical distribution of recent sediments in deep-sea areas of the North Atlantic: Determination of the sedimentary carbonate lines and bathymetric modelling of the carbonate dissolution processes (in German) 51
- M. R. NAYAK: An overview of a moored ocean data buoy programme 69
- D. NEHRING, R. TIESEL, E. FRANCKE: Connections between some oceanological parameters in the Baltic Sea and their air temperatures on the GDR coast (in German) 79
- H. PRANDKE, A. STIPS: Statistical analysis of local gradients within Baltic pycnoclines (in German) 93
- Scientific Note* 103

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 61 · 1990

Akademie der DDR
Institut für Meereskunde
Postfach 24
1200 Berlin-Mitte
DDR

54 00 00



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 BROSI,
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.



Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde

Beiträge zur Meereskunde

Contributions to Marine Scientific Research

Heft 61 · 1990

Inhalt

A. BEZBOROV, L. EREMEEVA: Fraktionierung und Transformation von Stoffen an der geochemischen Barriere Meerwasser—Luft (in Russisch)	3
M. BÖRNGEN, P. HUPFER, M. OLBERG: Auftreten und Ausbleiben starker Salzeinbrüche in die Ostsee (in Englisch)	11
W. MATTHÄUS: Der Austausch durch die primäre Salzgehaltssprungschicht der Ostsee (in Englisch)	21
W. MATTHÄUS, R. SAMMLER: Erfahrungen bei der experimentellen Erfassung mesoskaliger Strömungsfelder in der westlichen Ostsee	33
J. MRAZEK: Gesetzmäßigkeiten der Vertikalverteilung rezenter Sedimente in nordatlantischen Tiefseegebieten: Bestimmung der sedimentären Karbonatlinien und bathymetrische Modellierung der Kalklösungsprozesse	51
M. R. NAYAK: Überblick über ein Entwicklungsprogramm verankerter ozeanographischer Meßbojen (in Englisch)	69
D. NEHRING, R. TIESEL, E. FRANCKE: Beziehungen zwischen einigen ozeanologischen Größen der Ostsee und den Lufttemperaturen an der DDR-Küste	79
H. PRANDKE, A. STIPS: Statistische Analyse lokaler Gradienten in den Dichtesprungschichten der Ostsee	93
Wissenschaftliche Kurzmitteilung	103

Contents

A. BEZBORODOV, L. EREMEEVA: Fractionation and transformation of matter at the geochemical air-sea barrier (in Russian)	3
M. BÖRNGEN, P. HUPFER, M. OLBERG: Occurrence and absence of strong salt influxes into the Baltic Sea	11
W. MATTHÄUS: Mixing across the primary Baltic halocline	21
W. MATTHÄUS, R. SAMMLER: Experience on the experimental analysis of mesoscale current patterns in the western Baltic Sea (in German)	33
J. MRAZEK: Regularities of vertical distribution of recent sediments in deep-sea areas of the North Atlantic: Determination of the sedimentary carbonate lines and bathymetric modelling of the carbonate dissolution processes (in German)	51
M. R. NAYAK: An overview of a moored ocean data buoy programme	69
D. NEHRING, R. TIESEL, E. FRANCKE: Connections between some oceanological parameters in the Baltic Sea and their air temperatures on the GDR coast (in German)	79
H. PRANDKE, A. STIPS: Statistical analysis of local gradients within Baltic pycnoclines (in German)	93
Scientific Note	103

Содержание

А. БЕЗБОРОДОВ, Л. ЕРЕМЕЕВА: Фракционирование и трансформация вещества на геохимическом барьере морская вода—воздух	3
М. БЁРНГЕН, П. ХУПФЕР, М. ОЛЬБЕРГ: Появление и отсутствие сильных солёных втеканий в Балтийское море (на английском языке)	11
В. МАТТЭУС: Турбулентный обмен сквозь перманентный галоклин Балтийского моря (на английском языке)	21
В. МАТТЭУС, Р. ЗАММЛЕР: Опыт при экспериментальном определении мезомасштабной циркуляции в западной части Балтийского моря (на немецком языке)	33
Й. МРАЦЕК: Закономерности вертикального распределения современных осадков в Северо-Атлантических глубинных районах: Определение осадочных линий карбонатов и батиметрическое моделирование их процессов раствора (на немецком языке)	51
М. Р. НАЯК: Обзор программы исследования движущейся поверхности океана с применением буеизмерительной системы (на английском языке)	69
Д. НЕРИНГ, Р. ТИЗЕЛЬ, Э. ФРАНКЕ: Соотношение между некоторыми океанологическими параметрами Балтийского моря и температурами воздуха на побережье ГДР (на немецком языке)	79
Х. ПРАНДКЕ, А. ШТИПС: Статистический анализ локальных градиентов в переходных слоях Балтийского моря (на немецком языке)	93
Научное сообщение	103

ISBN 3-05-500 589-9

ISSN 0067-5148

Erschienen im Akademie-Verlag Berlin,
Leipziger Straße 3—4, Berlin, DDR-1086
© Akademie-Verlag Berlin 1990
Lizenznummer: 202 · 100/90
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 8941 (2105/61)

Beitr. Meereskd., Berlin 61 (1990), 3—10

АЛЕКСЕЙ БЕЗБОРОДОВ, ЛЮБОВЬ ЕРЕМЕЕВА

Фракционирование и трансформация вещества на геохимическом барьере морская вода—воздух

С 2 рисунками и 4 таблицами

Резюме: Приведены результаты исследования вещественного состава и свойств водного слоя на границе океан—атмосфера, который является геохимическим барьером между морской водой и воздухом. Анализируются природные процессы, обуславливающие характерные особенности барьера. Показана ведущая роль пузырьков воздуха и молекулярной диффузии в процессах концентрирования вещества на геохимическом барьере и при обмене веществом между океаном и атмосферой.

Zusammenfassung: Die Arbeit befaßt sich mit Untersuchungsergebnissen zur stofflichen Zusammensetzung und zu den Eigenschaften der Grenzschicht Ozean-Atmosphäre, die eine geochemische Barriere zwischen dem Meerwasser und der Luft darstellt. Analysiert werden jene Prozesse, die die charakteristischen Besonderheiten dieser Barriere bestimmen. Es wird gezeigt, daß Luftbläschen und molekulare Diffusionsprozesse eine entscheidende Rolle bei der Stoffkonzentration an der geochemischen Barriere sowie beim Stoffaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre spielen.

Abstract: Results are given of the study of composition and properties of the water layer at the air—sea interface which acts as a chemical barrier between air and sea water. Natural processes contributing to the formation of the barrier's major characteristics are analyzed. An essential role played by air bubbles and molecular diffusion in the processes of matter concentration at the geochemical barrier and during an exchange between the ocean and atmosphere is shown.

1. Введение

Процессы, происходящие на границе раздела океан—атмосфера оказывают существенное влияние на формирование веществ-

венного состава обеих сред. Структура границы раздела характеризуется определенной иерархией более или менее устойчивых слоев воды и воздуха. Наиболее сложные физические, химические и биогеохимические процессы происходят в тонком водном пограничном слое, а коэффициенты переноса в нем примерно на два порядка ниже, чем в пограничном воздушном слое и на 5—6 порядков — чем в турбулентных водной и воздушной массах океана и атмосферы. Следовательно, именно водный пограничный слой определяет интенсивность процессов обмена веществом и теплом между океаном и атмосферой.

К этому слою с двух сторон направлены потоки вещества, а в его пределах, в основном за счет подавления турбулентности вязкостью, происходит резкое снижение интенсивности миграции, что обеспечивает возникновение здесь огромных градиентов свойств. Таким образом, водный пограничный слой между океаном и атмосферой в соответствии с определениями Перельмана (1966) и Емельянова (1982) является вертикальным океанским геохимическим барьером.

Достоверность существования геохимического барьера на поверхности океана доказана многочисленными непрерывными изменениями температуры и солености с помощью быстродействующих микрозондов, а также по изменению концентраций различных веществ (Безбородов, Еремеев 1984). Определение профиля концентраций в пределах геохимического барьера морская вода—воздух пока невозможно. В настоящее время надежно уста-

новлен лишь факт повышения интегральной концентрации различных веществ и наличие фракционирования отдельных компонентов солевого состава в поверхностном микрослое (ПМС) морской воды толщиной около 200 мкм. Именно такой толщины слой воды позволяет отобрать наиболее распространенные пробоотборники. Однако, размеры слоя, где наиболее резко снижается интенсивность миграции и перенос осуществляется за счет молекулярной диффузии, несколько меньше. В дальнейшем этот слой будем называть пограничный диффузионный или ПДС.

Прямыми инструментальными методами измерить толщину ПДС практически невозможно, но в последнее время успешно развиваются изотопные методы оценки геометрических параметров диффузионного слоя, основанные на использовании данных о вертикальном распределении концентраций радона-222 и „бомбового“ радиоуглерода (Безбородов, Еремеев 1984, PENG и др. 1979).

Наши многочисленные измерения в различных условиях радоновым методом показали, что толщина ПДС в океане в зависимости от скорости ветра колеблется в пределах 20—60 мкм (Безбородов, Еремеев 1984). Аналогичные данные получены другими исследователями (PENG и др. 1979). Видимо, можно считать, что в среднем толщина ПДС составляет около 40 мкм. Глубже этого слоя преобладает турбулентная диффузия, вода перемешана и большие градиенты концентраций отсутствуют. Следовательно, при отборе проб из слоя толщиной около 200 мкм мы получаем не истинную концентрацию в барьерной зоне, а разбавленную примерно в 5 раз подповерхностной водой (ПВ).

Необходимо отметить, что размеры геохимического барьера морская вода—воздух несколько расширяются за счет присутствия пузырьков воздуха в воде и капель воды в воздухе, которые существенно увеличивают поверхность контакта двух сред, скорость и масштабы их взаимодействия. Повсеместно в морской воде до глубины

около 20 м присутствуют микропузырьки воздуха, создающие внутреннюю поверхность раздела (ВПР) вода—воздух. По данным о концентрации и размерах пузырьков в воде легко рассчитывается концентрация ВПР, которая на глубине 10 см составляет примерно $23000 \text{ см}^2/\text{м}^3$ и поток ВПР к поверхности океана, равный $92 \text{ см}^2/(\text{м}^2 \cdot \text{с})$ (Безбородов, Еремеев 1984). В дальнейшем мы увидим, что наличие пузырьков оказывает заметное влияние на геохимию элементов на границе океан—атмосфера.

2. Экспериментальные результаты

Для понимания геохимии процессов, происходящих при взаимодействии океана и атмосферы в первую очередь необходимо изучение вещественного состава воды и форм миграции различных элементов в пределах геохимического барьера морская вода—воздух. Наши многолетние исследования состава ПМС Индийского, Атлантического океанов и Черного моря показали, что концентрации различных элементов в воде этого слоя сильно меняются в зависимости от места отбора проб, способа отбора, физико-метеорологических условий и состояния поверхности моря. Влияние перечисленных факторов часто трудно проанализировать из-за их одновременного действия. Поэтому в данной работе приводятся результаты, полученные примерно в одинаковых условиях. Отбор проб воды из слоя толщиной 200 мкм проводили сеточным пробоотборником (капроновое сито на винилпластовой рамке). Место отбора — пелагические районы Индийского и Атлантического океанов. Скорость ветра от 1 до 5 м/с. Одновременно отбирались пробы подповерхностной воды (ПВ) с горизонта 0,5 м. Аэрозоль собирали седиментационным методом. В некоторых случаях (4 раза) пробы воды отбирались из слоя 1 мкм методом Макинтайра (Mac Intyre 1972) основанным на продувании через поверхностный слой морской воды пузырьков воздуха и улавливания образующихся при этом брызг. Под-

робно этот метод описан в работах (Безбородов 1984, Mac Intyre 1972). Основные его недостатки — трудоемкость и невозможность получения абсолютной концентрации (можно определить только соотношение элементов в слое 1 мкм).

Все анализы микрокомпонентов и биогенных элементов проводились по принятым в гидрохимии методикам. Микроэлементы анализировались на спектрофотометре „Сатурн“ с предварительным экстрагированием. Органическое вещество определялось по методу (Семенов и др. 1978).

Установлено обогащение ПМС многими компонентами морской воды. В ПМС возрастает как соленость, так и концентрация отдельных макрокомпонентов. В процентах это обогащение не очень велико и составляет в среднем для суммы солей 3%, для Na — 1,5%, K — 3,6%, Ca — 6%, Mg и Cl — 3% и SO₄ — 7%. Изменение форм нахождения макрокомпонентов незначительно. Эксперименты по экстракции хлороформом и ориентировочные расчеты по константам устойчивости показали, что в воде ПМС максимальное количество растворенных Ca и Mg в органической форме составляет 8% от их общей концентрации. Доля органических форм остальных макрокомпонентов еще меньше. Концентрация взвешенных макрокомпонентов в ПМС увеличивается в несколько раз по сравнению с подповерхностной водой, однако, их содержание во взвеси ПМС возрастает очень незначительно и

часто остается несколько меньше, чем в ПВ (табл. 1).

Следовательно, темпы накопления взвеси в ПМС выше интенсивности перехода макрокомпонентов во взвесь. Приведенные данные показывают, что в ПМС как и в ПВ основной, преобладающей формой микрокомпонентов является растворенная неорганическая. Но в ПМС по сравнению с ПВ изменяется соотношение между основными компонентами солевого состава. Наиболее существенно изменение проявляется в соотношениях Na/K, Cl/SO₄, Ca/Mg. Отклонения этих соотношений от характерных для основной массы воды составляют в среднем 2,4; 5,1; 2,1% соответственно. В слое 1 мкм отклонение значительно больше и достигает величин 25, 41 и 36% соответственно.

Наблюдается обогащение ПМС биогенными элементами, причем наиболее значительно фосфором. Часто концентрация фосфора в ПМС достигает 100 мкг/л при аналитическом нуле в подповерхностной воде. Обогащение азотом и кремнием несколько меньше — в среднем в 1,5—2 раза. Концентрирование различных форм биогенных элементов в ПМС происходит по разному. Азот в большей степени накапливается в виде NH₃ и аминокислот, несколько меньше в виде нитратов и совсем мало — нитритов. Доля фосфора фосфатов от суммы фосфора в ПМС составляет 70—75%, в ПВ около 50%, доля органического фосфора, наоборот, уменьшается от 50% в ПВ до 30—35% в ПМС. Это

Таблица 1
Концентрация взвешенных макрокомпонентов в ПМС и ПВ в центральной части Атлантического океана

Размерность	Na		K		Ca	
	ПМС	ПВ	ПМС	ПВ	ПМС	ПВ
мкг/л	14,3	8,4	5,5	1,8	53,0	11,4
в сухом веществе						
взвеси, %	1,3	2,7	0,5	0,6	4,8	3,8
от общей концентрации, %	10 ^{-3,9}	10 ^{-4,1}	10 ^{-2,9}	10 ^{-3,3}	10 ^{-1,9}	10 ^{-2,5}

Таблица 2

Концентрация микроэлементов и $C_{орг}$ в ПМС и ПВ, мкг/л (среднее по результатам анализов 56 проб, колебания в пределах $\pm 20\%$)

состояния поверхности	Слой	форма	Fe	Mn	Cu	Zn	Ni	Pb	$C_{орг}$
слики отсутствуют	ПМС	неорг.	3,3	1,3	1,8	3,2	0,15	1,0	—
		орг.	1,8	0,3	1,1	1,2	0,3	0,1	3400
		взв.	2,3	0,06	0,48	0,84	0,08	0,08	187
	ПВ	неорг.	2,5	1,1	1,2	2,3	0,09	0,8	—
		орг.	0,8	0,2	0,4	0,5	0,2	0,03	1800
		взв.	0,9	0,04	0,15	0,28	0,02	0,03	36
	ПМС	неорг.	1,3	1,2	1,5	1,4	1,3	1,6	—
		орг.	2,2	1,5	2,8	2,4	1,5	3,3	1,9
		взв.	2,6	1,4	3,2	3,0	2,8	3,8	5,2
тяжелый слик	ПМС*	неорг.	1,5	1,3	1,9	1,6	1,5	1,8	—
		орг.	6,2	3,8	18	14	10	8,5	2,6
	ПВ	взв.	3,3	1,9	4,3	3,8	3,6	4,1	9,5

* 5 проб

соответствует уменьшению относительного количества фосфора в составе органического вещества ПМС по сравнению с объемом воды (WILLIAMS 1967).

Наиболее существенно обогащается ПМС микроэлементами и органическим веществом (табл. 2). Для этих же компонентов наблюдается и наиболее сильная трансформация форм.

Обогащение органическими и взвешенными формами всех микроэлементов значительно больше, чем неорганическими. В пределах тяжелых сликов обогащение органическими формами вообще очень велико — иногда концентрация органических форм в ПМС повышается в несколько десятков раз относительно подповерхностной воды. Необходимо отметить, что в случае тяжелого слика на поверхности океана повышается процент органической формы металлов и в подповерхностной воде.

Значительно увеличение концентрации $C_{орг}$ в ПМС. Причем и здесь происходит опережающее накопление взвешенного $C_{орг}$ по сравнению с растворенным. Причины изменения форм нахождения, види-

мо, во многом определяются наличием в ПМС большого количества микроорганизмов, способных преобразовывать неорганические формы в органические и растворенные во взвешенные. Образование взвеси и взвешенных форм микроэлементов происходит также в результате способности разрывающихся пузырьков преобразовывать растворенное органическое вещество во взвешенное (JONSON, COOK 1980, Безбородов, Еремеев 1984). Имеет значение также поступление атмосферной взвеси, особенно для прибрежных районов.

Вообще концентрация взвеси с размерами $> 0,45$ мкм возрастает в ПМС по сравнению с ПВ в 3—4 раза. При этом в районах, удаленных от берега, увеличивается доля органической составляющей взвеси, а также доля живой материи. В прибрежных районах при увеличении в ПМС общего содержания взвеси, соотношение между органической и минеральной составляющими не меняется или даже несколько уменьшается (табл. 3).

Выше, при анализе содержания макрокомпонентов в ПМС и ПВ было показано,

Таблица 3

Средняя концентрация взвеси и ее органической составляющей в ПМС и ПВ

район	количество проб	слой	общая концентрация,	% органической составляющей	% живой материи
Центр северо-тропической Атлантики	5	ПМС	1,64	86	19,3
		ПВ	0,46	52	6,2
Индийский океан, 0°, 60° в.д.	3	ПМС	1,21	81	17,4
		ПВ	0,35	38	4,1
у побережья северо-западной Африки	2	ПМС	3,76	44	11,7
		ПВ	1,98	41	7,3

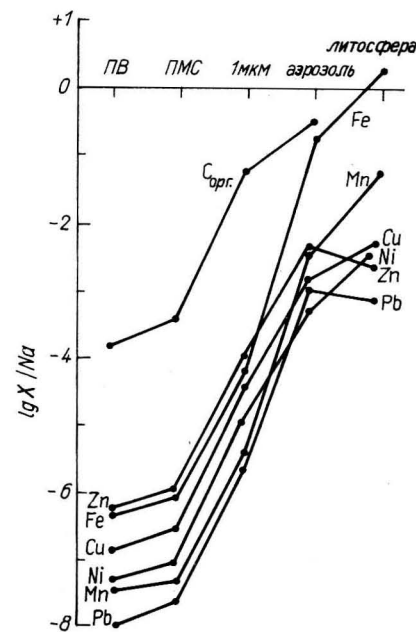


Рис. 1

Соотношение между некоторыми элементами и натрием в воде, аэрозоле и литосфере (среднее)

что наиболее консервативным является Na. Поэтому будет правильным определять обогащение именно относительно этого элемента, рис. 1. Отношения микроэлементов и $C_{орг}$ к Na непрерывно возрастает от ПВ к слою 1 мкм. Если считать, что концентрация Na не меняется в слое

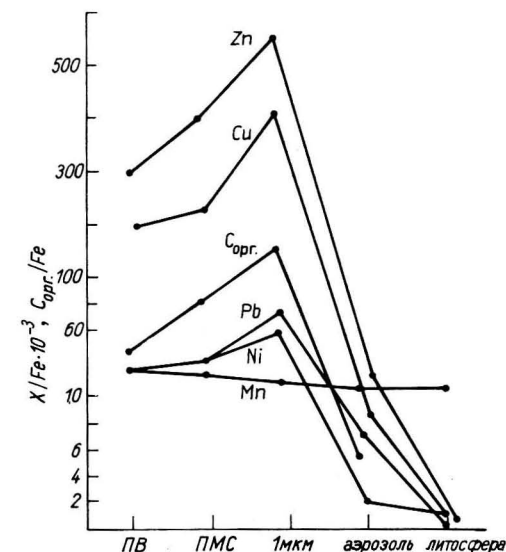


Рис. 2

Соотношение между микроэлементами, $C_{орг}$ и железом во взвеси различных объектов

1 мкм относительно ПВ, то абсолютные концентрации микроэлементов здесь могут достигать 100—200 мкг/л, а $C_{орг}$ около 600 мкг/л. В аэрозоле отношения X/Na еще больше и приближаются к значениям, характерным для литосферы. То есть, на состав аэрозоля в значительной степени влияет континентальная пыль. Этот же вывод следует из сравнения отношений X/Fe во взвеси различных объектов (рис. 2).

Во взвеси ПМС и слоя 1 мкм отношения X/Fe (за исключением Mn) значительно выше, чем в ПВ и аэрозоле, что обусловлено преимущественным по сравнению с железом концентрированием Cu, Pb, Ni, C_{орг} в живом и мертвом органическом веществе. Снижению X/Fe в аэрозоле способствует континентальная пыль, где это отношение относительно мало. Попадая в пределы геохимического барьера, наиболее мобильная часть взвеси задерживается в нем, растворяясь и взаимодействуя с органическим веществом, а наиболее стойкая и тяжелая проскакивает в подповерхностную воду за счет гравитационного осаждения. Это обуславливает накопление на поверхности океана Cu, Zn, Pb, C_{орг} относительно Fe и Mn. Кроме того, адсорбция Cu, Zn, Pb, C_{орг} на поднимающихся к поверхности пузырьках выше, чем Fe и Mn, что также способствует повышению X/Fe и X/Mn в ПМС и слое 1 мкм. Таким образом, изменение состава эоловой взвеси начинается еще в воздухе над океаном за счет смешения с аэрозолем морского происхождения. Максимальная трансформация состава поступающего из воздуха осадочного материала происходит на поверхности океана.

Итак, водный слой на границе раздела океан—атмосфера обогащен органическими и неорганическими компонентами морской воды. Причем, обогащение происходит фракционировано, т.е. различные компоненты обогащают исследуемый геохимический барьер в разной степени. Различные, предложенные в свое время модели, как то отрицательная адсорбция ионов у поверхности раздела сред, термальная диффузия, электростатическая модель, оказались не в состоянии объяснить наблюдаемые свойства ПМС.

Наиболее вероятным механизмом обогащения является селективная адсорбция ионов на поверхностно активных молекулах, скапливающихся на поверхности раздела океан—атмосфера. Поверхность раздела значительно увеличивается, если в растворе образуются воздушные пузыри,

что характерно для верхнего слоя морской воды. Для проверки этого положения нами были осуществлены многочисленные опыты по флотационному извлечению различных компонентов океанской воды из объема к поверхности (Безбородов 1983, Безбородов, Еремеев 1984). Было установлено, что именно при флотации происходит обогащение поверхностного слоя различными элементами в тех пределах и соотношениях, которые наблюдаются в реальных условиях. Таким образом, повсеместно идущий в океане процесс селективного извлечения компонентов воды пузырьками воздуха из объема к поверхности является тем природным процессом, который обеспечивает характерные свойства геохимического барьера морская вода—воздух.

Возможны другие природные процессы, которые могут влиять на свойства и состав водного слоя на границе раздела—поступление вещества из атмосферы на поверхность океана и выделение в атмосферу с поверхности за счет разбрызгивания и испарения. Происходит также гравитационное выведение взвеси из ПМС в ПВ. Оценки названных потоков представлены в табл. 4. Расчет потоков из атмосферы на поверхность океана и с поверхности в атмосферу основан на осредненных наших и литературных данных по составу дождей и аэрозоля над океаном (Безбородов, Еремеев 1984). Птичем поток в атмосферу сознательно завышен, поскольку принималось, что различные элементы в воздухе над океаном имеют исключительно морское происхождение. Интенсивность поступления к границе раздела с пузырьками рассчитывалась исходя из данных по адсорбции микроэлементов на пузырьках, концентрации и скорости подъема пузырьков в океанской воде (Безбородов, Еремеев 1984). Гравитационное осаждение из ПМС определялось по данным о среднем размере взвеси (4 мкм) в этом слое (Sieburth и др. 1976, Jonson, Cook 1980, Безбородов, Еремеев 1984) и концентрации взвешенных микроэлементов (табл. 2). Полученные

Таблица 4

Некоторые составляющие баланса ПДС геохимического барьера вода—воздух, кг/(км² · год)

Поток	Fe	Mn	Cu	Zn	Ni	Pb
Сухие выпадения из воздуха	94	1,6	0,67	1,6	0,19	0,60
с дождями из воздуха	25	5,8	4,5	7,5	1,8	6,3
разбрызгивание в воздух	180	5,1	2,2	5,1	0,6	2,1
поступление с пузырьками	2350	2520	1930	1510	1020	2110
Выведение в подповерхностные воды со взвесью	280	9,2	108	198	17	19

оценки (табл. 4) показывают, что поток с пузырьками воздуха в балансе ПДС значительно преобладает над другими. Кстати, приведенные данные показывают также, что поток взвеси из диффузионного слоя в подповерхностную воду существенно превышает поток из атмосферы на поверхность океана. То есть на геохимическом барьере океан—атмосфера происходит изменение не только состава атмосферной взвеси, но и величины потока.

3. Дискуссия результатов

Поскольку поток к поверхности с пузырьками является преобладающим из всех названных, то уравновесить его может только молекулярно-диффузионный поток вещества от поверхности в объем за счет градиента концентраций. Приравнивание этих двух основных потоков позволяет вывести уравнение для расчета соотношения между двумя элементами на поверхности раздела по сравнению с объемом (Безбородов, Еремеев 1984):

$$\left(\frac{C_1}{C_2}\right)_п = \left(\frac{C_1}{C_2}\right)_{об} \frac{1 + \alpha_1 V \delta / D_1}{1 + \alpha_2 V \delta / D_2}$$

где C — концентрация на поверхности (п) и в объеме (об.), α — адсорбция на пузырьках, V — скорость подъема пузырьков, D — коэффициент молекулярной диффузии, δ — толщина ПДС.

Следовательно, соотношение концентраций в поверхностном слое и в объеме зависит от степени адсорбции на пузырьках и коэффициента молекулярной диффузии. Обогащение поверхностного слоя одним компонентом по сравнению с другим будет тем больше, чем выше степень его адсорбции и меньше коэффициент молекулярной диффузии. В этом случае понятно преимущественное обогащение поверхности раздела органическим веществом и микроэлементами, связанными с ним, поскольку их степень адсорбции велика, а коэффициенты диффузии значительно меньше, чем макрокомпонентов. Используя эксперименты с флотационной колонной, определили степень адсорбции некоторых элементов на пузырьках и рассчитали возможные величины обогащения поверхности раздела относительно Na. Для макрокомпонентов они находятся в пределах 1,97—1,33. Для C_{орг} — 250, для Fe, Mn, Ni, Co около 100, а для Cu, Zn, Pb — 200. Эти результаты хорошо совпадают с экспериментальными натурными данными по обогащению в слое 1 мкм, что в некоторой степени подтверждает правильность предложенного механизма фракционирования.

В заключение необходимо отметить, что исследования процессов, происходящих на геохимическом барьере морская вода—воздух, только начинаются. Поэтому некоторые положения данной работы еще

не полностью обоснованы и дискуссионны. Однако, уже первые полученные результаты однозначно свидетельствуют о важной роли барьера в трансформации форм и изменении интенсивности потока вещества при его миграции в системе океан—атмосфера.

Литература

- БЕЗБОРОДОВ, А. А.; ЕРЕМЕЕВ, В. Н.: Физико-химические аспекты взаимодействия океана и атмосферы. — Киев: Наукова думка, 1984.
- БЕЗБОРОДОВ, А. А.; ЕРЕМЕЕВА, Л. В.; ЛЯШЕНКО, С. В.: Перенос химических элементов пузырьками воздуха в море. — *Океанология* 23 (1983) 1, 80—84.
- БЕЗБОРОДОВ, А. А.; ЕРЕМЕЕВА, Л. В.; ЛЯШЕНКО, С. В.: Химический состав океанского поверхностного микрослоя и фракционирование на границе океан—атмосфера. — Доклады АН УССР, сер. Б, 1 (1984), 15—19.
- ЕМЕЛЬЯНОВ, Е. М.: Седиментогенез в бассейне Атлантического океана. — Москва: Наука, 1982.
- ПЕРЕЛЬМАН, А. И.: Геохимия ландшафта. — Москва: Высшая школа, 1966.
- СЕМЕНОВ, А. Д.; СОЕР, В. Г.; РАМЕНСКАЯ, Н. Н.: Фотохимический метод определения углерода в

- морской воде. — *Гидрохимические материалы* 71 (1978), 94—98.
- JONSON, B. D.; COOK, R. C.: Organic particles and aggregated formation resulting from the dissolution of bubbles in sea water. — *Limnol. and Oceanogr.* 4 (1980), 653—661.
- MACINTYRE, F.: Flow patterns in breaking bubbles. — *J. Geophys. Res.* 27 (1972), 5211—5228.
- PENG, T. H.; BROECKER, W. C.; MATHIEU, G. G.; LI, I. H.: Radon evasion rates in the ocean as determined during the GEOSECS programme. — *J. Geophys. Res.* C 5 (1979), 2471—2486.
- SIEBURTH, I. M.; WILLIS, P.; JONSON, K. M.: Dissolved organic matter and heterotrophic microneuston in the surface microlayers of the North Atlantic. — *Science* 194 (1976), 1415—1418.
- WILLIAMS, P. H.: Sea surface chemistry. — *Deep-Sea Res.* 6 (1967), 791—800.

Адрес авторов:

- канд. геол.-минерал. наук Безбородов А. А.
канд. геол.-минерал. наук Еремеева Л. В.
СССР
г. Севастополь 335000
ул. Ленина, 28
Морской гидрофизический институт АН УССР
- Eingereicht: 24. 2. 1988
Zur Veröffentlichung angenommen: 6. 7. 1988

MICHAEL BÖRNGEN, PETER HUPFER, MANFRED OLBERG

Occurrence and absence of strong salt influxes into the Baltic Sea

With 6 figures and 1 table

Abstract: The paper concerns itself with spectral analysis of the time series of salinity in the transition area between the North Sea and Baltic Sea, the meridional and zonal circulation over the North Atlantic, the zonal circulation over the North of Central Europe and the sea level of the western Baltic Sea. Variations of salinity depend on the analysed influential factors in a rather complicated manner. The absence of strong salt influxes during the last few years can be attributed to variations of the meridional circulation, whereas the quasi-regular occurrence is connected with the existence of the three-year oscillation of the meridional circulation.

Zusammenfassung: Es werden die Ergebnisse von Spektralanalysen der Datenreihen des Salzgehaltes im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee, der Meridional- und Zonalzirkulation über dem Nordatlantik, der Zonalzirkulation über dem nördlichen Teil von Mitteleuropa und des Wasserstandes in der westlichen Ostsee mitgeteilt. Veränderungen des Salzgehaltes zeigen eine recht komplizierte Abhängigkeit von den analysierten Einflussfaktoren. Das Ausbleiben starker Salzleinbrüche in den letzten Jahren kann auf Veränderungen in der Meridionalzirkulation zurückgeführt werden; das quasi-regelmäßige Auftreten ist dagegen mit der Existenz der dreijährigen Schwingung der Meridionalzirkulation verbunden.

Резюме: Представлены результаты спектральных анализов временных рядов солености в переходной области между Северным и Балтийским морями, меридиональной и зональной циркуляцией над Северным Атлантическим океаном, зональной циркуляции над северной частью центральной Европы и уровня моря западной части Балтийского моря. Колебания солености показывают довольно сложную зависимость от факторов влияния. Отсутствие сильных солёных втеканий в последние годы сводится к изменениям атмосферной меридиональной циркуляции, тогда как правильное появление втеканий связано с существованием трёхлетнего колебания меридиональной циркуляции.

1. Introduction

The specific oceanographical conditions of the Baltic Sea as an adjacent sea to the Atlantic Ocean and their variations (cf. MATTHÄUS 1984) result from the structure of the basin, the very narrow connection with the North Sea and the water balance. The fresh water surplus leads to a mean outflow of water with a relatively low salt concentration in the upper layer and to a corresponding inflow of water with a relatively high salinity below the first mentioned layer. It is due to this fact that the mean vertical stratification of the water in the Baltic Sea is very stable and that a real renewal of the water deeper than 60 m in the central parts of the Baltic Sea is possible only through lateral inflow. Due to the causal factors, and the peculiarities of the bottom relief, the inflow over the entrance sills is discontinuous. The strong salt influxes that renew the bottom water in the inner basins of the Baltic Sea are of special interest. These salt influxes depend primarily on three factors (FRANCKE, HUPFER 1980):

- the presence of a sufficiently high salinity outside the entrance sill of the Baltic Sea. DICKSON (1971, 1973) has shown that there is a quasi-periodic flow of water of high salinity into the West European shelf seas at intervals of about three years, and that these processes are associated with the frequency of characteristic air pressure distributions (low pressure over the western North Atlantic and high pressure over Northwest Europe),
- the possibility of overflow of the entrance sills into the Baltic Sea. This condition is met if there is a transient decrease in

the mean water volume of the Baltic Sea, followed by strong, frequent and lasting winds from the west at a time when water of high salinity is present in the transition area, and

— decrease of salinity of the water in the bottom layers of the basins of the Baltic due to vertical diffusion, cf. KULLENBERG (1982).

The strong salt influxes which occurred from 1897 to 1976 have been recently summarized by FRANCK et al. (1987). An actual feature leading to a lasting stagnation period consists in the absence of such effects since 1976.

Besides the long time series of salinity we have analysed corresponding series of further oceanographical and meteorological parameters (SST, sea level, ice conditions, river inflow, precipitation, wind velocity, air pressure differences and others), cf. BÖRNGEN (1984), statistically. We found some characteristic correlations between salinity and some of these parameters. The rather complicated relationships determining salinity in the light of the spectral correlation analysis should be shown in this paper.

2. Data and methods

Monthly, quarterly and yearly mean values of the following quantities have been analysed:

(i) Salinity on the surface (S_0) and at a depth of 15 m (S_{15}) measured from the Danish lightships „Lappegrund“ (northern part of the Sound, mean position 56°03' N, 12°37' E) and „Gedser Rev“ (located near the Darss Sill, mean position 54°27' N, 12°10' E) from 1900 to 1970 and 1897 to 1972, respectively. The data for Lappegrund (LG) were supplemented to some extent by data from the Middlegrund Fort station, and the data for Gedser Rev (GR) by that of Klintholm Havn station. For the periods from November 1915 to March 1920, and from October 1939 to September 1945 no data are available

for S_{15} at Gedser Rev. Because of these gaps the analyses are concentrated on the station Lappegrund although it is well known that the water exchange through the Belts is about four times greater than through the Sound. But the use of Lappegrund data seems to be justified by the similar spectral behaviour of the salinity time series in the especially interesting range of periods from 1 to 5 years.

Correlations between the time series of salinity at a depth of both 0 and 15 m for LG and GR show clearly, that the depth of 15 m belongs to the lower layer of the shallow Belt Sea.

Unfortunately, continuations of the homogeneous salinity time series are not available, thus the actual development cannot be directly represented.

(ii) Meridional circulation over the North Atlantic (MC), obtained from the difference between the air pressure in Nantes and Newfoundland for the period 1900 to 1985.

(iii) Zonal circulation over the North Atlantic (ZC), obtained from the difference between the air pressure in the Azores and Iceland for the period 1900 to 1975.

(iv) Zonal circulation over the North of Central Europe (ZCL), obtained from the difference between the air pressure in Potsdam and Copenhagen for the period 1901 to 1975, and

(v) Water level (W) at Warnemünde for the period 1901 to 1975.

The data sets were analysed by spectral correlation while applying the Fast Fourier Transformation (FFT). In addition, the maximum-entropy spectrum for each of the half yearly mean values of S_{15} and MC was determined, and a running or adaptive maximum-entropy (ME) spectral analysis was carried out, cf. OLBERG and ROSENOW (1980), in order to determine the temporal changes of the spectral behaviour of the two time series. A coherence analysis by means of multivariate autoregressive analysis, cf. OLBERG and v. SCHÖNERMARK (1983), gives a coherence spectrum which indicates a connection between the meridional circulation over the

Table 1
Time series, used for spectral analysis

Quantity (time series)	Sampling interval (month)	Mean	Variance	Number of values	Number of autocorrelations	Method of spectral estimation	Fig.		
S_0^{LG} (10^{-3})	12	13.6	0.37	71	16	FFT	—		
	3	13.6	2.42	284	32				
	1	13.6	5.74	852	64				
S_{15}^{LG} (10^{-3})	12	27.1	2.31	71	16	FFT	1a		
	3	27.1	6.03	284	32				
	1	27.1	9.17	852	64				
	6			142	12			ME	2a
	6			30	10			RME	3
S_0^{GR} (10^{-3})	12	10.5	0.30	76	16	FFT	—		
	3	10.5	1.72	304	32				
	1	10.5	3.14	912	64				
S_{15}^{GR} (10^{-3})*	12	13.8	3.17	76	16	FFT	1b		
	3	11.8/13.4/15.1	1.83/2.43/4.71	75/78/109	16				
	1	11.8/13.4/15.1	3.90/4.30/6.27	227/234/327	32				
MC (hPa)	12	4.3	3.25	71	16	FFT	5a		
	3	4.3	16.70	284	32				
	1	4.3	36.61	852	64				
	6			142	12			ME	2a
	6			30	10			RME	4
ZC (hPa)	12	15.4	8.06	76	16	FFT	—		
	3	15.4	43.79	304	32				
	1	15.4	110.07	912	64				
ZCL (hPa)	12	1.7	0.29	75	16	FFT	5c		
	3	1.7	1.83	300	32				
	1	1.7	4.16	900	64				
W (cm)	12	494	17.97	75	16	FFT	5b		
	3	494	53.43	299	32				
	1	494	88.41	898	64				

* For S_{15} at GR are noticed the values for the periods 1897/1915 (first numbers), 1920/1939 (second numbers) and 1946/72 (third numbers).

North Atlantic and the salinity of the Baltic Sea.

Table 1 gives a review of the used time series.

3. Results

Salinity spectra. The product of the energy density value and the frequency for the salinity series S_{15} for Lappegrund (a) and Gedser Rev (b) are plotted over the frequency in Fig. 1. Obviously, the series S_{15} for Lappegrund has a broader total variance than the series S_{15} for Gedser Rev. The energy spectra

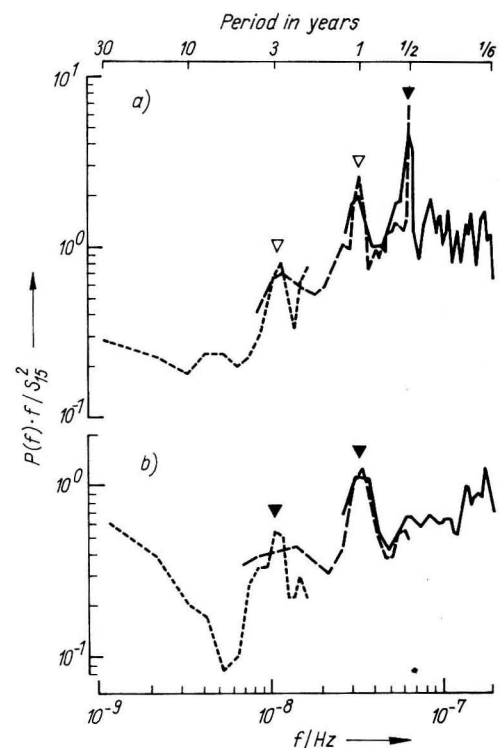


Fig. 1 Composed Fast-Fourier-Transformation energy density spectra * frequency of the time series of salinity at a depth of 15 m at Lappegrund (a) and Gedser Rev (b) ----- spectra estimated from yearly values — spectra estimated from quarterly values — spectra estimated from monthly values The triangles denote statistical significance with error probabilities of 1% (▼) and 5% (▽).

of S_{15} differ significantly from those of S_0 (not illustrated in this paper) where the energy levels are considerably lower. The absolute maxima of the energy density can be found close to the frequency zero, which points to a considerable trend in the salinity series. The energy spectrum S_{15} shows with 95% confidence limit significant maxima on the frequencies of the annual and semiannual wave, and at a period of about three years. In the corresponding spectra of S_0 , one can find indications of increased energy values

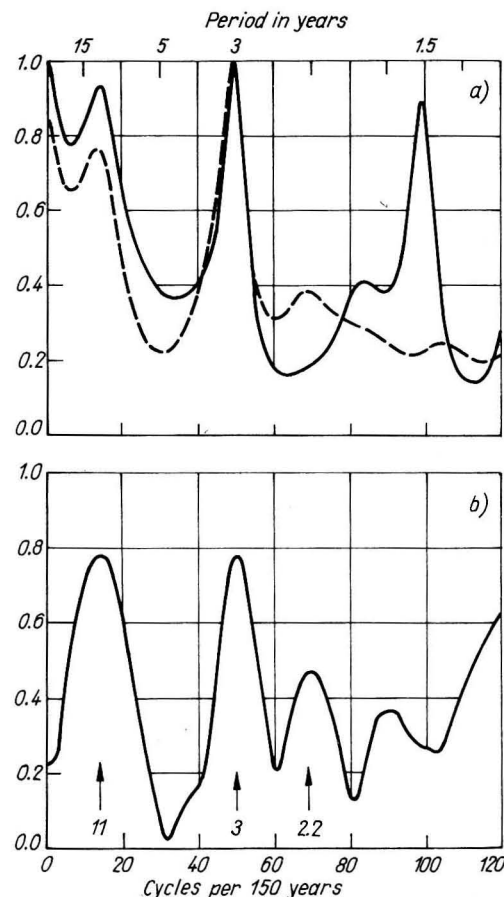


Fig. 2 (a) Maximum-entropy spectra for salinity at a depth of 15 m at Lappegrund (—) and Meridional Circulation MC (---); the spectral values are depicted relative to their maximum value. (b) Coherence spectrum between the time series of salinity S_{15} and MC

at periods of about four years as well as of 26 months. Fig. 2a shows the maximum-entropy spectrum for S_{15} at Lappegrund. For this calculation, semiannual values were used, from which a harmonical fluctuation with a period of about 80 years was subtracted.

In the figure the maximum-entropy spectral values are depicted relative to their maximum value. However, the significance of the peaks in the spectra is not given every time. This can be shown if we consider realizations of process in running time intervals and compute a maximum-entropy spectrum in each case. Fig. 3 and 4 show so-called spectrograms. This time-frequency diagram contains isolines of equal values of the spectral density. The hatchures are areas where the values of the spectral density exceed the level of significance, see OLBERG and ROSENOW (1980). Crosshatchures show areas where the spectral density values are greater than the significance level plus 50% of the difference value between the maximum spectral value and the significance level value. The lengths of the subsets were 30 semiannual values, the order of autoregression was 10.

It is obvious that the positions of frequencies in the Nyquist domain with significant

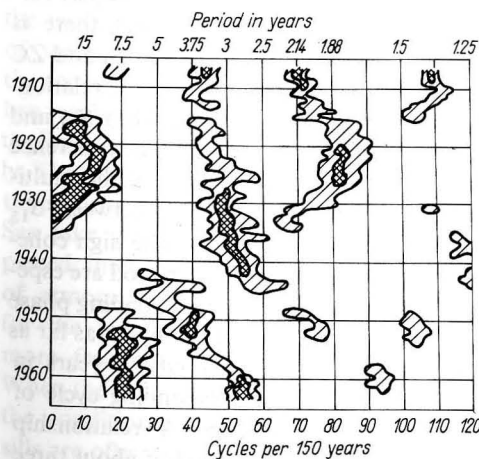


Fig. 3 Maximum-entropy spectrogram of the time series of salinity at a depth of 15 m at Lappegrund Hatchures show areas with significant spectral peaks (see text).

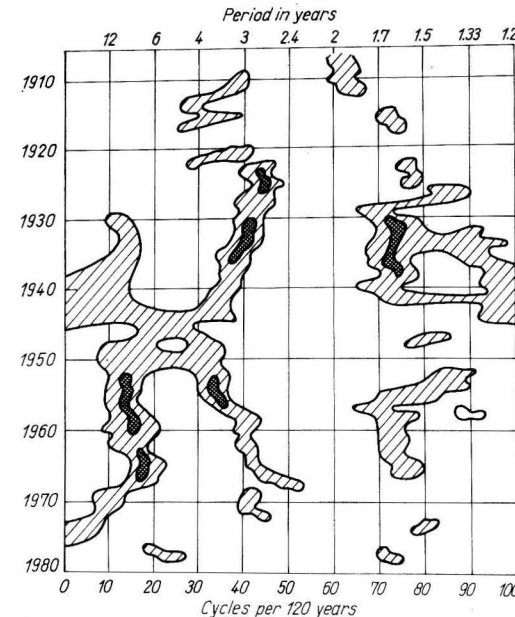


Fig. 4 Maximum-entropy spectrogram of the time series of Meridional Circulation MC Hatchures show areas with significant spectral peaks (see text).

spectral values vary considerably, depending on time. The average period of three years varies between more than four years and two and a half years. In the decade after 1945 this period is not statistically significant. Thus, it can be taken for granted that the spectrum of S_{15} shows a strong temporal variability. With regard to the spectral behaviour of salinity see also BÖRNGEN (1978, 1984) and BÖRNGEN and HUPFER (1975, 1978).

In order to confirm the results of the running maximum-entropy spectral analysis in the form of spectrograms a bandpass filtering of the time series S_{15} and MC was carried out. The frequency response function of the used numerical filter operator had a maximum response value at a period of about three years. The filter results (shown in Fig. 6a, b) indicate the same time depending behaviour. The 95% significance levels are given according to OLBERG (1982).

Influential factors. The energy spectra of factors that can affect salinity are shown in

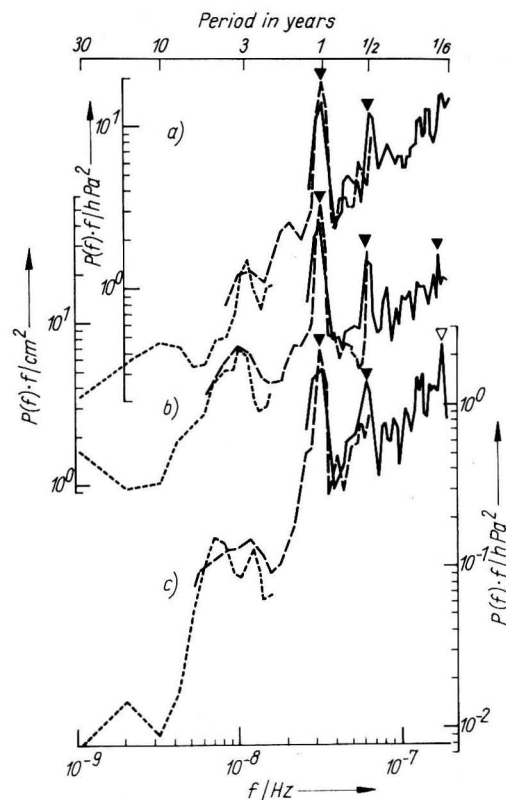


Fig. 5
Composed Fast-Fourier-Transformation energy density spectra * frequency of the time series of Meridional Circulation MC (a), water level W (b) and Local Zonal Circulation ZCL (c)

For further declarations see Fig. 1.

Fig. 5. The spectrum of MC (a) shows, except for the annual and semiannual period, an increase of the spectral values at about two to three years. The corresponding maximum-entropy spectrum in Fig. 2a seems to show cycles with periods from 10 to 15 and 1.5 to 3 years. Analogously to salinity, the corresponding maximum-entropy spectrogram (Fig. 4) points to a considerable temporal variability of the significant frequency bands. The quasi-three-year period, which is of special interest in this case, oscillates between 4.5 and 2.3 years. It is striking that during the last years these oscillations are nonexistent. This fact is obviously of great significance for the observed course of salinity and dissol-

ved oxygen in the Gotland Basin according to FONSELIUS (1986).

The spectra of zonal circulation have peaks at the frequency of the annual and semiannual wave, but also at 2.5 years (ZC and ZCL) and 4.3 years (ZCL). The water level spectrum for Warnemünde, shown in Fig. 5b, indicates, apart from the annual wave and its harmonics, a marked although not strictly significant increase at about three years. We would like to add that the spectral behaviour of the river discharge into the Baltic Sea is also characterized by increased values at 2 to 2.5 and 3 to 5 years, see HUPFER et al. (1984). The comparison of the spectra obtained shows that the salinity variations for S_{15} are obviously, to a great extent, due to atmospheric factors. The period of about three years, which fits in with MC, water level and S_{15} is rather typical, while the ranges of 2 to 2.5 and 3 to 5 years at zonal circulation, river discharge and S_0 fit together. This allows the conclusion that in the transition area between the North Sea and the Baltic Sea in the range of long term fluctuations examined here, different influential factors affect salinity on the surface and at a depth of 15 m.

Coherence analysis. A coherence analysis carried out analogously showed that there is a significant relationship between S_0 and ZC at periods of about 2 to 3 years. The relationships is considerably closer between S_{15} and ZCL than between S_{15} and ZC. The coherence spectrum determined by means of the multivariate autoregression analysis between S_{15} and MC is shown in Fig. 2b. The high coherence values of the three-year period are especially striking, whilst the corresponding phase relation points to a shift of this cycle, as far as salinity is concerned, of about 1.5 years in comparison with the corresponding cycle of the meridional circulation. A relationship can also be found for a period of about three years between S_{15} and the water level in Warnemünde.

The changes that can be observed in the surface salinity for periods of 10 to 20 years, and the positive trend in S_{15} can be accounted

for as a result of an increased southern component of MC. It is related to the increased inflow of water with a high salinity into the European coastal waters. The long trends of the river discharge also affect salinity.

Hypothesis. The following model concept can be derived from the above analysis: 1.5 to 2 years prior to periods of high salinity at a depth of 15 m in the area under consideration, a change in the meridional circulation over the North Atlantic takes place, in such a way that the southern component of the circulation increases (increase of the air pressure difference Nantes minus Newfoundland). The dimension of the anomaly of salinity within the three-years cycle depends on the time difference between the maximum of the three years wave of the MC and the maximum value of the eastern component of the atmospheric circulation over the North of Central Europe (minimum of the pressure difference between Potsdam and Copenhagen).

The stronger the anomaly of circulation the stronger the anomaly of salinity. The maximum of the salinity cycle occurs on average 20 ± 5 months after the maximum of MC. About two months before the maximal salinity is reached the water level decreases during the maximum of salinity due to the increase of the eastern component of ZCL. While the accumulation of water with a high salinity has reached its peak outside the entrance into the Baltic Sea, west wind occurs more frequently. Thus the above mentioned first two conditions for a strong salt influx into the Baltic Sea take place as a result of the phase-displaced interaction of different components of atmospheric circulation. The conditions for the overflow of the sills are, however, more frequent in the course of the year. When the salinity maximum occurs in winter, the conditions for overflow of the entrance sills are often met. Band-pass filtering carried out for a three-year period for MC and S_{15} (Fig. 6), but also for ZCL and W led to the result that this cycle varies in strength according to time. The analysis also showed that the salinity anomaly reaches its peak value

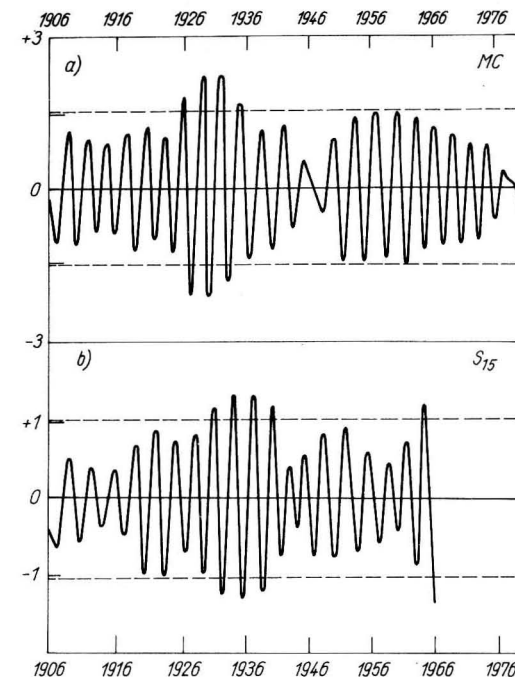


Fig. 6
(a) Filter result MC
(b) Filter result S_{15}

when occurring about 20 months after the maximum of the anomaly of MC. In the period from 1905 to 1970, 22 maxima of MC and from 1904 to 1969 23 maxima of S_{15} were identified. The three-year variation in S_{15} corresponds to the processes of water renewal in the Gotland Deep (depth 240 m) which were illustrated in the light of the O_2/H_2S conditions (FONSELIUS 1986). It should be taken into consideration that in general 4 to 5 months, but perhaps up to 8 or 9 months will pass between the overflow of the sills and the occurrence of the water with high salinity in the layers close to the bottom of the central Gotland Basin of the Baltic Sea, see NEHRING and FRANCKE (1981). The results found are in accordance with the periods of high salinity in the Western European shelf areas, cf. DICKSON (1971, 1973), as well as with the salt influxes on the Gedser Rev lightship, cf. WOLF 1972. According to KULENBERG (1982) the necessary condition for a sufficient decrease in salinity in the

stagnating water of the layers close to the bottom in the inner basins of the Baltic Sea is met before an effective water renewal at least partly through the development of wind on the surface. The weak but effective mixing through the halocline is proportional to the third power of the velocity of the wind. A time series $|ZCL|^3$ was formed and its temporal behaviour examined. The result was that this quantity also has a distinct quasi-three-year period (on average 37 months). It could be stated that a sufficient decrease in salinity in the deep basins as a condition for an effective water renewal is only possible every 2 to 3 years, so that there is a natural limit for the frequency of effective salt influxes.

4. Conclusions

The inquiry revealed that the water renewal in the bottom layers of the Baltic Sea is caused by strong salt influxes in terms of teleconnection, thus confirming DICKSON's (1971, 1973) results. All conditions for a strong and effective salt influx depend on a complicated interaction of meteorological and oceanographical factors. The period of three years is of special interest. This period, however, turned out to be no more than an average. Both the forcing meridional circulation over the North Atlantic and the other quantities show with time considerable variations of their spectral characteristics.

The synchronism of the absence of strong salt influxes since 1976 and of the 'break-down' of the quasi-persistent triennial oscillation of MC may be considered as an additional argument for the above hypothesis.

Therefore a forecast based on the assumption of quasi-regular oscillations of the atmospheric circulation seems impossible. To continuously observe and analyse the development of MC, W and ZCL together with S_{15} is more promising for prediction.

References

- BÖRNGEN, M.: On the cause of the strong salt inflows into the Baltic. — Proceedings of the XIth Conference of the Baltic Oceanographers, Rostock 1978, S. 303—315.
- BÖRNGEN, M.: Beitrag zur Analyse und Interpretation zeitlicher Änderungen des Salzgehaltes im Bereich der Ostsee-Eingänge. — Geodät. geophys. Veröff. (Berlin), R. IV, H. 38 (1984), 67—109.
- BÖRNGEN, M.; HUPFER, P.: Statistische Spektralanalyse von Jahresmittelwerten der Wassertemperatur und des Salzgehaltes im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. — Z. geol. Wiss. 3 (1975), 485 bis 494.
- BÖRNGEN, M.; HUPFER, P.: Spektrale Analyse des Oberflächensalzgehaltes in der westlichen Ostsee. — Acta hydrophys. 23 (1978), 5—15.
- DICKSON, R. R.: A recurrent and persistent pressure anomaly pattern as the principal cause of intermediate scale hydrographic variation in the European shelf areas. — Dt. hydrogr. Z. 24 (1971), 97—111.
- DICKSON, R. R.: The prediction of major Baltic inflows. — Dt. hydrogr. Z. 26 (1973), 97—105.
- FONSELIUS, S. H.: On long-term variations of dissolved oxygen in the deep water of the Baltic Sea. — Baltic Sea Environment Proceedings (Helsinki Comm.), No. 19 (1986), 1—22.
- FRANCK, H.; MATTHÄUS, W.; SAMMLER, R.: Major Baltic inflows during this century. — Beitr. Meereskd. 56 (1987), 81—82.
- FRANCKE, E.; HUPFER, P.: Ein Beitrag zur Untersuchung des Salzwassereintruchs im Winter 1975/76 in die Ostsee. — Beitr. Meereskd. 44/45 (1980), 15—26.
- HUPFER, P.; MIKULSKI, Z.; BÖRNGEN, M.: Statistical Analysis of River Inflow to the Baltic Sea in the Period 1921/70. — Geodät. geophys. Veröff. (Berlin), R. IV, H. 38 (1984), 100—143.
- KULLENBERG, G.: Mixing in the Baltic Sea and Implications for the Environmental Conditions. — In: Hydrodynamics of semiclosed seas/ed. by NIHOUL, J. C. J. — Amsterdam: Elsevier 1982.
- MATTHÄUS, W.: Climatic and seasonal variability of oceanological parameters in the Baltic Sea. — Beitr. Meereskd. 51 (1984), 29—49.
- NEHRING, D.; FRANCKE, E.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969—1978, Teil 1. — Geodät. geophys. Veröff. (Berlin), R. IV, H. 35 (1981).
- OLBERG, M.: Zur statistischen Beurteilung von Analyseergebnissen geophysikalisch-meteorologi-

- scher Beobachtungsreihen. — Gerlands Beitr. Geophysik 91 (1982) 4, 281—290.
- OLBERG, M.; ROSENOW, W.: Zeitliche Änderungen im spektralen Verhalten meteorologisch-klimatologischer Datenreihen. — Z. Meteor. 30 (1980), 296—307.
- OLBERG, M.; v. SCHÖNERMARK, M.: Numerische Experimente mit Kohärenz- und gleitenden Maximum-Entropie-Spektren. — Z. Meteor. 33 (1983), 111—115.
- WOLF, G.: Salzwassereintrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. — Beitr. Meereskd. 29 (1972), 67—77.

Adresses of the authors:
Dr. M. BÖRNGEN
Karl-Liebknecht-Str. 85
Leipzig
DDR-7030

Prof. Dr. P. HUPFER, Doz. Dr. M. OLBERG
Humboldt-Universität zu Berlin, Sektion Physik
Bereich Meteorologie und Geophysik
Müggelseedamm 256
Berlin

DDR-1162
Received: July 24, 1987
Accepted: April 29, 1988

WOLFGANG MATTHÄUS

Mixing across the primary Baltic halocline

With 7 figures and 2 tables

Abstract: Mixing across the primary halocline of the open Baltic Sea and its variations in space and time play a significant role in our understanding of the Baltic ecosystem. Beginning with a detailed description of the factors involved in the open Baltic halocline, a brief review is given of the causes, the generation and the variations of this vertical mixing. A few examples of anomalies observed in the halocline are presented, indicating cross-halocline mixing processes. Particular attention is paid to recent estimations of the turbulent exchange coefficients, K_H , across the primary halocline. Results are compiled in tables and figures.

Zusammenfassung: Der Austausch durch die primäre Salzgehaltssprungschicht der offenen Ostsee und seine zeitlichen und räumlichen Variationen sind von wesentlicher Bedeutung für das Verständnis des Ökosystems „Ostsee“. Nachdem über einzelne Parameter der Salzgehaltssprungschicht informiert worden ist, wird in einem kurzen Rückblick auf Ursachen, Entstehung und Variationen des vertikalen Austausches eingegangen. Einige beobachtete Beispiele für Anomalien der Salzgehaltssprungschicht, die auf Austauschprozesse hinweisen, werden mitgeteilt. Besondere Aufmerksamkeit wird den neueren Abschätzungen des turbulenten Austauschkoeffizienten K_H durch die primäre Salzgehaltssprungschicht gewidmet. Resultate sind in Tabellen und Abbildungen zusammengestellt.

Резюме: Турбулентный обмен, происходящий сквозь перманентный галоклин открытого Балтийского моря и его временные и пространственные изменения являются предпосылкой для понимания экосистемы „Балтийское море“. Представив отдельные параметры галоклина, автор в кратком обзоре останавливается на причинах, образовании и изменениях обмена по вертикали. Сообщается о некоторых примерах наблюдения аномалий галоклина, указывающих на процессы обмена. Особое внимание уделяется современным оценкам коэффициента вертикального турбулентного обмена K_H , происходящего сквозь перма-

нентный галоклин. Результаты представлены в таблицах и на рисунках.

1. Introduction

The Baltic Sea is a semi-enclosed sea in the humid climatic zone of temperate northern latitudes with narrow and shallow sections connecting it to the open ocean. Fresh-water surplus due to river run-off, which results in a positive water balance, and the narrow channels and shallow sills in the Transition area to the North Sea, which considerably restrict the permanent penetration of highly saline water, make the Baltic Sea the largest brackish water body in the world. This fresh-water supply combined with wind-generated mixing and thermohaline convection results in a low saline surface layer. The surface layer is separated from the more saline deep water by a permanent halocline (and thermocline) situated between 60 and 80 m in the central Baltic, suppressing efficient vertical mixing.

The surface layer down to the summer thermocline is mixed from time to time by the energy input from the wind, whereas the layer down to the permanent halocline will always be thoroughly mixed during fall to early spring by thermohaline convection. Exchange in deep water is limited horizontally by the bottom topography and vertically by the permanent halocline. An effective renewal of the deep water in the Baltic takes place only by major inflows of highly saline water. Recent research has shown that major Baltic inflows occur rarely as isolated events, but mostly grouped with intervals of 1 to 4 years separating each inflow group (FRANCK

et al. 1987). Between strong inflow events there are periods of stagnation with both decreasing salinity and oxygen concentrations and increasing nutrient concentrations in deep water.

Trend analyses of the density and the static stability of the stratification in the Gotland Deep since the fifties (MATTHÄUS 1983a, b, 1985) indicate variations in vertical mixing. Estimations of the mean vertical salt flux between 1950 and 1980 confirm these results (KULLENBERG 1982; MATTHÄUS 1983c). The effect of these temporal variations in vertical mixing on the conditions in the open Baltic surface water (upper 50 m) seems to result in fluctuating salinity and nutrient concentrations, analyzed by MATTHÄUS (1983d, 1985) and NEHRING (1981, 1982).

These results make it clear that vertical mixing and its variation in space and time plays a significant role in determining overall conditions in the Baltic and in our understanding of the Baltic ecosystem and its modeling (see models developed by STIGEBRANDT 1987, and STIGEBRANDT and WULFF 1987). It is evident that low values in vertical mixing occur at depths where salinity gradients and thus stability is high, e.g. in the halocline (cf. KULLENBERG 1977; RAHM 1985). Therefore the primary interest in relation to mixing is exchange across the permanent halocline layer: How intense is this cross-halocline exchange and how does it take place?

The purpose of this paper is to review briefly the generation processes of mixing across the halocline and to present a few observations which indicate the mixing processes. Particular view is placed upon available estimates of the vertical cross-halocline transport and its variations.

2. The primary halocline of the open Baltic Sea

The primary halocline (Fig. 1), which exists all year round, separates the low saline and oxygen-rich surface water from the deep water with higher salinity and a significant oxygen deficit, sometimes leading to the formation

of considerable concentrations of hydrogen sulphide. Moreover, a secondary halocline can sometimes be observed in deep water and during fall a weak halocline is frequently formed at the depth of the summer thermocline. Only the primary halocline, however, has basic significance for vertical mixing.

The following halocline parameters are almost exclusively based on investigations in the Gotland Deep (BY 15), the representative station at least of the open eastern Gotland Basin (cf. RAHM 1988). Long-term trend investigations (1877–1978) have shown that, on average, the centre of the primary halocline is found at a depth of 74 m and the mean boundaries are situated between 64 and 90 m with salinities between 7.7 and $10.4 \cdot 10^{-3}$. The mean vertical thickness is about 26 m and the salinity across this thickness changes by $2.6 \cdot 10^{-3}$ (MATTHÄUS 1979). On average, the primary halocline has risen 5–6 m, the centre moving from 77 m to 71 m between 1900 and 1980 whereas the thickness shows no significant long-term variations (MATTHÄUS 1980).

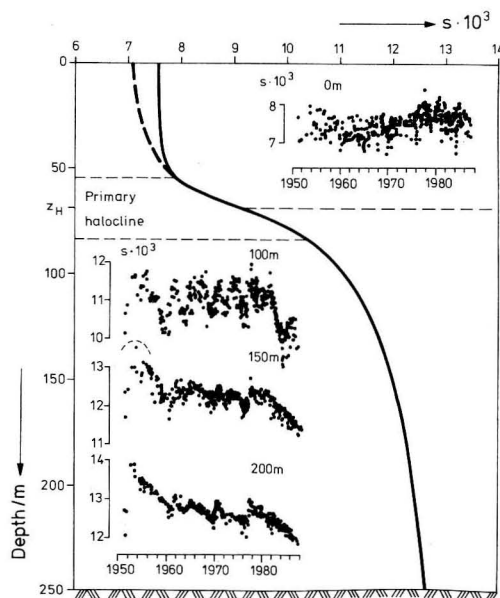


Fig. 1 Schematic salinity profile of the Gotland Deep (BY 15) in winter (full line) and summer (partly broken line) and variations of salinity in selected depths

Since 1952 a substantial mean decrease in stability across the halocline (60–100 m) has been analyzed in the Gotland Deep amounting to about $0.4 \cdot 10^{-5}$ per m during the period 1952–1980 and about $0.7 \cdot 10^{-5}$ per m from 1952–1969 and 1970–1980, respectively (MATTHÄUS 1983b, 1985).

During periods of stagnation the halocline centre generally moves to greater depths. During the most recent stagnation period in the eastern Gotland Basin, starting in 1977, the halocline centre has been shifted, on average, from about 69 m in 1977 to about 77 m in 1987 (cf. also Fig. 7). This means that the contact area between surface and deep waters of the eastern Gotland Basin has decreased by about 5000 km², obtained by linear interpolation basing on the data of EHLIN et al. (1974).

3. Causes, generation and variations of vertical mixing in the Baltic

Vertical mixing across the Baltic halocline occurs both by molecular and turbulent processes. Molecular diffusion does not play any important role in this large-scale mixing. Effective exchange takes place generally by turbulent processes. Vertical turbulent exchange coefficients are about three to four orders of magnitude greater than the molecular ones. For a general review of vertical mixing in the Baltic Sea cf. KULLENBERG (1981).

The main energy source responsible for vertical mixing is wind. Wind transfers substantial amounts of energy to the top layer of the Baltic Sea. Part of this energy will penetrate across the halocline to the deep water (KULLENBERG 1977), particularly during the passage of severe storms (FENNEL 1978; KRAUSS 1981). In coastal areas or at the slope, where the halocline is in contact with the bottom, effective cross-halocline mixing can be caused by winds giving rise to upwelling and downwelling processes (WALIN 1972; SHAFFER 1975, 1979).

The mechanism behind mixing across the halocline in the open Baltic could be the small-scale breaking of internal waves (WOODS 1968). Internal waves are common features of the Baltic Sea (HOLLAN 1969; KRAUSS 1978). The dominant signal of fluctuating motion is the inertial oscillation existing in the whole water column. The wind stress due to storms produces strong inertial waves and vertical current shears. According to KRAUSS (1981) the phase change of the inertial currents with depth yields the shear which generates the breaking of internal waves. During the BOSEX experiment in 1977 distinct current shears were observed not only at the depth of the thermocline but also in smaller amounts in the open Baltic halocline (KRAUSS 1981). KULLENBERG (1974, 1977) concluded from several experiments in different areas of the Baltic Sea that the shear instability mechanism seems to be important for vertical mixing, possibly in combination with breaking internal waves.

With regard to mixing processes of the sea/bottom interface, halocline displacements can be found at the slope where the halocline strikes the bottom. Internal waves in the halocline increase in amplitude due to decreasing depth and break finally where the halocline makes contact with the slope. The resulting turbulent exchange would mix water from the upper and lower parts of the halocline. The upwelling-downwelling mechanism combined with considerable coastal jets, generated by suitable winds, can also play an important role in effective cross-halocline transfer. Possibly, most of the cross-halocline transport in the Baltic proper takes place in the coastal zone around the central Baltic where the halocline hits the bottom (SHAFFER 1979).

It must be assumed that the turbulent exchange across the halocline is subject to temporal and regional variations. The seasonal variation seems to be dominant with regard to variations in time as it was shown by the mean cross-halocline heat exchange (MATTHÄUS 1977) (cf. section 5).

Stability across the halocline has a major

influence on mixing. Based on trend analysis in the 60–100 m layer of the Gotland Deep it can be stated that halocline layer stability decreased significantly from 1952 to 1969 (MATTHÄUS 1983b). This trend became even stronger during the seventies (MATTHÄUS 1985). Consequently, cross-halocline exchange can be expected to be stronger in the seventies than in the past, as has been confirmed by estimations of the mean exchange coefficients (MATTHÄUS 1983c) and the increased salinity, phosphate and nitrate concentrations in the mixed winter surface water (NEHRING 1981).

Major inflows of highly saline water into the Baltic Sea cause a renewal of the deep water and an effective turnover of the oceanological conditions, generated probably by stronger vertical mixing. After the turnover, the halocline will be more stable but, in the course of the stagnation process, stability is reduced again. Considerable fluctuation in cross-halocline mixing over several years is

to be expected on the basis of these stability variations.

Variations in vertical transfer across the halocline between and within stagnation periods have been shown by estimations of the mean vertical exchange coefficients within marked stagnation periods (MATTHÄUS 1983c) (cf. section 5).

Variations in the halocline depth could imply fluctuations of the cross-halocline exchange, since the contact area between surface and deep water varies. Between and within marked stagnation periods, the mean centre of the Gotland Deep halocline has been found to fluctuate, and estimates of the mean exchange coefficients have been made (cf. section 5).

Whether or not long-term fluctuations in wind strength and direction (KULLENBERG 1977), which is the major driving force of the cross-halocline mixing, show distinct signals in exchange variations, has not yet been investigated.

4. Evidence of cross-halocline mixing from observation

In this section a few examples of observations made of anomalies in the open Baltic halocline will be presented, indicating cross-halocline mixing processes. During the last decade, AITSAM and ELKEN (1982) and AITSAM et al. (1984) studied intensively mesoscale variability of oceanological fields in the eastern Gotland Basin. During their investigations they frequently identified large eddylike structures, both in the halocline depth and between the permanent halocline and the summer thermocline. Fig. 2 shows an intensive and large eddylike structure between 30 and 70 m in the Gotland Basin, presented in anomalies of dynamic heights (Fig. 2a). The isopycnals are displaced upward by more than 20 m (Fig. 2b), and the salinity above the halocline is markedly higher in the centre. The difference in geostrophic current has been calculated to about 20 cm/s between the 60 and 90 m

levels. These results indicate increased vertical mixing across the halocline.

Fig. 3 also illustrates evidence of cross-halocline mixing processes taken from observation. It shows the upward displacement of the halocline centre by more than 10 m in the Gotland Basin observed during the PEX-86 experiment by r/v „Arnold Veimer“. This anomaly was observed for 6 days, also in

temperature and density (PAJUSTE 1987). Similar observations have been made in the southern Gotland Basin by MAJEWICZ et al. (1984).

The effect of upwelling processes on the primary halocline is presented from the survey of two transects across the eastern Gotland Basin (Fig. 4). In May 1985 (Fig. 4a) the upper part of the halocline was displaced

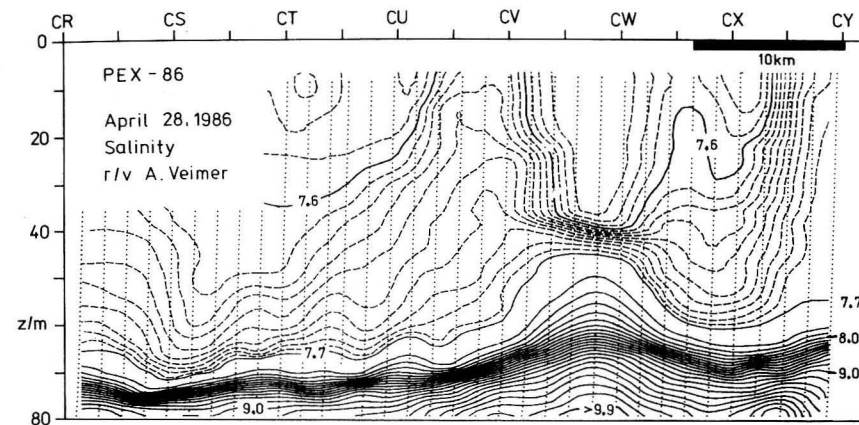


Fig. 3 Displacements of the primary halocline in the Gotland Basin during PEX-86 measured by means of an undulating towed CTD by r/v „Arnold Veimer“ (after PAJUSTE 1987)

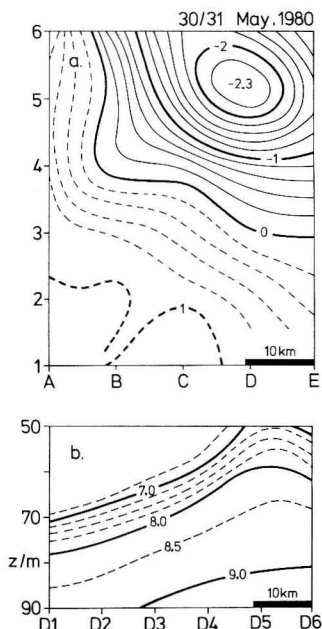


Fig. 2 Anomaly of the relative dynamic topography between 70 and 30 m (in dynamic cm) in the eastern Gotland Basin (a) and the isopycnals between 50 and 90 m at section D 1–D 6 (after AITSAM et al. 1983)

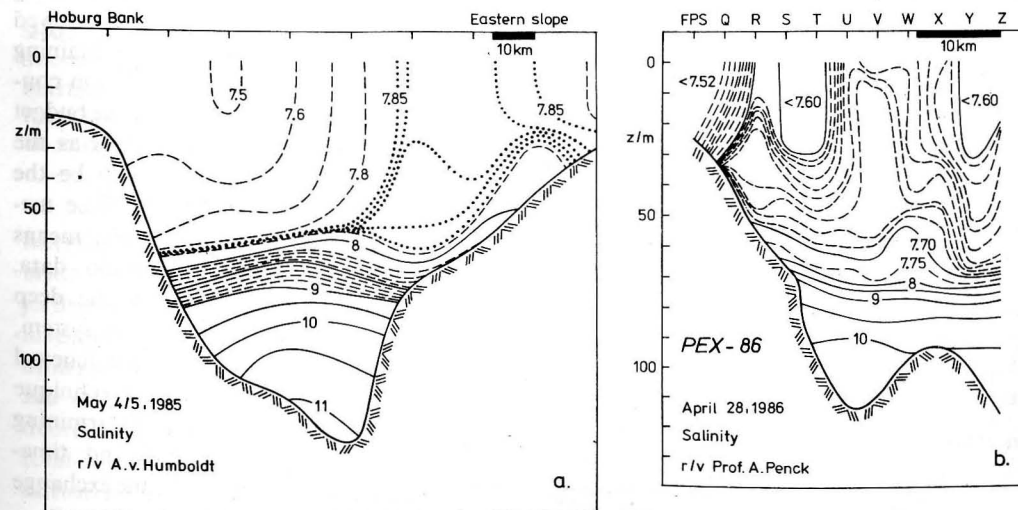


Fig. 4 Upwelling processes which affect the primary halocline of the eastern Gotland Basin in May 1985 (a) and in April 1986 (b)

upward by more than 20 m at the eastern slope. During PEX-86 a distinct upward displacement of the halocline was observed at the western slope (Fig. 4b). Both of these examples provide evidence, at least of mixing processes in the upper part of the primary halocline.

Our knowledge on the microstructure of the open Baltic halocline is limited, although the microstructure seems to be one of the keys to cross-halocline mixing. The first results have been presented by PRANDKE and STIPS (1984a, b), using a free-sinking microstructure profiler with up to 1 mm vertical resolution.

The internal structure of the primary Baltic halocline is generally characterized by a step-like (sheet-layer) structure, obviously caused by breaking internal waves and REYNOLDS stress (PRANDKE, STIPS 1984a). The active microstructure — segments with turbulence elements identified by small scale density instabilities and found out by means of zero crossings of the vertical gradients — seems to play a dominant role in vertical mixing. Fig. 5 shows the microstructure of the halocline in an area where the discontinuity layer

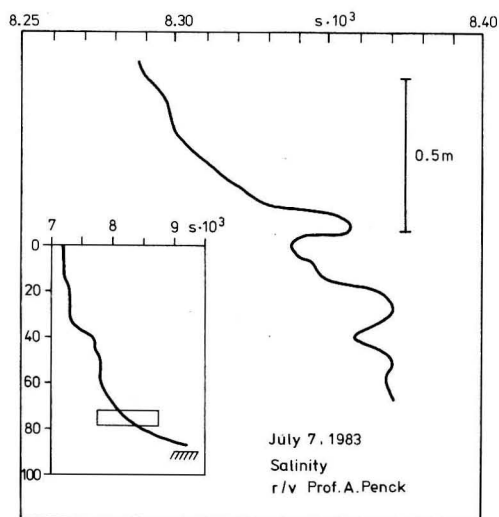


Fig. 5
Microstructure of the primary halocline at the slope of the Klint Bank in the eastern Gotland Basin (after PRANDKE 1988)

hits the slope. Individual turbulence patches illustrate distinct evidence of mixing processes.

On average, the active stratification occupied only 0.5% of the actual halocline thickness of the Baltic proper. Investigations by PRANDKE and STIPS (1984b, 1991) lead to the assumption that cross-halocline mixing is stronger (greater active parts) where the halocline is near the bottom than in the case of the central parts of the deep basins where the bottom is several tens of metres below the halocline.

In the future more attention must be paid to the microstructure of the primary Baltic halocline both in the open Baltic and at the slope where the halocline hits the bottom. For this purpose a new microstructure profiling system has been constructed by the GDR-Institute of Marine Research (PRANDKE et al. 1988).

5. Cross-halocline mixing estimations

Numerous estimations of the turbulent exchange coefficient, K_H , across the halocline layer of the Baltic Sea have been made and were based on experiments or on existing observation data. GARGETT (1984) reviewed available observational methods of obtaining K_H for geophysical stratified systems in considerable detail. At the present time the budget methods, most often using salinity s as the conservative scalar, seem to him to be the most accurate probably, because these methods are the least model-dependent means of estimating K_H from observation data. In the central Baltic Sea, where the deep water provides an effectively closed system, except during periods of deep water renewal caused by major Baltic inflows, the technique has the additional advantage of determining a representative basin-averaged and time-averaged value of the cross-halocline exchange coefficient.

In recent years, budget studies have been carried out by, for example, SHAFFER (1977, 1979), SVANSSON (1980), KULLENBERG (1982),

Table 1

Vertical mixing across the open Baltic halocline, estimated by several authors and characterized by the turbulent exchange coefficient (K_H)

Author	Area	Depth range m	$K_H \cdot 10^6$ $m^2 s^{-1}$	Remarks
HELA (1966)	Utö	50—70	400—700	Seasonal heat penetration
MATTHÄUS (1977)	Baltic proper	60—80	10—100	Seasonal heat penetration
KULLENBERG (1977)	Bornholm Basin	50—55	0.8—3.9	Dye diffusion
SHAFFER (1977, 1979)	Gotland Basin	60—70	10	Conservation calculations of salt transport
SVANSSON (1980)	Gotland Deep	80	6.7	Salinity decrease during 1955—1957
KULLENBERG (1982)	Baltic proper	100	4—5	Salinity decrease during stagnation periods
MATTHÄUS (1983c)	Gotland Deep	60—80	1.7—5.5	Salinity decrease during stagnation periods
RAHM (1985)	Gotland Deep	65—75	10.9—12.1	Temperature/salinity relations
MATTHÄUS (this paper)	Gotland Deep	65—85	0.4—11.0	Salinity decrease during 1977—1987

Table 2

Estimations of the cross-halocline upward transports of salt (Q_s) and phosphate (Q_{PO_4}) and the downward transport of oxygen (Q_{O_2}) in the Gotland Basin, based on the turbulent exchange coefficients (K_H) calculated by several authors

Author	$K_H \cdot 10^6$ $m^2 s^{-1}$	$Q_s \cdot 10^3$ $kg m^{-2} d^{-1}$	Q_{O_2} $cm^3 m^{-2} d^{-1}$	Q_{PO_4} $\mu mol m^{-2} d^{-1}$
SHAFFER (1979)	10	95	173	86
SVANSSON (1980)	6.7	48	116	58
MATTHÄUS (1983c)	1.7—5.5	37—114	29—95	15—48
RAHM (1985)	10.9—12.1	82—105	188—209	94—105
MATTHÄUS (this paper)	0.4—11.0	10—162	7—190	3—95

MATTHÄUS (1983c) and RAHM (1985). KULLENBERG (1974, 1977) used the technique of injecting a conservative tracer substance, and investigated its spreading to determine K_H . SHAFFER (1977, 1979) and RAHM (1985) utilized an „advection—diffusion“ model introduced by WALIN (1977) which separates the total vertical transport into advective and diffusive transport.

The results of these estimates are compiled in Table 1. Using coefficients $K_H < 10 \cdot 10^{-6} m^2/s$, the evolution of the conditions in the Baltic proper can be reproduced quite realisti-

cally by model computations (cf. STIGEBRANDT 1987 and STIGEBRANDT and WULFF 1987).

In Table 2 estimation methods have been listed which are based upon salinity. If there are no estimations by the authors, the mean cross-halocline salt transports per unit area and time, Q_s , have been calculated by

$$Q_s = \frac{Q}{Ft} = \rho K_H \frac{ds}{dz}$$

where ρ , F and t are density, area and time, respectively, and ds/dz the mean salinity gradient of the halocline.

For the whole Baltic proper KULLENBERG (1982) compared the possible vertical cross-halocline salt transport in the coastal zone, using the results of SHAFFER (1975, 1979), with transport in the off-shore areas of the open Baltic, employing the estimations of K_H (cf. Table 1). The results showed that vertical salt transport across the halocline obviously occurs at comparable magnitudes over the whole area. Assuming the 70 m depth as the average depth of the halocline in the Gotland Basin the contact area between surface and deep amounts to $73 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (EHLIN et al. 1974). Using further $K_H = 10 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ and $ds/dz = 0.2 \cdot 10^{-3}$ per m, the mean total cross-halocline upward salt transport is estimated to be about 146 tons s^{-1} .

Assuming that the nonconservative tracers oxygen O_2 and phosphate PO_4 are mixed by the same turbulence field as salt, we receive the results presented in Table 2, concerning the cross-halocline transports Q_{O_2} and Q_{PO_4} using mean gradients of $0.2 \text{ cm}^3 \text{ O}_2/\text{dm}^3$ per m and $0.1 \mu\text{mol PO}_4/\text{dm}^3$ per m, respectively. FONSELIUS (1969), for instance, estimated the mean oxygen exchange across the halocline as amounting to about $70 \text{ cm}^3 \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$.

With regard to seasonal variations in cross-halocline mixing, information can be obtained via the mean heat exchange coefficients estimated by MATTHÄUS (1977) for eight positions in the Gotland Basin. Although turbulent exchange coefficients for heat and salt differ, these results indicate that mixing

can be expected to be stronger between fall and early spring ($K_H \approx 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) than during summer ($K_H \approx 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$).

An example of mean variations in mixing across the halocline between periods of pronounced stagnation can be shown by estimation of K_H during stagnation periods in the Gotland Basin deep water between 1952 and 1987 (cf. also MATTHÄUS 1983 c). From the early fifties to the late sixties K_H declined from more than $5 \cdot 10^{-6}$ to $1.7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. At the same time the mean depth of the halocline centre shifted to smaller depths (cf. Fig. 6). During the seventies and eighties

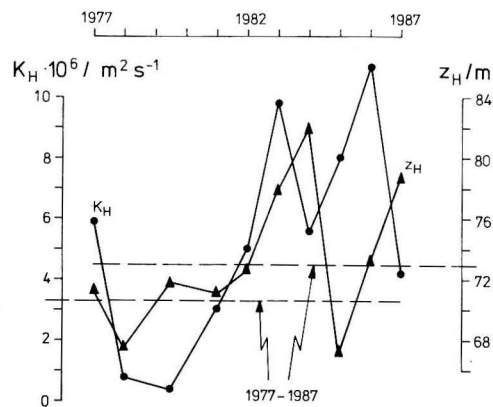


Fig. 7 Interannual variations of the mean turbulent exchange coefficient (K_H) and of the mean depth of the halocline centre (z_H) within the current stagnation period in the eastern Gotland Basin (Gotland Deep, BY 15)

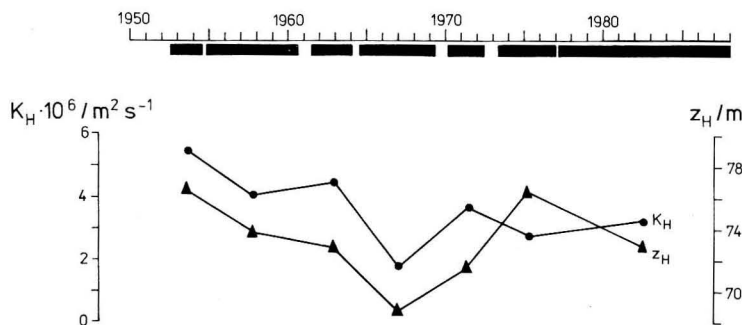


Fig. 6 Variations of the mean turbulent exchange coefficient (K_H) and of the mean depth of the halocline centre (z_H) between marked stagnation periods in the central Gotland Basin (Gotland Deep, BY 15)

mixing improved, reaching K_H -values between 2.8 and $3.7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.

Fig. 7 shows an example of the interannual variation of the mean exchange coefficients. Within the current stagnation period in the eastern Gotland Basin the estimated coefficients K_H became weaker when the stagnation started, reaching values smaller than $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. After 2–3 years K_H increased considerably up to values amounting to 10 – $12 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.

6. Conclusions

Mixing across the primary halocline of the open Baltic Sea and its temporal and spatial variations play a significant role in our understanding of the Baltic ecosystem. The mechanism responsible for cross-halocline mixing is assumed to be internal wave breaking caused by vertical current shear or when the internal waves strike the slope. The upwelling-downwelling mechanism probably plays an important role also. Some reference to cross-halocline mixing from observation data is given.

Summarizing the recent results of estimations of mixing across the open Baltic halocline, it can be stated that:

1. The turbulent exchange coefficients, K_H , are about three to four orders of magnitude greater than the molecular diffusion coefficients; the latter, for instance, amount to $1.3 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2/\text{s}$ for salinity of $40 \cdot 10^{-3}$ (DIETRICH et al. 1975).
2. Recent estimations of the turbulent exchange coefficients, most often using the budget method with salinity as the conservative tracer, give mean K_H -values ranging between 1 and $12 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.
3. The calculated mean cross-halocline upward salt transport amounts to about 10 – $160 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, which means total transports of 10 – $135 \text{ tons salt per second}$ across the halocline of the whole Gotland Basin taking as a basis a halocline area of about $73 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ (70 m depth).

4. The seasonal variation of mixing can be expected to be stronger between fall and early spring ($K_H \approx 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) than during the summer ($K_H \approx 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$).
5. With regard to the mean K_H -values within stagnation periods of the deep water, at the beginning the coefficients decrease, reaching values below $1 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$. After 2–3 years a considerable increase follows resulting in exchange coefficients of up to 10 – $12 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.
6. The mean variation of cross-halocline mixing between stagnation periods has been analyzed ranging between K_H -values of more than 5 to smaller than $2 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$.
7. Using coefficients of the turbulent cross-halocline mixing smaller than $10 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, the evolution of the conditions in the Baltic proper can be reproduced quite realistically by model computations.

References

- AITSAM, A.; ELKEN, J.: Synoptic scale variability of hydrophysical fields in the Baltic proper on the basis of CTD measurements. — In: NIHOUL, J. C. J. (Editor): Hydrodynamics of semi-enclosed seas. — Elsevier Oceanography Series 34 (1982), 433 to 468.
- AITSAM, A.; ELKEN, J.; TALPSEPP, L.; LAANEMETS, J.: Topographically induced variability in the Baltic Sea. — In: GADE, H. G.; EDWARDS, A.; SVENDSEN, H. (Eds.): Coastal oceanography. — NATO Conf. Series IV, Marine Sciences, Vol. 11 (1983), 253–270.
- AITSAM, A.; HANSEN, H. P.; ELKEN, J.; KAHRU, M.; LAANEMETS, J.; PAJUSTE, M.; PAVELSON, J.; TALPSEPP, L.: Physical and chemical variability of the Baltic Sea: a joint experiment in the Gotland Basin. — Continental Shelf Res. 3 (1984), 291–310.
- DIETRICH, G.; KALLE, K.; KRAUSS, W.; SIEDLER, G.: Allgemeine Meereskunde, 3. Aufl. — Berlin — Stuttgart: Gebr. Borntraeger 1975.
- EHLIN, U.; MATTISSON, I.; ZACHRISSON, G.: Computer based calculations of volumes of the Baltic area. — Proc. 9th Conf. Baltic Oceanographers, Kiel, April 17–20, 1974 (1974), 114–128.
- FENNEL, W.: Some remarks on the vertical momentum transport during BOSEX-77. — ICES Paper C: M. 1978/C:30, 10 pp.

- FONSELIUS, S. H.: Hydrography of the Baltic deep basins III. — Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., No. 23 (1969), 97 pp.
- FRANCK, H.; MATTHÄUS, W.; SAMMLER, R.: Major inflows of saline water into the Baltic Sea during the present century. — Gerlands Beitr. Geophys. **96** (1987), 517—531.
- GARGETT, A. E.: Vertical eddy diffusivity in the ocean interior. — J. Mar. Res. **42** (1984), 359—393.
- HELA, I.: Vertical eddy diffusivity of waters in the Baltic Sea. — Geophysica **9** (1966), 3, 219—234.
- HOLLAN, E.: Die Veränderlichkeit der Strömungsverteilung im Gotland-Becken am Beispiel von Strömungsmessungen im Gotland-Tief. — Kieler Meeresforsch. **25** (1969), 19—70.
- KRAUSS, W.: On the energy of the wind stress required to produce internal and inertial waves. — Dt. hydrogr. Z. **31** (1978), 31—49.
- KRAUSS, W.: The erosion of a thermocline. — J. Phys. Oceanogr. **11** (1981), 415—433.
- KULLENBERG, G. E. B.: An experimental and theoretical investigation of the turbulent diffusion in the upper layer of the sea. — Københavns Univ., Inst. fys. Oceanogr., Rep. No. 25 (1974), 212 pp.
- KULLENBERG, G. E. B.: Observations of the mixing in the Baltic thermo- and halocline layers. — Tellus **29** (1977), 572—587.
- KULLENBERG, G. E. B.: Physical oceanography. — In: VOIPIO, A. (Editor): The Baltic Sea. — Amsterdam: Elsevier 1981, 135—181.
- KULLENBERG, G. E. B.: Mixing in the Baltic Sea and implications for the environmental conditions. — In: NIHOUL, J. C. J. (Editor): Hydrodynamics of semi-enclosed seas. — Elsevier Oceanography Series **34** (1982), 399—418.
- MAJEWICZ, A.; GRELOWSKI, A.; MOUNTAIN, D.: Phenomenon of a subsurface cyclonic eddy observed in the Baltic Sea, August 1983. — Proc. 14th Conf. Baltic Oceanographers, Gdynia, Sept. 28—Oct. 2, 1984 (1984), 278—296.
- MATTHÄUS, W.: Mittlere vertikale Wärmeaustauschkoeffizienten in der Ostsee. — Acta hydrophys. **22** (1977), 73—92.
- MATTHÄUS, W.: Long-term variations of the primary halocline in the Gotland Basin. — ICES Paper C. M. 1979/C:22, 13 pp. •
Cf. also MATTHÄUS, W.: Zur Variabilität der primären halinen Sprungschicht in der Gotlandsee. — Beitr. Meereskd. **44/45** (1980), 27—42.
- MATTHÄUS, W.: Is the Baltic halocline really rising? — Ophelia, Suppl. 1 (1980), 157—163.
- MATTHÄUS, W.: Langzeittrends der Dichte im Gotlandbecken. — Beitr. Meereskd. **48** (1983a), 47 bis 56.
- MATTHÄUS, W.: Zur Variation der vertikalen Stabilität der thermohalinen Schichtung im Gotlandtief. — Beitr. Meereskd. **48** (1983b), 57—71.
- MATTHÄUS, W.: Zum Vertikalaustausch durch die primäre haline Sprungschicht der offenen Ostsee. — Gerlands Beitr. Geophys. **92** (1983c), 20—30.
Cf. also MATTHÄUS, W.: Vertical mixing across the open Baltic halocline. — ICES Paper C. M. 1982/C:22, 13 pp.
- MATTHÄUS, W.: Aktuelle Trends in der Entwicklung des Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffregimes im Tiefenwasser der Ostsee. — Beitr. Meereskd. **49** (1983d), 47—64.
- MATTHÄUS, W.: Analysis of long-term trends in the Baltic proper during the seventies. — Beitr. Meereskd. **52** (1985), 49—56.
- NEHRING, D.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee von 1969—1978. II. Die chemischen Bedingungen und ihre Veränderungen unter besonderer Berücksichtigung des Nährstoffregimes. — Geod. geophys. Veröff., R. IV, No. 35 (1981), 39—220.
- NEHRING, D.: Langzeittrends des Phosphat- und Nitratgehalts in der Ostsee. — Beitr. Meereskd. **47** (1982), 61—86.
- PAJUSTE, M.: Measurements by means of towed CTD during PEX-86. — Material of the Workshop of the ICES Study Group on Patchiness, Vilnius 1987, 22 pp.
- PRANDKE, H.; STIPS, A.: The step-like structure of the Baltic pycnoclines. — Proc. 14th Conf. Baltic Oceanographers, Gdynia, Sept. 28—Oct. 2, 1984 (1984a), 359—369.
- PRANDKE, H.; STIPS, A.: Microstructure patches in the Baltic pycnoclines. — Proc. 14th Conf. Baltic Oceanographers, Gdynia, Sept. 28—Oct. 2, 1984 (1984b), 343—357.
- PRANDKE, H.: Pers. communication, 1988.
- PRANDKE, H.; NEUMANN, T.; STIPS, A.: MSS 86 — ein neues Meßsystem zur Untersuchung der Mikrostruktur der bodennahen Wasserschicht im Meer. — Beitr. Meereskd. **58** (1988), 71—72.
- PRANDKE, H.; STIPS, A.: Cox-numbers in Baltic pycnoclines: a comparison with observations from the ocean — Beitr. Meereskd. **62** (1991) (in print).
- RAHM, L.: On the diffusive salt flux of the Baltic proper. — Tellus **37 A** (1985), 87—96.
- RAHM, L.: A note on some hydrographic properties of the Eastern Gotland Basin. — Beitr. Meereskd. **58** (1988), 47—58.
- SHAFFER, G.: Baltic Coastal Dynamics Project — the fall downwelling regime off Askö. — Contributions Askö Lab., Univ. Stockholm, No. 7 (1975), 69 pp.

- SHAFFER, G.: Calculations of cross-isohaline salt exchange in a coastal region of the Baltic. — Oceanogr. Inst., Univ. Göteborg, Rep. No. 24 (1977), 26 pp.
- SHAFFER, G.: Conservation calculations in natural coordinates (with an example from the Baltic). — J. Phys. Oceanogr. **9** (1979), 847—855.
- STIGEBRANDT, A.: A model for the vertical circulation of the Baltic deep water. — J. Phys. Oceanogr. **17** (1987), 1772—1785.
- STIGEBRANDT, A.; WULFF, F.: A model for the dynamics of nutrients and oxygen in the Baltic proper. — J. Mar. Res. **45** (1987), 729—759.
- SVANSSON, A.: Exchange of water and salt in the Baltic and adjacent seas. — Oceanologica Acta **3** (1980), 431—440.
- WALIN, G.: On the hydrographic response to transient meteorological disturbances. — Tellus **24** (1972), 169—186.
- WALIN, G.: A theoretical framework for the description of estuaries. — Tellus **29** (1977), 128—136.
- WOODS, J. D.: Wave-induced shear instability in the summer thermocline. — J. Fluid Mech. **32** (1968), 791—800.

Adress of the author:

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

Received: March 18, 1988

Accepted: May 19, 1988

WOLFGANG MATTHÄUS, RUDOLF SAMMLER

Erfahrungen bei der experimentellen Erfassung mesoskaler Strömungsfelder in der westlichen Ostsee

Mit 12 Abbildungen und 8 Tabellen

Zusammenfassung: Auf der Basis von vier Experimenten in der westlichen Ostsee (Mecklenburger Bucht, Arkonabecken) werden Erfahrungen bei der experimentellen Erfassung mesoskaler Strömungsfelder mitgeteilt. Die Leistungsfähigkeit der auf der Theorie kollinear er Strömungen fußenden Berechnungsmethodik wird diskutiert. An Beispielen werden analysierte Stromlinienmuster verschiedener Zirkulationstypen vorgestellt und die Veränderlichkeit der Zirkulationsstrukturen mit Hilfe charakteristischer Parameter bestimmt. Die angewendete Methodik wird als nützliche und aussagefähige Ergänzung bei der Bestimmung mesoskaler Strömungsfelder empfohlen.

Abstract: On the basis of four experiments in the western Baltic Sea (Bay of Mecklenburg, Arkona Basin) experience on the experimental identification of mesoscale current patterns is given. The efficiency of the used calculation method based on the theory of collinear currents is discussed. Various examples of stream line patterns of different circulation types are presented and the variability of the circulation structure is analyzed by means of characteristic parameters. This method is recommended as a useful and efficient additional tool in analysis of mesoscale current fields.

Резюме: Излагается опыт при экспериментальном определении мезомасштабных полей течения, базирующийся на проведении четырех экспериментов в западной части Балтийского моря (в Мекленбургском заливе, Арконском бассейне). Обсуждается применимость основывающейся на теории коллинеарных течений методики расчета. Демонстрируются на примерах анализированные образцы линий течения различных типов циркуляции, а также определяется изменчивость структур циркуляции при помощи характерных параметров. Применяемая методика рекомендуется полезным и основным комплектованием при определении мезомасштабных полей течения.

1. Einleitung

Zur Einschätzung des Massentransports und der Austauschbedingungen in einem Seegebiet ist in erster Linie die Kenntnis des Strömungsfeldes und seiner Beziehung zu den Verteilungsmustern anderer ozeanologischer Parameter wie z. B. Temperatur und Salzgehalt von Bedeutung. Die Darstellung des horizontalen Strömungsfeldes kann durch statistische Auswertungen von Strömungsdaten in geographischen Feldern oder in Form von Strompfeilen und Stromlinien erfolgen. Dabei gestatten Stromlinienbilder insbesondere im mesoskalen Bereich die Erfassung des synoptischen Zirkulationsbildes an Hand der Verteilung von Richtung und Geschwindigkeit der Strömung.

Die Konstruktion von Stromlinien aus Strömungsvektoren macht im allgemeinen wenig Schwierigkeiten, wenn für das zu untersuchende Seegebiet ein ausreichend dichtes Netz von Strömungsmessungen vorhanden ist. Häufig steht jedoch nur ein Minimum an Beobachtungsdaten zur Verfügung, so daß geeignete Verfahren zur Bestimmung der Stromlinienmuster zur Anwendung gebracht werden müssen. Wichtig ist dabei die Ermittlung der Singularitäten des Strömungsfeldes, die neben der Horizontalverteilung auch Informationen über wesentliche Aspekte der Vertikalkomponente beinhalten. Singularitäten legen den generellen Aufbau des Strömungsbildes fest. Deshalb sind ihre Positionen bei der Konstruktion von Strömungsmustern sorgfältig zu lokalisieren.

SANDSTRÖM (1909) hat erstmalig eine Methodik zur Konstruktion von Stromlinienfeldern angegeben. Die Bedeutung der Singu-

laritäten in horizontalen Strömungsmustern der Atmosphäre und des Ozeans wurde von BJERKNES et al. (1913) eingehend diskutiert. Später hat WERENSKIOLD (1922) diese Methode verbessert und auf Komplexe von Singularitäten erweitert. DEFANT (1929) machte die Darstellungsmöglichkeiten des Bewegungszustandes des Meeres und ihre praktische Anwendung zum Bestandteil ozeanologischer Forschung. In der modernen Ozeanologie hat der Entwurf von Zirkulationsbildern auf der Basis von Stromlinien seinen festen Platz bei der Darstellung und Interpretation von Strömungsfeldern und des Massentransportes im Meer (SVERDRUP et al. 1942; DEFANT 1961; NEUMANN, PIERSON 1966; NEUMANN 1968).

Im folgenden wird die Anwendung der Konstruktion von Stromlinienbildern aus Strömungsmessungen an drei Positionen für die Erfassung des Zirkulationsmusters im mesoskalen Bereich von Teilgebieten der westlichen Ostsee untersucht. Bei ersten Analysen durch FENNEL und KAYSER (1983) sowie MATTHÄUS et al. (1984, 1986) konnte die Methodik bereits erfolgreich zur Anwendung gebracht werden. In Weiterführung dieser Untersuchungen wird auf der Basis von vier Experimenten in der Mecklenburger Bucht (1) und im zentralen Arkonabecken (3) die Leistungsfähigkeit dieser Methodik im Hinblick auf die qualitative und quantitative Erfassung des Zirkulationsbildes und seiner Veränderlichkeit gezielt analysiert.

2. Berechnungsmethodik

Die Bestimmung der mesoskalen Zirkulationsmuster und ihrer singulären Punkte erfolgte unter Anwendung der Theorie kollinearier Strömungen, wie sie aus der Theorie der linearen Differentialgleichungen hervorgeht (BRONSTEIN, SEMENDJAJEW 1979; SMIRNOW 1986). OKUBO (1970) nutzte diese Methode bereits zur Darstellung der horizontalen Dispersion von schwebenden Partikeln in der Umgebung von Strömungssingularitäten.

Grundannahmen und Resultate dieser Theorie sind bei FENNEL und KAYSER (1983) zusammengefaßt, so daß hier nur der Grundgedanke kurz erläutert werden soll.

Bei der Zerlegung der zeitlichen Entwicklung eines horizontalen Strömungsfeldes in stationäre Abschnitte ($u, v =$ Horizontalkomponenten der Strömung parallel zu den Koordinatenachsen x, y) ergibt sich für die Bahnkurven von Wasserteilchen im Strömungsfeld das Gleichungssystem

$$\begin{pmatrix} \dot{x} \\ \dot{y} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_0 \\ v_0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} a & b \\ \alpha & \beta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix}, \tag{1}$$

wobei u_0, v_0 die Strömungskomponenten im Koordinatenursprung $x = y = 0$ und

$$a = \left. \frac{\partial u}{\partial x} \right|_0, \quad b = \left. \frac{\partial u}{\partial y} \right|_0, \quad \alpha = \left. \frac{\partial v}{\partial x} \right|_0, \quad \beta = \left. \frac{\partial v}{\partial y} \right|_0$$

die Strömungsgradienten, bezogen auf den Koordinatenursprung, darstellen.

Durch Eliminieren der Zeit erhält man eine Differentialgleichung zur Bestimmung von $y = y(x)$,

$$\frac{dy}{dx} = \frac{v_0 + \alpha x + \beta y}{u_0 + a x + b y} \quad (a\beta - \alpha b \neq 0), \tag{2}$$

wie sie erstmalig von SANDSTRÖM (1909) zur Konstruktion von Stromlinienmustern vorgeschlagen wurde. Für jeden Punkt (x, y) , in dem Zähler und Nenner nicht gleichzeitig verschwinden, existiert eine eindeutige Ableitung dy/dx , durch die die Richtung der Tangente der Kurve $y(x)$ bestimmt ist. Die Schar der Kurven bildet das gesuchte Stromlinienmuster.

Stromlinien sind kontinuierlich verlaufende Linien ohne Anfangs- und Endpunkt im Strömungsfeld. Nur im singulären Punkt (x_s, y_s) , in dem Zähler und Nenner der Gl. (2) verschwinden, laufen unendlich viele Stromlinien zusammen:

$$x_s = \frac{v_0 b - u_0 \beta}{a\beta - \alpha b}, \quad y_s = \frac{u_0 \alpha - v_0 a}{a\beta - \alpha b}$$

Die Klassifikation der Singularitäten kann an Hand der Wurzeln r_1 und r_2 der charakteristischen Gleichung

$$\begin{vmatrix} a - r & \alpha \\ b & \beta - r \end{vmatrix} = 0$$

erfolgen, die sich zu

$$r_{1,2} = \frac{1}{2}(a + \beta) \pm q \text{ mit}$$

$$q = \sqrt{\frac{(a - \beta)^2}{4} + \alpha b}$$

ergeben. Für $a\beta - \alpha b \rightarrow 0$ und $v_0 b - u_0 \alpha \rightarrow 0$ entartet der singuläre Punkt zu einer Konvergenz- oder Divergenzlinie, die durch

$$y = -\frac{1}{b}(u_0 - ax)$$

bestimmt ist. Die Asymptotenwinkel (φ_1, φ_2) der Sattel- und Knotenpunkte ergeben sich aus

$$\varphi_1 = \arctan \frac{\alpha}{a - r_1}, \quad \varphi_2 = \arctan \frac{\alpha}{a - r_2}$$

Der Vorteil bei der Anwendung dieser Methodik liegt in der Möglichkeit, aus den Vektorgradienten von Strömungsmessungen an nur drei Positionen das Stromlinienmuster konstruieren zu können.

Mit allen Strömungsmessungen, die die Bildung von Vektorgradienten gestatten, können kollineare Stromlinienmuster berechnet werden. Bei der Bestimmung von Stromlinienmustern muß zunächst der Zirkulationstyp an Hand der Singularitäten des Strömungsfeldes ermittelt werden. Die wichtigsten singulären Punkte im horizontalen Strömungsfeld sind Konvergenz- und Divergenzpunkte, neutrale Punkte sowie Konvergenz- und Divergenzlinien (vgl. Abb. 1). Den Singularitäten entsprechen nach der Theorie kollinearier Strömungen die Zirkulationstypen: Stabiler (SS) und instabiler Strudel (IS), Sattel (S) bzw. Konvergenz- und Divergenzlinie. Darüber hinaus gibt es noch die stabilen (SK) und instabilen Knoten (IK) sowie die reinen Wirbel.

Für die Interpretation der Ergebnisse ist

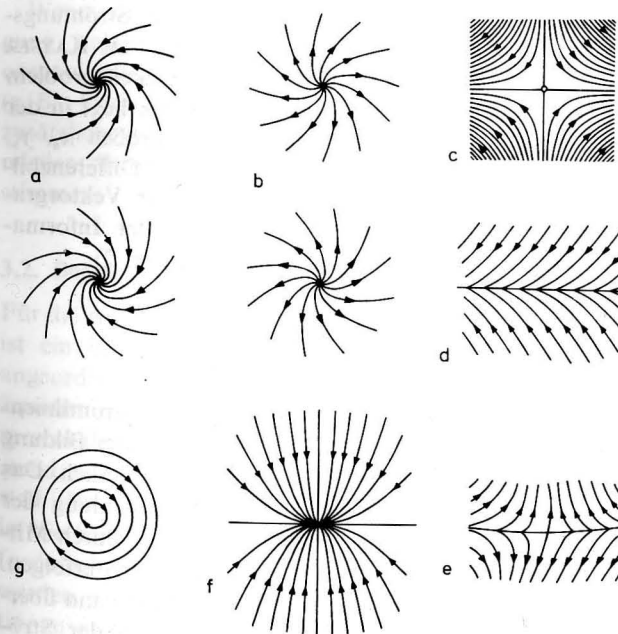


Abb. 1 Singularitäten im horizontalen Strömungsfeld in Oberflächennähe: Konvergenz- (a) und Divergenzpunkte (b), neutraler Punkt (c), Konvergenz- (d) und Divergenzlinie (e), stabiler Knoten (f) und Wirbel (g)

nach Ermittlung des Zirkulationstyps die Konstruktion der Zirkulationsmuster erforderlich. Weitere Untersuchungen können

- die Erfassung der Veränderungen der Zirkulationsmuster,
- die Bestimmung der mittleren Bewegungsrichtung und Wanderungsgeschwindigkeiten der Zirkulationsmuster oder
- die Bestimmung der Abmessungen von Wirbelstrukturen und deren Veränderlichkeit

betreffen. Die mittlere Bewegungsrichtung und Wanderungsgeschwindigkeit kann aus der Verlagerung der singulären Punkte bestimmt werden. Zur Abschätzung der relativen Veränderung von Sattelstrukturen kann die Drehung der Asymptoten herangezogen werden. Mit Hilfe von Isotachen können Veränderungen bei Wirbelstrukturen bestimmt werden.

Bei den Experimenten des Instituts für Meereskunde wurden Bojenanordnungen in Dreiecksform (A, B, C; vgl. Abb. 5) oder in Vierecksform (A, B, C, D; vgl. Abb. 3) verwendet, wobei jede Boje mit einer Serie von Strömungsmessern vom Typ LSK 801 (FRANCKE et al. 1980) in verschiedenen Tiefen bestückt war. Alle Berechnungen sind auf die Boje B als Ursprung bezogen.

3. Genauigkeitsbetrachtungen

Bei der Anwendung dieser Methodik zur experimentellen Erfassung des Zirkulationsbildes beschränken wir uns auf mesoskale Ausschnitte eines Seegebietes, wobei unter mesoskalem Bereich ein Seegebiet mit charakteristischen Abmessungen von etwa 10 sm verstanden werden soll. Dabei wird davon ausgegangen, daß das großräumige Zirkulationsbild im mesoskalen Bereich im allgemeinen sowohl zeitlich als auch räumlich nur geringfügigen Veränderungen unterliegt. Mit Hilfe der angewendeten Methodik wird überdies nur der aus den Strömungsmessungen resultierende dominierende Zirkulationstyp erfaßt. In der Realität setzt sich das

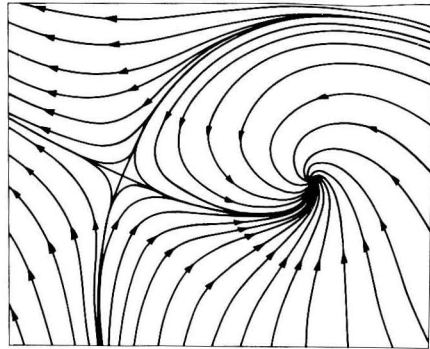


Abb. 2
Stromlinienmuster mit Sattelpunkt und Konvergenzpunkt (nach WERENSKIOLD 1922)

Strömungsmuster eines Seegebietes jedoch aus einem Wechsel verschiedener Zirkulationstypen zusammen. So könnte z. B. als dominierender Zirkulationstyp ein Konvergenzpunkt auftreten, in unmittelbarer Nachbarschaft des Meßfeldes darüber hinaus ein Sattelpunkt existieren (vgl. Abb. 2). Untersuchungen haben gezeigt, daß auch die Stationarität der Anregungsbedingungen für die Objektivierung der ermittelten Strömungsmuster von Bedeutung ist (FENNEL, KAYSER 1983). Ein wesentliches Genauigkeitsproblem bei der angewendeten Methodik liegt in der Berechnung der Informationsgrößen x_s , y_s , r_1 , r_2 und q' durch zweimalige Differenzbildung: bei der Bestimmung der Vektorgradienten und der Berechnung der Informationsgrößen selbst (vgl. Abschnitt 2).

3.1. Mittelungsintervalle

Der Entwurf von kollinearen Stromlinienmustern macht im allgemeinen die Bildung von zeitlichen Mittelwerten erforderlich. Das kann sowohl durch die Mittelbildung der Strömungskomponenten als auch durch Mittelung der berechneten Gradienten erfolgen. Zeitliche Mittelung und Glättung kann überdies kleinere Unregelmäßigkeiten der Strömungsmesser eliminieren.

Aus der Sicht der bei unseren Experimenten eingesetzten Strömungsmesser bieten

sich Tagesmittel als geeignet an, da die Kohärenz zwischen zwei Geräten erst für Perioden ≥ 6 h zufriedenstellend ist (FRANCKE et al. 1980). Untersuchungen in der Mecklenburger Bucht zeigten bei stationären Anregungsbedingungen, daß der Zirkulationstyp auch bei geringeren Mittelungslängen (durch gleitende Mittelung bestimmte 6-h-, 12-h- und 18-h-Mittel der Vektorgradienten) kaum Veränderungen unterliegt (FENNEL, KAYSER 1983). Auch Analysen in der Oberflächenschicht des zentralen Arkonabeckens auf der Basis von 6-h-Mittelwerten, die zur Eliminierung höherfrequenter Anteile aus den 9fach übergreifend gemittelten Strömungskomponenten der 6-h-Mittel im 8-m-Horizont berechnet wurden, bestätigen die Verwendbarkeit kürzerer Mittelungslängen. Die ermittelten Zirkulationsmuster ergaben darüber hinaus sowohl unter Nutzung von Tagesmitteln als auch ungeglätteten 6-h-Mitteln sowie Stundenmitteln (nur für den Zeitraum stark dominierender Wirbel, vgl. Abb. 11) weitgehend übereinstimmende Zirkulationstypen (MATTHÄUS et al. 1986).

Wenn ausreichend Meßdaten zur Verfügung stehen, kann auch über bestimmte, ozeanologisch charakteristische Schichten (z. B. Deckschicht, Zwischenwasserschicht) zusätzlich vertikal gemittelt werden, um das mittlere Strömungsfeld einer Schicht zu bestimmen.

3.2. Bojenetz

Für die Analyse kollinearere Strömungsmuster ist ein in Ost—West-/Nord—Süd-Richtung angeordnetes rechtwinkliges Bojenetz mit äquidistanten Meßpunkten vorteilhaft. Im mesoskalen Bereich hat sich ein Bojenabstand von etwa 2 sm als günstig herausgestellt. Bei schiefwinkligen Bojenanordnungen ist die Einführung von fiktiven Stationen erforderlich, deren Werte räumlich interpoliert werden müssen. Die Nutzung fiktiver Stationen zwischen den Meßpunkten führte zu keinen signifikanten Veränderungen der Parameter des kollineareren Strömungsfeldes (vgl. auch FENNEL, KAYSER 1983).

Zur Verifizierung der Anwendbarkeit der Analyse mesoskaler Strömungsfelder mit Hilfe der Theorie kollinearere Strömungen wurden im Juli 1986 im zentralen Arkonabecken Strömungsmessungen durchgeführt, die an den vier Positionen A, B, C und D eines Vierecks von etwa 2 sm Kantenlänge an verankerten Bojen vorgenommen wurden. An Hand von jeweils 3 Positionen wurde für die vier möglichen Anordnungen das Strömungsfeld im 8-m-Horizont auf der Basis von 3fach übergreifend gemittelten Komponenten der Tagesmittel analysiert. Dabei wurden zwischen 15. und 25. Juli unabhängig vom herangezogenen Bojendreieck folgende Resultate erzielt:

- Bis auf eine Ausnahme wurden ausschließlich Sattelpunkte ermittelt, deren Koordinaten im Mittel Standardabweichungen σ von $\pm 2,1$ km in x_s und $\pm 4,5$ km in y_s aufwiesen und deren Asymptoten Standardabweichungen von im Mittel $\pm 11,5^\circ$ in φ_1 bzw. $\pm 6,2^\circ$ in φ_2 besaßen.
- Die Verlagerung der Sattelpunkte blieb durchweg auf den II. und III. Quadranten beschränkt und erfolgte gegen den Uhrzeigersinn (vgl. auch Tab. 4 und 8).

Zwei Beispiele aus diesem Experiment, die in Abb. 3 und 4 sowie in Tab. 1 dargestellt sind, zeigen die gute Übereinstimmung der an Hand der Meßwerte von jeweils 3 der 4 Positionen A, B, C, D berechneten Strömungsmuster sowie der Parameter der Singularitäten.

3.3. Position der Singularitäten

Singularitäten fixieren das allgemeine Bild des Strömungsfeldes und sollten deshalb bei der Konstruktion von Stromlinienmustern sorgfältig lokalisiert werden. Um den Einfluß von Variationen der Strömungsgeschwindigkeit und -richtung an den Bojen auf die Koordinaten der singulären Punkte abschätzen zu können, wurden zwei Zirkulationsmuster ausgewählt, die aus Messungen im 8-m-Horizont des Arkonabeckens im April 1981 analysiert wurden (MATTHÄUS et al. 1986). Beide Zirkulationsmuster weisen stabile

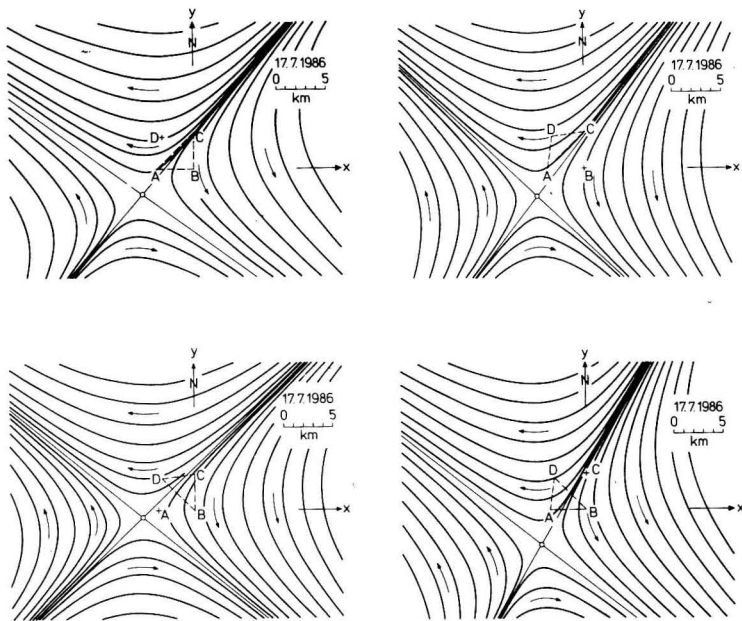


Abb. 3 Mittleres mesoskales Strömungsmuster am 17. Juli 1986 im oberflächennahen Wasser des Arkonabeckens (8 m), berechnet an Hand der Meßwerte von jeweils 3 der 4 Positionen A, B, C, D (Tagesmittel, 3fach übergreifend gemittelt; Zirkulationstyp: Sattel)

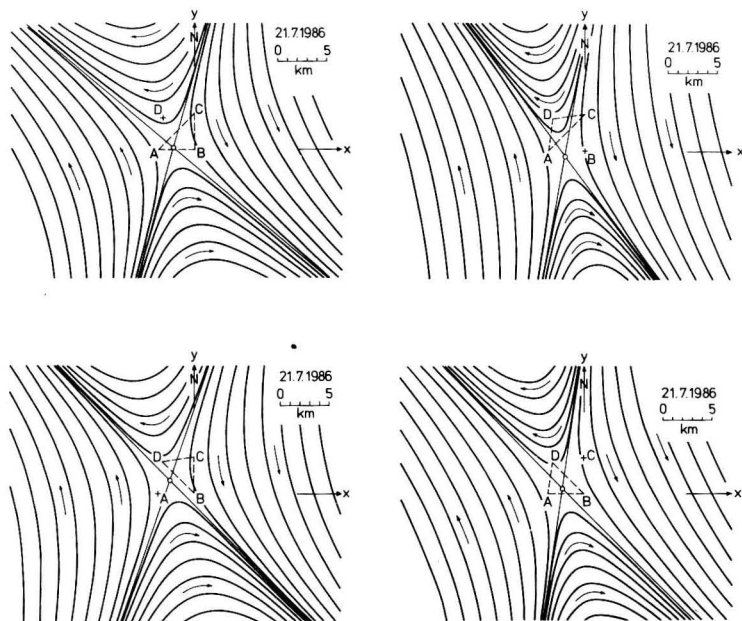


Abb. 4 Mittleres mesoskales Strömungsmuster am 21. Juli 1986 im oberflächennahen Wasser des Arkonabeckens (8 m), berechnet an Hand der Meßwerte von jeweils 3 der 4 Positionen A, B, C, D (Tagesmittel, 3fach übergreifend gemittelt; Zirkulationstyp: Sattel)

Tabelle 1
Koordinaten (x_s, y_s) und Asymptoten* (φ_1, φ_2) der Singularitäten des mesoskalen Strömungsfeldes am 17. und 21. Juli 1986 im 8-m-Horizont des zentralen Arkonabeckens, berechnet an Hand der Meßwerte von jeweils 3 der 4 Positionen A, B, C, D (Tagesmittel, 3fach übergreifend gemittelt; Zirkulationstyp: Sattel)

Datum	Bojendreieck	x_s km	y_s km	φ_1 °	φ_2 °
17. Juli 1986	A B C	-5,27	-2,55	-36,4	49,0
	B C D	-5,28	-0,69	-39,2	43,3
	C D A	-4,77	-2,81	-43,5	51,9
	D A B	-4,60	-3,54	-38,3	59,4
	Mittel $\pm \sigma$	-4,98 0,35	-2,40 1,21	-39,4 3,0	50,9 6,7
21. Juli 1986	A B C	-2,15	0,21	-40,9	74,0
	B C D	-2,44	1,37	-45,5	70,6
	C D A	-1,98	-0,56	-53,1	79,7
	D A B	-2,23	0,48	-45,6	81,5
	Mittel $\pm \sigma$	-2,20 0,19	0,38 0,80	-46,3 5,1	76,4 5,0

* Winkel gegen die Abszisse; negativ in Uhrzeigerrichtung

Strudelpunkte auf. Das Bild vom 19. April zeigt einen voll entwickelten Wirbel elliptischer Form in unmittelbarer Nähe der Boje A (vgl. Abb. 5) mit sehr geringen mittleren Strömungsgeschwindigkeiten an der Boje A und Geschwindigkeiten von 6–7 cm/s an den Bojen B und C. Am 25. April wurde ein nach den Berechnungen gerade in den Einflußbereich des Bojendreiecks gelangter Wirbel erfaßt, dessen Zentrum mehr als 13 km von der Boje B entfernt lag (vgl. Abb. 5). Die mittlere Strömungsgeschwindigkeit an den Bojen A und B betrug 24–22 cm/s und an der Boje C etwa 12 cm/s.

Beim Strömungsmuster vom 19. April ist die Position des singulären Punktes außerordentlich stabil gegenüber Variationen von Strömungsrichtung und -geschwindigkeit an jeweils einer Boje. Richtungsänderungen an allen drei Bojen bis zu $\pm 40^\circ$ rufen lediglich Variationen des Zentrums von maximal 0,5 km hervor. Geschwindigkeitsänderungen bis zu +10 cm/s an den Bojen B und C führen zu einer Verlagerung des Zentrums um etwa

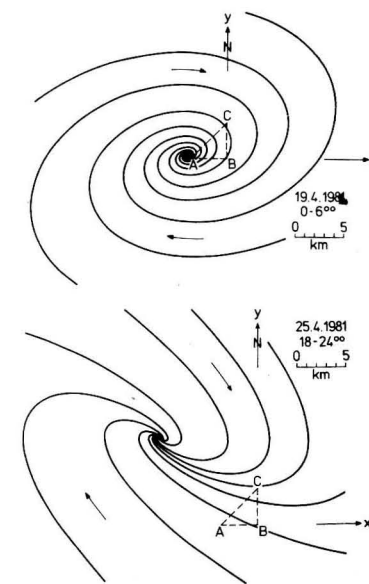


Abb. 5 Mittlere mesoskale Strömungsmuster am 19. und 25. April 1981 im oberflächennahen Wasser des Arkonabeckens (8 m) (6-h-Mittel, 9fach übergreifend gemittelt; Zirkulationstyp: Stabiler Strudel)

0,3 km (vgl. Abb. 6). Eine Änderung der Strömungsgeschwindigkeit an der dem Zentrum am nächsten liegenden Boje A ($\approx 0,5$ km) führt zu größeren Variationen, die bereits bei +3 cm/s etwa 2 km betragen können und zur Änderung des Zirkulationstyps führen.

Wesentlich variabler sind die Positionen des singulären Punktes beim Strömungsmuster vom 25. April. Bei Richtungsänderungen bis zu +10° (Boje A und C) bzw. -5° (Boje B) oder -10° (Boje C) treten bereits Verlagerungen um etwa 5 km auf (vgl. Abb. 6). Ähnliche Verlagerungen ergeben sich bei Geschwindigkeitsänderungen von 2–3 cm/s an allen drei Bojen.

Diese Ergebnisse bestätigen, daß die Position der singulären Punkte mit Hilfe der

angewendeten Berechnungsmethodik in unmittelbarer Nähe des Meßfeldes (2–3 km von jeder Boje entfernt) ausreichend genau festgelegt werden kann. In größerer Entfernung kann die Position Ungenauigkeiten aufweisen.

3.4. Zirkulationstyp

Variationen der Strömungsrichtung und -geschwindigkeit, der Tiefe und der Schichtung haben Einfluß auf den Zirkulationstyp.

Der Einfluß von *Geschwindigkeits- und Richtungsänderungen* der Strömung an den Bojen auf den Zirkulationstyp wurde an Hand der Zirkulationsmuster in Abb. 5 untersucht. Beim Strömungsmuster vom 19. April bleibt

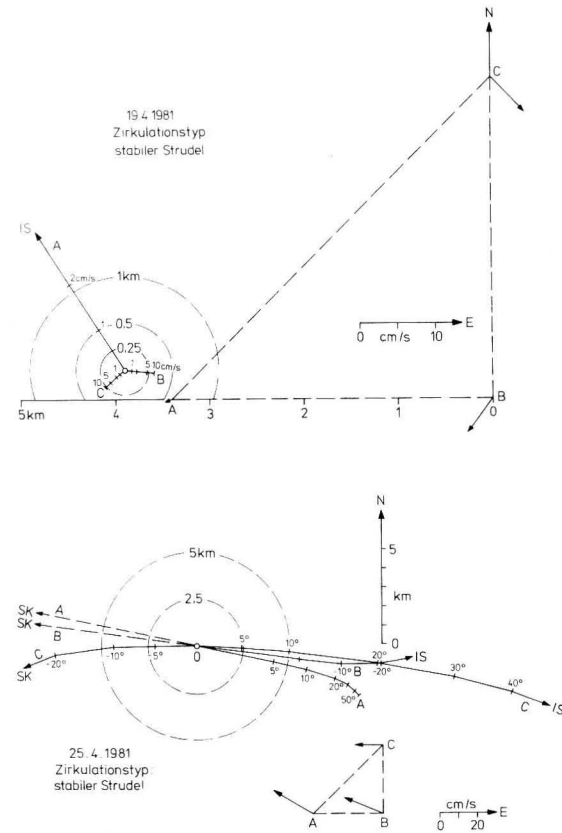


Abb. 6 Verlagerung der Zentren stabiler Strudel, analysiert im 8-m-Horizont des Arkonabeckens im April 1981, bei Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit (19. 4.) bzw. Variation der Strömungsrichtung (25. 4.) an jeweils einer der Bojen A, B, C

der Zirkulationstyp (stabiler Strudel (SS); Zentrum in unmittelbarer Nähe der Boje A) bei Richtungsänderungen bis zu +50° bzw. -20° und Geschwindigkeitsvariationen bis zu +2 cm/s an der Boje A bzw. +10 cm/s an den Bojen B und C erhalten (vgl. Abb. 6). Der Zirkulationstyp ändert sich erst bei Richtungsänderungen von mehr als -30° an den Bojen B und C oder bei Geschwindigkeitsänderungen von mehr als +2 cm/s an der Boje A in einen instabilen Strudel (IS). Dieser bleibt dann bis zu Variationen von -50° bzw. +10 cm/s erhalten.

Auch beim Strömungsmuster vom 25. April (stabiler Strudel; Zentrum über 13 km von Boje B entfernt) bleibt der Zirkulationstyp bei relativ großen Variationen in Richtung und Geschwindigkeit erhalten. Richtungsänderungen bis zu +40° (Boje A und C) und -20° (Boje B und C) (vgl. Abb. 6) bzw. Geschwindigkeitsänderungen von +3 cm/s (Boje C) und +5 cm/s (Boje A und B) rufen keine Änderungen im Zirkulationstyp hervor. Damit wird die Möglichkeit untermauert, im mesoskalen Bereich bis in 10–15 km vom Meßfeld entfernt den dominierenden Zirkulationstyp festzulegen.

Die Abhängigkeit des Zirkulationstyps von *Tiefe und Schichtung* ist in den verschiedenen Seegebieten unterschiedlich. Untersuchungen von FENNEL und KAYSER (1983), die auf Strömungsmessungen im Juni 1978 in der Mecklenburger Bucht basieren (STURM, HELM 1983), zeigen eine starke Abhängigkeit des Zirkulationstyps von der Tiefe bei stark geschichtetem Wasserkörper. Nach der Durch-

mischung des Wasserkörpers infolge eines meteorologischen Kraftfeldes wurde für alle 7 Horizonte der gleiche Zirkulationstyp analysiert.

Im zentralen Arkonabecken zeigt sich zumindest zur Zeit der sommerlichen Schichtung, im Frühjahr beginnend bis zum Herbst, im allgemeinen eine klare Abhängigkeit des Zirkulationstyps von der Tiefe (vgl. Tab. 2 und 3). Nur in wenigen Fällen konnte in aufeinander folgenden Tiefen der gleiche Zirkulationstyp analysiert werden, zumal auch die gewählten Meßtiefen im allgemeinen unterschiedlichen Wasserkörpern zugeordnet wurden. In den Tabellen sind die analysierten Zirkulationstypen in eckige Klammern gesetzt, deren singuläre Punkte mehr als 20 km von der Boje B entfernt liegen.

Für den Frühjahrszeitraum, in dem sich die thermische Schichtung des Oberflächenwassers aufbaut, zeichnet sich im Mittel eine geringere Abhängigkeit des Zirkulationstyps von der Tiefe ab als im Sommer und Herbst, wenn die Schichtung voll entwickelt ist. Zwischen 16. und 21. April 1981 konnten aus den Tagesmitteln der oberen 30 m (8, 20, 30 m) in 72% der Fälle Wirbelstrukturen (SS und IS) in 28% Sattel (S) analysiert werden. Vom 22.–24. April dominierten mit 67% Sattel, und stabile Strudel (SS) traten mit 22% auf (vgl. Tab. 2).

Es wird weiterhin deutlich, daß im mesoskalen Bereich der Zirkulationstyp in einer Tiefe meist eine gewisse Zeit existent bleibt (vgl. auch Abb. 12). So ist beispielsweise die oberflächennahe Schicht des Arkonabeckens

Tabelle 2 Zirkulationstypen des mesoskalen Strömungsfeldes im April 1981 im Arkonabecken in Abhängigkeit von der Meßtiefe z, berechnet aus den 3fach übergreifend gemittelten Komponenten der Tagesmittel

z/m	13. 4.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26. 4.
8	SS	SS	IS	IS	IS	SS	SS	IS	SS	S	S	S	[SS]	[S]
20	SS	SS	SS	SS	SS	[S]	S	S	S	SK	SS	SS	SS	SS
30	SS	SS	[SK]	[S]	SS	SS	SS	SS	[SS]	[S]	S	S	S	[SK]
45	[S]	SS	[SK]	S	[S]	IS	SS	SS	[S]	S	S	S	S	—
8–30	S	S	[SK]	SS	SS	SS	SS	SS	SS	SK	SK	[S]	SS	SS

Tabelle 3

Zirkulationstypen des mesoskalen Strömungsfeldes im September 1983 im Arkonabecken in Abhängigkeit von der Meßtiefe z, berechnet aus den 3fach übergreifend gemittelten Komponenten der Tagesmittel

z/m	14. 9.	15.	16.	17.	18.	19.	20.	21.	22.	23.	24.	25.	26.	27.	28.	29. 9.
8	S	S	SS	SS	[S]	S	S	S	S	S	[S]	SS	SS	S	S	[S]
20	S	S	S	SK	[S]	S	[S]	SS	SS	IS	IS	IS	IS	IS	IS	[S]
8-20	S	S	[SK]	SS	S	S	S	S	S	S	S	S	S	S	[S]	IS

(8 m) zwischen 13. und 21. April durch Wirbelstrukturen (SS und IS) gekennzeichnet, während vom 22.—24. April Sattel dominierten. Im 20-m-Horizont existieren vom 13. bis 17. April stabile Strudel, vom 18.—21. April Sattel und vom 23.—26. April wiederum stabile Strudel (vgl. Tab. 2). Auch für den 30-m-Horizont im oberen Bereich der halinen Sprungschicht zeichnen sich vorwiegend stabile Strudel (13./14. April; 17.—21. April) ab. Nur vom 22.—25. April wurden Sattel analysiert.

Im September 1983 wurden im 8-m-Horizont nur Sattel und stabile Strudel mit einer Andauer von 2 bis 7 Tagen beobachtet, während sich in 20 m Tiefe Sattel (S), stabile Knoten (SK) sowie stabile (SS) und instabile Strudel (IS) abwechselten, wobei lediglich die instabilen Strudel länger als 3 Tage auftraten (vgl. Tab. 3).

Bei der Analyse der Strömungsmuster bei vorhandener starker Schichtung sollte auch beachtet werden, daß die Dichteverhältnisse in den einzelnen Meßtiefen zueinander korrespondieren. Ansonsten könnten Strömungsvektoren aus unterschiedlichen Schichten kollineare Strömungsmuster vortäuschen (FENNEL, KAYSER 1983).

Die Ergebnisse machen deutlich, daß im allgemeinen eine Abhängigkeit des Zirkulationstyps von der Tiefe vorhanden ist. Mit Hilfe der angewendeten Methodik wurden in wenig geschichteten Wasserkörpern (z. B. Deckschicht, Zwischenwasserschicht, bodennahe Schicht) oder nach der Einwirkung meteorologischer Kraftfelder gleiche Zirkulationstypen auch über mehrere Tage analysiert.

4. Resultate

Den folgenden Ergebnissen liegen Experimente aus den Monaten April (1981) (MATTHÄUS et al. 1986), Juni (1978) (FENNEL, KAYSER 1983), Juli (1986) und September (1983) zugrunde. Das Datenmaterial der Experimente wurde unter dem Gesichtspunkt der Gewinnung detaillierterer Aussagen aus den analysierten Zirkulationsbildern der westlichen Ostsee im mesoskalen Bereich aufbereitet. Dabei standen vor allem Fragen der Variation der Zirkulationsmuster gleichen Zirkulationstyps, der Veränderung des Zirkulationstyps und der Wanderung der Zirkulationsmuster im Vordergrund des Interesses. Zunächst sollen jedoch aus der Vielzahl der Analysen typische mesoskale Zirkulationsmuster verschiedener Zirkulationstypen vorgestellt werden.

4.1. Mesoskale Zirkulationsmuster der westlichen Ostsee

Die Existenz komplizierter mesoskaler Zirkulationsverhältnisse in der westlichen Ostsee ist durch Satellitenaufnahmen hinreichend bestätigt (HORSTMANN 1983) und durch Modellrechnungen wirksam untermauert worden (SIMONS 1976; KIELMANN 1981; BOEHLICH 1987). Die markantesten Muster sind Wirbelstrukturen. Die häufigsten zu beobachtenden Wirbel weisen — wie es für die Nordhalbkugel im oberflächennahen Wasser im allgemeinen zu erwarten ist — mit dem Uhrzeiger auswärts/gegen den Uhrzeiger einwärts laufende Muster sowohl im sichtbaren (z. B. 16. 8. 1980, 28. 7. 1982, vgl. HORSTMANN

1983) als auch im infraroten Bereich auf (z. B. 15. 5. 1982, vgl. HORSTMANN 1983). Es treten aber auch mit dem Uhrzeiger einwärts/gegen den Uhrzeiger auswärts laufende Muster auf, z. B. am 9. 8. 1975 im Arkonabecken südlich des Sundes (vgl. ULBRICHT, SCHMIDT 1977), am 19. 9. 1980 im südlichen Gotlandbecken, am 7. 8. 1981 vor Karlskrona, am 27. 5. 1982 in der Kieler Bucht vor Landsort (vgl. GIDHAGEN, WULFF 1986). Intensive Felduntersuchungen im Bereich der Mecklenburger Bucht und der Darßer Schwelle weisen auf die Existenz zyklonaler und antizyklonaler Wirbelstrukturen hin, die sich auch im Massenaufbau deutlich widerspiegeln und vermutlich durch die Bodentopographie und

Küstengeometrie unter dem Einfluß westlicher Winde erzeugt werden (vgl. FENNEL et al. 1987).

Bei unseren Untersuchungen konnten Wirbelstrukturen mit den verschiedenen auf den Satellitenbildern beobachteten Mustern und unterschiedlichen Formen analysiert werden (vgl. Abb. 7 und 11). Dabei kann sich ein identifizierter Wirbel während eines Beobachtungszeitraums vom stabilen zum instabilen Strudel oder umgekehrt verändern, der vorhandene Drehsinn bleibt erhalten. Die im April 1981 analysierten Strudel wiesen z. B. eine antizyklonale Zirkulation (vgl. Abb. 5, 7 und 11), die im September 1983 gefundenen eine zyklonale Zirkulation auf (vgl. Abb. 7).

Beispiele für den Zirkulationstyp „Knoten“

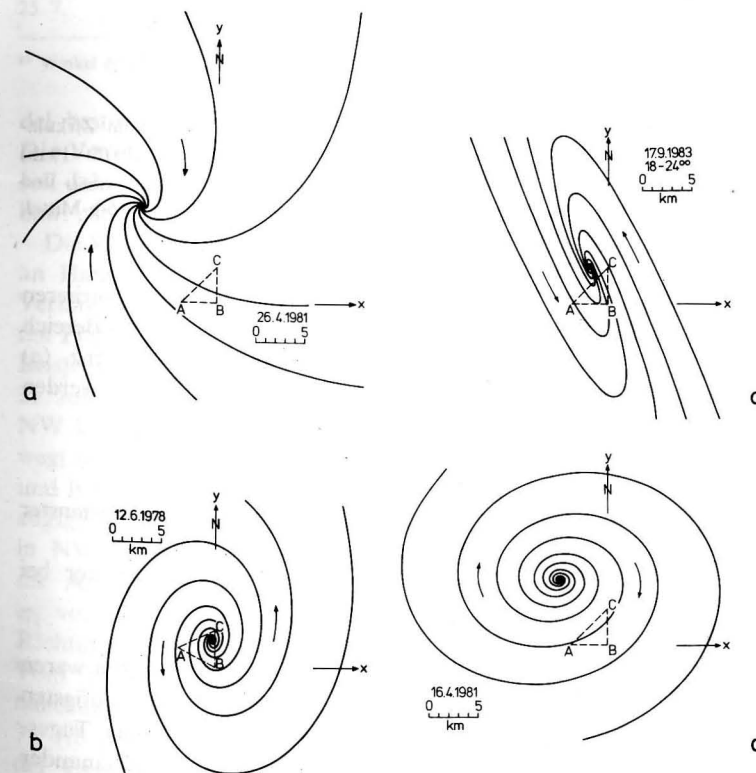


Abb. 7 Mittlere mesoskale Strömungsmuster vom Zirkulationstyp „Strudel“: (a) Stabiler Strudel, Arkonabecken (8 bis 30 m) (Tagesmittel, vertikal gemittelt, geglättet); (b) Instabiler Strudel, Mecklenburger Bucht (5—19 m) (Tagesmittel, vertikal gemittelt) (nach FENNEL und KAYSER 1983); (c) Stabiler Strudel, Arkonabecken (8 m) (6-h-Mittel, 9fach übergreifend gemittelt); (d) Instabiler Strudel, Arkonabecken (8 m) (Tagesmittel, 3fach übergreifend gemittelt)

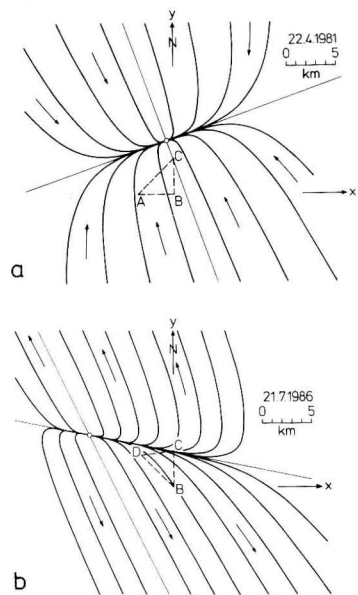


Abb. 8

Mittlere mesoskale Strömungsmuster vom Zirkulationstyp „Knoten“: (a) Stabiler Knoten, Arkonabecken (8–30 m) (Tagesmittel, vertikal gemittelt, geglättet); (b) Instabiler Knoten, Arkonabecken (35 m) (Tagesmittel, 3fach übergreifend gemittelt)

zeigt Abb. 8. Stabile und instabile Knoten wurden relativ selten analysiert, meist als Einzelereignis, häufig beim Übergang von einem länger existierenden Zirkulationstyp zum anderen (vgl. Tab. 2 und 3).

Ein typisches Zirkulationsmuster mit Sattelstruktur zeigt Abb. 9. Der Winkel zwischen

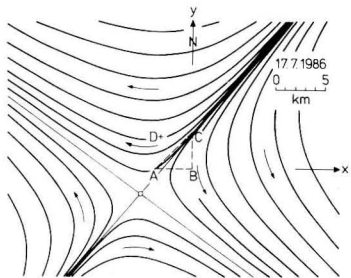


Abb. 9

Mittleres mesoskales Strömungsmuster vom Zirkulationstyp „Sattel“, Arkonabecken (8 m) (Tagesmittel, 3fach übergreifend gemittelt)

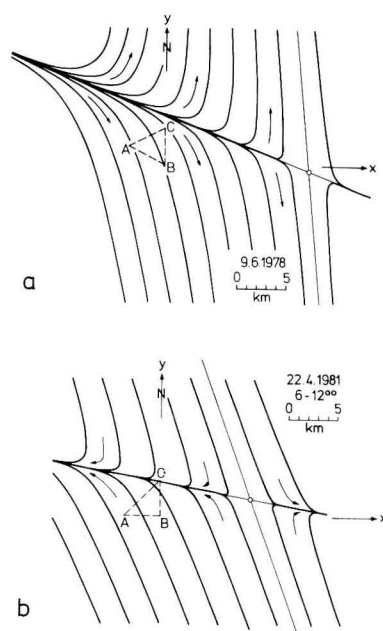


Abb. 10

Mittlere mesoskale Strömungsmuster vom Zirkulationstyp „Sattel“: (a) Mecklenburger Bucht (5–19 m) (Tagesmittel, vertikal gemittelt) (nach FENNEL und KAYSER 1983); (b) Arkonabecken (8 m) (6-h-Mittel, 9fach übergreifend gemittelt)

den Asymptoten kann erheblich variieren (vgl. Tab. 4). Sattelstrukturen, die im Bereich des Meßfeldes als zweiseitige Divergenz- (a) bzw. Konvergenzlinie (b) angesehen werden können, zeigt Abb. 10.

4.2. Veränderlichkeit der Zirkulationsmuster

4.2.1. Variation der Zirkulationsmuster bei gleichem Zirkulationstyp

Bei den durchgeführten Experimenten waren Sattel und stabile Strudel die am häufigsten analysierten Zirkulationstypen. Aus Tagesmitteln wurden maximal an 12 aufeinander folgenden Tagen Sattel (vgl. Tab. 4 oder FENNEL, KAYSER 1983) und an 6 Tagen stabile Strudel (vgl. Tab. 2; 8–30 m) bzw. instabile Strudel (vgl. Tab. 3; 20 m) ermittelt. Aus 6-h-Mitteln wurden an 6 aufeinander folgenden Tagen Sattel und an 5 Tagen stabile Stru-

Tabelle 4

Koordinaten (x_s , y_s) und Asymptoten* (φ_1 , φ_2) der Sattelpunkte des mesoskalen Strömungsfeldes vom 14. bis 25. Juli 1986 im 8-m-Horizont des zentralen Arkonabeckens, berechnet aus den 3fach übergreifend gemittelten Komponenten der Tagesmittel

Datum	Typ	x_s km	y_s km	φ_1 °	φ_2 °	$ \varphi_1 - \varphi_2 $ °
14. 7.	[S]	-56,08	31,02	-80,6	-20,1	60,5
15. 7.	S	-9,18	-2,27	-70,9	18,1	89,0
16. 7.	S	-7,63	-2,87	-48,5	40,3	88,8
17. 7.	S	-5,27	-2,55	-36,4	49,0	85,4
18. 7.	S	-5,23	-3,06	-31,5	49,6	81,1
19. 7.	S	-5,07	-3,35	-28,3	51,5	79,8
20. 7.	S	-2,62	-2,39	-36,6	65,8	102,4
21. 7.	S	-2,15	0,21	-40,9	74,0	114,9
22. 7.	S	-3,29	5,12	-51,3	82,8	134,1
23. 7.	S	-4,45	6,96	-47,7	78,3	126,0
24. 7.	S	-8,95	7,91	-39,5	70,7	110,2
25. 7.	[S]	-31,66	21,12	-35,3	57,8	93,1

* Winkel gegen die Abszisse; negativ in Uhrzeigerichtung

del bestimmt (vgl. MATTHÄUS et al. 1986). Die Veränderlichkeit der Zirkulationsmuster soll daher an den Zirkulationstypen „Sattel“ bzw. „stabiler Strudel“ untersucht werden.

Die Veränderung der Sattelstrukturen kann an Hand der Drehung der Asymptoten in Verbindung mit der Wanderung des singulären Punktes beurteilt werden. Tab. 4 gibt ein Beispiel für die Veränderlichkeit vom 14. bis 25. Juli 1986. Der Sattelpunkt wandert aus NW kommend in den III. Quadranten, bewegt sich vom 20.–22. Juli zwischen Boje A und B hindurch nach N und verläßt das Einzugsgebiet des Meßfeldes im II. Quadranten in NW-licher Richtung. Dabei drehen sich die Asymptoten gegen den Uhrzeigersinn: φ_1 von N-S-Richtung bis in etwa NW-SE-Richtung, φ_2 von ESE-WNW auf NNE-SSW. Vom 15.–19. Juli stehen die Asymptoten nahezu senkrecht aufeinander (vgl. auch Abb. 3). Ab 20. Juli tritt durch die Veränderung der Lage der Asymptoten zueinander eine deutliche Deformation des Zirkulationsmusters auf (vgl. Abb. 4).

Die Veränderlichkeit bei Wirbelstrukturen kann durch die Untersuchung der Form der Wirbel an Hand von Isotachen in Verbindung mit der Wanderung des singulären Punktes

erfolgen. Auch die Drehung des Zirkulationsmusters kann als Parameter herangezogen werden. Die angewendete Berechnungsmethodik läßt jedoch keine Aussagen über die absoluten Durchmesser der Wirbelstrukturen zu.

Am Beispiel der stabilen Strudel zwischen 16. und 21. April 1981 wurde die Veränderung, bezogen auf die Isotache 10 cm/s, untersucht (vgl. Tab. 5). Die Form der Wirbel ver-

Tabelle 5

Parameter der vom 16.–21. April 1981 im Oberflächenwasser des zentralen Arkonabeckens (8–30 m) analysierten Wirbelstrukturen (stabile Strudel) ($2a$ = große Achse, $2b$ = kleine Achse der Ellipse der Strömungsgeschwindigkeit, bezogen auf die Isotache 10 cm pro s; φ_3 = Winkel der großen Achse gegen die Abszisse, negativ in Uhrzeigerichtung)

Datum	a km	b km	a/b	φ_3 °
16. 4.	18,5	8,5	2,2	-45
17. 4.	9	7	1,3	-8
18. 4.	9	5,5	1,6	43
19. 4.	11,5	5,5	2,1	66
20. 4.	20	6,5	3,1	60
21. 4.	17	10	1,7	54

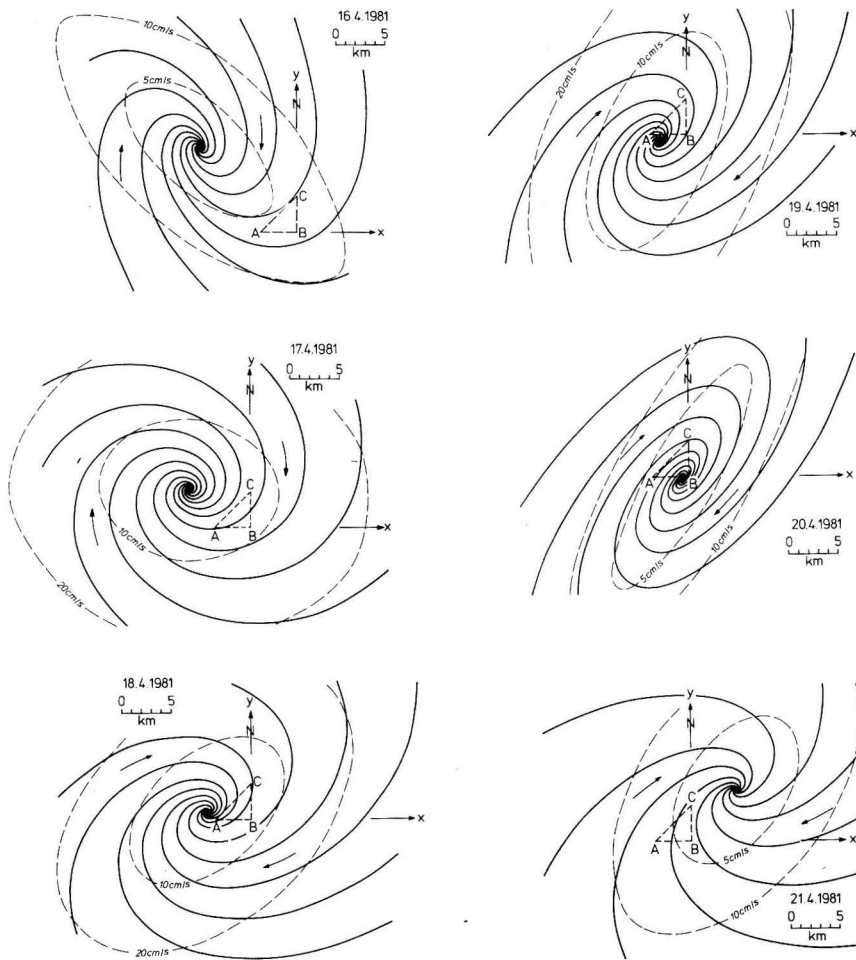


Abb. 11
Mittlere mesoskale Strömungsmuster für den 16.—21. April 1981 im Oberflächenwasser des Arkonabekken (8–30 m) (Tagesmittel, vertikal gemittelt, geglättet; Zirkulationstyp: Stabiler Strudel)

änderte sich von elliptisch (16.) über etwa kreisförmig (17.) zu stark elliptisch am 20. April (vgl. Abb. 11), wobei die große Achse der Ellipse gegen den Uhrzeigersinn von NW-SE auf SSW-NNE drehte.

4.2.2. Veränderung des erfaßten Zirkulationstyps

Nach der angewendeten Methodik wird der aus den Strömungsmessungen resultierende dominierende Zirkulationstyp erfaßt. Im allgemeinen sind gleiche Zirkulationstypen über

mehrere Tage nachweisbar, wobei ihr Zentrum durch das Untersuchungsgebiet wandert (vgl. Abb. 12). Verliert ein Zirkulationstyp seinen dominierenden Einfluß im Untersuchungsgebiet, so wird stets ein anderer Zirkulationstyp mit neuer Position des singulären Punktes analysiert. Die Analysenmethode erfaßt somit auch das in der Realität zu erwartende Bild eines durch ein Meßfeld wandernden großräumigen Zirkulationsmusters mit dem Wechsel von Sattel- und Wirbelstrukturen qualitativ richtig.

Der Übergang von einem Zirkulationstyp

Tabelle 6

Koordinaten (x_s , y_s) der singulären Punkte der mesoskalen Zirkulationsmuster vom 14.—29. September 1983 im 8-m-Horizont des zentralen Arkonabekken, berechnet aus den 3fach übergreifend gemittelten Komponenten der Tagesmittel

Datum	Zirkulationstyp	x_s km	y_s km
14. 9.	S	3,50	2,86
15. 9.	S	4,48	-11,06
16. 9.	SS	-4,25	15,07
17. 9.	SS	-3,04	11,09
18. 9.	[S]	-8,86	43,02
19. 9.	S	-1,17	6,38
20. 9.	S	-0,83	4,67
21. 9.	S	-0,71	4,84
22. 9.	S	-1,39	5,48
23. 9.	S	-3,27	4,58
24. 9.	[S]	-19,02	13,57
25. 9.	SS	-2,04	1,32
26. 9.	SS	-5,74	-7,48
27. 9.	S	4,30	1,40
28. 9.	S	10,58	3,00
29. 9.	[S]	24,52	12,17

zum anderen erfolgt häufig in der Weise, daß das Zentrum des bisherigen Zirkulationstyps weit hinauswandert oder ein neuer Zirkulationstyp weit entfernt vom Meßfeld erfaßt wird (vgl. die durch [] markierten Zirkulationstypen in Tab. 2–4). Anders ist es beim Wechsel vom stabilen zum instabilen Strudel

oder umgekehrt, der im allgemeinen zueinander korrespondierende Positionen der singulären Punkte aufweist (vgl. Tab. 2 und 3). In Tab. 6 und Abb. 12 sind Beispiele für die Veränderung des erfaßten Zirkulationstyps gegeben.

4.2.3. Verlagerung der Zirkulationsmuster

Die Wanderung der Zirkulationsmuster kann an Hand der Verlagerung der singulären Punkte bestimmt werden. Dies ist generell jedoch nur innerhalb eines Zirkulationstyps sinnvoll, da nur der aus den Strömungsmessungen resultierende dominierende Zirkulationstyp erfaßt wird. Beim Wechsel der Dominanz kann der vorherige Zirkulationstyp im Bereich des Untersuchungsgebietes existent bleiben, wird aber durch die Analyse nicht mehr erfaßt. Der singuläre Punkt des neuen Zirkulationstyps weist im allgemeinen keine mit dem vorherigen Zirkulationstyp korrespondierende Position auf (außer bei Strudelpunkten, vgl. 4.2.2.), so daß der Wechsel von einem Zirkulationstyp zum anderen ungeeignet zur Bestimmung von Verlagerungen der Zirkulationsmuster ist.

Beispiele für die Wanderung der Zirkulationsmuster zeigen Abb. 12 (vgl. auch MATTHÄUS et al. 1984) sowie Tab. 7 und 8. Nach Abb. 12 wanderte vom 17. bis 22. April ein antizyklonaler Wirbel durch das Meßfeld.

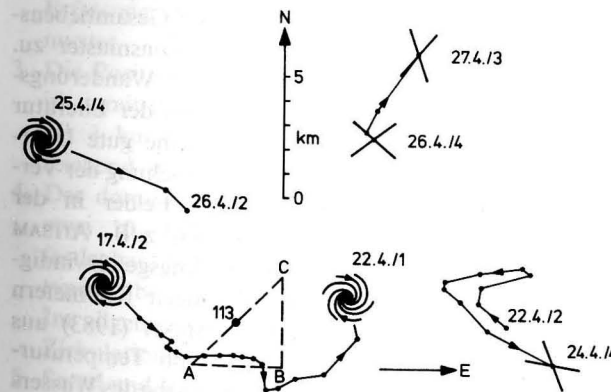


Abb. 12
Mittlere Wanderung mesoskaler Strömungsmuster im April 1981 im oberflächennahen Wasser des Arkonabekken (8 m) (nach MATTHÄUS et al. 1984)

Nach einem kurzzeitigen Starkwindereignis am 21./22. April veränderte sich der Zirkulationstyp. Es dominierte ein Sattel, dessen singulärer Punkt östlich des Meßfeldes lag. Mit dem Abwandern der Sattelstruktur nach Osten gewann am 25./26. April kurzzeitig ein antizyklonaler Wirbel an Einfluß, bevor am 26./27. April 10–15 km nordöstlich von Boje B erneut ein Sattelpunkt analysiert wurde.

Die mittlere Verlagerung der Zirkulationsmuster im oberflächennahen Bereich des Arkonabeckens erfolgte im April 1981 vorwiegend gegen den Uhrzeigersinn (vgl. Abb. 12). Für die Wirbelstrukturen zwischen 17. und 22. April wurde eine mittlere Wanderungsgeschwindigkeit von 3,2 km/Tag berechnet. Die Sattelpunkte zwischen 22. und 24. April wiesen mittlere Verlagerungen von 4,7 km/Tag auf. Bei beiden Zirkulationstypen wurden minimale Wanderungsgeschwindigkeiten von rund 1 km/Tag und Maxima von etwa 8 km/Tag gefunden.

Die Verlagerung des mittleren Strömungsmusters der oberen 30 m im Arkonabecken wies zwischen 16. und 21. April 1981 ähnliche Resultate wie die des oberflächennahen Zirkulationsmusters auf (vgl. Tab. 7). Der antizyklonale Wirbel bewegte sich gegen den Uhrzeigersinn in unmittelbarer Nähe der Bojen A und B vorbei und resultierte in mittleren Wanderungsgeschwindigkeiten von

Tabelle 7
Mittlere Wanderungsgeschwindigkeit *W* und Bewegungsrichtung *R* (rechtweisend) der vom 16.–21. April 1981 im zentralen Arkonabecken (8–30 m) analysierten Wirbelstrukturen (stabile Strudel)

Datum	<i>W</i> km/Tag	<i>R</i> °
16./17. 4.	6,0	142
17./18. 4.	3,5	152
18./19. 4.	2,2	133
19./20. 4.	2,3	78
20./21. 4.	7,4	43
Mittel	4,3	

Tabelle 8
Mittlere Wanderungsgeschwindigkeit *W* und Bewegungsrichtung *R* (rechtweisend) der vom 15.–24. Juli 1986 im zentralen Arkonabecken (8 m) analysierten Zirkulationsmuster (Sattel)

Datum	<i>W</i> km/Tag	<i>R</i> °
15./16. 7.	5,4	163
16./17. 7.	2,4	82
17./18. 7.	0,5	174
18./19. 7.	0,3	155
19./20. 7.	2,6	69
20./21. 7.	2,7	11
21./22. 7.	5,0	347
22./23. 7.	2,2	328
23./24. 7.	4,6	282
Mittel	2,9	

4,3 km pro Tag bei Extremwerten von etwa 2 bzw. 7 km/Tag.

Die Untersuchung der zwischen 14. und 25. Juli 1986 im 8-m-Horizont des Arkonabeckens analysierten Sattelstrukturen (vgl. Tab. 4) ergab eine mittlere Wanderungsgeschwindigkeit von 2,9 km/Tag bei Extremwerten von 0,3 bzw. 5,4 km/Tag. Die mittlere Bewegung des Zirkulationsmusters erfolgte wiederum gegen den Uhrzeigersinn von etwa Süd über Ost und Nord auf nahezu West (Tab. 8).

Die angewendete Berechnungsmethodik läßt keine Aussagen über die Gesamtlebensdauer der einzelnen Zirkulationsmuster zu.

Vergleiche der analysierten Wanderungsgeschwindigkeiten mit den aus der Literatur bekannten Angaben zeigen eine gute Übereinstimmung. Aus der Untersuchung der Veränderlichkeit physikalischer Felder in der zentralen Ostsee bestimmten z. B. AITSAM und ELKEN (1982) Wanderungsgeschwindigkeiten der Wirbel von einigen Kilometern pro Tag. Die von HORSTMANN (1983) aus Satellitenbildern an Hand von Temperaturanomalien, Variationen der Farbe des Wassers oder Blaualgenakkumulationen identifizierten Wirbelstrukturen an der Oberfläche des Arkonabeckens wiesen Wanderungsgeschwin-

digkeiten zwischen 3 und 11 km/Tag auf. Einige Strukturen waren auch über mehrere Tage stationär. Auch die mit Hilfe von Modellrechnungen erzeugten Wirbel (KIELMANN 1981) ergaben Wanderungsgeschwindigkeiten unterhalb von 10 km/Tag.

5. Schlußbetrachtungen

Die Konstruktion von Stromlinienbildern auf der Basis der Theorie kollinearier Strömungen erweist sich als nützliche und aussagefähige Ergänzung bei der Erfassung mittlerer mesoskaler Strömungsfelder in Teilgebieten der westlichen Ostsee. Dabei muß beachtet werden, daß ein wesentliches Genauigkeitsproblem in der Berechnung der Informationsgrößen durch zweimalige Differenzbildung liegt. Aus den Erfahrungen bei vier Experimenten lassen sich folgende Schlußfolgerungen für die Anwendung der Berechnungsmethodik ableiten:

1. Für die erforderliche zeitliche Mittelung der Strömungsdaten bieten sich im allgemeinen Tagesmittel als geeignet an, wobei aber auch 6-h-Mittel zu guten Resultaten führen können.
2. Ein rechtwinkliges Bojendreieck mit etwa 2 sm Bojenabstand ist unter der Voraussetzung, daß die Strömungsmeßgeräte zuverlässig arbeiten, ausreichend für die Erfassung der mesoskalen Zirkulationsmuster.
3. Die Position der singulären Punkte kann in unmittelbarer Nähe des Meßfeldes (2 bis 3 km von jeder Boje entfernt) ausreichend genau bestimmt werden.
4. Der dominierende Zirkulationstyp ist bis etwa 10–15 km vom Meßfeld entfernt festlegbar. Häufig sind die Zirkulationstypen über mehrere Tage nachweisbar. Im allgemeinen ist eine Abhängigkeit des Zirkulationstyps von der Tiefe vorhanden.
5. Sattel und stabile Strudel sind die am häufigsten analysierten Zirkulationstypen.
6. Die Veränderlichkeit der Zirkulationsmuster bei gleichem Zirkulationstyp kann an

Hand der Lage der Asymptoten zur Nord-Richtung bzw. zueinander (Sattel, Knoten) oder an Hand der Form der Strukturen und der Drehung der großen Achse (Strudel) bestimmt werden.

7. Verliert ein Zirkulationstyp seinen dominierenden Einfluß im Untersuchungsgebiet, so wird stets ein anderer Zirkulationstyp mit neuer Position des singulären Punktes analysiert.
8. Die Wanderung der Zirkulationsmuster kann an Hand der Verlagerung der singulären Punkte eines Zirkulationstyps bestimmt werden.
9. Die angewendete Berechnungsmethodik läßt keine Aussagen über die Gesamtlebensdauer der Zirkulationsmuster oder die absoluten Durchmesser von Wirbelstrukturen zu.

Die konstruierten mittleren Zirkulationsmuster im mesoskalen Bereich von Teilgebieten der westlichen Ostsee sowie die analysierten charakteristischen Parameter zeigen gute Übereinstimmung mit den auf Satellitenaufnahmen beobachteten Strukturen bzw. den aus der Literatur bekannten Angaben.

Literatur

AITSAM, A.; ELKEN, J.: Synoptic scale variability of hydrophysical fields in the Baltic proper on the basis of CTD measurements. — In: NIHOUL, J. C. J. (Editor): Hydrodynamics of semi-enclosed seas. — Elsevier Oceanography Series 34 (1982), 433 to 468.

BJERKNES, V.; HESSELBERG, T.; DEVIK, O.: Kinematik der Atmosphäre und der Hydrosphäre. — In: BJERKNES, V. und Mitarb.: Dynamische Meteorologie und Hydrographie, 2. Teil. — Braunschweig: Vieweg & Sohn 1913, 172 S.

BOEHLICH, M. J.: A three dimensional baroclinic model of the western Baltic. — In: NIHOUL, J. C. J. and B. M. JAMART (Eds.): Three-dimensional models of marine and estuarine dynamics. — Elsevier Oceanography Series 45 (1987), 285–304.

BRONSTEIN, I. N.; SEMENDJAJEW, K. A.: Taschenbuch der Mathematik. — 19. Aufl., Moskau, Leipzig: Nauka, Teubner 1979.

- DEFANT, A.: Einführung in die Geophysik, Bd. III: Dynamische Ozeanographie. — Naturwiss. Monographien u. Lehrbücher, Bd. 9. — Berlin: Springer Verlag 1929, 222 S.
- DEFANT, A.: Physical oceanography, Vol. I. — Oxford: Pergamon Press 1961, 729 S.
- FENNEL, W.; KAYSER, B.: Zur experimentellen Bestimmung mesoskaler Stromlinienmuster. — Beitr. Meereskd. **49** (1983), 83—97.
- FENNEL, W.; STURM, M.; HELM, R.: Response patterns of the western Baltic — Beitr. Meereskd. **57** (1987), 3—10.
- FRANCKE, E.; LASS, U.; MÖCKEL, F.; PLÜSCHKE, G.: Der ozeanologische Strömungsmesser LSK 801. — Beitr. Meereskd. **44/45** (1980), 127—138.
- GIDHAGEN, L.; WULFF, F.: Distribution patterns of sea surface temperature over a coastal-offshore zone — a sequence of satellite-derived isotherm maps. — Proc. 15th Conf. Baltic Oceanographers, Copenhagen 1986 (im Druck).
- HORSTMANN, U.: Distribution patterns of temperature and water colour in the Baltic Sea as recorded in satellite images: Indicators for phytoplankton growth. — Ber. Inst. Meereskunde Kiel, Nr. 106, Vol. 1 (1983), 147 S.
- KIELMANN, J.: Grundlagen und Anwendung eines numerischen Modells der geschichteten Ostsee, Teil 1 und 2. — Ber. Inst. Meereskunde Kiel, Nr. 87a und b (1981).
- MATTHÄUS, W.; SCHWABE, R.; SAMMLER, R.: Mesoscale current patterns in the Arkona Basin. — Proc. 14th Conf. Baltic Oceanographers, Gdynia 1984, Vol. 1 (1984), 303—313.
- MATTHÄUS, W.; SAMMLER, R.; SCHWABE, R.: Mesoscale Strömungsmuster und ihre Charakteristika im zentralen Arkonabecken im April 1981. — Beitr. Meereskd. **54** (1986), 33—51.
- NEUMANN, G.: Ocean currents. — Amsterdam: Elsevier 1968, 352 S.
- NEUMANN, G.; PIERSON, W. J.: Principles of physical oceanography. — Englewood Cliffs, N. J.: Prentice-Hall Inc. 1966, 545 S.
- OKUBO, A.: Horizontal dispersion of floatable particles in the vicinity of velocity singularities such as convergences. — Deep-Sea Res. **17** (1970), 445 bis 454.
- SANDSTRÖM, J. W.: Über die Bewegung der Flüssigkeiten. — Ann. Hydrogr. marit. Meteorol. **37** (1909), 242—254.
- SIMONS, T. J.: Topographic and baroclinic circulations in the southwest Baltic. — Ber. Inst. Meereskunde Kiel, Nr. 25 (1976).
- SMIRNOW, W. I.: Lehrgang der höheren Mathematik, Teil II. — 16. Aufl., Berlin: Dt. Verl. Wissenschaften 1986.
- STURM, M.; HELM, R.: Zur raum-zeitlichen Variabilität der horizontalen Wärmeadvektion in der westlichen Ostsee. — Beitr. Meereskd. **48** (1983), 9—22.
- SVERDRUP, H. U.; JOHNSON, M. W.; FLEMING, R. H.: The oceans — their physics, chemistry, and general biology. — New York: Prentice-Hall Inc. 1942, 1087 S.
- ULBRICHT, K. A.; SCHMIDT, D.: Massenaufreten mariner Blaualgen in der Ostsee auf Satellitenaufnahmen erkannt. — DFVLR Nachrichten **22** (1977), 913 bis 915.
- WERENSKIOLD, W.: Mean monthly air transport over the North Pacific Ocean. — Geofys. Publ., Kristiania **2** (1922) 9, 55 S.
- Anschrift der Autoren:
Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS,
R. SAMMLER
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
Rostock-Warnemünde
DDR-2530
- Eingereicht: 11. 8. 1987
Zur Veröffentlichung angenommen: 31. 5. 1988

JOHANN MRAZEK

Gesetzmäßigkeiten der Vertikalverteilung rezenter Sedimente in nordatlantischen Tiefseegebieten: Bestimmung der sedimentären Karbonatlinien und bathymetrische Modellierung der Kalklösungsprozesse

Mit 10 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung: Auf der Basis von Expeditionsarbeiten des Zentralen Geologischen Instituts Berlin (DDR) in Tiefseegebieten des südlichen Nordatlantiks beiderseits des Mittelatlantischen Rückens werden Untersuchungsergebnisse zur Karbonatlinienbestimmung, Karbonatlösungsproblematik und ihrer Kardinalfunktion für eine gesetzmäßige vertikale Verteilung rezenter Sedimente vorgestellt. Den Ausgangspunkt bilden anhand einfacher bathymetrischer Parameter erkannte Verteilungsprinzipien ausgehaltener Sedimenttypen, die auf unterschiedliche Karbonatlösungsverhältnisse im Nordamerikanischen und Nordwestafrikanischen Becken hinweisen. Durch Anwendung erweiterter mathematischer Statistik werden die Karbonatlösungsprozesse bathymetrisch modelliert. Bestimmungen über nichtlineare Ausgleichspolynome zu den Lysoklinen- und Karbonatkompensationstiefen, zu den Lösungsgraden, zu Hauptlösungszonen und anderen Parametern gestatten gesicherte Aussagen zu den Tiefenzonen und zur Intensität der chemischen Erosion. Dabei werden beckenstypische Unterschiede festgestellt. Auf der Grundlage dieser Resultate werden die abgeleiteten vertikalen Sedimentverteilungsmuster und ihre signifikanten Differenzen beiderseits des Mittelatlantischen Rückens als gesetzmäßig erkannt. Sie erklären sich als direkte Auswirkung der vom Bodenkörper ausgehenden unterschiedlichen Lösungseinwirkungen.

Abstract: Deriving from expedition work by the Central Geological Institute Berlin (G.D.R.) in deep-sea areas of the southern North Atlantic on both sides of the Mid-Atlantic-Ridge results were shown in connection with the determination of carbonate lines (LCD and CCD), and with problems of carbonate dissolution and its cardinal function for a regular vertical distribution of recent sediments. Resulting from simple bathymetric parameters distribution principles of different sediment types, which indicate different carbonate dissolution conditions in the North American and in the Northwest African Basin, are the starting-point. By the use of extended mathemati-

cal statistics the carbonate dissolution processes are bathymetrically summarized in a model. Determinations of nonlinear compensation polynomials of dissolution rates, of the depths of lysoclines and of carbonate compensations, respectively, of main dissolution zones and of other parameters allow verified statements in context with the depth zones and the intensity of the chemical erosion. Basin-typical differences are stated in this way. Based on these results the deriving sediment patterns and their significant differences on both sides of the Mid-Atlantic-Ridge are recognized to be regular. They are explained by the direct influence of different dissolution effects controlled by the body of deep water.

Резюме: На основе работ экспедиции Центрального Геологического Института (Берлин, ГДР) в областях глубинного моря в южной части северной Атлантики с обеих сторон Среднеатлантического хребта представлены результаты исследований определения карбонатных линий, проблем карбонатных растворов и их основную функцию для законного вертикального распределения современных осадков. За исходную точку взяты простые bathymetrisches параметры обнаруженных принципов распределения исходных типов седиментов, которые указывают на различные отношения растворов карбоната в Североамериканском и Северозападном Африканском бассейнах. С помощью математической статистики смоделированы процессы растворов карбоната. Вычисления на основе нелинейных аппроксимационных полиномов лизоклин и глубин компенсации карбоната, растворяемых частей, главных зон растворения и других параметров позволяет сделать вывод о глубинах и интенсивности химической эрозии. При этом были установлены типичные для бассейнов различия. На основе этих результатов определены вертикальные типы распределения седиментов и их достоверные различия с обеих сторон Среднеатлантического хребта. Они объясняются как прямое действие одного тела воды и различных причин растворения.

1. Vorbemerkung

Den Kalkgehalt in den rezenten Tiefseesedimenten der Weltozeane bestimmen vorrangig drei Faktoren:

- die Bioproduktivität kalkschaliger Mikroorganismen in der Oberflächenschicht der Warmwassersphäre.
- die Zufuhr von nichtkarbonatischem Material, vorwiegend silikatischen Klastika terrigener Herkunft und untergeordnet biogenen Silikaten mariner Abstammung.
- die tiefenfunktionale Karbonatlösung (z. B. VOLAT u. a. 1980; BELJAEVA und BURMISTROVA 1984).

Infolge der signifikanten und in den Tiefseebecken stets nachgewiesenen Abhängigkeit der Karbonatführung in den Oberflächensedimenten von der Wassertiefe ist dabei der CaCO_3 -Lösung die entscheidende Kontrollfunktion zuzuschreiben (z. B. THUNELL 1982; CROWLEY 1983; PETERSON und PRELL 1985).

Die Tiefseeprozesse der Karbonatlösung und der Karbonaterhaltung, mit ihren zahlreichen Einzelfragen, ihrer Verursachung und ihren Auswirkungen sind seit etwa 20 Jahren ein breit gefächertes ozeanographisches und meeresgeologisches Forschungsgebiet von internationaler Aktualität. Die umfangreich zu diesen Problemen in den Weltmeeren durchgeführten Untersuchungen erfolgen dabei aus drei disziplinären Richtungen:

- von paläontologischer Seite über den Erhaltungszustand karbonatischer Mikrofossilien, insbesondere planktonischer Foraminiferen (z. B. BERGER 1968; PARKER und BERGER 1971; KIPP 1976; BELJAEVA 1980; BERGER u. a. 1982),
- aus sedimentologischer Richtung auf der Basis von Kalkgehaltsanalysen der Ablagerungen (z. B. BISCAYE u. a. 1976; KOLLA u. a. 1976; LISICYN u. a. 1977; THUNELL 1982; MARCHIG und RÖSCH 1983),
- von ozeanographischer Seite mit karbonat-chemischen Untersuchungen des Kalt-

wasserkörpers (z. B. MORSE 1974; BEN-YAAKOV u. a. 1974; BROECKER und TAKAHASI 1978; THUNELL 1982; PETERSON und PRELL 1985).

Als Schlüsselparameter zum Verständnis der Karbonatsedimentation in der Tiefsee werden dabei insbesondere die mit unterschiedlicher Methodik erzielten Resultate zu den vertikalen Anordnungen der Karbonatlinien ausgewiesen und verglichen. Diese kritischen Niveaus und ihre regionalen Variationen werden bei der Mehrzahl der Untersuchungen zur Erklärung ihrer Ursachen nach ozeanologischen und tiefenhydrographischen Aspekten — Wassermassenverteilung, physiko-chemisch bedingter Sättigungszustand, Zirkulation — ausgelotet. Berücksichtigung finden dabei auch die beiden anderen, eingangs genannten Faktoren sowie jüngst die Diskussion wahrscheinlich zusätzlicher CO_2 -Bereitstellung zur Karbonatlösung aus der frühdigenetischen Oxidation organischen Materials (BELJAEVA und BURMISTROVA 1984; PETERSON und PRELL 1985).

Aus der Kenntnis der Lysoklinen- und Karbonatkompensationstiefen werden die regionale Verteilung der Sedimente in den Tiefseegebieten der heutigen Weltozeane und in Paläoozeanen, die Unterschiede in der Karbonatführung in ihrem Vergleich sowie intraozeane Becken-Becken-Differenzen erklärbar (z. B. VAN ANDEL 1975; KENNETT 1982; THUNELL 1982; EMERY und UCHUPI 1984). Die Schlußfolgerungen aus derartigen tiefmarinen Untersuchungen münden ferner in Aussagen zur Chemie der Ozeane und ihren zeitlichen Veränderungen, zum globalen geochemischen CO_2 -Kreislauf sowie zum Paläoklima (z. B. BROECKER 1982; SUNDQUIST und BROECKER 1985; BERGER 1985 a, b).

In dieses methodisch, inhaltlich und regional breite Spektrum zur Karbonatlösungs- sowie -akkumulationsproblematik in der Tiefsee ordnen sich die hier vorzustellenden Untersuchungen und ihre Resultate ein. An den Fallbeispielen zweier Tiefseebecken des Atlantiks werden durch Anwendung erweiterter mathematischer Statistik die Kalklösungsprozesse bathymetrisch modelliert. Ex-

akte Parameterbestimmungen erlauben gesicherte Aussagen zu den vertikalen Wirkungszonen sowie zur Wirkungsintensität der Entkalkungsvorgänge und ihren becken-typischen Unterschieden. Diese Basis ermöglicht die Aufdeckung von Gesetzmäßigkeiten der Oberflächensedimentverteilung und ihre Erklärung als direkte Auswirkung der vom Wasserkörper ausgehenden differenzierten Lösungseffekte. Den Ausgangspunkt dabei bilden, bezugnehmend auf o. g. unterschiedliche Richtungen des Herangehens, die rezenten Sedimente, ihre voneinander abweichenden CaCO_3 -Gehalte und die Gegenüberstellung zur Wassertiefe.

2. Untersuchungsgebiete und Ausgangspositionen

Die hier vorgelegten Ergebnisse haben Probenmaterial zur Grundlage, das in den 70er Jahren während mehrerer Expeditionen in Tiefseegebiete des südlichen Nordatlantiks durch das Zentrale Geologische Institut Berlin (DDR) gewonnen wurde. Für die Seearbeiten stand das Forschungsschiff „Alexander von Humboldt“ der Akademie der Wissenschaften der DDR zur Verfügung. Innerhalb langjährig durchgeführter Auswertungsarbeiten stand dem Autor ein Teil dieser Proben für grundlagenforschende Untersuchungen bereit. Ferner konnten während und unmittelbar nach den Expeditionen gewonnene Primärdaten und erste Interpretationserkenntnisse dafür genutzt werden. Der Leitung des Zentralen Geologischen Instituts soll für die insgesamt gewährte Unterstützung, auch bei der Bearbeitung weiterer Probleme zur Tiefseesedimentation im Nordatlantik, an dieser Stelle nochmals der Dank ausgesprochen werden.

Die Resultate beziehen sich auf Arbeitsgebiete

- westlich des Mittelatlantischen Rückens (MAR) im südlichen Nordamerikanischen Becken (NAB) und nördlichsten Guayana-Becken und
- östlich des Mittelatlantischen Rückens im Nordwestafrikanischen Becken (NWAB), wobei vorrangig das Kanaren-Becken, die Kap-Verde-Schwelle und der nördliche Teil des Kap-Verde-Beckens erfaßt werden (Abb. 1).

In diesen Gebieten liegen die becken-tiefsten Teile des gesamten Nordatlantiks. Durch sie verlaufen beiderseits des MAR etwa rückenparallel die Achsen maximaler Wassertiefen (HEEZEN u. a. 1959). Von den geomorphologischen Einheiten des südlichen Nordatlantiks liegen im westlichen Arbeitsgebiet insbesondere der großflächige Relieftyp der Tiefsee-Hügelzone und Teile der unteren Flankenzone des MAR. Weitere Elemente sind der Barracuda-Rücken und seine ihn nördlich und südlich flankierende Barracuda-sowie Demerara-Tiefsee-Ebene. Im Großraum des NWAB erfaßten die Untersuchungsarbeiten vorrangig ebenfalls die Tiefsee-Hügelzonen beider Teilbecken, die Kanaren-Tiefsee-Ebene, den Kontinentalfuß Afrikas sowie im Nordwesten die östliche untere Flankenzone des MAR (IL'IN 1976; UCHUPI u. a. 1976; RONA 1979).

Die Untersuchungsareale zu beiden Seiten des MAR sind durch ihre etwa gleiche Breitenlage gekennzeichnet, wobei sich das Gebiet im NWAB in seinem östlichen Teil meridional bis 35° N erstreckt. Die Seearbeiten westlich des Rückens erfaßten eine Fläche von über 1 Mio km^2 , die östlich von ihm mehr als 3 Mio km^2 . Die Arbeitsgebiete sind bathymetrisch adäquat positioniert. Jeweils zwischen 4000 m und 6400 m Wassertiefe wurden mit der Probenahme Tiefenintervalle von 2100 m im westlichen Areal und fast 2400 m im östlichen Polygon erfaßt. Die durchschnittlichen Tiefenlagen der 115 Untersuchungsstationen im NAB und die der 34 Beprobungspunkte im NWAB sind mit je 5180 m identisch.¹⁾ Damit bestanden — auch im internationalen Vergleich — überaus geeignete Voraussetzungen, die eingangs aufgeführten Zielstellungen zu verfolgen:

- Tiefenidentität und große vertikale Äquidistanzen mit > 2 km Profilbreite, womit a priori die Möglichkeit der Erfassung beider Karbonatlinien gegeben war,

¹⁾ Die Wassertiefenbestimmung erfolgte mit Tiefsee-Echoloten einer Meßgenauigkeit von ± 50 bis 70 m.

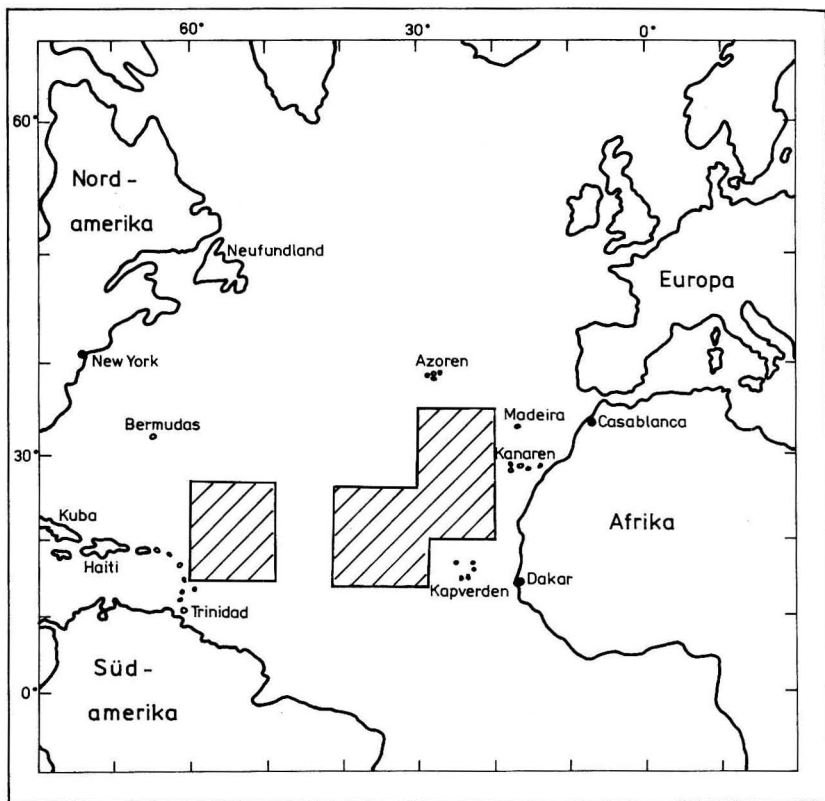


Abb. 1
Lage der Untersuchungsgebiete im Nordatlantik

- zwar differenzierte, jedoch statistisch aussagefähige Probenvolumina,
- hinreichende Aufgliederung in Sedimenttypen,
- weitgehend gleichmäßige Flächenverteilung der Untersuchungsstationen,
- ausreichende Großflächigkeit beider Untersuchungspolygone als Voraussetzung für becken-typische Aussagen,
- Garantie eines transatlantischen Becken-Becken-Vergleichs durch die duale Anlage der Untersuchungen dies- und jenseits des MAR, bei vergleichbarer geographischer N-S-Ausdehnung.

Für die CaCO_3 -Bestimmungen wurden die jüngsten Ablagerungen herangezogen, die die heutige Meeresbodenoberfläche bilden. Als

Bezugsniveau sind die obersten, maximal 20 cm der Sedimentdecke anzugeben, deren Proben vorwiegend Stechrohrkernen und Greifermaterial entnommen wurden.

Diese nordatlantischen Tiefseeschlämme wurden, in Anlehnung an internationale Klassifikationen, unter Verwendung des Stoffmerkmals „Karbonatgehalt“ analysiert und benannt. Danach konnten folgende 5 Sedimenttypen ausgehalten werden:

95 ... 75% CaCO_3	toniger Kalkschlamm
75 ... 50% CaCO_3	stark toniger Kalkschlamm
50 ... 25% CaCO_3	stark kalkiger Tonschlamm
25 ... 5% CaCO_3	kalkiger Tonschlamm
5 ... 0% CaCO_3	roter Tiefseeton

Die analytische Bestimmung des Karbonatgehaltes wurde über die naßchemische CO_2 -Ermittlung in einer Wösthoff-Apparatur des Zentralen Geologischen Instituts vorgenommen.

Bereits die ersten Auswertungsarbeiten nach Beendigung der Expeditionen zeigten den erwarteten und entscheidenden Einfluß der Löslichkeit des biogenen Kalks auf die Sedimentzusammensetzung in Beziehung zu den Wassertiefen. Die aus den abysalen Teilen der Weltmeere bekannte Tatsache einer Lagerung des roten Tiefseetons und der anderen Tonschlämme auf den tiefer liegenden Ozeanböden und das Antreffen der Kalkschlämme in höheren Niveaus wurde auch in den beiden Arbeitsgebieten des südlichen Nordatlantiks vorgefunden. Daraus erfolgte zunächst lediglich eine größenordnungsmäßige Abschätzung der vertikalen Lagen der Lösungsprofile und ihrer Abgrenzungen; ebenso war infolge fehlender exakter Daten keine aussagefähige vergleichende Analyse zwischen den Becken möglich.

3. Tiefenzonale Lagerung der Sedimenttypen

Diese Situation erforderte nun ein systematisches Herangehen, um diese grobe vertikale Beziehung für die einzelnen Sedimenttypen in beiden Becken zu quantifizieren. Der erste Schritt dazu war die Bestimmung der beiden Lagerungsparameter Wassertiefenintervalle des Auftretens der Schlammtypen und ihrer mittleren Tiefenlagen beiderseits des MAR (Abb. 2). Dieses Diagramm und Tab. 1 informieren über die in beiden Untersuchungs-räumen gleichartige, strenge bathymetrische Sequenz der Sedimentlagerung in Relation zu den Wassertiefen sowie über die ermittelten Parametergrößen. Im NAB haben z. B. der stark tonige Kalkschlamm eine mittlere Tie-

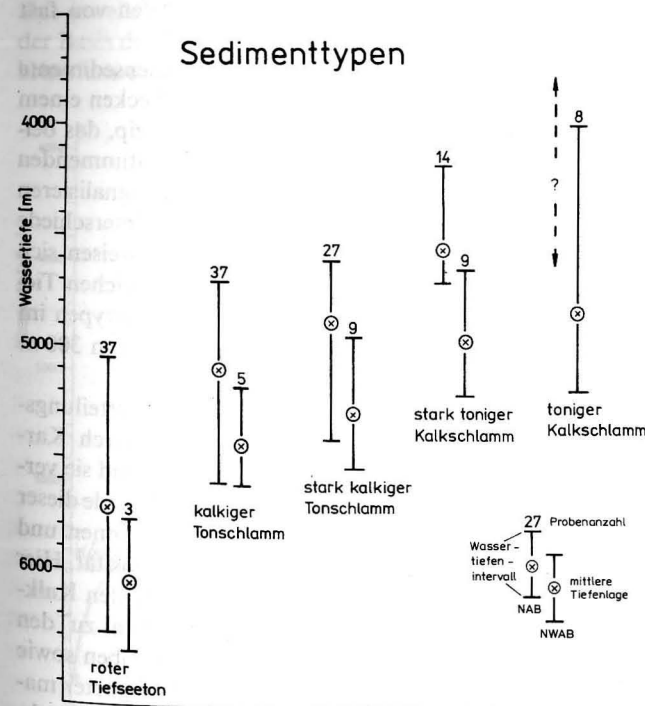


Abb. 2
Vertikale Verteilungsprinzipien der rezenten Sedimenttypen im Nordamerikanischen und Nordwestafrikanischen Becken.

Tabelle 1

Wassertiefenintervalle und mittlere Tiefenlagen der rezenten Sedimenttypen beiderseits des Mittelatlantischen Rückens im südlichen Nordatlantik

Sedimenttyp	Wassertiefenintervalle (m)		mittlere Tiefenlagen (m)		Differenz der mittleren Tiefenlagen (m)
	NAB	NWAB	NAB	NWAB	
toniger Kalkschlamm	—	4000 ... 5180	—	4830	—
stark toniger Kalkschlamm	4180 ... 4700	4640 ... 5200	4547	4960	413
stark kalkiger Tonschlamm	4600 ... 5400	4940 ... 5530	4874	5278	404
kalkiger Tonschlamm	4700 ... 5600	5170 ... 5610	5091	5428	337
roter Tiefseeton	5050 ... 6280	5770 ... 6360	5719	6050	331

fenlage von 4550 m und der rote Tiefseeton von 5720 m. Dazwischen sedimentieren mit 5090 m und 4875 m, ebenfalls vertikal gegeneinander abgesetzt, die beiden anderen Schlammtypen. Gleichfalls sind die Wassertiefenintervalle ihres Auftretens, bei erwartungsgemäßer Überlappung, vertikal versetzt. Wesentlich für die Karbonatlösungs- und Sedimentverteilungsproblematik ist bereits hier der Hinweis auf das Fehlen des tonigen Kalkschlammes, mit > 75% CaCO₃ der kalkreichste Typ. Er wurde westlich des Rückens auf keiner Station unterhalb 4180 m, dem vergleichsweise flachsten Beprobungspunkt, angetroffen.

Im NWAB zeigt sich die gleiche strikte vertikale Staffelung, ebenfalls mit deutlich voneinander abgesetzten mittleren Lagerungstiefen und übergreifenden Wassertiefenintervallen. Lediglich zwischen der Obergrenze des roten Tiefseetons und der Untergrenze des kalkigen Tonschlammes tritt eine Lücke von 160 m auf, die vermutlich aus den vergleichsweise geringen Probenmengen dieser beiden Schlämme resultiert. Im östlichen Gebiet wurden alle fünf Sedimenttypen angetroffen. Der im NAB fehlende tonige Kalk-

schlamm sogar bis zu Wassertiefen von fast 5200 m.

Die Distribution der Oberflächensedimente unterliegt also in beiden Tiefseebecken einem gleichen vertikalen Wirkungsprinzip, das beiderseits des MAR zu übereinstimmenden Tiefenstaffelungen führt. Diese signalisieren jedoch gleichzeitig markante Unterschiede im Vergleich beider Gebiete. Sie weisen sich in einer konsequenten, richtungsgleichen Tiefenverlagerung identischer Sedimenttypen im Areal östlich des MAR im Betrag von 300 m bis 400 m aus (Tab. 1).

Diese erkannten vertikalen Verteilungsprinzipien werden offensichtlich durch Karbonatlösungsprozesse verursacht, und sie verweisen auf beckenotypische Unterschiede dieser Entkalkungsvorgänge nach Tiefenzonen und möglicherweise auch nach der Intensität. Hier boten der Übergang von den nach den Kalkwerten gegliederten Sedimenttypen zu den CaCO₃-Gehalten der einzelnen Proben sowie insbesondere die Einschaltung geeigneter mathematischer-statistischer Methoden berechnete Aussichten, diese aus Tiefseegebieten aller Weltozeane qualitativ bekannten Beziehungen bathymetrisch zu quantifizieren.

4. Bestimmung der sedimentären Karbonatlinien

Dazu erfolgten als zweiter Schritt die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der Karbonatführung und der Wassertiefe durch die Gegenüberstellung dieser Merkmale in Abhängigkeitsdiagrammen und die Anwendung der Regressionsanalyse. Dabei verwiesen die Punktdispositionen zunächst auf Beziehungen beider Variablen, die durchaus — wie überprüft — linearen Funktionen folgen. Eine kritische Bemusterung der Punktlagen ließ jedoch erkennen, daß sie weitaus genauer durch nichtlineare Regressionsanalysen anzunähern waren.

Zur exakten Wiedergabe dieser Abhängigkeiten boten sich ein von KOLYSCHKOW und PESCHEL (1985) entwickelter Algorithmus an, mit dem empirische Wertepaare an 13 Funktionsmodelle nach der Methode der kleinsten Quadrate approximiert werden können. Das jeweils optimale Modell kann dabei auf der Basis der Reststreuung als Entscheidungskriterium ausgewählt werden.

Die Anwendung dieses Verfahrens auf das hier untersuchte Problem der karbonatischen Tiefseesedimentation ergab, daß die Beziehungen zwischen den Datenpaaren exponentiellen Ausgleichspolynomen folgen. Für die Abhängigkeit des Karbonatgehaltes (x) von der Wassertiefe (y) sind die Regressionskurven in beiden Becken durch die gleiche Funktion

$$x = ae^{by} + cy^2$$

definiert. Das entspricht dem 9. Funktionsmodell aus dem nutzungsbereiten Algorithmus. Dabei besteht mit $r = -0,947$ im NAB und $r = -0,924$ im NWAB jeweils hohe Signifikanz zwischen dem stofflichen und dem bathymetrischen Merkmal. Diese mathematische Gleichartigkeit ist als wesentlicher Hinweis auf die beiderseits des MAR identischen Wirkprinzipien zu werten.

Da der sedimentäre Karbonatgehalt als abhängige Variable fungiert, wurde bei der computergestützten Berechnung der Regressionsbeziehungen dieser als y -Wert angesetzt. Um jedoch eine naturgerechte Ab-

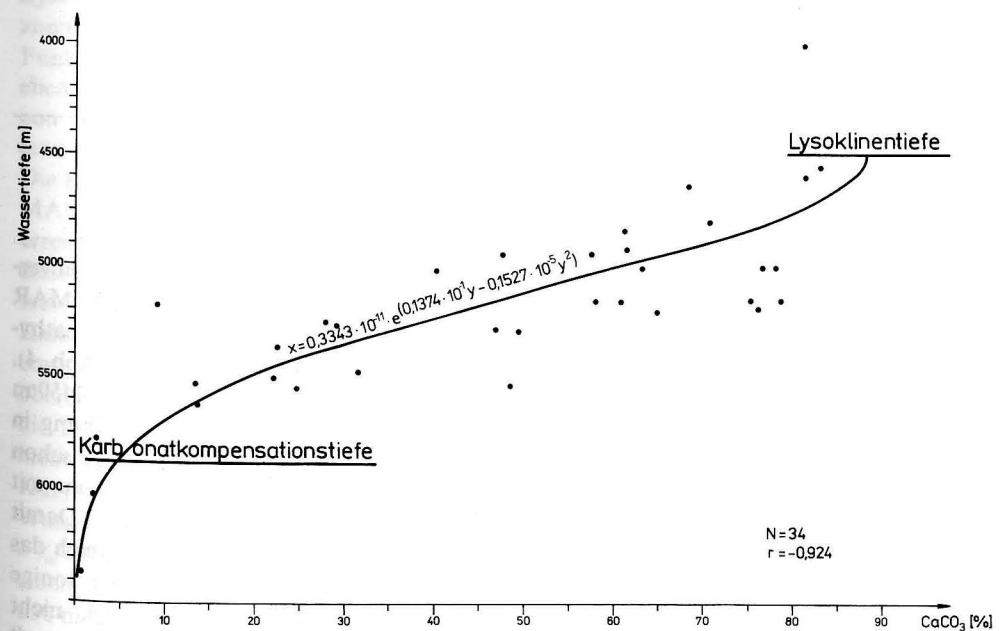


Abb. 3

Sedimentärer CaCO₃-Gehalt in Abhängigkeit von der Wassertiefe und Bestimmung der Karbonatlinien im Nordwestafrikanischen Becken

bildung zu erhalten — Wassertiefe als vertikale Größe — erfolgte die graphische Darstellung der Ausgleichskurven von x auf y (unabhängige Variable).

4.1. Nordwestafrikanisches Becken

Die Reduzierung des Karbonatgehalts im Sediment beginnt bei 4500 m und setzt sich darunter zunehmend fort (Abb. 3). Damit ist im Verständnis der Lysoklinientiefe (z. B. SCHOLLE u. a. 1983) ihre Lage im NWAB mit dieser Wassertiefe anzugeben. Grenzt man den roten Tiefseeton bei 5% CaCO_3 gegen den kalkigen Tonschlamm ab, dann ist im Mittel im östlichen Becken die Karbonatkompensationstiefe bei 5870 m erreicht. Subkompensationstief lagert roter Tiefseeton, gewissermaßen der Lösungsrückstand des angelieferten Gesamtmaterials. Damit schließen die beiden sedimentären Karbonatlinien ein Tiefenintervall von genau 1370 m ein.

Die Abnahme des CaCO_3 -Gehalts mit steigender Wassertiefe erfolgt im gesamten vertikalen Untersuchungsprofil ungleichmäßig. Ein steiler Kurvengradient — vom Standpunkt der unabhängigen Variablen ($y = \text{Wassertiefe}$) — im oberen und mittleren Bereich des Lösungsprofils signalisiert hier die größten CaCO_3 -Verlustquoten.

An den zunächst lediglich visuell abschätzend vorgenommenen Abgrenzungen dieses Tiefenbereichs größter sedimentärer Kalkgradienten gegen die beiden flachen Kurvenabschnitte betragen die Lösungsraten pro 100 m Wassertiefenzunahme etwa 5%, denen die Wassertiefen von 4700 m und 5600 m zugeordnet sind. Die Bereiche dieser Grenzwerte kennzeichnen deutliche Zu- oder Abnahmen der Veränderungsrate. Dieses 900-m-Intervall innerhalb der insgesamt erfaßten 2360 m wird als Hauptlösungszone angesprochen. In ihr erfolgt die vergleichsweise intensivste Lösungseinwirkung des Ozeanwassers auf das karbonatische Schalenmaterial im NWAB. Sie hat in dieser Vertikalzone im Mittel eine Abnahme des sedimentären CaCO_3 -Anteils von < 8%/100 m zur Folge (Tab. 2).

Tabelle 2

Lösungsraten des Kalziumkarbonats je 100 m Wassertiefenzunahme in den Oberflächensedimenten der Untersuchungsgebiete westlich und östlich des Mittelatlantischen Rückens

Wassertiefen (m)	CaCO_3 -Abnahmeraten (%)	
	Nord-amerikanisches Becken	Nordwest-afrikanisches Becken
4400 ... 4500	19,7	—
4500 ... 4600	15,3	1,4
4600 ... 4700	11,7	3,9
4700 ... 4800	9,0	6,1
4800 ... 4900	6,9	7,9
4900 ... 5000	5,3	8,9
5000 ... 5100	3,9	9,4
5100 ... 5200	3,0	9,2
5200 ... 5300	2,3	8,5
5300 ... 5400	1,7	7,7
5400 ... 5500	1,3	6,4
5500 ... 5600	1,0	5,3
5600 ... 5700	0,7	4,1
5700 ... 5800	0,5	3,1
5800 ... 5900	0,4	2,3
5900 ... 6000	0,3	1,6
6000 ... 6100	0,2	1,0
6100 ... 6200	0,15	0,7
6200 ... 6300	0,1	0,5
6300 ... 6400	—	0,2

4.2. Nordamerikanisches Becken

Bei gleicher nichtlinearer Modellfunktion verläuft die Kalkreduzierung westlich des MAR mit teilweise beträchtlichen Raten in bathymetrisch auffallend flachem Niveau (Abb. 4). Der steile Kurvenbeginn bei etwa 4450 m zeigt an, daß hier bereits die Entkalkung in vollem Umfang wirkt und demzufolge schon in einem höher gelegenen Tiefenniveau mit geringeren Raten einsetzen muß. Damit konnte im gegebenen Beprobungsbereich das genannte kalkreichste Sediment, der tonige Kalkschlamm (95 ... 75% CaCO_3), nicht angetroffen werden. Dieser Sedimenttyp muß im Durchschnitt sublysoklinal im NAB folglich auf noch flacheren Tiefseeböden lagern.

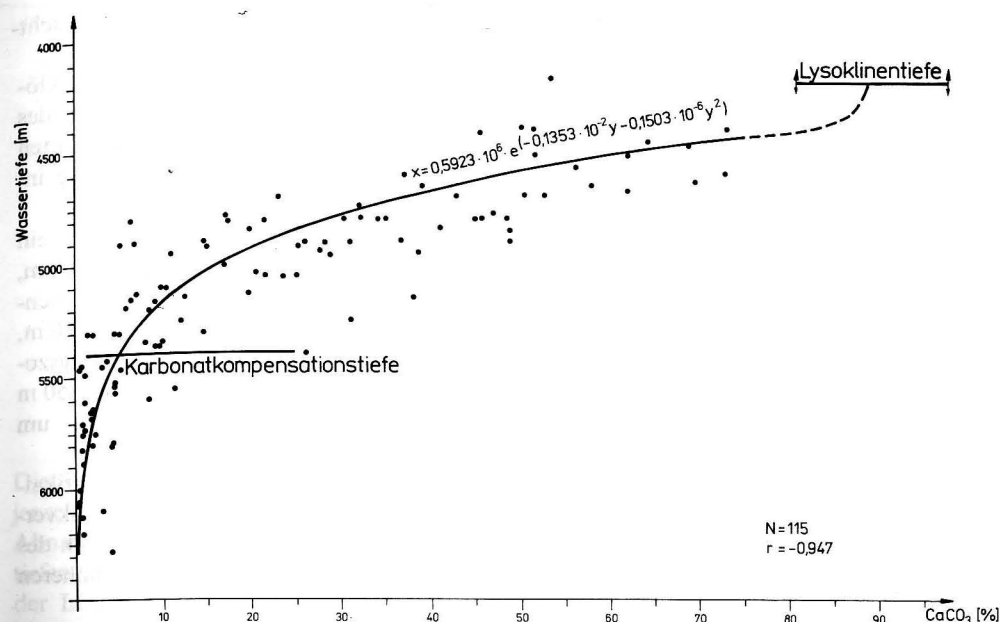


Abb. 4

Sedimentärer Kalkgehalt als Funktion der Wassertiefe und Fixierung der Karbonatlinien im Nordamerikanischen Becken

Der Lösungsbeginn und damit die Lage der Lysoklinientiefe sind demnach < 4450 m anzusetzen. Ausgehend vom Verhalten der Funktion im bekannten Meßbereich und ebenso von ihrem Verlauf im östlichen Polygon ist die Lysoklinientiefe extrapolativ bei etwa 4200 m oder noch flacher anzunehmen. Die Karbonatkompensationstiefe westlich des MAR ist bereits beim Niveau von 5400 m erreicht, unterhalb der auf den Meeresböden dieses Beckens im Durchschnitt roter Tiefseeton anzutreffen ist. Beide sedimentären Kalklinien trennt damit eine Differenz von etwa 1200 m. Der sehr steile Gradient im oberen Meßbereich zwischen beiden markiert die Zone stärkster Kalkabnahmen im Sediment. Er ist bei etwa 5000 m gegen die untere Kurvenverflachung abzugrenzen. Bei dieser Wassertiefe wird die CaCO_3 -Abfallquote von 5%/100 m Tiefenzunahme unterschritten. Mit einem Mittelwert von > 10%/100 m für diese 550 m Vertikalausdehnung, bei Maxima von 20% bis 15% zwischen 4450 m und 4600 m, erfolgt in der Hauptlösungszone des NAB eine hochgradige Karbonatlösung (Tab. 2).

Allerdings ist zu vermerken, daß diese geringe Tiefenspanne intensiver Kalklösung von 550 m tatsächlich nach oben breiter ausgelegt sein wird. Sie konnte jedoch infolge der nicht durch die Probenahme erfaßten, unmittelbar lysoklinalen Tiefseeböden in ihrer oberen Begrenzung nicht exakt fixiert werden. Setzt man die sedimentäre Lysoklinientiefe mit dem genannten Wert als zutreffend voraus, dann wird die Ausdehnung dieser Hauptlösungszone bei ungefähr 600 m bis 650 m liegen. In diesem schmalen und bathymetrisch flachen Stockwerk zwischen etwa 4350/4400 m und 5000 m innerhalb des gesamten vertikalen Untersuchungsprofils von 2100 m Erstreckung führt ein lösungsintensives Atlantiktiefenwasser zu vergleichsweise maximaler Karbonatausmerzung in den rezenten Sedimenten des westlichen Areals.

Die Hauptlösungszone in beiden Becken, deren Ausgliederung erst durch Anwendung nichtlinearer Ausgleichsberechnungen ermöglicht wurde, sind in ihren oberen und unteren Abgrenzungen unter Zuhilfenahme eines %-Kriteriums lediglich abgeschätzt. Die zwischenzeitlich erfolgte mathematisch exakte Be-

stimmung der Vertikalausdehnung dieser Zone vielfach intensivierte Kalklösung verifizierte die hier vorgelegten Angaben (MRAZEK und VOGEL 1989). — *Ergänzung bei der Autorkorrektur.*

5. Intraozeaner Beckenvergleich

Die Kurvendiskussionen der Ausgleichspolynome zeigten, daß die Lösungsvorgänge in den beiden nordäquatorialen Tiefseebecken sowohl Gemeinsamkeiten als auch Unterschiede aufweisen. Die Veränderungen des sedimentären CaCO_3 -Gehalts mit der Ozeantiefe folgen beiderseits des Rückens den gleichen nichtlinearen mathematischen Funktionen. Durch sie wird auf gleichermaßen diskontinuierlich verlaufende Entkalkungsprozesse unterhalb der Lysoklinientiefe bis zu den jeweilig größten Beckentiefen aufmerksam gemacht. Aus dem synoptischen Vergleich beider Kurvenverläufe werden aber ebenso durch die ermittelten bathymetrischen Parameter die Unterschiede dieser Vorgänge im

Wirkungsniveau und im Wirkungsgrad sichtbar (Abb. 5):

1. Differenzierte Tiefenniveaus der Kalklösungsprozesse westlich und östlich des MAR mit einer, nach den bestimmten Werten, richtungsgleichen Absenkung im östlichen Becken:
 - die Lysoklinientiefenniveaus trennt ein Differenzbetrag von mindestens 300 m,
 - die Positionen der Karbonatkompensationstiefen differieren um fast 500 m,
 - die Obergrenzen der Hauptlösungszone sind um minimal 300 m bis 350 m verschieden, die Untergrenzen um 600 m,
 - beide Karbonatlinien und der Vertikalzonen rapider sedimentärer Kalkverluste befinden sich damit westlich des MAR in einem signifikant höheren bathymetrischen Niveau.
2. Unterschiede in den Abständen der Kalklinien und in den Vertikalbreiten der Hauptlösungszone als Ausdruck becken-differenzierter Lösungsintensitäten:

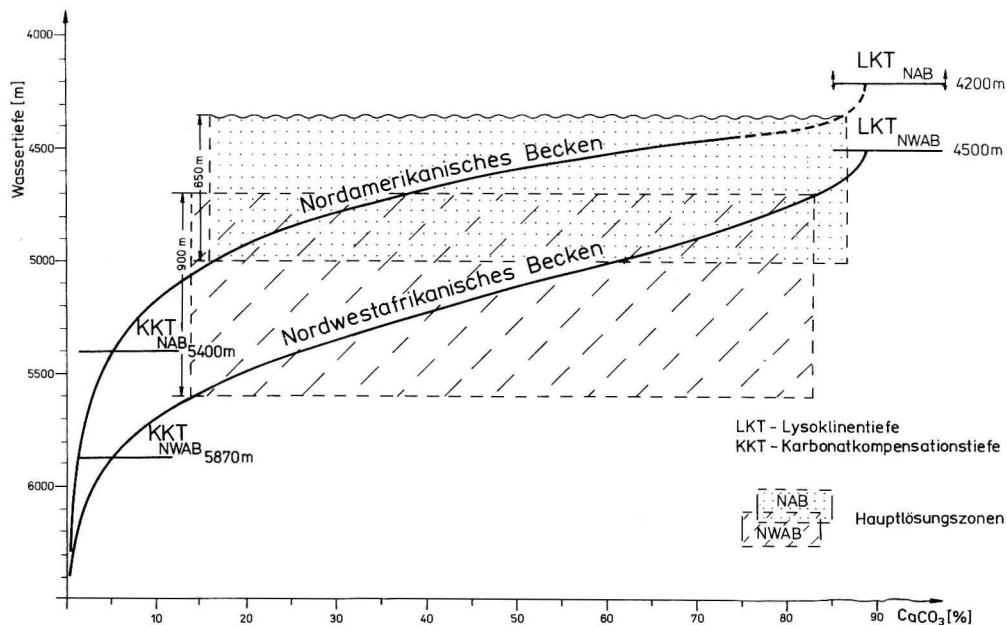


Abb. 5

Vergleich der Funktionsdiagramme beider Untersuchungsgebiete und bathymetrische Modellierung der Karbonatlösungsprozesse

- Verbreiterung des vertikalen Lösungsbereichs zwischen den Karbonatlinien im NWAB gegenüber dem westlichen Vergleichsgebiet um fast 200 m,
- adäquate Vergrößerung auch der Hauptlösungszone im NWAB im Betrag von 250 m bis 300 m,
- diesen abweichenden Breiten entsprechen verschiedene Karbonatabnahmeraten/100 m Wassertiefenzunahme. Innerhalb der schmalen Zone im NAB sind es im Mittel $> 10\%$ und im Maximum fast 20% , in der breiteren des NWAB im Durchschnitt lediglich $< 8\%$ sowie maximal $< 10\%$ (Tab. 2).

Die Vertikalbreiten beider Zonen dies- und jenseits des MAR sowie die sie verursachenden Abnahmequoten des CaCO_3 pro Wassertiefeneinheit werden als bathymetrisches Maß der Lösungsintensität des Ozeanwassers auf den absinkenden „Karbonatregen“ und die bereits sedimentierten Kalkpartikeln angesprochen. Die vergleichsweise minimierten Breiten im NAB und nördlichsten Guayana-Becken dokumentieren die aus dem gesamten westlichen Atlantik bekannte, bis zur Neufundlandschwelle bei 40°N reichende, verstärkte Lösungsaggressivität des Bodenkörper. Die dagegen festgestellten Zonenverbreiterungen im Kanaren-Becken und nördlichen Kap-Verde-Becken bilden die dort

wesentlich verlangsamten Lösungsgeschwindigkeiten der angelieferten und bereits abgelagerten Kalkanteile des Tiefenseesediments ab.

Die bathymetrisch ausgewiesenen Unterschiede in den Wirkungsbereichen und in den Auflösungsintensitäten beiderseits des MAR sowie der eingeführte Modus ihrer Bestimmung erlauben die genaue Fixierung von Differenzen des einen bei vorausgesetzter Identität des anderen Parameters. Bei gleicher Karbonatführung nimmt die Wassertiefendifferenz zwischen beiden Becken mit sinkendem Kalkanteil zunächst kontinuierlich zu, kulminiert bei 20% bis 30% CaCO_3 -Anteil und tendiert dann gegen null. Kompatible Oberflächensedimente zu beiden Seiten des MAR von je 25% Kalkgehalt beispielsweise trennt eine Tiefendifferenz von nahezu 600 m, westlich um diesen Betrag höher liegend als östlich des Rückens (Abb. 6).

Bei angenommenen identischen Wassertiefen sind die Kalkdifferenzen im oberen Teil der Lösungsprofile am höchsten. An der Lysoklinientiefe des NWAB bei 4500 m wird isobath im westlich benachbarten Untersuchungsraum der biogene Kalk bereits hochgradig „chemisch erodiert“ (KEIR 1984). Die Unterschiede mit einem fast 50% geringeren CaCO_3 -Gehalt im NAB sind bei 4800 m am größten. Gemessen an der Karbonat-

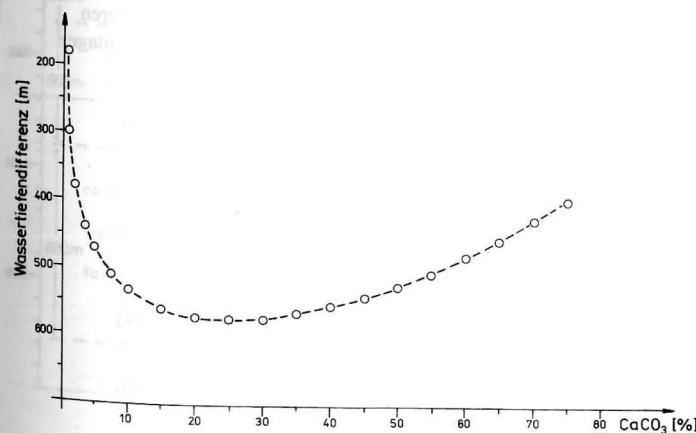


Abb. 6

Wassertiefendifferenzen beiderseits des Mittelatlantischen Rückens bei identischen sedimentären Karbonatgehalten

stimmung der Vertikalausdehnung dieser Zone vielfach intensiver Kalklösung verifizierte die hier vorgelegten Angaben (MRAZEK und VOGEL 1989). — Ergänzung bei der Autorkorrektur.

5. Intraozeaner Beckenvergleich

Die Kurvendiskussionen der Ausgleichspolynome zeigten, daß die Lösungsvorgänge in den beiden nordäquatorialen Tiefseebecken sowohl Gemeinsamkeiten als auch Unterschiede aufweisen. Die Veränderungen des sedimentären CaCO_3 -Gehalts mit der Ozeantiefe folgen beiderseits des Rückens den gleichen nichtlinearen mathematischen Funktionen. Durch sie wird auf gleichermaßen diskontinuierlich verlaufende Entkalkungsprozesse unterhalb der Lysoklinitiefe bis zu den jeweilig größten Beckentiefen aufmerksam gemacht. Aus dem synoptischen Vergleich beider Kurvenverläufe werden aber ebenso durch die ermittelten bathymetrischen Parameter die Unterschiede dieser Vorgänge im

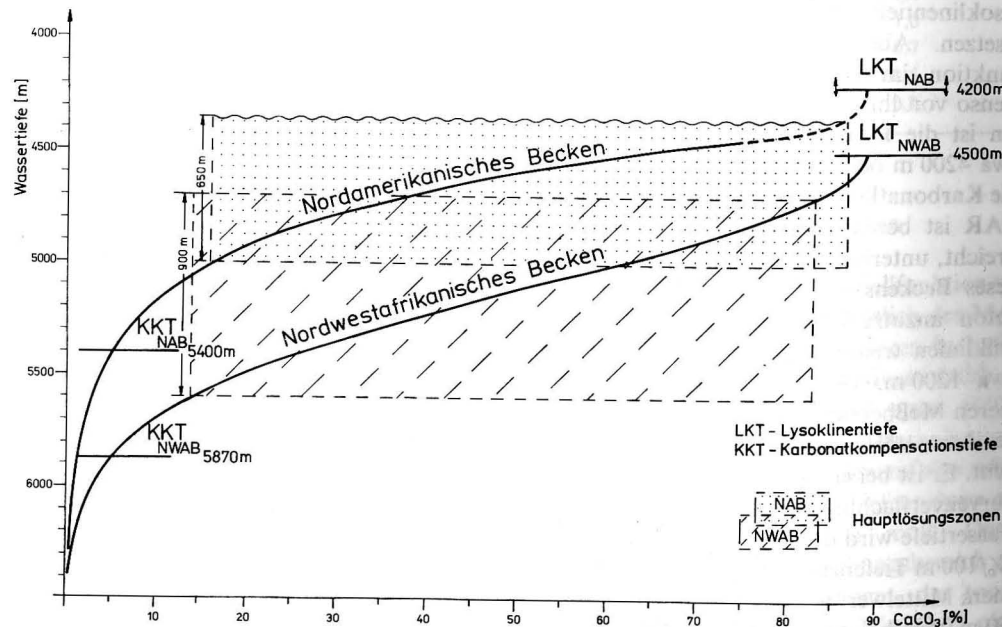


Abb. 5
Vergleich der Funktionsdiagramme beider Untersuchungsgebiete und bathymetrische Modellierung der Karbonatlösungsprozesse

Wirkungsniveau und im Wirkungsgrad sichtbar (Abb. 5):

1. Differenzierte Tiefenniveaus der Kalklösungsprozesse westlich und östlich des MAR mit einer, nach den bestimmten Werten, richtungsgleichen Absenkung im östlichen Becken:
 - die Lysoklinitiefenniveaus trennt ein Differenzbetrag von mindestens 300 m,
 - die Positionen der Karbonatkompensationstiefen differieren um fast 500 m,
 - die Obergrenzen der Hauptlösungszonen sind um minimal 300 m bis 350 m verschieden, die Untergrenzen um 600 m,
 - beide Karbonatlinien und der Vertikalzonen rapider sedimentärer Kalkverluste befinden sich damit westlich des MAR in einem signifikant höheren bathymetrischen Niveau.
2. Unterschiede in den Abständen der Kalklinien und in den Vertikalbreiten der Hauptlösungszonen als Ausdruck becken-differenzierter Lösungsintensitäten:

- Verbreiterung des vertikalen Lösungsbereichs zwischen den Karbonatlinien im NWAB gegenüber dem westlichen Vergleichsgebiet um fast 200 m,
- adäquate Vergrößerung auch der Hauptlösungszonen im NWAB im Betrag von 250 m bis 300 m,
- diesen abweichenden Breiten entsprechen verschiedene Karbonatabnahmeraten/100 m Wassertiefenzunahme. Innerhalb der schmalen Zone im NAB sind es im Mittel $> 10\%$ und im Maximum fast 20% , in der breiteren des NWAB im Durchschnitt lediglich $< 8\%$ sowie maximal $< 10\%$ (Tab. 2).

Die Vertikalbreiten beider Zonen dies- und jenseits des MAR sowie die sie verursachenden Abnahmequoten des CaCO_3 pro Wassertiefeneinheit werden als bathymetrisches Maß der Lösungsintensität des Ozeanwassers auf den absinkenden „Karbonatregen“ und die bereits sedimentierten Kalkpartikeln angesprochen. Die vergleichsweise minimierten Breiten im NAB und nördlichsten Guayana-Becken dokumentieren die aus dem gesamten westlichen Atlantik bekannte, bis zur Neufundlandschwelle bei 40°N reichende, verstärkte Lösungsaggressivität des Bodenkörperwassers. Die dagegen festgestellten Zonenverbreiterungen im Kanaren-Becken und nördlichen Kap-Verde-Becken bilden die dort

wesentlich verlangsamten Lösungsgeschwindigkeiten der angelieferten und bereits abgelagerten Kalkanteile des Tiefenseesediments ab.

Die bathymetrisch ausgewiesenen Unterschiede in den Wirkungsbereichen und in den Auflösungsintensitäten beiderseits des MAR sowie der eingeführte Modus ihrer Bestimmung erlauben die genaue Fixierung von Differenzen des einen bei vorausgesetzter Identität des anderen Parameters. Bei gleicher Karbonatführung nimmt die Wassertiefendifferenz zwischen beiden Becken mit sinkendem Kalkanteil zunächst kontinuierlich zu, kulminiert bei 20% bis 30% CaCO_3 -Anteil und tendiert dann gegen null. Kompatible Oberflächensedimente zu beiden Seiten des MAR von je 25% Kalkgehalt beispielsweise trennt eine Tiefendifferenz von nahezu 600 m, westlich um diesen Betrag höher liegend als östlich des Rückens (Abb. 6).

Bei angenommenen identischen Wassertiefen sind die Kalkdifferenzen im oberen Teil der Lösungsprofile am höchsten. An der Lysoklinitiefe des NWAB bei 4500 m wird isobath im westlich benachbarten Untersuchungsraum der biogene Kalk bereits hochgradig „chemisch erodiert“ (KEIR 1984). Die Unterschiede mit einem fast 50% geringeren CaCO_3 -Gehalt im NAB sind bei 4800 m am größten. Gemessen an der Karbonat-

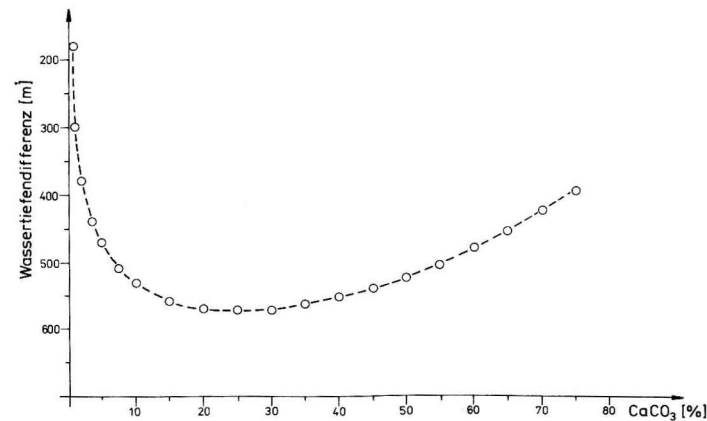


Abb. 6
Wassertiefendifferenzen beiderseits des Mittelatlantischen Rückens bei identischen sedimentären Karbonatgehalten

kompensationstiefe des NAB von 5400 m besitzen die Sedimente im östlichen Vergleichsgebiet bei diesem Tiefenniveau noch etwa ein Drittel ihres supralysoklinalen Primärbestandes (Abb. 7).

6. Steuerfunktion der Karbonatlösung für die Gesetzmäßigkeiten der vertikalen Sedimentverteilung

Zur direkten Erklärung der Lösungsprozesse auf die vertikale Sedimentlagerung wurden nun in einem dritten Schritt aus den zuvor diskutierten Abhängigkeitsdiagrammen die gemittelten bathymetrischen Lagerungsparameter der einzelnen Sedimenttypen — Wassertiefenintervalle, Stockwerksbreiten und durchschnittliche Lagerungstiefen — abgeleitet (Tab. 3). Diese induktiv und auf der Basis mathematisch-statistischer Vorarbeiten gewonnenen Größen, womit zum Ausgangspunkt, den Sedimenttypen, zurückgekehrt wird, sind dadurch gekennzeichnet, daß

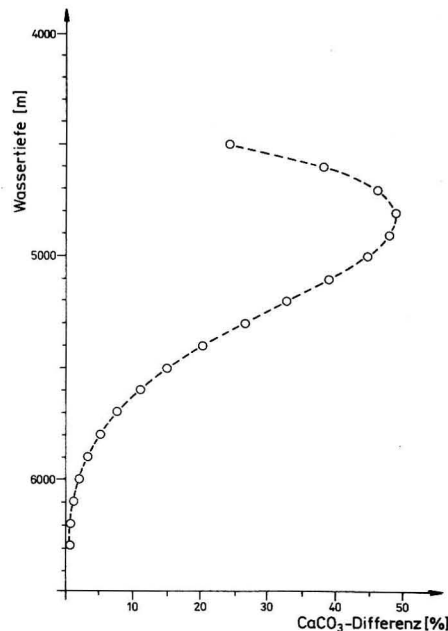


Abb. 7
Unterschiede der Kalkführung westlich und östlich des Mittelatlantischen Rückens bei adäquaten Wassertiefen

Tabelle 3
Mittlere vertikale Lagerungsparameter rezenter Tiefseesedimente westlich und östlich des Mittelatlantischen Rückens im nordäquatorialen Atlantik

Sedimenttyp	Wassertiefenintervalle (m)		Stockwerksbreiten (m)		mittlere Tiefenlagen (m)		Differenz der mittleren Tiefenlagen (m)
	NAB	NWAB	NAB	NWAB	NAB	NWAB	
toniger Kalkschlamm	24200 ... 4440	4500 ... 4830	240	330	24320	4665	2345
stark toniger Kalkschlamm	4440 ... 4590	4830 ... 5110	150	280	4515	4970	455
stark kalkiger Tonschlamm	4590 ... 4840	5110 ... 5410	250	300	4715	5260	545
kalkiger Tonschlamm	4840 ... 5400	5410 ... 5870	560	460	5120	5640	520
roter Tiefseeton	5400 ... 6280*	5870 ... 6360*	880*	490*	5840*	6115*	275*

* in Abhängigkeit von den größten beprobten Wassertiefen

nunmehr das vorherige Übergreifen der Wassertiefenintervalle eliminiert wird (Abb. 2) und damit die vertikalen Bildungsbreiten der Sedimente jeweils nahtlos aneinander anschließen. Dies gestattet die Erkenntnis einer gesetzmäßigen vertikalen Sedimentverteilung und ihre unmittelbare Interpretation aus den differenzierten beckeninternen Karbonatlösungsvorgängen.

6.1. Nordamerikanisches Becken

Die ungleichmäßige Abnahme des Kalkgehalts in den rezenteren Sedimenten mit steigenden Wassertiefen erzeugt ebenso ungleichartige Sedimentationsbreiten der einzelnen Schlämme (Abb. 8). Den im westlichen Becken über das gesamte Tiefenprofil erheblich voneinander abweichenden Lösungsquoten entsprechen ebenso große Differenzen der einzelnen Stockwerksbreiten. Dabei kann die bathymetrische Spanne des roten Tiefseetons von der gegebenen Ozeantiefe erhöht oder ernie-

drigt werden. Die mittlere vertikale Bildungsbreite des kalkigen Tonschlammes beispielsweise mit 560 m ist 3- bis 4fach ausgedehnter als die des stark tonigen Kalkschlammes mit nur 150 m. Diese insgesamt geringste vertikale Spanne eines Sedimenttyps — im Bereich der Hauptlösungszone liegend — erklärt sich aus der höchsten überhaupt festgestellten Kalkreduzierungsrate von 15% bis 20% in diesem Tiefenbereich.

Die mutmaßliche Vertikalbreite des nicht nachgewiesenen tonigen Kalkschlammes mit etwa 240 m resultiert aus der extrapolativen Annahme der Lysoklinientiefe bei 4200 m. Das entspräche — zieht man die 250 m Sedimentationsbreite des stark kalkigen Tonschlammes zum Vergleich heran — einer unmittelbar sublysoyklinalen Lösungsrate von ungefähr 10%. Dieser für den Auflösungsbeginn überraschend hohe Wert ist ein weiterer Hinweis auf eine vermutlich noch etwas flachere Lage der sedimentären Lysokline als 4200 m.

Die mittleren Bildungstiefen der Schlammtypen wurden aus den abgeleiteten Wassertiefenintervallen errechnet, beispielsweise

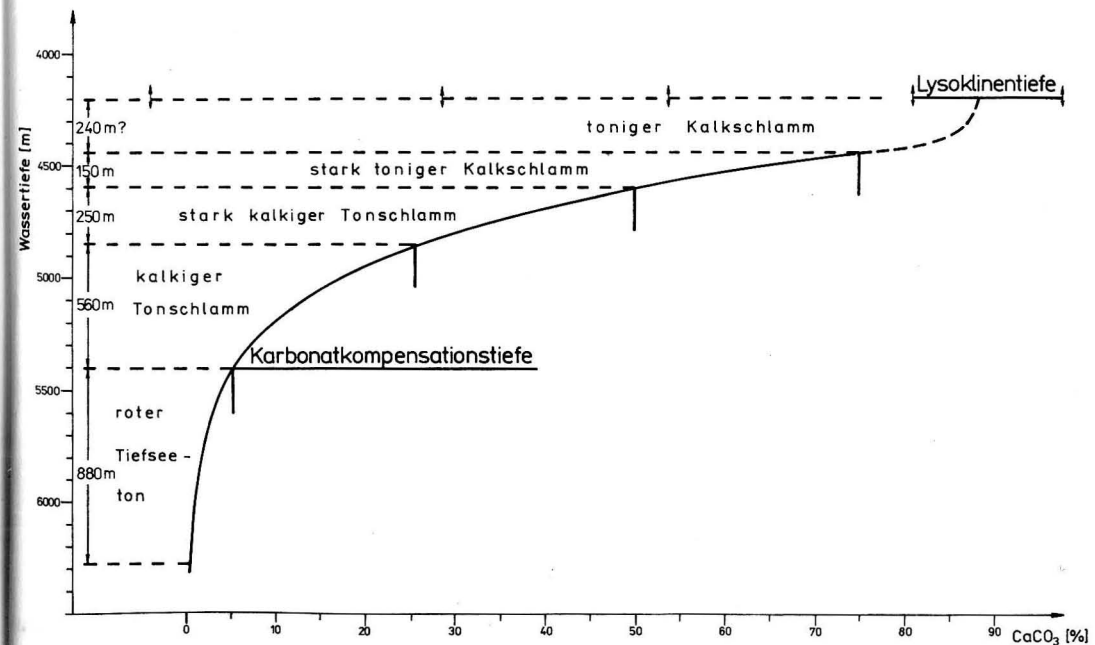


Abb. 8
Ableitung mittlerer bathymetrischer Lagerungsparameter rezenter Tiefseeschlämme aus dem Funktionsdiagramm Kalkgehalt gegen Wassertiefe im Nordamerikanischen Becken

5120 m für den kalkigen Tonschlamm des NAB (Tab. 3). Die ungleichmäßigen Abstände dieser Werte untereinander kennzeichnen indirekt den nichtlinearen Lösungsablauf. Sie sind im Niveaubereich der Hauptlösungszone weitaus kleiner als außerhalb; z. B. lagern der tonige und der stark tonige Kalkschlamm nach ihren Mittelwerten in einem Vertikalabstand von durchschnittlich nur 200 m, der kalkige und der stark kalkige Tonschlamm dagegen von über 400 m.

6.2. Nordwestafrikanisches Becken

Hier zeigt sich ein qualitativ analoges Bild (Abb. 9). Unterhalb der Lysoklinientiefe von 4500 m ist die vertikale Anordnung der rezenten Schlammtypen ebenfalls ein Abbild der tiefendifferenzierten Entkalkung. Die Abmessungen der bathymetrischen Bildungsbereiche der Sedimenttypen stehen wiederum in direkter Funktion zu den Karbonatlösungsraten. Mit den sublysoklinal noch geringen Gradienten bis maximal 6%/100 m Wasser-

tiefenzunahme ist die Vertikalbreite des tonigen Kalkschlamm von 330 m kompatibel. Diese reduziert sich dann beim tiefer sedimentierenden stark tonigen Kalkschlamm auf 280 m, parallel den innerhalb der Hauptlösungszone auf etwa 8% bis 9.5% ansteigenden CaCO_3 -Abnahmeraten. Die mit der Annäherung an die sedimentäre Karbonatkompensationstiefe bei 5870 m dann wieder abfallenden Lösungsquoten erzeugen zunehmend verbreiterte Lagerungsbereiche für die drei Tonschlammtypen. Die Zonenbreiten sind zwar deutlich unterschieden, ihre Varianz liegt jedoch lediglich zwischen 280 m und 490 m, worin sich der über das gesamte Profil vergleichsweise ausgeglichene Lösungsverlauf im NWAB widerspiegelt.

Die errechneten durchschnittlichen Wassertiefen des Auftretens der einzelnen Schlammtypen zeichnen auch hier die Tiefenstaffelung nach. Ihre Abstände differieren weitaus weniger, entsprechend den geringen vertikalen Unterschieden der Lösungsquoten (Tab. 3).

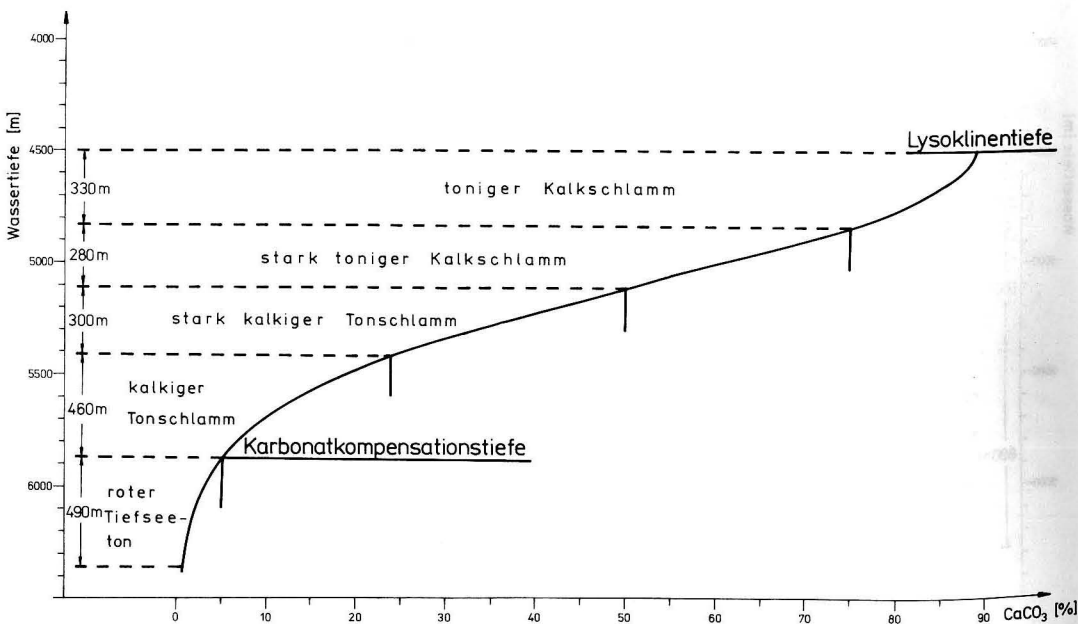


Abb. 9

Mittlere bathymetrische Lagerungsparameter der Oberflächenschlämme als Ergebnis der Abhängigkeit des Lösungsverhaltens von der Wassertiefe im Nordwestafrikanischen Becken

6.3. Transatlantische Identitäten und Gegensätze der rezenten Sedimentanordnungen

Die vertikalen Sedimentsverteilungsmuster im nordäquatorialen offenen Atlantik stehen also in unmittelbarer Abhängigkeit zu den Tiefenniveaus der Kalklösungsprozesse und ihren verschiedenen Aggressivitäten. Es ist zunächst einzuschätzen, daß die im NWAB um den Betrag von mindestens 300 m abgesenkt an der Lysoklinientiefe gegenüber dem westlichen Untersuchungsgebiet einsetzende chemische Erosion für die generelle beckenwärtige Verlagerung aller Sedimenttypen verantwortlich ist. Die Hauptaussage des Vergleichs der Auflösungsprozesse mit den von ihnen erzeugten rezenten Sedimentanordnungen besteht darin, daß ihre vertikalen Bildungsbereiche den tiefendifferenzierten Lösungsquoten direkt proportional sind. Rapide CaCO_3 -Abnahmen im Sediment verringern die Breiten dieser genetischen Zonen, kleine Raten dehnen sie aus. In den ausgegliederten Hauptlösungszonen lagern damit die Sedimenttypen mit den geringsten vertikalen Aus-

dehnungen. Umgekehrt gestatten somit ermittelte Zonenbreiten karbonatischer Tiefseesedimenttypen direkte Rückschlüsse auf ein verringertes oder gesteigertes Lösungsvermögen des Bodenwasserkörpers.

Die diskutierten Resultate erlauben die Ableitung eines transatlantischen Modells der Tiefseesedimentanordnungen zu beiden Seiten des MAR (Abb. 10). Im westlichen Becken erzeugt die in vergleichsweise flachem Stockwerk einsetzende und proximal zur Lysoklinientiefe verlaufende intensive Lösung schmale Sedimentationsbreiten der kalkreichen Ablagerungen — beider Kalkschlammtypen sowie des stark kalkigen Tonschlamm. Das mit der Tiefe dadurch abnehmende biogene Kalkangebot gestattet darunter nur noch reduzierte chemische Erosionsquoten, wodurch demgegenüber mehrfach verbreiterte Vertikalzonen der beiden kalkarmen Tonschlammtypen — kalkiger Tonschlamm und roter Tiefseeton — entstehen. Im östlichen Becken beginnt die Auflösung des von oben nach unten durch das Äquatorium massenhaft angelieferten organogenen Karbonats

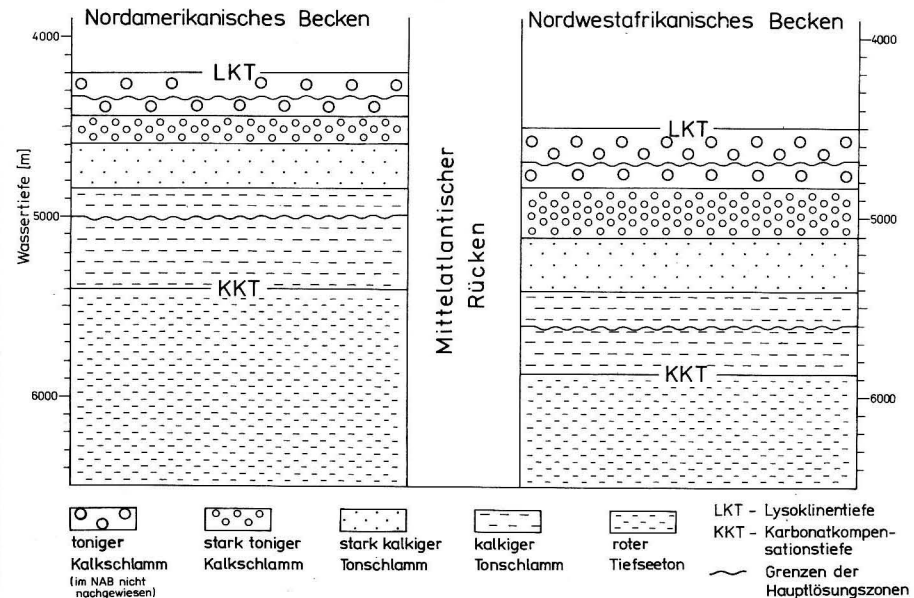


Abb. 10

Muster der gesetzmäßigen Sedimentanordnung zu beiden Seiten des Mittelozeanischen Rückens im südlichen Nordatlantik

um den festgestellten Mindestbetrag bathymetrisch tiefer. Sie verläuft zudem nachgewiesenermaßen verzögert und bewirkt somit vergleichsweise zum NAB breitere genetische Zonen der kalkreichen Schlämme. Gleichzeitig ermöglicht damit der verbleibende, relativ umfangreiche kalkige Lösungsrest im NWAB noch verhältnismäßig große Erosionsraten. Diese führen deshalb für die beiden kalkarmen Schlämme zu Stockwerksbreiten, die unter jenen der adäquaten Typen im westlichen Vergleichsgebiet liegen.

Das abgeleitete Schema demonstriert anhand der verwendeten Parameter die offensichtlichen Unterschiede in der Anordnung rezenter Sedimente im W—E-Vergleich. So beispielsweise die Abweichungen durch die mittleren Lagerungstiefen identischer Schlämme, die beim stark kalkigen Tonschlamm mit fast 550 m am größten sind (Tab. 3). Somit sind die aufgedeckten Gesetzmäßigkeiten der vertikalen rezenter Sedimentverteilung im südlichen Nordatlantik sowohl eine Folge des tiefenversetzten Lösungsbeginns als auch eine Auswirkung der unterschiedlichen Lösungsgeschwindigkeiten.

In einem nachfolgenden Beitrag wird auf die ozeanographische und tiefenhydrographische Verursachung der hier zur Karbonatlinienbestimmung, zur Kalklösung und zur Sedimentverteilung vorgestellten Resultate sowie insbesondere ihrer west—östlichen Unterschiede eingegangen. Dazu gehören auch Vergleiche zu bisherigen Bestimmungen der beiden kritischen Niveaus in den Arbeitsgebieten sowie eine Problem-diskussion, wenn die Merkmalskorrespondenzen zwischen dem bathymetrischen und stofflichen Datum in linearen Funktionen gesucht werden.

Literatur

- BELJAEVA, N. V.: Položenie foraminiferogo lizoklina v raznyh zonach Tichogo okeana. — Lit. i polezn. isk., vyp. 2 (1980), 11—16.
- BELJAEVA, N. V.; BURMISTROVA, I. I.: Kritičeskije urovni karbonatnakoplenija v Indijskom okeane. — Dokl. AN 277 (1984) 3, 652—655.
- BERGER, W. H.: Planctonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. — Deep-Sea Res. 15 (1968) 1, 31—43.

- BERGER, W. H.: CO₂ increase and climatic prediction: clues from deep-sea carbonates. — Episodes 8 (1985a) 3, 163—168.
- BERGER, W. H.: Carbon dioxide and climate prediction: messages from the glacial—holocene transition. — In: KEIR, R. S.; BERGER, W. H. (Eds.): Carbon dioxide transfer in the Atmosphere—Ocean—Terrestrial System. — Report on the Conference, Lake Arrowhead (1985b).
- BERGER, W. H.; BONNEAU, M. C.; PARKER, F. L.: Foraminifera on the deep-sea floor: lysocline and dissolution rate. — Oceanol. Acta 5 (1982), 249 to 258.
- BEN-YAAKOV, S.; RUTH, E.; KAPLAN, I. R.: Carbonate compensation depth: relation to carbonate solubility in ocean water. — Science 184 (1974), 982 to 984.
- BISCAYE, P. E.; KOLLA, V. R.; TUREKIAN, K. K.: Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean. — J. Geophys. Res. 81 (1976) 15, 2595—2603.
- BROECKER, W. S.: Glacial to interglacial changes in ocean chemistry. — Progr. Oceanogr. 11 (1982) 2, 151—197.
- BROECKER, W. S.; TAKAHASHI, T.: The relationship between lysocline depth and in situ carbonate ion concentration. — Deep-Sea Res. 25 (1978) 1, 65—95.
- CROWLEY, T. J.: Calcium carbonate preservation patterns in the Central North Atlantic during the last 150000 years. — Marine Geol. 51 (1983) 1/2, 1—14.
- EMERY, K. O.; UCHUPI, E.: The geology of the Atlantic Ocean. — New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo: Springer-Verlag 1984.
- HEEZEN, B. C.; THARP, M.; EWING, M.: The floors of the oceans. I. The North Atlantic. — Geol. Soc. Amer., Spec. paper 65 (1959), 1—126.
- IL'IN, A. V.: Geomorfologija dna Atlantičeskogo okeana. — Moskva: Izd. Nauka 1976.
- KEIR, R. S.: Recent increase in Pacific CaCO₃ dissolution: a mechanism for generating old ¹⁴C ages. — Marine Geol. 59 (1984) 1/4, 227—250.
- KENNETT, J. P.: Marine Geology. — Englewood Cliffs: Prentice Hall 1982.
- KIPP, N. G.: New transfer function for estimating past sea surface conditions from sea bed distribution of planctonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. — Geol. Soc. Amer., Mem. 145 (1976), 3—41.
- KOLLA, V. R.; BÉ, A. W. H.; BISCAYE, P. E.: Calcium carbonate distribution in surface sediments of the Indian Ocean. — J. Geophys. Res. 81 (1976) 15, 2605—2616.

- KOLYSCHKOW, P.; PESCHEL, G.: Untersuchung der Zusammenhänge zwischen den Eigenschaften geologischer Objekte mit Hilfe nichtlinearer Regressionsbeziehungen. — Z. angew. Geol. 31 (1985) 7, 175—178.
- LISICYN, A. P.; EMEL'JANOV, E. M.; EL'ČINA, G. N.: Geochimija osadkov Atlantičeskogo okeana, karbonaty i kremnezem. — Moskva: Izd. Nauka 1977.
- MARCHIG, V.; RÖSCH, H.: Formation of clay minerals during early diagenesis of a calcareous ooze. — Sedimentary Geol. 34 (1983) 4, 283—299.
- MORSE, J. W.: Dissolution kinetics of calcium carbonate in seawater, V.: Effects of natural inhibitors and the position of the chemical lysocline. — Amer. J. Sci. 274 (1974), 638—647.
- MRAZEK, J.; VOGEL, W.: Zu den karbonatischen Hauptlösungszonen in Tiefseebecken des Nordatlantiks: Präzisierung ihrer bathymetrischen Position durch mathematische Methoden. — Z. angew. Geol. 35 (1989) 9, 268—272.
- PARKER, F. L.; BERGER, W. H.: Faunal and solution patterns of planctonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific. — Deep-Sea Res. 18 (1971) 1, 73—107.
- PETERSON, I. C.; PRELL, W. L.: Carbonate dissolution in recent sediments of the eastern equatorial Indian Ocean. — Marine Geol. 64 (1985) 3/4, 259—290.
- RONA, P. A.: The Central North Atlantic Ocean basin and continental margins: geology, geophysics, geochemistry and resources, including the Trans-Atlantic-Geotraverse (TAG). — NOAA-Atlas 3, Oxford 1979.
- SCHOLLE, P. A.; ARTHUR, M. A.; EKDALE, A. A.: Pelagic environment. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., No. 12 (1983), 620—691.

- SUNDQUIST, E. T.; BROECKER, W. S.: The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations archean to present. — Washington: Amer. Geophys. Union 1985. — (Geophys. Monograph; 32).
- THUNELL, R. C.: Carbonate dissolution and abyssal hydrography in the Atlantic Ocean. — Marine Geol. 47 (1982) 3/4, 165—180.
- UCHUPI, E.; EMERY, K. O.; BOWIN, C. O.; PHILLIPS, J. D.: Continental margin off western Africa: Senegal to Portugal. — Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 60 (1976) 5, 809—878.
- VAN ANDEL, T. H.: Mesozoic-Cenozoic calcite compensation depth and the global distribution of calcareous sediments. — Earth Planet. Sci. Lett. 26 (1975) 2, 187—194.
- VOLAT, J. L.; PASTOURET, L.; VERGNAUD-GRAZZINI, C.: Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores. — Marine Geol. 34 (1980) 1/2, 1—28.

Anschrift des Autors:

Doz. Dr. sc. nat. J. MRAZEK
Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald
Sektion Geologische Wissenschaften
F.-L.-Jahn-Str. 17a
Greifswald
DDR-2200

Eingereicht: 1. 10. 1987

Zur Veröffentlichung angenommen: 7. 7. 1988

MIYAR RAVINDRANATH NAYAK

An overview of a moored ocean data buoy programme

With 3 figures and 3 tables

Abstract: This paper addresses the rationale, history, strategy and management techniques used in the development of N.I.O. oceanographic data buoy programme. The system is used for short term as well as long term oceanographic observations. The technical and administrative tools developed to support the long range research and engineering plans, programme management, current studies and plans to facilitate the day-to-day operations of the buoy are dealt with to reach the final engineering phases.

Zusammenfassung: Der Beitrag orientiert auf die prinzipiellen, historischen, strategischen und organisatorischen Aspekte der Entwicklung eines ozeanographischen Bojenmeßprogramms des indischen Nationalen Instituts für Ozeanographie (N. I. O.). Das Gerätesystem ist sowohl für den ozeanographischen Kurzzeit- als auch für den Langzeiteinsatz konzipiert. Es wurde geschaffen zur Unterstützung der langfristigen Forschungs- und Entwicklungspläne, des Programm-Managements und der laufenden Studien und Planungen, um den täglichen Bojeneinsatz mit dem Ziel der Erreichung der Endphase der technischen Entwicklung zu gewährleisten.

Резюме: Статья ориентирует на принципиальные, исторические, стратегические и организационные аспекты развития океанографической буензимерительной программы индийского национального института океанологии. Система приборов предусмотрена как для краткосрочного, так и для долгосрочного океанографического применения. Она была создана для повышения уровня научно-исследовательской работы, коммерческой программы, а также текущих изыскательных работ и планирования для обеспечения эффективного повседневного использования буёв на высшем техническом уровне.

A. Background

Recent advances in the field of meteorology and oceanography have signalled a growing interest in the remote sensing of the marine environment and oceanic processes. This need has surfaced due to the high cost of hiring or chartering and maintaining oceanographic vessels. Real time data has to be transmitted via satellite or radiolink. With the previous development background and the expertise available in the Institute, the proposal for the development of an Oceanographic Data Buoy is submitted here. This will serve as the prototype for the future establishment of a matrix of such Data buoys around the coasts in the Exclusive Economic Zone (EEZ) of India.

The oceans are the great heat sinks of the earth, and exchange processes between the ocean and atmosphere influence large-scale weather patterns. Ocean areas around the Indian coasts are the breeding grounds of these processes. Synoptic monitoring and timely reporting of oceanographic and meteorological parameters extending from these land boundaries will permit longer-range and more accurate forecasts of weather systems moving on to the coasts. Such a system will also permit more intelligent and accurate forecasting of tropical storm paths.

A large number of environmental sensing and reporting stations over the oceanic areas may be required to provide the spatial coverage necessary to adequately describe and understand the processes influencing these weather systems. A recent study of the US Coast Guard National Data Buoy Development programme has suggested a number of such

stations showing that the moored buoys are a cost-effective method of meeting this requirement. Such buoys could be deployed in a grid configuration determined by space and time scales of the phenomena to be sampled. Collected data will be transmitted every three to six hours to a centrally data processing centre for dissemination to users in a timely fashion.

Unfortunately very little data is taken over most of the ocean and much of this information is difficult to interpret by present methods. Even though Research Vessels are capable of making meaningful meteorological and oceanographic measurements over long tracks of the ocean, their very movement introduces errors in observations. Substantial

improvements are, hence, required to be made in the quantity and quality of input data to the weather reporting and forecasting system.

With the available expertise in NIO for the design of a moored oceanographic data buoy (1982), deployment of moored waverider buoys (1980–86), and the deployment of three drifting buoys in the central Indian Ocean (1983) it is found to be most appropriate to extend the project in the direction of development, design and process the ocean data from these buoys using the existing computer facilities at the Institute facilitating the weather forecasting, and understanding the oceans as also for the design and operation of offshore structures.

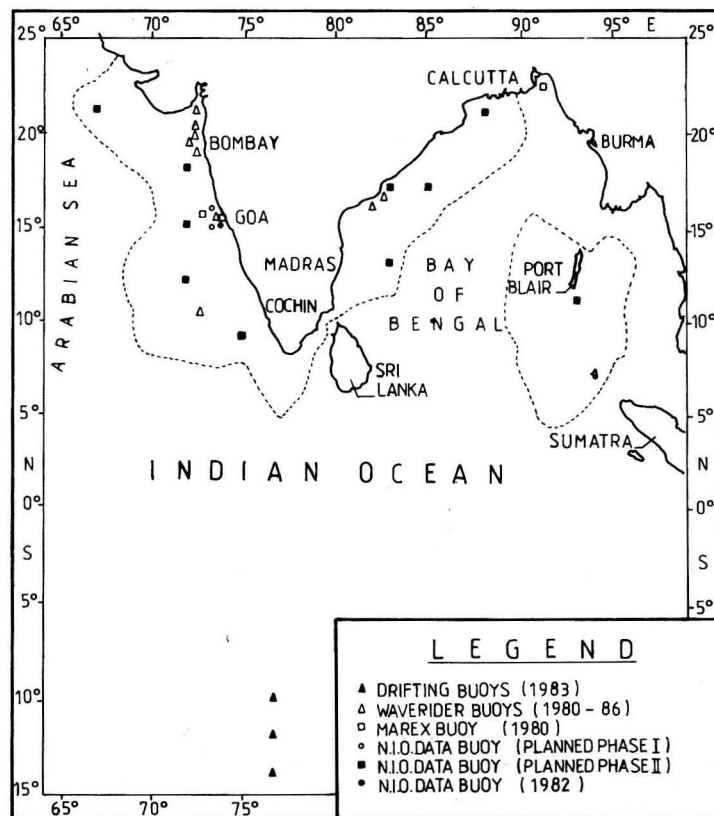


Fig. 1
Oceanographic data buoy deployment

B. Objectives

(a) **Indigenous capabilities.** Having identified the importance of buoy development programme, a large number of user organisations will develop the expertise within the country which was otherwise not available.

(b) **Building up of data bank.** Long term ocean data is of major importance for weather forecasting, understanding of the oceanic processes and for the design and operation of the offshore structures.

(c) **Data for forecasting.** Synoptic monitoring and timely reporting of oceanographic and meteorological parameters will permit long range and more accurate forecasts of weather systems moving onto the oceans. Such a sampling system will also permit more intelligent and accurate forecasting of tropical storm paths.

With her long coastline, India needs a large number of environmental sensing and reporting stations over the oceanic areas, to provide the spatial coverage necessary to adequately describe and understand the processes influencing these weather systems. Spatially distributed moored buoys deployed in a grid configuration forms a cost-effective solution. The collected data can be transmitted via NOAA satellite to Service ARGOS (France), after suitable processing, it could then be disseminated to users in a timely fashion.

The following parameters would satisfy the requirements:

- Wind speed
- Wind direction
- Air temperature
- Sea surface temperature
- Atmospheric pressure
- Wave height
- Wave period
- Buoy heading
- Relative humidity.

C. Methodology

The method followed is to:

- identify the user and involve them from the initial stages actively in the project incor-

porating their specifications and programmes

- import, test and calibrate the sensors in India
- design hardware and software in NIO: including satellite data transmission facility using PTTs from Service ARGOS, France
- develop electronics module, power packages using solar panels and rechargeable sealed batteries alongwith the associated mechanical components needed for housing the electronics
- deploy the buoy at a place where the depth is around 200 m
- design and develop the navigational light.

In brief, it is proposed to develop the required expertise for the design, development and deployment of oceanographic databuoys in the country.

D. Details of the Project

1. General

The NIO oceanographic data buoy is a moored surface buoy provided with an onboard data acquisition system which collects, pre-processes, stores and transmits real-time meteorological and oceanographic data to a shore laboratory, using VHF point-to-point radio and/or satellite telemetry. The buoy and its mooring system, sensors and communication equipment are designed using proven devices exhaustively tested before deployment. Each buoy will have an automatic shore station. The data received will be decoded, processed and presented on a standard output format for display or storage. The entire buoy will be designed to be flexible as far as sensors, data acquisition, communication, processing and display of data is concerned. This will enable the user to be precisely tailored to his exact requirements at all times.

2. Oceanographic and Meteorological Sensors

2.1. The NIO buoy is provided with a variety of meteorological and oceanographic sensors, installed according to user requirements.

2.2. A standard package of sensors will include the following:

- 2.2.1. *Wind speed*: 3 cup anemometer, located on the mast.
- 2.2.2. *Wind direction*: Wind vane located on the mast, with North reference compass in the instrument package. Measures true wind direction.
- 2.2.3. *Air temperature*: Thermistor in a radiation shield, located on the mast.
- 2.2.4. *Barometric pressure*: Pressure transducer.
- 2.2.5. *Sea surface temperature*: Thermistor, located in the buoy hull, 0.5 m below sea surface.
- 2.2.6. *Wave height and period*: Vertically stabilised accelerometer and double integrators, located in the buoy inner tube.
- 2.2.7. *Relative humidity*: Humidity sensitive capacitor in a radiation shield on the mast.

2.3. The buoy can be fitted with a variety of additional sensors such as, surface current speed and direction: (NIO make)

2.4. All the sensors are standard off-the-shelf units currently used worldwide in data buoys and weather stations.

2.5. Typical sensor performance characteristics are as follows:

Parameter	Range	Accuracy
Wind speed	0.5–60 m s ⁻¹	±2%
Wind direction	0–360°	±5°
Relative humidity	5–100% rH	±3%
Air temperature	–8 to 41 °C	±0.05 K
Sea surface temperature	–8 to 41 °C	±0.05 K
Housing temperature	–8 to 41 °C	±0.05 K
Barometric pressure	920–1080 hPa	±0.2 hPa
Wave height	10 m	±2%
Wave period	3–30 s	±0.1 s

3. Housekeeping sensors

The NIO buoy is provided with sensors for monitoring housekeeping parameters such as:

- 3.1.1. Day, Hour and Minute of observation
- 3.1.2. Internal temperature
- 3.1.3. Battery voltage
- 3.1.4. Tension in mooring line (optional).

4. Data Acquisition system (DAS)

The Data Acquisition System is a low-powered modular system as shown in the Block diagram: consisting of CMOS 8-bit micro-processor, EPROM and RAM memory, I/O circuits, calendar, sensor interface units, ARGOS PTT, VHF transceiver.

The data acquisition system consists of a single-board CMOS 8085 based computer, an analog board using ADC 7109 and an EPROM card for data storage. The analog card will also carry the power control circuitry and digital sensor interface circuits. If required, in place of EPROM card, facility exists for using a digital cassette recorder (Memodyne Corporation, USA); to enable record data digitally in CNRZ format of length selected by jumpers. File gap generation will also be made automatic.

When the system wakes up the processor will check the system status, and the processor initialises system parameters such as, the clock, sampling interval, buoy number and the storage medium code. The system enters the acquisition mode reading the analog sensors sequentially at 1 second interval. The digital sensor wind speed will be read separately. The data will then be pre-processed and stored in the memory bank. The next wake up time will be entered in the Real Time Clock and the system goes into the Wait mode, after transmitting the data.

A number of software options and modes of operation will be provided to suit the user's requirement incorporating a high degree of flexibility.

5. Sampling of meteorological and oceanographic data

Typical sampling procedures for a standard package of met-ocean sensors are given below:

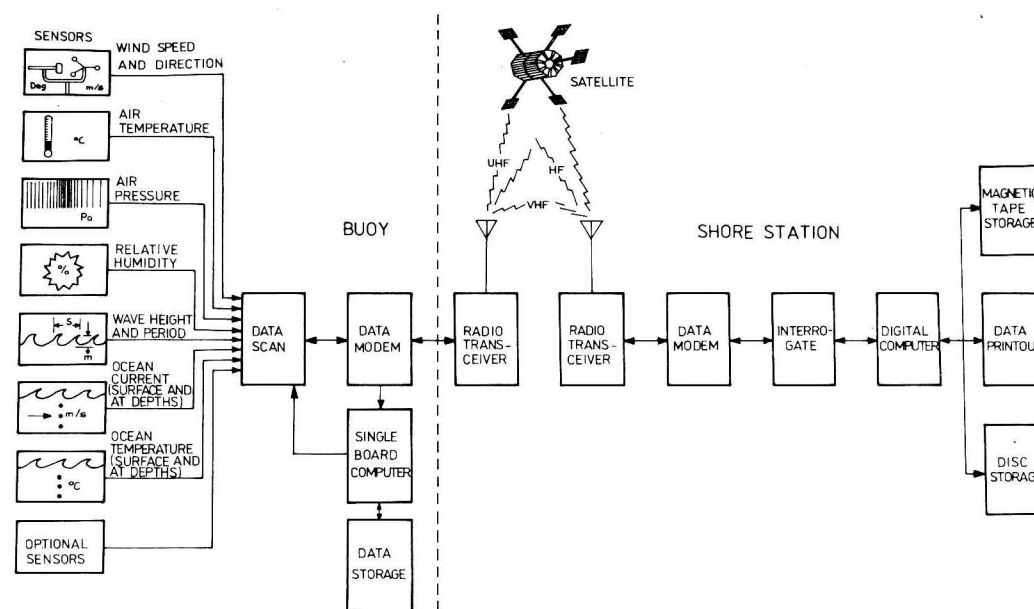


Fig. 2

Typical meteorological and oceanographic data acquisition system

5.1. Wind speed and direction: The wind speed, direction and the North reference compass are all sampled over a 10 min period immediately prior to each observation time. From this data the processor calculates the average wind speed, wind gust and the wind vector.

5.2. Relative humidity: is spot sampled at observation time.

5.3. Air temperature: is spot sampled at observation time.

5.4. Barometric pressure

5.4.1. The barometric pressure is continuously sampled over a 60 s period immediately before each observation time. By integrating the samples the average reading is obtained. This procedure reduces the inaccuracies normally introduced into the pressure readings by the vertical movement of the buoy, and by the wind.

5.4.2. Additionally, the barometric pressure tendency since last observation time or over a 3-hour period can also be calculated by the processor, if required.

5.5. Sea surface temperature: is spot sampled at observation time.

5.6. Wave data: the wave sensor is sampled at 1 or 2 Hz over a 1024 seconds period at observation time.

From this record of data the processor calculates the following wave parameters:

- Significant wave height
- Maximum wave height observed in the record
- Mean wave height
- Significant wave period
- Average wave period
- Wave period corresponding to the maximum wave height.

Additionally, the processor can be used to calculate the wave spectral density.

6. Sampling of housekeeping data

It is spot sampled at the observation time.

7. Onboard data storage

Onboard storage of data will be of particular interest, in cases where a non-real time and

high data recovery rate capability is required, and in cases where the amount of data collected is too large compared to the radio telemetry capacity.

For these purposes, NIO data buoy is provided with a high capacity solid state memory data bank, which will store all raw data before transmission.

8. Data Telemetry

Two different types of radio telemetry systems will be installed in the NIO data buoy:

- VHF/UHF radio link
- Low orbiting satellite telemetry, ARGOS system.

8.1. VHF/UHF radio link. Real-time data will be transmitted via a VHF or UHF radio link to the shore laboratory. The radio link will also be designed to receive a selective interrogation and command signal from the shore station and to transmit data to the same station.

The system will consist of:

- VHF/UHF radio transceiver,
- Omnidirectional VHF/UHF antenna, located on top of the mast,
- Modulator and demodulator.

8.2. Polar orbiting satellite telemetry.

8.2.1. In addition to the point-to-point radio link, all data from the buoy can also be transmitted via the ARGOS polar orbiting satellite telemetry system to a Local User Terminal (LUT), or to the Service Argos in France.

The Argos transmitter can be housed in the instrument package and the antenna fitted on the mast.

8.2.2. The ARGOS PTT transmits data every one minute, and the data is received by the NOAA polar orbiting satellites only when they are within the range.

8.2.3. The buoy location can be monitored by use of the ARGOS system (to be carried out either by the LUT, or Service ARGOS, France subject to the availability of the necessary software).

9. Buoy structure

The Data buoy will be a spherical buoy, is used as a combined meteorological and oceanographic data collection platform. The buoy will be designed to follow the waves accurately and calibrated at sea. The buoy hull is a well proven design. The buoy will withstand prolonged exposure in extreme ocean environments.

The buoy structure consists of 300 series stainless steel hardware with upper portion baked on epoxy and the lower portion basic aluminium to minimise corrosion.

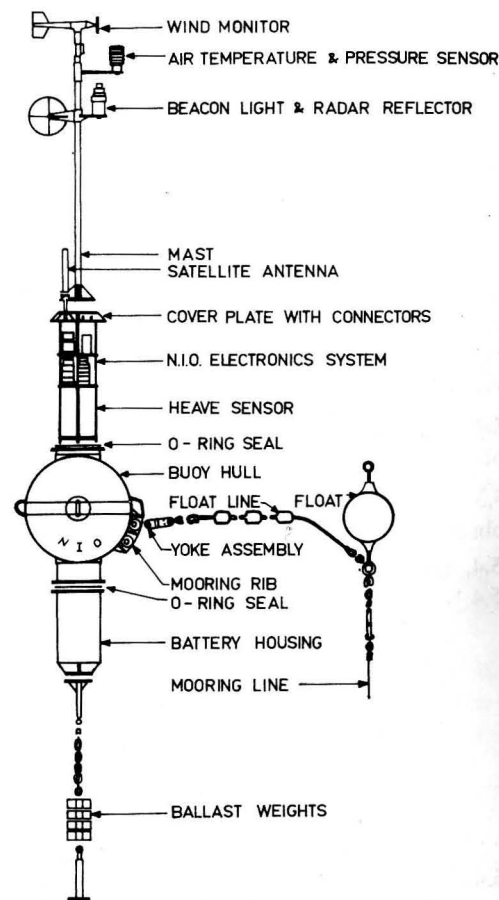


Fig. 3
N.I.O. data buoy (proposed)

Weight in air: 68 kg
Reserve buoyancy: 250 kg
Dimensions:

Diameter: 0.94 m
Height of wind sensor above water surface: 3.0 m.

The buoy will be filled with polyurethane foam. The floater will be provided with lifting hooks and fenders. The instrument container, wave sensor, electronics unit will be housed in the buoy. The buoy will be fitted with a navigational light, mounted on top of the mast. The wave sensor will be located close to the buoy's centre of roll and pitch.

All screws and nuts exposed to sea water and atmosphere will be of stainless, acid-proof, non-magnetic steel.

10. Mooring

The buoy can be moored at depths upto 1000 m, which will be tried at different stages over a period of time. Two different types of mooring configurations will be used/tried suitable for rough open ocean conditions.

10.1. Mooring with a floating line: This mooring configuration consists of:

- floating mooring line
- subsurface buoy
- taut mooring line, wire rope/synthetic fibre rope
- anchor weight and chain.

The floating mooring line is fastened to the lower part of the buoy hull, close to the buoy's centre of roll and pitch.

The mooring system leaves the buoy relatively free of frictional, inertial and elastic mooring line effects.

10.2. Semi-taut mooring: This mooring configuration consists of, from surface to sea bottom:

- chains,
- wire rope or synthetic fibre rope
- anchor weight and chain.

This mooring system will be used in shallow waters as well as in deeper waters, and is most suitable when the buoy is operated as an ocean weather station.

10.3. For both mooring systems: shackles, bolts, swivels and other fixings are made from the correct choice of galvanised or stainless steel. Attention will be paid to minimise corrosion by using plastic thimble for galvanic insulation where different materials join.

11. Finish and Markings

In accordance with international convention buoys will be finished in yellow marine paint and treated with antifouling below the waterline. In addition, user's individual markings will also be made.

12. Handling the NIO Data Buoy

Each of the four lifting hooks and the lifting ring at the top of the buoy will take the total weight of the buoy and its mooring line. This makes it very convenient to handle the buoy on shore and on-board the boat during deployment.

Lifting capacity of the shore crane may be around 1 t, capable of a 4-m lift to enable the buoy with its sensor mast fitted to clear the side of the boat during deployment. For short distances the buoy will be towed from the jetty to its mooring location.

Under calm weather conditions inspection, maintenance and replacement of sensors can be carried out with the buoy at sea.

Design life of the buoy is expected to be around 3–5 years.

13. Power system

The NIO data buoy will be powered by special purpose battery module installed inside the structure of the buoy. The power supply operational lifetime is expected to be around 1 year without recharging depending upon the load and capacity of the module.

As an option, a combined power system can also be installed consisting of solar panels with electronics and sealed battery pack.

14. Shore based receiving station

The shore laboratory receives data from the buoy, which will be decoded, and processed in the lab; and displayed on a magnetic tape recorder. A study on the error detection codes will be carried out to ascertain the minimisation of errors in the received data.

The shore station can also be used for transmitting a coded interrogation signal either manually or through automatically by the built-in data processor.

The shore station will consist of:

- VHF/UHF two-way communication system
- data modulator and demodulator
- data processor
- printer and/or VDU
- digital magnetic tape recorder
- keyboard
- power supply (uninterrupted).

Meteorological, oceanographic and house-keeping data received from the buoy will be displayed on the printer/VDU and recorded on magnetic tape in plain text, and in engineering units with parameter heading and dimension. Observation time and date will be included.

Additional output terminals if provided by the user, will help in transferring the data into their computer.

All the data recovered will be saved on to magnetic disk for future reference.

15. Test/Diagnostic Terminal

This unit will help in routine test and fault diagnosis on the data buoy and the shore-based station.

The unit will consist of:

- conventional alphanumeric keyboard with function keys,
- character display
- miniature printer
- CMOS memory
- built-in battery.

The unit is portable and fitted in a water-resistant carry case. The unit can easily be connected to the data acquisition system of the buoy either via an underwater connector

on the top cover of the buoy, or via an underwater connector on the instrument package. The provision will be made to identify board level fault diagnosis.

16. Data Bank

The enormous amount of data collected will be automatically transferred to the data bank provided in the laboratory; which will be further utilised for the issue of monthly reports (hard copy reports using line printers).

Project Highlights: the study of

- wave induced response of floating bodies
- wave measurement by floating bodies (three-dimensional hydrodynamic analysis: from hydrodynamic coefficients to body motions)
- phase relations between the components of the forces and moments
- buoy response characteristics (by in-situ tests)
- systematic data processing method for buoy-measured data
- numerical data models and data base on wind, waves current.

E. State of art

1. In 1979, a proposal was put up for Grant-in-Aid from Electronic Commission for the development of a data buoy outlining its objectives for oceanographic/meteorological applications.

2. With the growing problems of low reliability of SSI components, the programme was further reviewed in 1980 and a decision was taken to incorporate the latest state of art microprocessor techniques.

3. A mechanical model buoy consisting of aluminium floats was fabricated and deployed off the Dias beach (Goa) for an assessment and study of its performance during the monsoons.

4. Subsequently the buoy design was changed to HDPE floatation system as the material was chemically inactive to sea water and the system was wave transparent.

5. The sensors for the buoy were selected from well known marine sources. It was not expected that we would achieve a fully reliable buoy in this first phase, but rather we would learn enough about the problems to make a significant step forward in the second phase (for completely unattended operation).

6. Recognising the wide range of needs for ocean data we attempted to include a variety of capabilities in our programme. We planned in three significant phases, viz; Development phase, Test phase and Prototype phase (including deployment off Mormugao Harbour).

7. Our experience to date has shown that we can develop and deploy buoys at sea and hold them in place, for weather data acquisition for a considerable length of time.

8. We now wish to reliably communicate the data with shore via satellite links. Also we wish to improve the quality of sensors for standard parameters and to validate the measurement by using statistical analysis.

9. It is also proposed to supplement these buoys during the years to come for oceanographic/meteorological data monitoring and deploy them in a grid network around the Indian coast for wider coverage of the oceans, particularly within the EEZ of India.

F. PERT Chart

Activity	I year	II year	III year
1. Project Definition & Discussion with user	× × × × × ×		
2. Mech. buoy: design/discussions	× × × × × ×		
3. Sensors: selection	× × ×		
4. Sensors: calibrn:	× × × × × ×		
5. Electronic ckt des	× × × × × × × × × ×		
6. Comps: procurement		× × × × × × × × × ×	
7. PCBs: design + fabrn		× × × × × × × × × ×	
8. Hardware dev. + testg of sub-units		× × × × × × × × × ×	
9. Buoy electronics: integration		× × × × × × ×	
10. Lab. test: Elec. unit		× × × × × × × × × ×	
14. Buoy deployment with electronics			× × × ×
15. Performance monitoring and evaluation			× × × × × ×
16. Report writing			× × ×

G. Conclusion

The buoy development programme will be carried out mainly in the following phases:

- Phase I: Design, development and deployment of 2 buoys off Goa-coast (using Service ARGOS till 1995);
Phase II: Design, development and deployment of nine moored buoys in the EEZ (as shown in map 2).

During the past several years, many factors have been at work which emphasise the impact of climate variability on man. A better understanding of oceanic and atmospheric climates in becoming increasingly important. Essential to the understanding and study of climate processes will be the evolutionary development and implementation of a national environmental measurement/monitoring system. With the advent of geostationary and polar orbiting satellites, the technology is now available to collect the environmental data on a national basis from surface stations. Remote sensing of oceanographic and meteorological data by space-derived measurements will provide descriptions of planetary-scale phenomena. Moored and drifting buoy systems, will enhance and complement the data products available from individual systems.

In addition to the on-going programme of data collection and analysis NIO has a joint programme with FRG under the Indo-FRG collaboration for the deployment of three

sediment traps stations. Under this programme the sediment traps are deployed using FRG ship with Indian scientists and recovery using ORV SAGAR KANYA with FRG scientists after the monsoon (1986). This is an attempt to reconstruct the monsoonal patterns in the area since the monsoon being an important climatic feature of the subcontinent. This programme is expected to throw light towards the study of quaternary sediments and sea level chronology.

It is proposed to develop moored, high capacity data buoys with onboard data processing and data transmission facilities designed for meteorological and oceanographic observations. The data acquisition system

will be based on an extensive use of CMOS microprocessors and satellite data transmission capability. A shore based data receiving station is included in the system.

Recognising the wide range of needs of ocean data, NIO has made an attempt to include a variety of capabilities in the buoy development programme (Grant-in-Aid from Electronics Commission, 1979). The planned phases viz; Engineering test phase, Engineering development phase and Prototype development.

H. BAR Chart: Buoy Activities in NIO

Year →	'80	'81	'82	'83	'84	'85	'86	'87—'89
Type of Buoy ↓								
Waverider Buoys	x	x	x	x	x	x	x	x
Moored Data Buoy			x	x	x	x		x
Drifting Buoys			x	x	x	x		

Acknowledgements

The author wishes to thank Director, NIO; Dr. E. DESA, Project Co-ordinator and Head, Marine Instrumentation & Computer Division, NIO for the facilities and encouragement provided in the programme.

Reference

- Data buoy (1986). NIO Tech. Report TR-3/86.
 NAYAK, M. R.: Selected material from Notes and File, 1979—86.

Proc. 1983 Symposium on Buoy Technology. (MTS, April 27—29, 1983, New Orleans, Louisiana, USA).

Address of the author:

M. R. NAYAK
 National Institute of Oceanography
 Dona Paula
 Goa-403 004
 India

Received: July 4, 1988

Accepted: July 31, 1988

DIETWART NEHRING, REINER TIESEL, EBERHARD FRANCKE

Beziehungen zwischen einigen ozeanologischen Größen der Ostsee und den Lufttemperaturen an der DDR-Küste

Mit 10 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung: Zwischen den Lufttemperaturen im Bereich der DDR-Küste, die durch die Kälte- und Wärmesummen von Warnemünde charakterisiert wurden, und den Temperaturen sowie überwiegend auch den Sauerstoffkonzentrationen in den oberflächennahen Wasserschichten der zentralen Ostsee bestehen signifikante Beziehungen. Der enge Zusammenhang mit der Strenge des vorangegangenen Winters gestattet eine zuverlässige Vorhersage der Temperaturen im baltischen Zwischenwasser für etwa 6 Monate im voraus. Diese Möglichkeit ist für die Prognose der Heringsfischerei und Sprottbestandsentwicklung in der zentralen Ostsee von unmittelbar praktischer Bedeutung.

Abstract: Significant correlations exist between the air temperatures in the area of the GDR coast characterized by the cold and heat sums from Warnemünde and the temperatures and dominating also the oxygen concentrations in the near-surface water layers in the central Baltic Sea. The close connection with the severity of the previous winter allows the reliable forecast of the temperatures in the Baltic intermediate water for about 6 months in advance. This possibility is of practical significance for the forecast of the herring fisheries and the development of the sprat stocks in the central Baltic Sea.

Резюме: Между температурами воздуха на побережье ГДР, которые характеризуются суммами отрицательных и позитивных температур, и температурами воды в поверхностных слоях¹⁾ в центральном Балтийском море существуют достоверные соотношения. В основном это относится к концентрации кислорода. Тесная связь с суровостью предыдущей зимы позволяет составить прогноз температуры в промежуточной воде на шесть месяцев вперед. Эта возможность имеет непосредственное практическое значение для прогноза улова сельди и развития наличия кильки в центральной части Балтийского моря.

¹⁾ сумма положительных разностей между среднесуточной температурой и удвоенным значением многолетней среднегодовой температуры.

1. Einführung

Die Temperaturverteilung in den oberflächennahen Wasserschichten der Ostsee wird maßgeblich durch die Strahlungsbilanz und den Wärmeaustausch an der Grenzfläche Meer—Atmosphäre sowie die Eisbildung bestimmt. Turbulente Vermischung und thermische Konvektion führen in der kalten Jahreszeit dazu, daß die Wassersäule bis in den Bereich der Salzgehaltssprungschicht in diesen Austausch einbezogen wird.

Die im Frühjahr von der Meeresoberfläche ausgehende Erwärmung bewirkt eine thermische Differenzierung, die jedoch erst eintreten kann, wenn in der Oberflächenschicht das von der Temperatur und dem Salzgehalt abhängige Dichtemaximum²⁾ erreicht wird. Geringe vertikale Salzgehaltsgradienten verhindern, daß die gesamte von der winterlichen Abkühlung betroffene Wassersäule in den konvektiven Vermischungsprozeß einbezogen wird. Im baltischen Zwischenwasser, das mit der thermischen Differenzierung der Oberflächenschicht entsteht, sind daher die Wintertemperaturen in gewissem Maße „konserviert“.

Die Temperatursprungschicht erreicht im August ihre größte vertikale Stabilität. In den flachen westlichen Teilgebieten der Ostsee fällt sie mit der Salzgehaltssprungschicht zusammen. Die tieferen Seegebiete östlich der Darßer Schwelle sind dagegen durch eine separate Temperatursprungschicht gekennzeichnet, die bei geringen Salzgehaltsgradienten eine warme Deckschicht von kaltem Wasser trennt. Dieses baltische Zwischen-

²⁾ 2,29 °C bei einem Salzgehalt von $8 \cdot 10^{-3}$.

wasser erstreckt sich bis zur Salzgehaltssprungschicht, in der erneut ein geringer, bis zum Grund reichender Anstieg der Temperatur beginnt (vgl. auch Abb. 4).

Als Charakteristik der Winterstrenge verwendete HELLMANN (zit. nach KNOCH 1957) die Summe der negativen Tagesmittel der Lufttemperaturen in °C von täglich drei Beobachtungsterminen für den Zeitraum November bis März ($\Sigma TMT < 0^\circ\text{C}$), von

KNOCH (1957) als Kältesumme bezeichnet. Zur Klassifizierung der Winter im Südteil der Ostsee benutzte TIESEL (1980) die Kältesummen der Meteorologischen Station Warnemünde des Meteorologischen Dienstes der DDR, die in Abb. 1 für den Zeitraum 1947 bis 1986 dargestellt sind.

Analog zur Kältesumme führte TIESEL zur Charakterisierung der Sommer den Begriff der Wärmesumme ein. Sie ergibt sich aus der

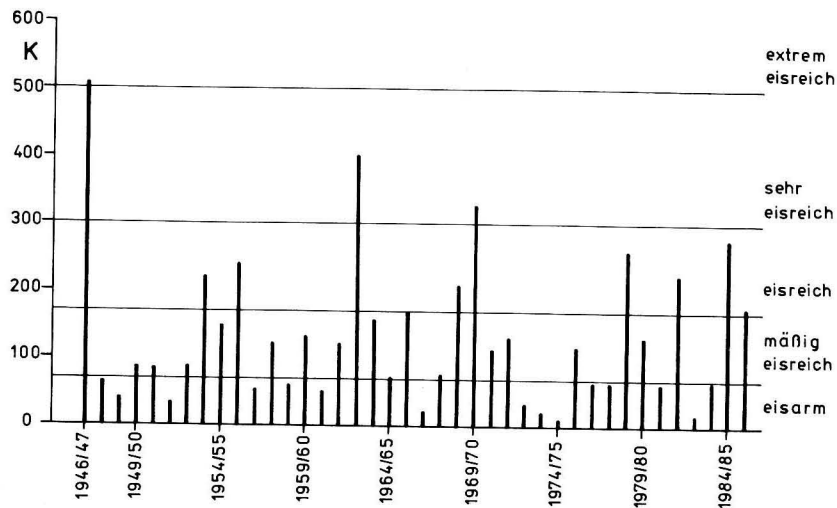


Abb. 1
Kältesummen von Warnemünde und Klassifizierung der Winter

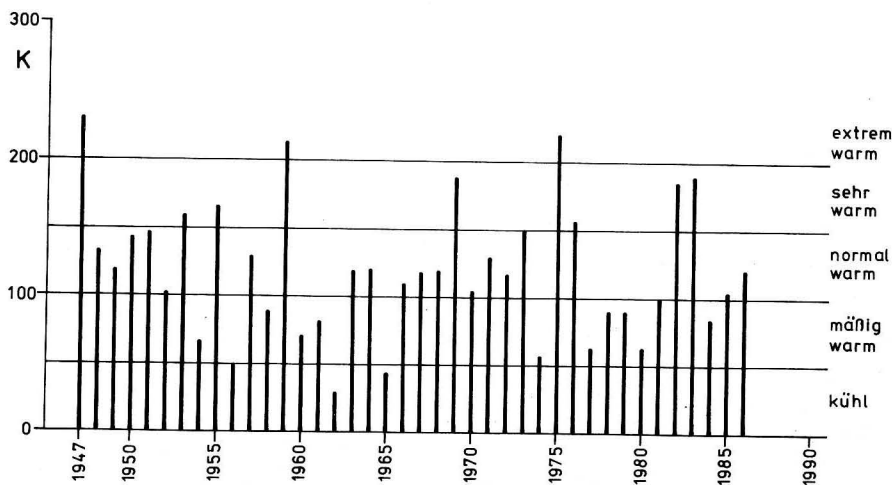


Abb. 2
Wärmesummen von Warnemünde und Klassifizierung der Sommer

Summe der positiven Differenzen zwischen der Tagesmitteltemperatur (TMT) und dem doppelten Betrag der langjährigen Jahresmitteltemperatur (JMT) der betreffenden Station ($\Sigma (TMT - 2 JMT)$ für $TMT > 2 JMT$). Für die Meteorologische Station Warnemünde wurde eine Jahresmitteltemperatur von 8°C angenommen. Die Wärmesummen für diese Station sind in Abb. 2 für den Zeitraum 1947 bis 1986 dargestellt.

In einer von HUPFER (1978) gewählten Klassifizierung werden die Kältesummen von Warnemünde mit der Eisbedeckung in den westlichen Teilgebieten der Ostsee in Beziehung gebracht (Abb. 1). Analog dazu erfolgte in der vorliegenden Arbeit eine Differenzierung der Sommer auf der Grundlage der Wärmesummen (Abb. 2), die sinngemäß auch für die Beschreibung der Temperaturbedingungen in der Oberflächenschicht der Ostsee verwendet werden kann.

Infolge des Wärmeaustausches zwischen Atmosphäre und Meer sind Beziehungen zwischen den Kälte- und Wärmesummen einerseits und den Temperaturen in der Oberflächenschicht andererseits zu erwarten. Beziehungen müssen darüber hinaus auch zur Sauerstoffverteilung bestehen, da die Löslichkeit von Gasen direkt von der Wassertemperatur abhängig ist.

Enge Korrelationen wurden zwischen den Wintertemperaturen in der Oberflächenschicht und den Temperaturen bzw. den Sauerstoffkonzentrationen im baltischen Zwischenwasser, das nur in der warmen Jahreszeit in den tiefen Becken der Ostsee vorhanden ist, nachgewiesen (ANTONOV 1967; NEHRING, FRANCKE 1988). ANTONOV (1967) fand darüber hinaus Beziehungen zwischen den für Riga ermittelten Kältesummen des vorangegangenen Winters und den Temperaturen im baltischen Zwischenwasser.

Ziel der nachfolgenden Untersuchungen ist es festzustellen, ob die in der DDR kurzfristig verfügbaren meteorologischen Daten für prognostische Aussagen zu ozeanologischen Parametern in der zentralen Ostsee geeignet sind. Es wird deshalb geprüft, ob die für Warnemünde ermittelten Temperatursummen

trotz großer räumlicher Distanz mit den Temperaturen und Sauerstoffkonzentrationen im Oberflächenwasser der zentralen Ostsee korreliert sind. Darüber hinaus werden die Beziehungen der Kältesummen zu den Temperaturen sowie zum Sauerstoffgehalt im baltischen Zwischenwasser untersucht und die Eignung der erhaltenen Regressionen für eine zuverlässige Vorhersage der ozeanologischen Größen geprüft. Als Bezugsgrößen für diese Untersuchungen wurden das intermediäre Temperaturminimum und das intermediäre Sauerstoffmaximum in der sommerlich geschichteten Ostsee gewählt.

2. Das Material und seine Bearbeitung

Für die Temperatur- und Sauerstoffwerte standen die Datensätze der Terminfahrten 1969–1986 des Instituts für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR zur Verfügung. In diesem Zeitraum wurden regelmäßig im Februar (1. bis 10. 2.), im März–April (25. 3. bis 5. 4.), im Mai (5. bis 25. 5.), im August (1. bis 15. 8.) und im Oktober–November (20. 10. bis 20. 11.) ozeanologische Messungen in der westlichen und zentralen Ostsee durchgeführt (vgl. auch FRANCKE, REICHEL 1983). Abb. 3 zeigt die Stationen, deren Meßwerte für die nachfolgenden Untersuchungen verwendet wurden.

Einschränkungen und Änderungen dieses Programms erfolgten nur aus technischen Gründen oder wetterbedingten Einflüssen. In Abhängigkeit vom unterschiedlichen Fahrtablauf traten darüber hinaus für die einzelnen Stationen zwischenjährliche Verschiebungen der Beobachtungstermine bis zu 14 Tagen auf. Lücken in den Meßreihen konnten teilweise durch Daten geschlossen werden, die auf schwedischen Terminfahrten gewonnen wurden (Anonymus 1969–1972, 1973–1975, 1976–1978).

Obgleich seit Mitte der 70er Jahre die quasi-kontinuierliche Registrierung der Wassertemperatur und des Sauerstoffgehalts mittels der ozeanologischen Meßkette OM 75 (Mök-

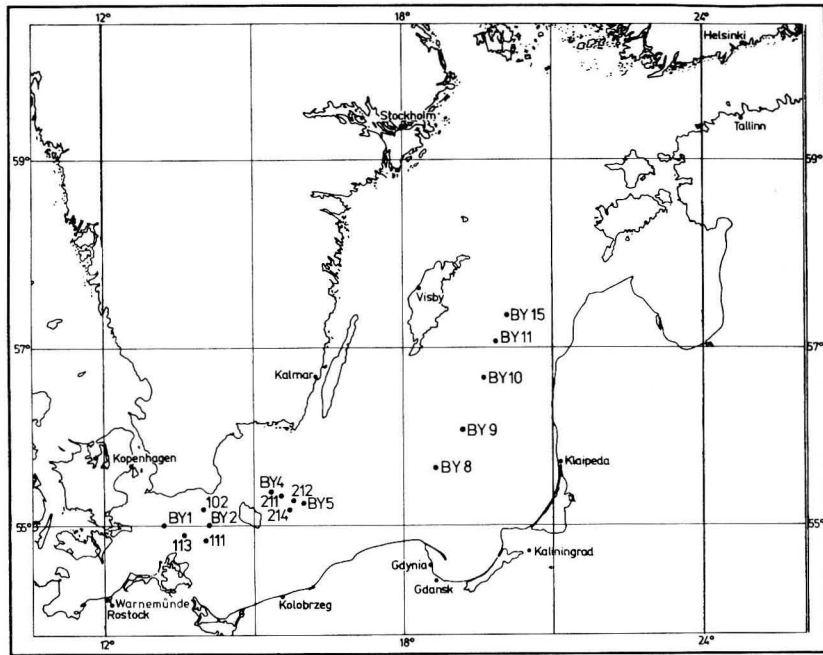


Abb. 3
Stationskarte

KEL 1980) erfolgte, wurden die verwendeten Daten durchgängig den Meßtiefen der mit dieser Sonde gewonnenen hydrographischen Serien entnommen. Der Sauerstoffgehalt wurde dabei aus Wasserproben der im 10 m Abstand geschlossenen Ringwasserschöpfer der Meßkette im Labor bestimmt und die Temperatur in den entsprechenden Tiefen aus den Registrierungen des Sensors entnommen. Dadurch waren analoge Voraussetzungen bei der Auswertung aller vorliegenden Datensätze gewährleistet. Wie die Beispiele in Abb. 4 zeigen, sind die Unterschiede zwischen dem intermediären Temperaturminimum, das durch kontinuierliche Registrierung ermittelt wurde, im Vergleich zu dem aus hydrographischen Serien stammenden Minimum nur gering.

Der Meßfehler war bei den zunächst verwendeten Kippthermometern $< 0,02$ K (FRANCKE 1965). Bei den Sensoren der OM 75 verringerte er sich auf $< 0,01$ K (MÖCKEL 1980). Der Sauerstoffgehalt wurde nach der

Winkler-Methode mit einer Standardabweichung von $\pm 0,04$ bis $0,05 \text{ cm}^3 \cdot \text{dm}^{-3}$ bestimmt (vgl. ROHDE, NEHRING 1979).

Zur Charakterisierung der Temperaturen und des Sauerstoffgehalts in der weitgehend homogenen Deckschicht wurde der 10-m-Horizont gewählt. In der zentralen Ostsee werden die Extremwerte der Temperatur in dieser Schicht Anfang bis Mitte März sowie Anfang August erreicht (MATTHÄUS 1977). Zur Kennzeichnung der winterlichen und sommerlichen Bedingungen wurden daher die Meßwerte der März–April- bzw. der August-Terminfahrt verwendet.

Das Sauerstoffminimum im Oberflächenwasser der zentralen Ostsee fällt Anfang August mit dem Temperaturmaximum zusammen (MATTHÄUS 1978). Eine Ausnahme bildet das Bornholmtief, wo es im langjährigen Mittel erst Ende August angetroffen wird.

Da das Sauerstoffmaximum in der oberflächenschicht nicht allein von der Wasser-

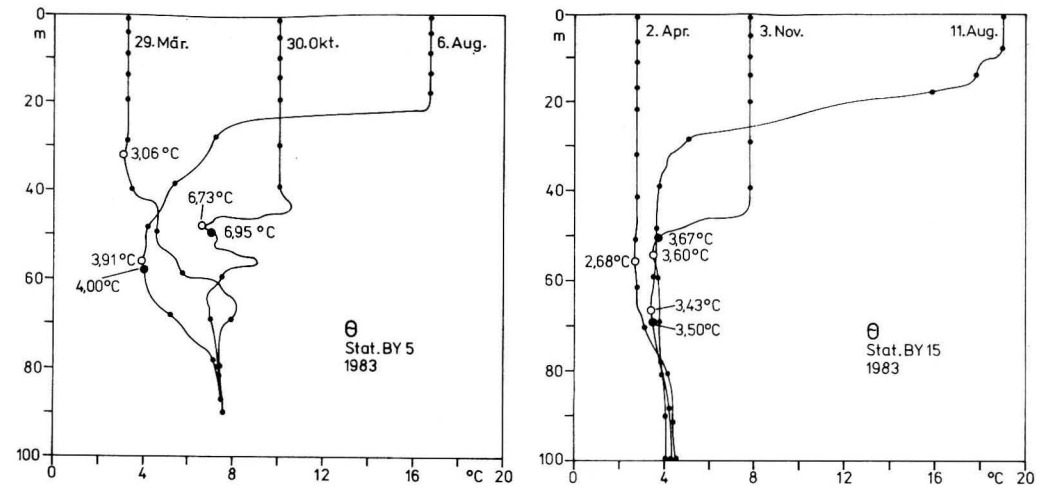


Abb. 4

Vertikale Temperaturverteilungen im Bornholm- (Stat. BY 5) und Gotlandtief (Stat. BY 15) und intermediäre Temperaturminima nach diskreten Werten aus den hydrographischen Serien (●) und kontinuierlichen Registrierungen (○)

temperatur, sondern auch von der Frühjahrsblüte des Phytoplankton bestimmt wird, wurde es in die nachfolgenden Untersuchungen nicht einbezogen.

Das Temperaturminimum des nur in der warmen Jahreszeit vorhandenen baltischen Zwischenwassers lag im Bornholmbecken zu meist in 40–60 m und im südöstlichen Gotlandbecken in 50–70 m Tiefe (vgl. MATTHÄUS 1977). Das Sauerstoffmaximum wurde im Bornholmbecken in 30–50 m und im südöstlichen Gotlandbecken in 40–60 m Tiefe beobachtet (vgl. auch MATTHÄUS 1978). Für das Arkonabecken wurden die Meßwerte des 40-m-Horizonts zur Charakterisierung des Tiefenwassers verwendet, weil in diesem Becken das baltische Zwischenwasser nicht durchgängig ausgebildet ist.¹⁹⁾

Kältesummen stehen für die Meteorologische Station Warnemünde seit dem Winter 1903/1904 zur Verfügung. Sie basieren bis zum Winter 1945/46 auf Temperaturmessungen der Meteorologischen Station Rostock und wurden bis zu diesem Zeitpunkt unter Verwendung einer linearen Regression zwischen den Werten beider Stationen im Zeitraum 1946/1947 bis 1973/1974 errechnet. Danach wurden sie ebenso wie die seit 1947

vorliegenden Wärmesummen aus dem Temperaturregistrierungen der Meteorologischen Station Warnemünde ermittelt.

Sowohl Kältesummen als auch Wärmesummen folgen annähernd einer log-Normalverteilung (vgl. auch TEICH 1971). Der Informationsverlust, der entsteht, wenn statt der log-Normalverteilung eine Normalverteilung angenommen wird, ist jedoch kleiner als 5 Prozent (STELLMACHER, TIESEL 1988). Da die Temperatur- und Sauerstoffwerte in der Ostsee durch eine Normalverteilung gekennzeichnet sind und die Verwendung der log-Temperatursummen nur in Ausnahmefällen zu einer geringen Verbesserung der Korrelationskoeffizienten führte, wurde bei den nachfolgenden Untersuchungen der Einfachheit halber von einer zweiseitigen Normalverteilung ausgegangen. Die häufig beobachtete Verschlechterung der Korrelationskoeffizienten bei Annahme einer log-Normalverteilung der Temperatursummen deutet auf andere wichtige Einflußgrößen hin.

Die Meßwerte der einzelnen Stationen eines Seegebietes konnten als einheitliches Datenkollektiv aufgefaßt werden (vgl. auch Abb. 5–10). Unter Verwendung eines im Institut

für Meereskunde, Warnemünde, vorhandenen Programmpakets wurden sie einer linearen Regressionsanalyse unterworfen.

Die Signifikanz der Korrelationskoeffizienten (r) wurde nach dem t -Test von STUDENT geprüft. Die Vorhersagemöglichkeit der untersuchten Größen wird durch das Bestimmtheitsmaß ($B = r^2 \cdot 100$) charakterisiert. Um die Gefahr von Fehlprognosen möglichst gering zu halten, sollten für die Vorhersage nur Regressionen mit $B > 50\%$ verwendet werden.

3. Ergebnisse und Diskussion

Nachfolgend werden die Beziehungen der Wassertemperatur des Sauerstoffgehalts in der Oberflächenschicht und im baltischen Zwischenwasser zu den Kälte- und Wärmesummen von Warnemünde untersucht. Die winterlichen Temperaturen in der Oberflächenschicht der zentralen Arkona- und Bornholmsee sowie des südöstlichen Gotlandbeckens sind erwartungsgemäß negativ mit den Kältesummen korreliert (Abb. 5–7).

Tabelle 1
Regressionsbeziehungen zwischen der Temperatur (y in °C) bzw. dem Sauerstoffgehalt (y in $\text{cm}^3 \cdot \text{dm}^{-3}$) in der winterlichen Oberflächenschicht (Mär./Apr., 10 m) ausgewählter Ostseeregionen und den Kältesummen (x in K) von Warnemünde ($y = a + bx, s =$ mittlere vertikale Abweichung von der Regressionsgeraden, $r =$ Korrelationskoeffizient, $B =$ Bestimmtheitsmaß (in %), $t =$ Testgröße nach STUDENT: Signifikanzschwelle bei $n \geq 50$: $\leq 3,50$ für $p \leq 0,001$, $\leq 2,68$ für $p \leq 0,01$ und $\leq 2,01$ für $p \leq 0,05$)

Seegebiet	y	a	b	s	r	B	t
Arkonabecken	θ	3,10	-0,0113	$\pm 0,74$	-0,825	68	12,21
	O_2	9,10	0,0024	$\pm 0,18$	-0,799	64	10,80
Bornholmbecken	θ	3,10	-0,0098	$\pm 0,69$	-0,799	64	11,73
Südöstliches Gotlandbecken	θ	2,95	-0,0093	$\pm 0,59$	-0,829	69	13,41

Tabelle 2
Regressionsbeziehungen zwischen dem Temperaturminimum (y in °C) bzw. dem Sauerstoffmaximum (y in $\text{cm}^3 \cdot \text{dm}^{-3}$) im baltischen Zwischenwasser ausgewählter Ostseeregionen und den Kältesummen (x in K) von Warnemünde (Erläuterungen vgl. Tab. 1)

Seegebiet	y	a	b	s	r	B	t
Arkonabecken*) (40 m)	θ Mai	4,49	-0,0075	$\pm 0,82$	-0,662	44	7,44
	θ August	11,44	-0,0026	$\pm 2,08$	-0,117	1	1,01
	O_2 Mai	6,89	0,0018	$\pm 0,89$	0,196	4	1,66
	O_2 August	3,93	0,0027	$\pm 0,86$	0,282	8	2,46
Bornholmbecken	θ August	4,90	-0,0077	$\pm 0,75$	-0,697	49	8,91
	θ Okt./Nov.	6,62	-0,0055	$\pm 1,05$	-0,448	20	4,62
	O_2 August	7,21	0,0031	$\pm 0,38$	0,613	39	7,12
Südöstliches Gotlandbecken	θ August	3,65	-0,0073	$\pm 0,38$	-0,877	77	17,05
	θ Okt./Nov.	3,84	-0,0054	$\pm 0,49$	-0,741	55	10,06
	O_2 August	7,80	0,0023	$\pm 0,24$	0,686	47	8,79

*) Da das baltische Zwischenwasser im Arkonabecken nicht regelmäßig vorhanden ist, wurden die Werte des 40-m-Horizonts verwendet.

Die Korrelation zwischen beiden Größen ist signifikant und durch ein hohes Bestimmtheitsmaß gekennzeichnet (Tab. 1). Entsprechende Beziehungen bestehen in der warmen Jahreszeit auch zum Temperaturminimum

im baltischen Zwischenwasser. Sie lassen sich im Bornholmbecken (Abb. 6) sowie im südöstlichen Gotlandbecken (Abb. 7) bis in den Herbst hinein verfolgen, wobei ihre Signifikanz jedoch abnimmt (Tab. 2).

In den Fällen, in denen die Wassertemperaturen im baltischen Zwischenwasser signifikant mit den Kältesummen korreliert waren, wurden entsprechende Beziehungen auch zum Sauerstoffgehalt nachgewiesen. Beispiele hierfür sind in Abb. 8 sowie in den Tab. 1 und 2 enthalten. Eine Ausnahme bildet der 40-m-Horizont im Arkonabecken, dessen Sauerstoffgehalt im Mai nicht, dafür aber im August, im Gegensatz zur Temperatur, signifikant mit der Kältesumme korreliert war. Für diese Diskrepanz sind möglicherweise advective Prozesse, die mit dem Einstrom von Kattegatwasser zusammenhängen, verantwortlich. Da die Löslichkeit der Gase mit abnehmender Temperatur zunimmt, ist die Korrelation zwischen Sauerstoffgehalt und Kältesummen positiv.

Im Oberflächenwasser der untersuchten Ostseegebiete sind die Sommertemperaturen wie erwartet positiv mit den Wärmesummen korreliert (Abb. 9). Die Signifikanz (Tab. 3) dieser Beziehungen bleibt bis Oktober/November erhalten. Nur im südöstlichen Gotlandbecken ist sie in dieser Jahreszeit nicht mehr vorhanden.

Der Sauerstoffgehalt in der Deckschicht ist negativ mit den Wärmesummen korreliert (Abb. 10). Diese Beziehungen sind nur im Arkonabecken und teilweise im südöstlichen Gotlandbecken statistisch gesichert (Tab. 3). Im Bornholmbecken streuen die Werte so stark, daß trotz signifikanter Korrelation zwischen Wassertemperatur und Wärmesummen keine entsprechend enge Beziehung zum Sauerstoffgehalt vorhanden ist. Als mögliche Ursache sei erwähnt, daß in diesem Becken das Sauerstoffminimum gegenüber dem Temperaturmaximum im langjährigen Mittel zeitlich verzögert auftritt (MATTHÄUS 1978), was auf verstärkte biochemische Umsetzungen des Sauerstoffs hindeutet.

Die engen Korrelationen zeigen, daß die für Warnemünde ermittelten Kälte- und Wär-

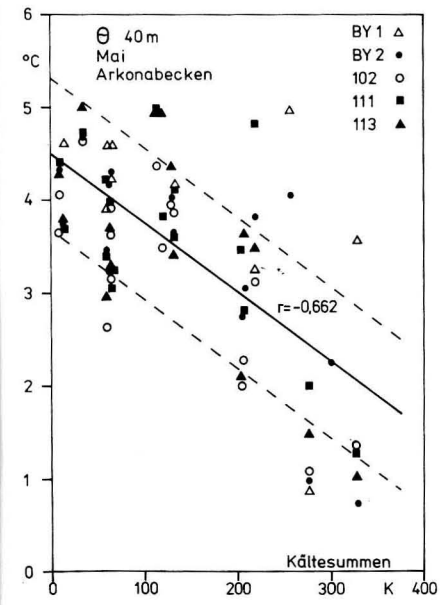
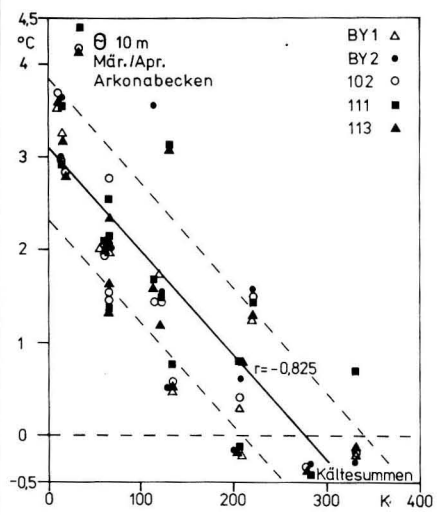


Abb. 5
Regressionsbeziehungen zwischen den Kältesummen und den Temperaturen in der winterlichen Oberflächenschicht sowie im Tiefenwasser der zentralen Arkonasee (--- mittlere vertikale Abweichung von der Regressionsgeraden)

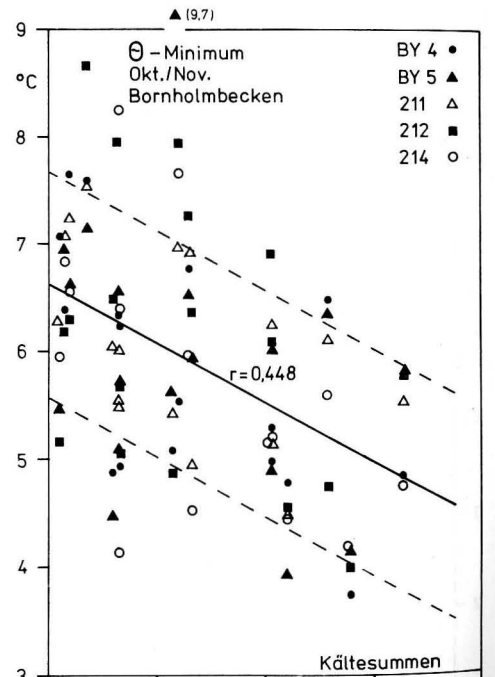
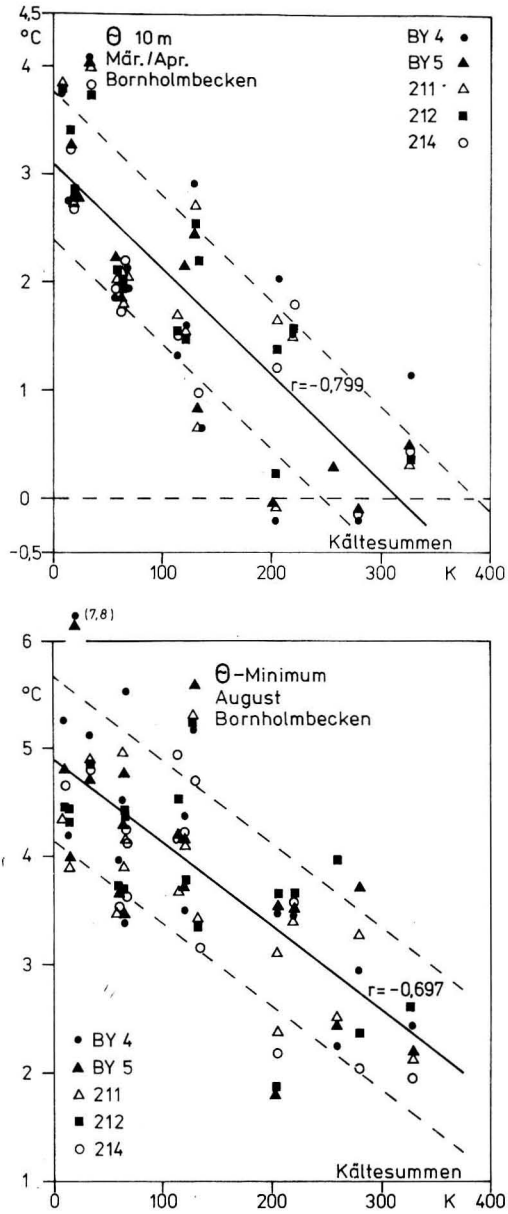


Abb. 6 Regressionsbeziehungen zwischen den Kältesummen und den Temperaturen in der winterlichen Oberflächenschicht sowie den Temperaturminima im baltischen Zwischenwasser der zentralen Bornholmsee (— mittlere vertikale Abweichung von der Regressionsgeraden)

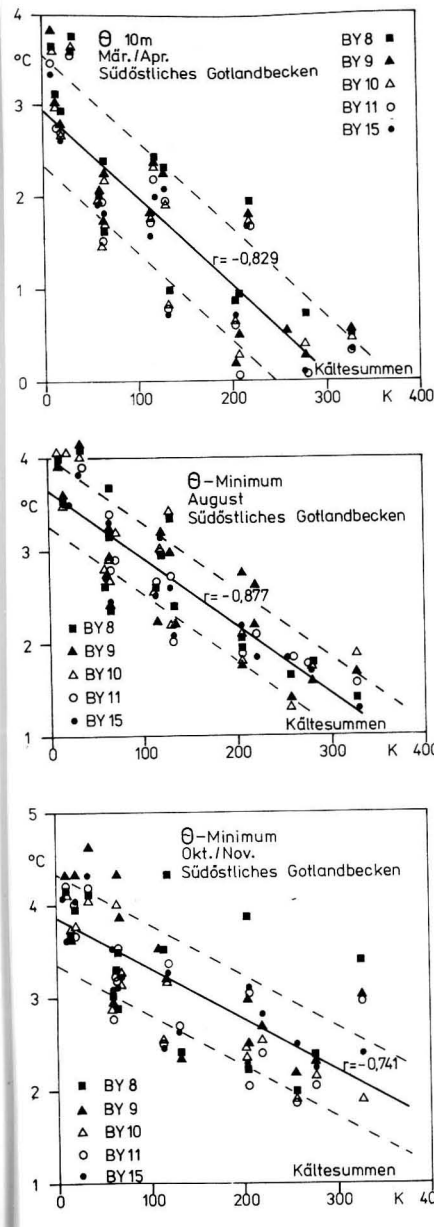


Abb. 7 Regressionsbeziehungen zwischen den Kältesummen und den Temperaturen in der winterlichen Oberflächenschicht sowie den Temperaturminima im baltischen Zwischenwasser der südöstlichen Gotlandsee (— mittlere vertikale Abweichung von der Regressionsgeraden)

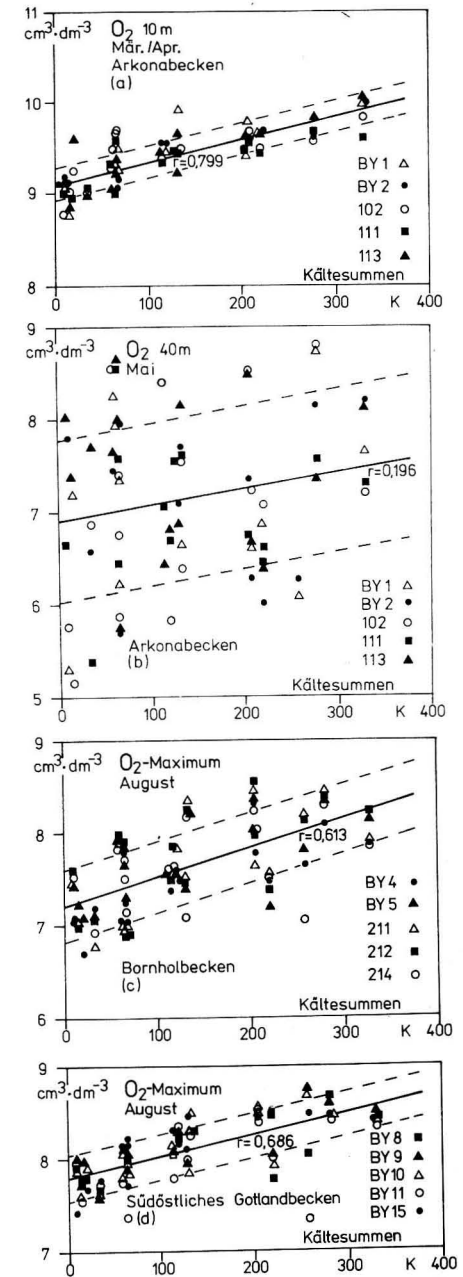


Abb. 8 Regressionsbeziehungen zwischen den Kältesummen und dem Sauerstoffgehalt in der winterlichen Oberflächenschicht (a) und im Tiefenwasser (b) der zentralen Arkonasee sowie den Sauerstoffmaxima im baltischen Zwischenwasser der zentralen Bornholmsee (c) und der südöstlichen Gotlandsee (d) (— mittlere vertikale Abweichung von der Regressionsgeraden)

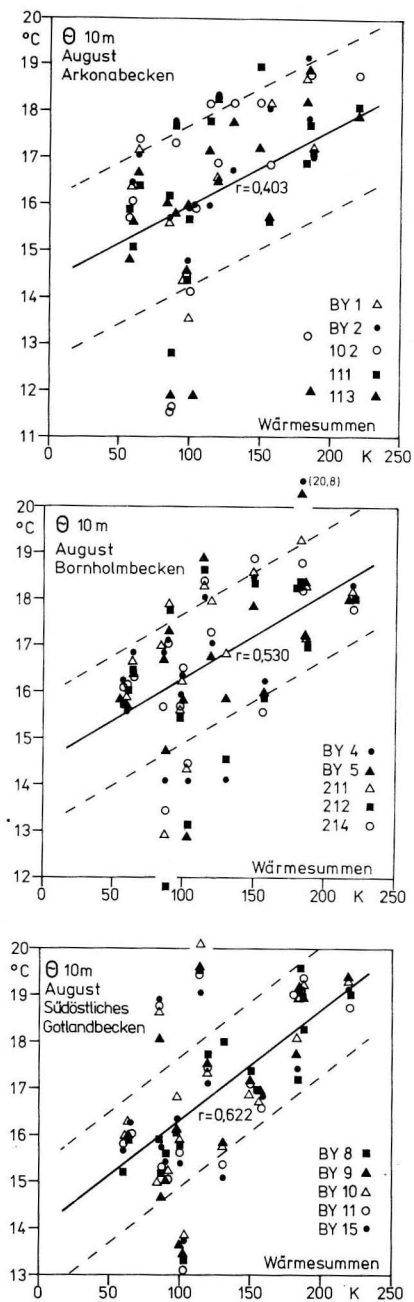


Abb. 9 Regressionsbeziehungen zwischen den Wärmesummen und den Temperaturen in der sommerlichen Deckschicht der zentralen Arkona (oben) und Bornholmsee (Mitte) sowie der südöstlichen Gotlandsee (unten) (--- mittlere vertikale Abweichung von der Regressionsgeraden)

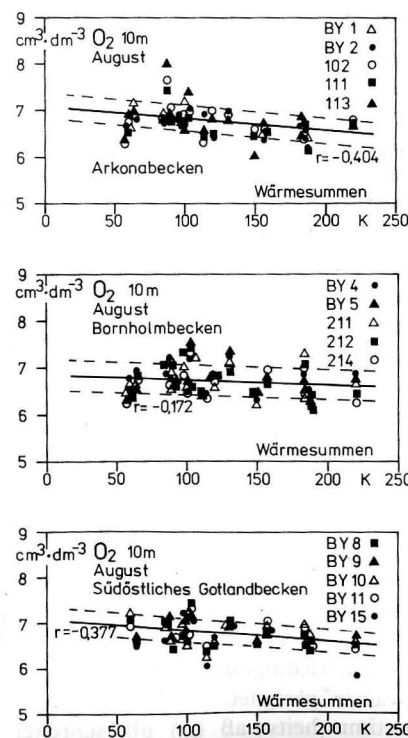
mesummen zur Charakterisierung des Temperatur- und Sauerstoffregimes in den oberflächennahen Wasserschichten des Arkona- und Bornholmbeckens sowie des südöstlichen Gotlandbeckens geeignet sind und damit weite Teile der zentralen Ostsee erfassen. Generell sind die Korrelationen der untersuchten ozeanologischen Größen zu den Kältesummen enger als zu den Wärmesummen. Die Ursache hierfür könnte sein, daß die meteorologischen Einflüsse auf die Temperaturen in der Oberflächenschicht während des Winters bei geringem Strahlungsangebot und kleinen Temperaturgradienten weniger stark durch dynamische Prozesse modifiziert werden als im Sommer. In der warmen Jahreszeit können sowohl windebedingte Durchmischung als auch advective und konvektive Vorgänge schnell zu einer Abnahme der Wassertemperatur führen, die der Wirkung des erhöhten Strahlungsangebots entgegengerichtet ist.

Hinsichtlich der Temperaturbeziehungen zu den Kälte- und Wärmesummen bestehen für die winterliche und sommerliche Deckschicht in den drei untersuchten Seegebieten nur geringe regionale Unterschiede (Tab. 1 und 3). Da die Löslichkeit der Gase von der Wassertemperatur abhängt, gilt diese Aussage auch für den Sauerstoffgehalt im Sommer, während im Winter und Frühjahr in Abhängigkeit von der Phytoplanktonblüte und der im Assimilationsprozeß erfolgenden, verstärkten Sauerstofffreisetzung andere Bedingungen vorherrschen (MATTHÄUS 1978).

Die Beziehungen zwischen dem Temperaturminimum des baltischen Zwischenwassers und den Kältesummen sind sehr eng (Tab. 2). Die aus diskreten Tiefen ermittelten Temperaturminima können geringfügig von den tatsächlichen Werten abweichen, die bei kontinuierlichen Registrierungen ermittelt wurden (Abb. 4). Eine weitere wesentliche Verbesserung ist jedoch auch bei Verwendung des absoluten Temperaturminimums nicht zu erwarten, weil die Korrelationen zwischen den Kältesummen und dem Temperaturminimum im baltischen Zwischenwasser nicht enger sein können als die zwischen Kälte-

Tabelle 3 Regressionsbeziehungen zwischen der Temperatur (y in °C) bzw. dem Sauerstoffgehalt (y in cm³ · dm⁻³) in der Oberflächenschicht (10 m) ausgewählter Ostseeregionen und den Wärmesummen (x in K) von Warnemünde (Erläuterungen vgl. Tab. 1).

Seegebiet	y	a	b	s	r	B	t
Arkonabecken	θ August	14,37	0,0161	± 1,71	0,403	16	3,74
	θ Okt./Nov.	8,30	0,0137	± 1,78	0,335	11	3,10
	O ₂ August	7,08	-0,0026	± 0,27	-0,404	16	3,69
	O ₂ Okt./Nov.	7,59	-0,0023	± 0,33	-0,302	9	2,75
Bornholmbecken	θ August	14,46	0,0184	± 1,40	0,530	28	5,77
	θ Okt./Nov.	8,09	0,0139	± 1,44	0,435	19	4,34
	O ₂ August	6,88	-0,0011	± 0,31	-0,172	3	1,61
	O ₂ Okt./Nov.	7,53	-0,0011	± 0,23	-0,232	5	2,15
Südöstliches Gotlandbecken	θ August	13,93	0,0236	± 1,38	0,622	39	7,19
	θ Okt./Nov.	8,40	0,0051	± 1,40	0,178	3	1,65
	O ₂ August	7,10	-0,0024	± 0,27	-0,377	14	3,64
	O ₂ Okt./Nov.	7,62	-0,0006	± 0,22	-0,136	2	1,24



summen und Wintertemperaturen in der Oberflächenschicht der Ostsee (Tab. 1).

Die Korrelationen zwischen dem Temperaturminimum im baltischen Zwischenwasser und den Kältesummen sind im südöstlichen Gotlandbecken enger als im Bornholmbecken. Als Ursache sind Warmwasserintrusionen aus dem Arkonabecken ins Bornholmbecken zu nennen, die alljährlich, jedoch in unterschiedlicher Intensität im Spätsommer und Herbst beobachtet werden (vgl. auch NEHRING, FRANCKE 1981), und die sich entsprechend ihrer Dichte oberhalb der Salzgehaltssprungschicht einlagern (Abb. 4). Diese advective Prozesse stehen in Verbindung mit dem Einstrom von Kattegatwasser, der

Abb. 10 Regressionsbeziehungen zwischen den Wärmesummen und dem Sauerstoffgehalt in der sommerlichen Deckschicht der zentralen Arkona- (oben) und Bornholmsee (Mitte) sowie der südöstlichen Gotlandsee (unten) (--- mittlere vertikale Abweichung von der Regressionsgeraden)

Tabelle 4

Mittlere Temperaturen und Sauerstoffkonzentrationen in der winterlichen Oberflächenschicht (10 m) sowie mittlere Temperaturminima und Sauerstoffmaxima im baltischen Zwischenwasser der zentralen Ostsee (1969 bis 1986)

Region	Jahreszeit	θ °C	O ₂ cm ³ · dm ⁻³
Arkonasee	Mär./Apr. (10 m)	1,67 ± 1,31	9,40 ± 0,29
	Aug.* ¹ (40 m)	11,09 ± 2,09	4,36 ± 1,07
Bornholmsee	Mär./Apr. (10 m)	1,94 ± 1,14	—
	Aug. (Min./Max.)	3,86 ± 1,05	7,62 ± 0,48
	Okt./Nov. (Min.)	5,92 ± 1,17	—
Südöstliche Gotlandsee	Mär./Apr. (10 m)	1,79 ± 1,06	—
	Aug. (Min./Max.)	2,71 ± 0,79	8,10 ± 0,33
	Okt./Nov. (Min.)	3,14 ± 0,72	—

*¹ Da das baltische Zwischenwasser im Arkonabecken nicht regelmäßig vorhanden ist, wurden die Werte des 40-m-Horizonts verwendet.

im Arkonabecken zu einem deutlichen Jahresgang der Temperatur bis in die grundnahen Wasserschichten führt (MATTHÄUS 1975). Er verhindert die kontinuierliche Ausbildung des baltischen Zwischenwassers und schränkt damit in diesen Becken die Beziehungen zu den Kältesummen stark ein (Tab. 2). In den Beziehungen zwischen den Temperaturen des baltischen Zwischenwassers und den Kältesummen bestehen deutliche regionale Unterschiede (Tab. 2). Bei einem annähernd gleichen Betrag der variablen Größen (b) ist das baltische Zwischenwasser im südöstlichen Gotlandbecken kälter als im Bornholmbecken (a). Dies kommt auch in den Werten der mittleren Temperaturminima zum Ausdruck (Tab. 4), die für den Zeitraum 1969 bis 1986 berechnet wurden. Unter Berücksichtigung des umgekehrten Vorzeichens gelten die für das Temperaturminimum im baltischen Zwischenwasser getroffenen Aussagen sinngemäß auch für das intermediäre Sauerstoffmaximum.

Die Aussage, daß im baltischen Zwischenwasser die Wintertemperaturen konserviert sind, ist nur bedingt richtig. In Übereinstimmung mit MATTHÄUS (1977) erfolgt im Jahresverlauf eine deutliche Erwärmung dieses

Wasserkörpers, wenn man von den Wintertemperaturen in der Oberflächenschicht der Ostsee ausgeht (Tab. 4). Diese Erwärmung spiegelt sich auch in den Regressionsgleichungen wider (Tab. 2), wobei der mittlere jährliche Anstieg in Abhängigkeit von der Kältesumme (b) im Bornholmbecken und im südöstlichen Gotlandbecken annähernd gleich ist.

Die Korrelationen zwischen den im März–April gemessenen Temperaturen in der Oberflächenschicht der zentralen Ostsee und den intermediären Extremwerten der Temperatur und des Sauerstoffgehalts im baltischen Zwischenwasser (NEHRING, FRANCKE 1988) sind nur geringfügig enger als die für die Kältesummen abgeleiteten Beziehungen zu diesen Größen. Die Kältesummen, die unter Verwendung der an der Meteorologischen Station Warnemünde gemessenen Lufttemperaturen berechnet werden, sind somit trotz großer räumlicher Distanz zwischen Beobachtungsort und Untersuchungsgebiet ebenso wie die Wintertemperaturen des Ostseewassers zur Charakterisierung der thermischen und Sauerstoff-Bedingungen im baltischen Zwischenwasser geeignet.

Das Bestimmtheitsmaß (*B*) überschreitet

nur während der stärksten winterlichen Abkühlung im März/April (Tab. 1) sowie für das baltische Zwischenwasser im südöstlichen Gotlandbecken (Tab. 2) die 50%-Marke und weist damit die Kältesumme als dominierende Einflußgröße aus. Für das baltische Zwischenwasser im südöstlichen Gotlandbecken besteht damit die Möglichkeit, aus der für Warnemünde ermittelten Kältesumme des vorangegangenen Winters die Temperaturen für etwa 6 Monate im voraus zu prognostizieren. Neben den Temperaturen in der winterlichen Oberflächenschicht (NEHRING, FRANCKE 1988) existiert damit eine weitere kurzfristig verfügbare Größe für eine mit hoher Wahrscheinlichkeit zutreffende Temperaturvorhersage. Die Vorhersage des Sauerstoffgehalts im baltischen Zwischenwasser ist dagegen, wie das Bestimmtheitsmaß zeigt, nicht mit der erforderlichen Zuverlässigkeit möglich.

Die Verwendung der Kältesummen von Warnemünde zur Vorhersage der Temperaturen im baltischen Zwischenwasser kann zu einer Qualifizierung der Fangprognosen für die Ostseefischerei beitragen. Die in der 2. Jahreshälfte einsetzende Südwanderung des Weideherings, der im Frühjahr unter der schwedischen Ostküste abgelaicht hat, hängt von der Strenge des vorangegangenen Winters (POPIEL 1964) und damit von den Temperaturen im baltischen Zwischenwasser ab. Die frühzeitige Information über die im baltischen Zwischenwasser zu erwartenden Temperaturen ist deshalb für die Prognose der Heringsfischerei in der zentralen Ostsee von unmittelbar praktischer Bedeutung. Darüber hinaus fand ANTONOV (1964) eine signifikante positive Korrelation zwischen den Temperaturen des baltischen Zwischenwassers und den Überlebens- und Aufwuchsraten des Sprottlaichs und der Sprottlarven.

Die Autoren danken Herrn Prof. Dr. habil. P. HUPFER und Frau Dr. sc. R. STELLMACHER für kritische Hinweise und Diskussionen.

Literatur

- ANONYMUS: Meddelande fran Havsfiskelaboratoriet, Lysekil, Hydrogr. Avdel., Göteborg 1969–1972.
- ANONYMUS: Fisheries Res. Board Sweden, Inst. of Marine Res., Hydrogr. Dep., Hydrographical Data, Göteborg 1973–1975.
- ANONYMUS: National Board of Fisheries, Sweden, Inst. of Marine Res., Hydrogr. Dep., Hydrographical Data, Göteborg 1976–1985.
- ANTONOV, A. E.: Ozeanologische Grundlagen zur fischereiwirtschaftlichen Prognose im südlichen Teil der Ostsee. — Atlant NIIRCH, Kaliningrad 1964, 1–118 (in russ.).
- ANTONOV, A. E.: Zur zwischenjährlichen und langjährigen Veränderlichkeit der Wassertemperatur im Bereich des kalten Zwischenwassers der Ostsee. — Ryb. Issled. Balt. Morja 3 (1967), 49–63 (in russ.).
- FRANCKE, E.: Einige Erfahrungen mit den Tiefseekippthermometern des VEB Thermometerwerk Geraberg/Thür. — Beitr. Meeresk. 16 (1965), 15–19.
- FRANCKE, E., REICHEL, U.: Historische Entwicklung und aktuelle Bedeutung des Ostseeobservatoriumsprogramms. — Beitr. Meeresk. 48 (1983), 73–88.
- HUPFER, P.: Die Ostsee — kleines Meer mit großen Problemen. — B. G. Teubner Verlagsgesellschaft. Leipzig 1978, 1–152.
- KNOCH, K.: Eine Chronik der Winterstrenge seit 1766 in Norddeutschland. — Peterm. geogr. Mitt. 101 (1957), 27–30.
- MATTHÄUS, W.: Mittlere Temperatur und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2A auf 55°N, 14°E. — Beitr. Meeresk. 36 (1975), 5–27.
- MATTHÄUS, W.: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. — Beitr. Meeresk. 40 (1977), 117–155.
- MATTHÄUS, W.: Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit im Sauerstoffgehalt der offenen Ostsee. — Beitr. Meeresk. 41 (1978), 61–94.
- MÖCKEL, F.: Die ozeanologische Meßkette OM 75 — eine universelle Datenerfassungsanlage für Forschungsschiffe. — Beitr. Meeresk. 43 (1980), 5–14.
- NEHRING, D.; FRANCKE, E.: Hydrographisch-chemische Untersuchungen in der Ostsee 1969–1978. I. Die hydrographischen Bedingungen und ihre Veränderungen. — Geod. geophys. Veröff., R. IV, H 35 (1981), 5–38.
- NEHRING, D.; FRANCKE, E.: Untersuchungen über die mittelfristige Vorhersage einiger fischereirelevanter ozeanologischer Größen in der Ostsee. — Fischerei-Forsch. 27, 1989 (im Druck).
- POPIEL, I.: Some remarks on the Baltic herring. — ICES C. M. 1964, Doc. 68 (1964), 1–8.

ROHDE, K.-H.; NEHRING, D.: Ausgewählte Methoden zur Bestimmung von Inhaltsstoffen im Meer- und Brackwasser. — Geod. geophys. Veröff., R. IV, H. 24 (1979), 1—68.

STELLMACHER, R., TIESEL, R.: Über die Strenge der mitteleuropäischen Winter der letzten 220 Jahre — eine statistische Untersuchung. — Z. Meteorologie **39** (1989) 1.

TEICH, M.: Statistische Analyse der Kältesummen von Berlin. — Meteorol. Rdsch. **24** (1971), 1—7.

TIESEL, R.: Die Wärmezyklonen der westlichen und mittleren Ostsee. — Dissertation, Karl-Marx-Universität Leipzig 1980.

Anschrift der Autoren:

Prof. Dr. sc. nat. D. NEHRING

Dipl.-Met. E. FRANCKE †

Akademie der Wissenschaften der DDR,

Institut für Meereskunde

Rostock-Warnemünde

DDR—2530

Dr. rer. nat. R. TIESEL

Amt für Meteorologie Rostock

Parkstr. 47

Rostock-Warnemünde

DDR—2530

† Am 15. 7. 1988 verstorben.

Eingereicht: 26. 10. 1987

Zur Veröffentlichung angenommen: 14. 7. 1988

HARTMUT PRANDKE, ADOLF STIPS

Statistische Analyse lokaler Gradienten in den Dichtesprungschichten der Ostsee

Mit 6 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung: Auf der Grundlage umfangreicher Messungen hochaufgelöster Vertikalprofile von Temperatur, Salzgehalt und Dichte wurde eine Analyse der lokalen Gradienten dieser Parameter in den Dichtesprungschichten der Ostsee durchgeführt. Dabei wurden unterschiedliche hydrographische und meteorologische Umweltbedingungen durch eine spezielle Klassifizierung der Sprungschichten berücksichtigt. Im einzelnen werden Häufigkeitsverteilungen der lokalen Gradienten und eine Analyse der maximalen Gradienten in den verschiedenen Sprungschichttypen vorgestellt. Weiterhin wird über Beobachtungen einiger lokaler Gradienten berichtet, die unerwartet große Werte aufwiesen. Die statistischen Untersuchungen zeigen große Unterschiede in der Charakteristik der lokalen Gradienten zwischen den verschiedenen Sprungschichttypen. Insbesondere wurde eine signifikante Abhängigkeit dieser Charakteristik von der Größe des Eintrages kinetischer Energie in die Sprungschichten nachgewiesen.

Abstract: An analysis of local gradients of temperature, salinity and density within the Baltic pycnoclines was done at the base of a great set of microstructure profiles. Different hydrographical and meteorological conditions were taken into account by a special classification of pycnoclines. Investigations of frequency distribution of the local gradients and statistics of maximum gradients within the pycnoclines were carried out in detail. Furthermore, a report is given about observations of unexpected large gradients. The statistical analyses show considerable large differences of the characteristics of local gradients between the different types of pycnoclines. Especially, a narrow dependency of these characteristics on the mean input level of kinetic energy into the pycnoclines could be demonstrated.

Резюме: На основе обширных измерений микроструктурных профилей температуры, солености и плотности воды выполнен анализ локальных градиентов этих характеристик в переходных слоях Балтийского моря. С этой целью создана специаль-

ная классификация переходных слоев, учитывающая различные гидрологические и гидрометеорологические фоновые условия. Для всех типов переходных слоев определена повторяемость локальных градиентов и проведен статистический анализ максимальных градиентов. Кроме этого, дано описание экстремальных градиентов, оказавшихся неожиданно большими. В результате статистического анализа выявлены значительные различия в характеристиках локальных градиентов между разными типами переходных слоев. Показано, что локальные градиенты находятся в максимальной зависимости от уровня кинетической энергии.

1. Einleitung

Das hydrographische Regime der Ostsee ist durch eine ausgeprägte thermische und haline Schichtung gekennzeichnet, die im Mittel folgendermaßen charakterisiert werden kann: In der zentralen Ostsee existiert in ca. 70 bis 90 m Tiefe eine permanente Salzgehaltssprungschicht, die das salzreiche Tiefenwasser von dem darüberliegenden salzarmen Oberflächenwasser trennt. In den Sommermonaten (ca. Mai bis Oktober) bildet sich in ca. 20 bis 30 m Tiefe eine thermische Sprungschicht heraus. In der westlichen Ostsee (westlich der Darßer Schwelle) existiert ganzjährig eine scharfe haline Sprungschicht zwischen dem an der Oberfläche aus der Ostsee auströmenden salzarmen baltischen Oberflächenwasser und dem über dem Meeresboden in die Ostsee einströmenden salzreichen Wasser aus dem Kattegat. Diese Salzgehaltssprungschicht wird in den Sommermonaten noch durch eine thermische Schichtung verstärkt.

Die Eigenschaften dieser Sprungschichten, insbesondere ihre innere kleinskalige Struktur, sind für viele physikalische, chemische und biologische Vorgänge von großer Bedeutung. Dies betrifft zum Beispiel den vertikalen Energie- und Stofftransport durch die Sprungschichten, die Ausbreitung akustischer Wellen und die Entwicklung des Ökosystems in der Deckschicht des Meeres. Die Ausprägung der Mikrostruktur der Sprungschichten kann unter anderem durch die Größe der lokalen Gradienten charakterisiert werden. Darüber hinaus werden einige Eigenschaften von Sprungschichten unmittelbar durch die lokalen Gradienten bestimmt, zum Beispiel akustische Eigenschaften und der Aufstau von suspendiertem Material.

Die lokalen Gradienten im Meer sind die Folge von vielfältigen Schichtungs- und Vermischungsprozessen. Umfangreiche Untersuchungen der Mikrostruktur in der Ostsee zeigten, daß hier die innere Struktur der Sprungschichten durch eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Stufenstruktur und durch vertikal und horizontal begrenzte Gebiete turbulenter Vermischung (charakterisiert durch kleinskalige Dichteinstabilitäten) gekennzeichnet ist (PRANDKE und STIPS 1984a und b). Diese kleinskaligen Schichtungsstrukturen bewirken lokale Gradienten, die zum Teil erheblich von den mittleren Gradienten (gemittelt über Tiefenintervalle von einigen Metern oder über die gesamte Dicke der Sprungschicht) abweichen.

In der vorliegenden Arbeit werden Untersuchungen der lokalen Gradienten von Temperatur, Salzgehalt und Dichte auf der Grundlage eines umfangreichen Meßmaterials vorgestellt. Unter lokalen Gradienten verstehen wir die Gradienten dieser Parameter über einen Tiefenbereich von weniger als 1 cm. Die lokalen Gradienten widerspiegeln somit die tatsächlich im Meer vorhandene Größe der Änderung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte bis hin zu den kleinsten stabil existierenden Strukturen, ohne diese Änderung durch Mittelung über einen größeren Tiefenbereich zu verfälschen. Neben einer Analyse der Statistik der lokalen Gradienten in Ab-

hängigkeit von hydrographischen und meteorologischen Umweltbedingungen werden auch Ergebnisse der Untersuchung zum Verhältnis von lokalen und mittleren Gradienten dargestellt. Weiterhin wird über die Beobachtung von extrem großen lokalen Gradienten in verschiedenen Seegebieten der Ostsee berichtet.

2. Meß- und Auswertemethoden

Die experimentellen Untersuchungen der kleinskaligen Schichtungsstruktur der Sprungschichten in der Ostsee wurde mit der frei sinkenden Mikrostruktursonde MSS (detaillierte Beschreibung siehe PRANDKE u. a. 1985) durchgeführt. Mit dieser Sonde wurden Vertikalprofile der Temperatur und der elektrischen Leitfähigkeit mit einer vertikalen Auflösung von ca. 4 mm registriert. Aus diesen beiden Parametern wurden die Profile von Salzgehalt und Dichte berechnet. Die vorliegenden statistischen Untersuchungen wurden auf der Grundlage von 628 Mikrostruktursondierungen, die in den Jahren 1980 bis 1983 auf insgesamt 8 meereskundlichen Expeditionen in der Ostsee gewonnen wurden, durchgeführt. Bei der Diskussion extremer Gradienten wurde auch neueres Meßmaterial (1986) mit herangezogen. Die experimentellen Untersuchungen konzentrierten sich insbesondere auf die Erfassung der sommerlichen Schichtungsverhältnisse.

Bei der Auswertung des Datenmaterials wurden unterschiedliche hydrographische und meteorologische Umweltbedingungen durch eine spezielle Klassifizierung der Sprungschichten berücksichtigt. Innerhalb der thermischen und der halinen Sprungschicht der offenen Ostsee sowie der thermohalinen Sprungschicht der westlichen Ostsee wurde noch hinsichtlich der Größe des mittleren Eintrages von kinetischer Energie in die Sprungschichten unterschieden, der von besonderer Bedeutung für die Ausprägung der

Mikrostruktur ist. Unter der Annahme, daß die wesentlichste Quelle für den Energieeintrag in die oberflächennahen Sprungschichten (T -Sprungschicht offene Ostsee und T/S -Sprungschicht westliche Ostsee) der wind-erzeugte Seegang ist, wurde hier zwischen der Situation ohne direkten Eintrag und der Situation mit direktem Eintrag von Energie durch den Seegang unterschieden (Situation „ohne Wind“ und Situation „mit Wind“). Bei der S -Sprungschicht der offenen Ostsee wurde angenommen, daß der Energieeintrag durch Stromscherungen, insbesondere in der Nähe des Meeresbodens, für die Ausprägung der Mikrostruktur von besonderer Bedeutung ist. Hier wurde unterschieden zwischen Sprungschichten, die sich dicht über dem Meeresboden befanden („dicht über Grund“) und solchen, die weit vom Meeresboden entfernt waren („weit über Grund“). Die Kriterien für diese Klassifizierung wurden bereits an anderer Stelle dargestellt (siehe PRANDKE und STIPS 1984 a). Umfangreiche Mikrostrukturuntersuchungen (PRANDKE und STIPS 1984a und b) zeigten, daß die Klassifizierung für die Sprungschichten der Ostsee mit Erfolg anwendbar ist.

3. Meßergebnisse

3.1. Die Häufigkeitsverteilung der lokalen Gradienten

Für die Bestimmung der Häufigkeitsverteilung der lokalen Gradienten wurden aus allen gemessenen Mikrostrukturprofilen Vertikalprofile der lokalen Gradienten von Temperatur, Salzgehalt und Dichte mit einer vertikalen Schrittweite von 4 mm berechnet. Die Klasseneinteilung der Gradienten für den jeweiligen Parameter wurde aus Gründen der Vergleichbarkeit für alle Sprungschichttypen einheitlich gewählt. Die Klassenbreite wurde so festgelegt, daß in die „Null-Klasse“ alle Gradienten fallen, die noch im Bereich des Rauschens liegen. Aus den Gradientenverteilungen der einzelnen Sondierungen wurde für jeden Sprungschichttyp eine mittlere Häufigkeitsverteilung berechnet. Diese Verteilungen sind in den Abbildungen 1 bis 3 dargestellt.

Aus diesen Abbildungen ist ersichtlich, daß in den meisten Sprungschichttypen die Häufigkeitsverteilungen der Gradienten in der Null-Klasse ein ausgeprägtes Maximum zei-

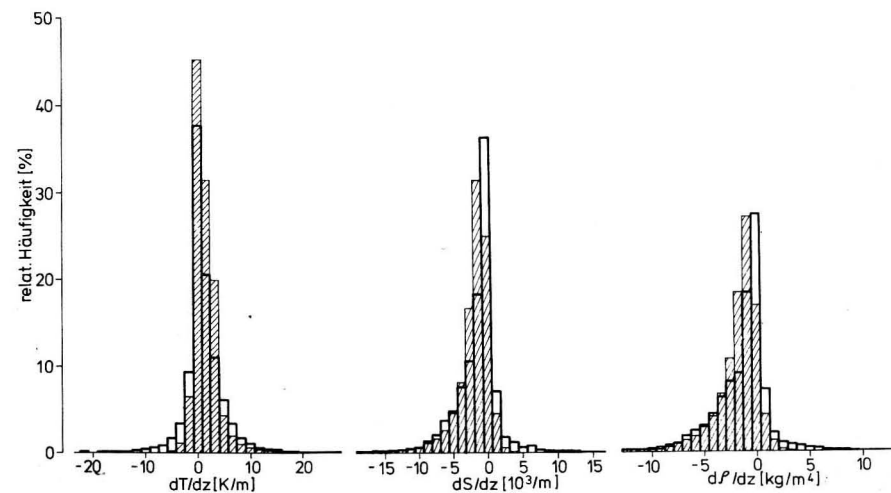


Abb. 1

Relative Häufigkeitsverteilung der lokalen Gradienten von Temperatur, Salzgehalt und Dichte in der T/S -Sprungschicht der westlichen Ostsee

Schraffierte Säulen: Situation ohne Wind, offene Säulen: Situation mit Wind

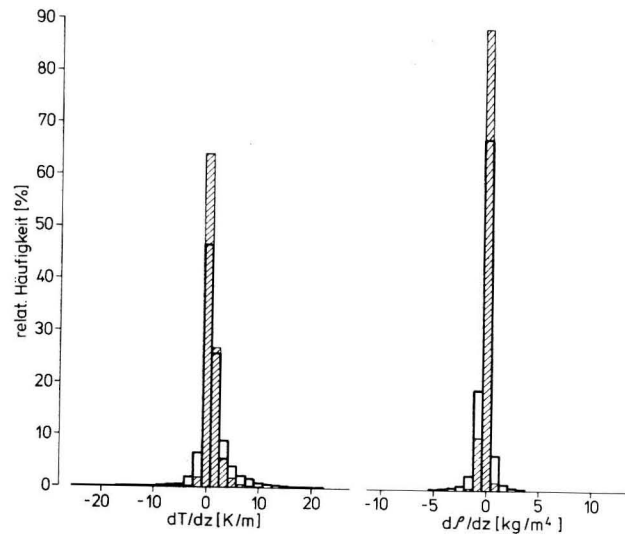


Abb. 2 Relative Häufigkeitsverteilung der lokalen Gradienten von Temperatur und Dichte in der T-Sprungschicht der offenen Ostsee
Schraffierte Säulen: Situation ohne Wind, offene Säulen: Situation mit Wind

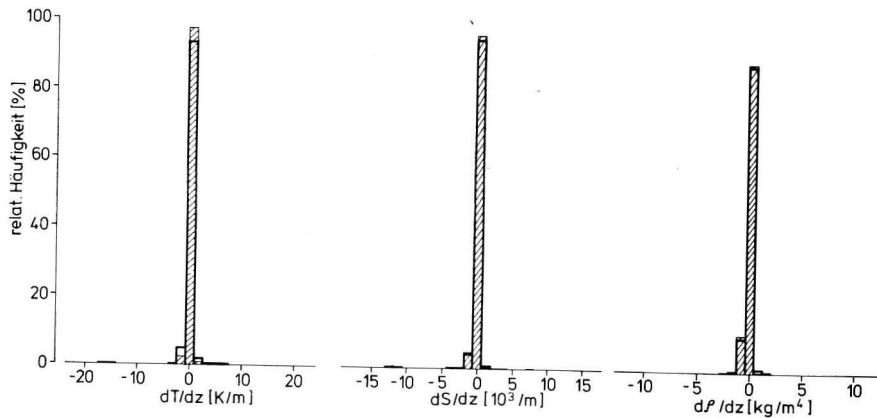


Abb. 3 Relative Häufigkeitsverteilung der lokalen Gradienten von Temperatur, Salzgehalt und Dichte in der S-Sprungschicht der offenen Ostsee
Schraffierte Säulen: Sprungschicht weit über Grund, offene Säulen: Sprungschicht dicht über Grund

gen. Einzige Ausnahmen sind die Gradientenverteilungen des Salzgehaltes und der Dichte in der T/S-Sprungschicht der westlichen Ostsee ohne Wind. Hier liegt das Maximum neben der Null-Klasse. In allen Sprungschichten nimmt die Anzahl der Gradienten zu höheren Werten hin stark ab. Weiterhin ist erkennbar, daß die Gradientenverteilungen entsprechend

der Richtung des mittleren Gradienten in den Sprungschichten unsymmetrisch bezüglich der Null-Klasse sind.

Vergleicht man die Verteilungen der lokalen Gradienten bei unterschiedlich großem Eintrag von kinetischer Energie, so zeigt sich, daß bei hohem Eintrag von kinetischer Energie in die Sprungschichten (mit Wind bzw. dicht

über Grund) die Gradientenverteilungen einen deutlichen Trend zur Abflachung und Verbreiterung erkennen lassen. Der Anteil der kleinen Gradienten nimmt ab, während der der großen Gradienten ansteigt. Außerdem kann festgestellt werden, daß die Gradientenverteilungen der Sprungschichten mit erhöhtem Eintrag von kinetischer Energie eine signifikant höhere Symmetrie bezüglich der Null-Klasse zeigen. Dies wird besonders an Hand der Tabelle 1 deutlich, in der für die verschiedenen Sprungschichttypen die Quotienten der Anzahl der Gradienten in positiver und negativer Richtung außerhalb der Null-Klasse zusammengestellt sind.

Sowohl die Abflachung und Verbreiterung der Gradientenverteilungen als auch die höhere Symmetrie bei stärkerem Eintrag von kinetischer Energie läßt sich mit einem häufigeren Auftreten von aktiven Schichtungsstrukturen erklären, wie es von PRANDKE und STIPS (1984b) nachgewiesen wurde. Derartige Schichtungsbereiche zeichnen sich durch verhältnismäßig hohe Gradienten in positiver und negativer Richtung aus. Ihr häufigeres Auftreten bewirkt somit bei den Häufigkeitsverteilungen der Gradienten im Mittel eine Abflachung und Verbreiterung der Verteilungen und durch das konzentrierte Auftreten von positiven und negativen Gradienten gleichzeitig eine höhere Symmetrie bezüglich der Null-Klasse.

Die Änderung der Ausprägung der Stufenstruktur der Schichtung bei unterschiedlich starkem Eintrag von kinetischer Energie in die Sprungschichten hingegen dürfte nur einen geringen Einfluß auf die oben diskutierte Änderung der Gradientenverteilung haben. PRANDKE und STIPS (1984a) zeigten, daß bei höherem Energieeintrag die Stufenstruktur schärfer ausgebildet ist. Die mittleren Gradienten in den Schichten einer starken Änderung von Temperatur, Salzgehalt bzw. Dichte nehmen zu, während die mittleren Gradienten in den Schichten geringerer Änderung dieser Parameter zu kleineren Werten hin tendieren. Eine derartige Änderung der Stufenstruktur bewirkt zwar eine Verbreiterung, aber keine Abflachung und zunehmende Symmetrie der Verteilung der lokalen Gradienten.

Die Änderung der Ausprägung der Stufenstruktur der Schichtung bei unterschiedlich starkem Eintrag von kinetischer Energie in die Sprungschichten hingegen dürfte nur einen geringen Einfluß auf die oben diskutierte Änderung der Gradientenverteilung haben. PRANDKE und STIPS (1984a) zeigten, daß bei höherem Energieeintrag die Stufenstruktur schärfer ausgebildet ist. Die mittleren Gradienten in den Schichten einer starken Änderung von Temperatur, Salzgehalt bzw. Dichte nehmen zu, während die mittleren Gradienten in den Schichten geringerer Änderung dieser Parameter zu kleineren Werten hin tendieren. Eine derartige Änderung der Stufenstruktur bewirkt zwar eine Verbreiterung, aber keine Abflachung und zunehmende Symmetrie der Verteilung der lokalen Gradienten.

Tabelle 1 Verhältnis der Anzahl der Gradienten in positiver und negativer Richtung außerhalb der Null-Klasse für die Häufigkeitsverteilungen der lokalen Gradienten
Die Quotientenberechnung erfolgte unabhängig von der Richtung der Gradienten so, daß größere Werte für eine größere Unsymmetrie der Gradientenverteilungen bezüglich der Null-Klasse stehen.

Sprungschicht	Verhältnis der Anzahl der Gradienten in positiver und negativer Richtung von der Null-Klasse		
	Temperatur	Salzgehalt	Dichte
<i>T/S-Sprungschicht westliche Ostsee</i>			
ohne Wind	7,79	12,54	12,9
mit Wind	2,77	4,0	4,08
<i>T-Sprungschicht offene Ostsee</i>			
ohne Wind	16,18	—	8,51
mit Wind	4,65	—	2,93
<i>S-Sprungschicht offene Ostsee</i>			
weit über Grund	3,36	31,62	35,33
dicht über Grund	3,19	5,9	8,98

3.2. Statistik maximaler Gradienten

Zur Charakterisierung der maximalen Gradienten in den verschiedenen Sprungschichttypen wurde von jeder Mikrostruktursondierung der maximale lokale Gradient der Temperatur, des Salzgehaltes und der Dichte, sowie der maximale Wert der lokalen Brunt-Väisälä-Frequenz erfaßt. Die für jede Sprungschicht gemittelten maximalen Werte (Beträge) sind in der Tabelle 2 zusammengestellt. Aus dieser Zusammenstellung ist erkennbar, daß die Sprungschichten mit höherem Energieeintrag in jedem Fall im Mittel höhere maximale Gradienten und lokale Brunt-Väisälä-Frequenzen aufweisen als die vergleich-

Tabelle 2

Mittlere maximale Werte der lokalen Gradienten und der lokalen Brunt-Väisälä-Frequenz N für die Sprungschichten der Ostsee

Die Konfidenzintervalle der Mittelwerte sind in Klammern angegeben.

Sprungschicht	Maximale Gradienten (Beträge)			Max. N 1/h
	Temperatur K/m	Salzgehalt 10 ³ /m	Dichte kg/m ⁴	
<i>T/S</i> -Sprungschicht westliche Ostsee				
<i>ohne</i> Wind	11,84 (0,83)	16,87 (0,89)	13,64 (0,72)	206,6 (5,88)
<i>mit</i> Wind	17,07 (2,5)	18,25 (2,09)	14,75 (1,67)	208,8 (14,94)
<i>T</i> -Sprungschicht offene Ostsee				
<i>ohne</i> Wind	7,12 (0,53)	—	2,06 (0,19)	73,9 (3,58)
<i>mit</i> Wind	18,36 (1,5)	—	3,84 (0,34)	107,2 (4,49)
<i>S</i> -Sprungschicht offene Ostsee				
<i>weit</i> über Grund	1,61 (0,22)	1,52 (0,18)	1,21 (0,14)	57,2 (3,06)
<i>dicht</i> über Grund	3,87 (0,82)	3,88 (0,8)	3,03 (0,62)	84,3 (7,25)

baren Sprungschichten mit geringerem Energieeintrag.

Die mittleren maximalen Gradienten der Temperatur in den oberflächennahen Sprungschichten der westlichen und der offenen Ostsee haben sowohl in der Situation *ohne* Wind als auch *mit* Wind jeweils etwa gleich große Werte. Dadurch war für diesen Parameter ein genügend großes Meßwertensemble vorhanden, um eine relative Häufigkeitsverteilung der maximalen Gradienten der oberflächennahen Sprungschichten zu erstellen, die in der Abbildung 4 dargestellt ist. Diese Abbildung zeigt für starken Eintrag von kinetischer Energie in die Sprungschichten eine deutliche Verschiebung der Verteilung in Richtung größerer Werte und dokumentiert damit den starken Einfluß des Windes auf die Größe der maximalen Gradienten in den oberflächennahen Sprungschichten der Ostsee.

3.3. Das Verhältnis der maximalen lokalen Gradienten zu den mittleren Gradienten der Sprungschichten

Neben der Untersuchung der mittleren maximalen Gradienten wurde auch eine Untersuchung des Zusammenhanges zwischen den maximalen Gradienten und den mittleren Gradienten der Sprungschichten durchgeführt. Dazu wurde für jede Sondierung der Quotient aus dem maximalen lokalen Gradienten und dem mittleren Gradienten der Temperatur, des Salzgehaltes und der Dichte, bestimmt über die gesamte Dicke der Sprungschicht, berechnet. Die für jeden Sprungschichttyp gemittelten Gradientenverhältnisse sind in der Tabelle 3 zusammengestellt. Aus dieser Tabelle ist ersichtlich, daß die maximalen Gradienten der Sprungschichten im Mittel ca. 10 bis 30mal größer sind als die mittleren

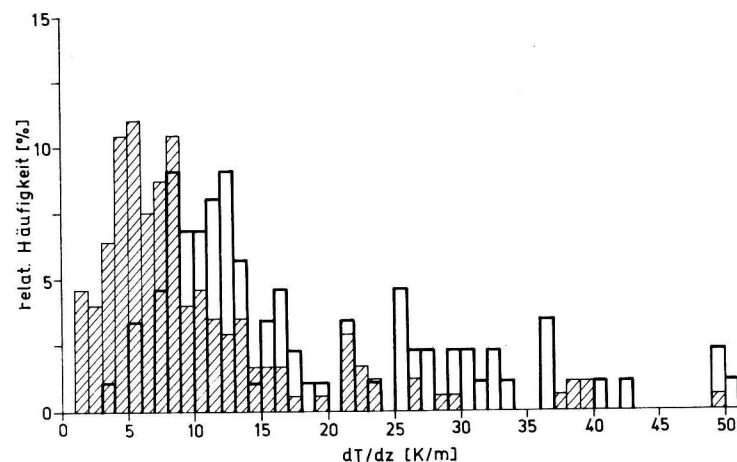


Abb. 4

Relative Häufigkeitsverteilung der maximalen Gradienten der Temperatur der *T*-Sprungschicht der offenen Ostsee und der *T/S*-Sprungschicht der westlichen Ostsee

Schraffierte Säulen: Situation *ohne* Wind, offene Säulen: Situation *mit* Wind

Tabelle 3

Mittelwerte der Quotienten maximaler lokaler Gradient/mittlerer Gradient für die Sprungschichten der Ostsee

Sprungschicht	Maximaler Gradient/ Mittlerer Gradient		
	Temperatur	Salz- gehalt	Dichte
<i>T/S</i> -Sprungschicht westliche Ostsee			
<i>ohne</i> Wind	8,79 (0,52)	10,06 (0,62)	8,72 (0,49)
<i>mit</i> Wind	24,11 (5,65)	14,43 (3,12)	19,28 (5,75)
<i>T</i> -Sprungschicht offene Ostsee			
<i>ohne</i> Wind	13,23 (1,3)	—	25,9 (1,87)
<i>mit</i> Wind	22,12 (2,64)	—	26,03 (2,35)
<i>S</i> -Sprungschicht offene Ostsee			
<i>weit</i> über Grund	31,38 (3,5)	14,53 (2,52)	13,83 (2,27)
<i>dicht</i> über Grund	25,63 (1,76)	19,44 (1,7)	18,84 (1,62)

Gradienten. Ähnlich wie bei den mittleren maximalen Gradienten nimmt auch das Verhältnis der maximalen Gradienten zu den mittleren Gradienten der Sprungschichten bei stärkerem Eintrag von kinetischer Energie höhere Werte an. Einzige Ausnahme hierbei ist das Gradientenverhältnis der Temperatur in der halinen Sprungschicht in der offenen Ostsee. Die Zunahme der Gradientenverhältnisse kann nur durch die größeren maximalen Gradienten bei höherem Energieeintrag bedingt sein, da die mittleren Gradienten der untersuchten Sprungschichten keine systematische Abhängigkeit von der Größe des Energieeintrages erkennen lassen.

Gegenüber den mittleren absoluten Werten der maximalen Gradienten (siehe Tabelle 2) weisen die mittleren Gradientenverhältnisse deutlich geringere Variationen zwischen den verschiedenen Sprungschichten auf. Das weist darauf hin, daß die absolute Größe der maximalen Gradienten nicht nur durch die Ausprägung der Mikrostruktur, sondern auch durch die mittleren Gradienten der Sprungschichten bestimmt wird. Dies wird insbesondere bei der halinen Sprungschicht der offenen Ostsee deutlich. Während die absoluten Werte der mittleren maximalen Gradienten dieser

Sprungschicht deutlich kleiner sind als die entsprechenden Werte der oberflächennahen Sprungschichten, insbesondere im Vergleich zur T/S -Sprungschicht, liegen die Quotienten aus maximalem lokalem Gradienten und mittlerem Gradienten in der gleichen Größenordnung. Dies zeigt, daß auch in der halinen Sprungschicht deutlich ausgeprägte Mikrostruktur vorhanden ist, wenn gleich, wie aus anderen Untersuchungen bekannt ist (siehe PRANDKE und STIPS 1984b), die Häufigkeit kleinskaliger Turbulenz in den oberflächennahen Sprungschichten erheblich größer ist.

3.4. Beobachtungen extremer lokaler Gradienten

Die bisherigen Ausführungen vermitteln einen Überblick über die relative Häufigkeit lokaler Gradienten sowie über ihre mittleren maximalen Werte. Nicht enthalten in diesen Ergebnissen sind hingegen einzelne Beobachtungen extrem großer Gradienten, die weit über den üblichen Variationsbreiten der lokalen Gradienten liegen. Ungewöhnlich große lokale Gradienten wurden mehrfach in der T/S -

Sprungschicht der westlichen Ostsee und an den oberen bzw. unteren Grenzen von Intrusionen in der Arkonasee festgestellt. In der thermischen und halinen Sprungschicht der offenen Ostsee wurden lokale Gradienten, die die übliche Variationsbreite weit überschreiten, nicht gemessen.

In der Arkonasee sind häufig zwischen der oberflächennahen T -Sprungschicht und einer dicht über dem Meeresboden liegenden halinen Sprungschicht Intrusionen von Wasserkörpern aus angrenzenden Seegebieten anzutreffen. Die oberen und unteren Grenzschichten dieser Intrusionen sind oftmals scharf ausgebildet und weisen insbesondere extrem große Temperaturgradienten auf. Die größten lokalen Gradienten einer derartigen Sprungschicht wurden von uns am 15. Juli 1986 in der oberen Grenzschicht einer Warmwasserintrusion im zentralen Teil der Arkonasee gemessen. Die Messungen wurden auf einer Dauerstation, 70 Sondierungen im Abstand von je 8 Minuten, durchgeführt. Während der gesamten Dauer der Untersuchung traten sehr hohe lokale Gradienten in der Sprungschicht auf. Als größter lokaler Tem-

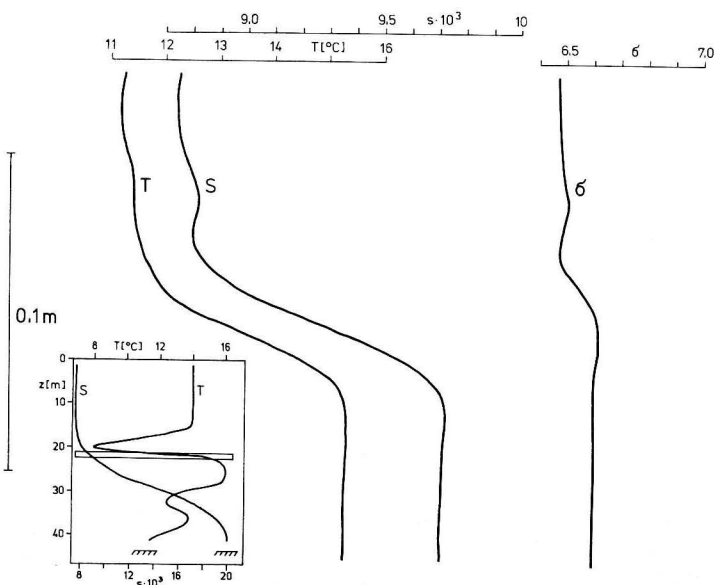


Abb. 5
Vertikalprofile von Temperatur, Salzgehalt und Dichte der oberen Grenzschicht einer Warmwasserintrusion in der zentralen Arkonasee, gemessen am 15. Juli 1986

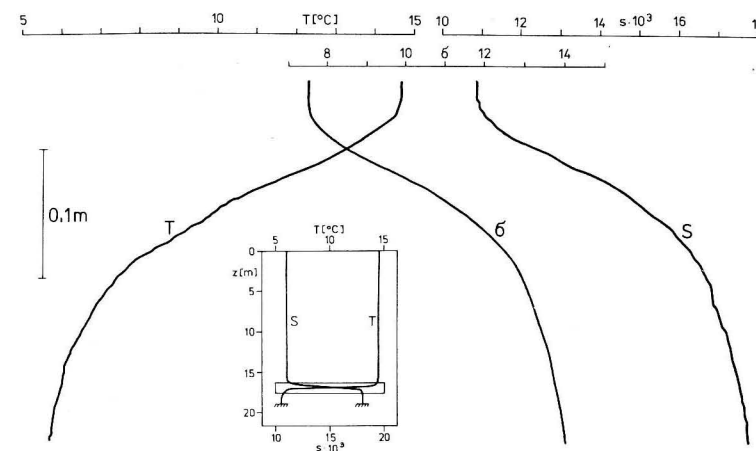


Abb. 6
Vertikalprofile von Temperatur, Salzgehalt und Dichte der T/S -Sprungschicht in der westlichen Ostsee (Mecklenburger Bucht) während einer Starkwindperiode, gemessen am 14. Juli 1981

peraturgradient wurden $-140,5$ K/m festgestellt. Die entsprechenden Gradienten von Salzgehalt und Dichte betragen $-29,3 \cdot 10^3/m$ bzw. $-8,7$ kg/m⁴ und lagen damit nicht wesentlich über der üblichen Variationsbreite dieser Parameter. Die Abbildung 5 zeigt die Schichtungsstruktur dieser Sprungschicht.

In der T/S -Sprungschicht der westlichen Ostsee wurden mehrfach extrem große lokale Gradienten während Starkwindperioden registriert. Bei länger anhaltendem starken Wind erfolgt von der Oberfläche her eine Vermischung des Wasserkörpers durch den Seegang, während durch erhöhte Bodenreibung die Wasserschicht unterhalb der T/S -Sprungschicht weitgehend vermischt wird. In solch einer Situation entartet die sonst einige Meter dicke Sprungschicht zu einer dünnen, nur einige Dezimeter starken Grenzschicht. In einer derartigen Sprungschicht wurden am 14. Juni 1981 folgende lokale Gradienten bestimmt:

Temperaturgradient	106 K/m
Salzgehaltsgradient	$-99 \cdot 10^3/m$
Dichtegradient	-107 kg/m ⁴

Der maximale Wert der lokalen Brunt-Väisälä-Frequenz betrug 585 1/h. In der Abbildung 6 sind die Vertikalprofile von Temperatur, Salzgehalt und Dichte dieser Sprungschicht dargestellt.

4. Diskussion

Die vorliegenden Untersuchungsergebnisse zeigen eine große Variationsbreite der lokalen Gradienten in den Sprungschichten der Ostsee. Dabei wurden mehrfach extrem große Gradienten beobachtet, die in dieser Größe nicht zu erwarten waren.

Grundsätzlich kann festgestellt werden, daß die maximalen lokalen Gradienten erheblich über den mittleren Gradienten der Sprungschichten liegen. Im Mittel sind die maximalen Gradienten in den Ostseesprungschichten 10 bis 30mal größer als ihre mittleren Gradienten. Dieser Umstand ist für verschiedene Wirkungen der Sprungschichten von Bedeutung, insbesondere für die Schallreflexion an den Sprungschichten und für den Aufstau von absinkendem suspendierten Material (siehe z. B. PRANDKE und STIPS 1987).

Sowohl die absolute Größe der lokalen Gradienten als auch ihre Häufigkeitsverteilung und das Verhältnis vom maximalen zum mittleren Gradienten der Sprungschicht wird im erheblichen Maße durch die Größe des mittleren Energieeintrages in die Sprungschicht bestimmt. Dieser Effekt, der durch die unterschiedlich starke Ausprägung der Mikrostruktur der Dichteschichtung in Abhängigkeit vom Eintrag kinetischer Energie

in die Sprungschichten bedingt ist, zeigt, daß ohne Berücksichtigung der dynamischen Verhältnisse (Stromscherung, Seegang) eine Abschätzung der lokalen Gradienten für die verschiedenen Dichtesprungschichten der Ostsee nicht möglich ist.

Von besonderem Interesse sind die großen Werte der lokalen Brunt-Väisälä-Frequenz, die im Mittel in der T/S -Sprungschicht der westlichen Ostsee maximale Werte von über 200 1/h aufweisen. In extremen Situationen wurden Werte bis zu 585 1/h festgestellt. Hieraus ist erkennbar, daß in den Sprungschichten der Ostsee in lokal begrenzten Tiefenbereichen hochfrequente interne Wellen mit Periodendauern im Sekundenbereich existieren können, wie sie von SCHAUB (1983) bei speziellen Untersuchungen im Mittelmeer festgestellt wurden.

Literatur

PRANDKE, H.; ROEDER, W.; KRÜGER, S.: Aufbau und Funktion einer frei fallenden Sonde zur Untersuchung der Mikrostruktur der thermohalinen

Schichtung im Meer. — Acta hydrophys. **29** (1985) 2/3, 165–210.

PRANDKE, H.; STIPS, A.: The step-like structure of the Baltic pycnoclines. — Proceedings of the XIV Conference of Baltic Oceanographers, Gdynia, 28. Sept. — 2. Oct. 1984 (1984a), 359–369.

PRANDKE, H.; STIPS, A.: Microstructure patches in the Baltic pycnoclines. — Proceedings of the XIV Conference of Baltic Oceanographers, Gdynia, 28. Sept. — 2. Oct. 1984 (1984b), 343–357.

PRANDKE, H.; STIPS, A.: Echostreuschichten in der Ostsee — Schallreflexion am Dichtesprung oder Schallstreuung an suspendiertem Material? — Beitr. Meereskd. **57** (1987), 27–36.

SCHAUB, JU. B.: O mikromasštabnich vnutrennich volnach s sekundnymi periodami. — Dokl. AN SSSR **270** (1983), 439–444.

Anschrift der Autoren:

Dr. sc. H. PRANDKE, Dr. A. STIPS
Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
Rostock-Warnemünde
DDR—2530

Eingereicht: 16. 12. 1987

Zur Veröffentlichung angenommen: 20. 6. 1988

KLAUS STRIGGOW

Alpha-Min-Keramiken — eine interessante Werkstoffklasse auch für ozeanographische In-situ-Leitfähigkeitssensoren α -min-ceramics — interesting materials also for oceanographic in-situ conductivity sensors

Ursprünglich für astronomische Großspiegel entwickelt, haben glaskeramische Werkstoffe — unter den Handelsnamen Zerodur (SCHOTT/Mainz), Cervit (USA), Sital (Lomo/Leningrad) und Alpha-Min-Keramik (FSU/Jena) bekannt geworden — wegen ihres thermischen Ausdehnungskoeffizienten, der den des Quarzglas um etwa den Faktor 10 unterbietet, bereits wichtige weitere Anwendungen im Gerätebau und in der Metrologie gefunden, beispielsweise als temperaturvariante Distanzstücke für Laser-Resonatoren und Dichtenormale [1–3]. Der praktisch verschwindende Temperaturkoeffizient macht diese neue Werkstoffklasse auch für ozeanologische Präzisionsinstrumente, bei denen es auf höchste thermische Maßhaltigkeit ankommt, interessant. Als Beispiel soll der Leitfähigkeitssensor genannt werden, bei dem das Meßvolumen üblicherweise durch ein Röhrchen aus Quarz- oder Pyrexglas ($\alpha = 5,1 \cdot 10^{-7} \text{ K}^{-1}$ bzw. $3,2 \cdot 10^{-6} \text{ K}^{-1}$) definiert wird. Bekanntlich wird mit einer Leitfähigkeitszelle der Leitwert $1/R$ (Einheit: Ohm^{-1}) eines Flüssigkeitsfadens gemessen, welcher mit der Leitfähigkeit C (Einheit: $\text{Siemens} \cdot \text{Meter}^{-1}$) der Flüssigkeit durch die Gleichung

$$1/R = L \cdot C \quad (1)$$

verknüpft ist, worin L die sog. Zellkonstante ist. Aus Gl. (1) ergibt sich für die Zellkonstante die Einheit „Meter“. Hieraus ist zu erkennen, daß sie unmittelbar von den linearen geometrischen Abmessungen der Zelle abhängt. Das bedeutet, daß für ozeanologische in-situ-Präzisions-Leitfähigkeitsmessungen, die unter veränderlichen Umgebungstemperaturen und -drücken durchgeführt werden, sowohl die Temperatur- als auch die Druckabhängigkeit der Zellkonstanten berücksichtigt werden müssen. Dieses erfolgt üblicherweise durch den linearen Ansatz [4]

$$L = L_{15,0} [1 + \alpha(t - 15 \text{ aC}) - \beta P], \quad (2)$$

worin $L_{15,0}$ die Zellkonstante bei 15°C und Normaldruck, t die Celsius-Temperatur, P der Druck, α der lineare thermische Ausdehnungskoeffizient und β der lineare Kompressionskoeffizient sind. Eine ernsthafte Komplikation entsteht bei der ozeanographischen Anwendung dadurch, daß der Leitfähigkeitssensor beim „Durchfahren“ einer thermischen Sprungschicht einem Temperatursprung ausgesetzt wird, dem die Zelle infolge ihrer endlichen Wärmeleitfähigkeit nicht sprunghaft folgen kann. Das aber bedeutet, daß die rechnerische Kompensation des Einflusses der Temperatur auf die Zellkonstante an Hand der Umgebungstemperatur in solchen Fällen nur unvollkommen sein kann.

Um diesen „dynamischen Fehler“ um etwa eine Größenordnung herabzusetzen, wird hier vorgeschlagen, das bisherige Quarz- bzw. Pyrex-Röhrchen in ozeanographischen in-situ-leitfähigkeitssensoren durch ein Röhrchen aus einem der neuen Alpha-Min-Keramik-Werkstoffe zu ersetzen.

Literatur

- [1] SCHOTT/MAINZ: Prospekt Zerodur, 6 S.
- [2] MARX, S.: Persönliche Mitteilung.
- [3] GÖTZ, W.: Persönliche Mitteilung.
- [4] SCOR Working Group 51: The acquisition, calibration and analysis of CTD data. Unesco technical papers in marine science, No. 54, UNESCO 1988.

Eingereicht: 7. 3. 1989

Zur Veröffentlichung angenommen: 15. 3. 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.

Hinweise für Autoren:

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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