

Beiträge zur Meereskunde

Herausgegeben im Auftrag der Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde, Warnemünde, von Erich Bruns

Heft 42

1979. 166 Seiten — 63 Abbildungen, davon 1 Faltkarte — 25 Tabellen —
gr. 8° — 45,— M
Bestell-Nr. 7626895 (2105/42)

Neben theoretischen Untersuchungen zur Wellengeometrie und zur turbulenten Diffusion befassen sich die Beiträge mit Problemen der Dynamik und der regionalen Ozeanologie der Ostsee sowie mit der Dynamik mesomaßstäblicher Auftriebsvorgänge im Atlantik.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



Akademie-Verlag

DDR-1080 Berlin, Leipziger Straße 3-4

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

1861 ver 3

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

Akademie der Wissenschaften der DDR
Institut für Meereskunde
- Bibliothek -
203 Warnemünde
Deutsche Demokratische Republik

BEGRÜNDET VON

ERICH BRUNS

HERAUSGEGEBEN VON

KLAUS VOIGT

UNTER MITWIRKUNG VON

**HANS-JÜRGEN BROSIEN, OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER,
KLAUS STRIGGOW**

HEFT 44/45



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1980

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

Herausgegeben von

ERICH BRUNS †

unter Mitwirkung von

HANS-JÜRGEN BROSIN, OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER,
KLAUS STRIGGOW, KLAUS VOIGT

HEFT 44/45

Mit 85 Abbildungen und 9 Tabellen



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN
1980

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
- Institut für Meereskunde -
250. Jahrestag -
Deutsche Demokratische Republik

7987. 1185

Inhaltsverzeichnis

BROSIN, H.-J., R. Schemainda und K. Striggow, 30 Jahre Meeresforschung in der DDR.	5
FRANCKE, E. und P. HUPFER, Ein Beitrag zur Untersuchung des Salzwassereintruchs im Winter 1975/76 in die Ostsee	15
MATTHÄUS, W., Zur Variabilität der primären halinen Sprungschicht in der Gotlandsee	27
PRANDKE, H., Einige Ergebnisse der Lichtstreuuntersuchungen in der mittleren Ostsee	43
PRANDKE, H., Zum Zusammenhang zwischen Lichtstreuarakteristik und suspendiertem Material in der Ostsee	55
MATTHÄUS, W., Zur Frage sekundärer Extrema im mittleren Jahresgang der Temperatur in der offenen Ostsee	67
LANGE, D. und B. WULFF, Diatomeen-Untersuchungen am Stechrohrkern AB 3 vom Westrand des Arkona-Beckens	75
LASS, H.-U., W. FENNEL, R. HELM, F. MÖCKEL, M. STURM, K.-H. TILL, H. WIECHERT und H. WILL, Vorläufige Ergebnisse der Expedition des FS „A. v. Humboldt“ in den äquatorialen Atlantik während des Globalen Wetterexperiments (FGGE) SOP II 1979.	89
SCHEMAINDA, R., Ergebnisse ozeanologischer Untersuchungen mit dem FFS „Ernst Haeckel“ im Konvergenzgebiet von Brasil- und Falklandstrom im Juni/Juli 1978	109
SCHÖNFELDT, H.-J. und U. KREMSER, Kurze Mitteilung: Das internationale Küstenexperiment „Kamčija-77“	123
FRANCKE, E., U. LASS, F. MÖCKEL und G. PLÜSCHKE, Der ozeanologische Strömungsmesser LSK 801	127
BAUDLER, H., Zur Anwendung der Korrelationsanalyse für die Bestimmung der dreidimensionalen Drift von Temperaturinhomogenitäten in der ufernahen Zone des Meeres	139
LASS, H.-U. und W. FENNEL, On the Filtering of Stochastic Processes and the Applicability of the Reynold's Rules	145

Erschienen im Akademie-Verlag, DDR-1080 Berlin, Leipziger Straße 3—4

© Akademie-Verlag Berlin 1980

Lizenznummer: 202 · 100/452/80

P 21/80

Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 5820 Bad Langensalza

Bestellnummer: 762 838 0 (2105/44-45) · LSV 1465

Printed in Germany

DDR 42,— M

30 Jahre Meeresforschung in der DDR

Von HANS-JÜRGEN BROSIN, RUDOLF SCHEMAINDA und KLAUS STRIGGOW

Die Geschichte der Meeresforschung in der Deutschen Demokratischen Republik ist nahezu genau so alt wie die DDR selbst, und wenn im Jahre 1979 die auf dem Gebiet dieser Fachwissenschaft in der Akademie der Wissenschaften der DDR, im Hochschulwesen und in der Industrie tätigen Mitarbeiter die 30. Wiederkehr des Gründungstages ihrer Republik feierlich begehen, so können sie dabei auch Rückschau halten auf eine 30jährige erfolgreiche Entwicklung auf dem Gebiet der Meereswissenschaften.

Am Anfang standen nichts als die Trümmer des II. Weltkrieges. Das Institut für Meereskunde an der Universität Berlin, von dem wesentliche Anstöße für die Entwicklung der deutschen Meeresforschung ausgegangen waren, und das ihm angeschlossene Museum für Meereskunde waren 1944/45 zerstört worden, und die wenigen nach dem Zusammenbruch des faschistischen Reiches noch vorhandenen Fachkräfte, Ausrüstungen und Unterlagen der verschiedenen hydrographischen und ozeanographischen Einrichtungen waren in dem auf Beschluß des Alliierten Kontrollrates im Jahre 1946 geschaffenen Deutschen Hydrographischen Institut in Hamburg, welches seine Tätigkeit jedoch bald einseitig auf die westlichen Besatzungszonen beschränkte, zusammengeführt worden. So verblieb auf dem Territorium der heutigen DDR als einzige meereskundliche Forschungseinrichtung die 1930 gegründete Biologische Forschungsanstalt der Universität Greifswald, wo in begrenztem Umfang meeresbiologische Untersuchungen in Küstengewässern durchgeführt worden waren.

Die Anfänge der hydrographischen und ozeanologischen Arbeiten

Auf Empfehlung der Sowjetischen Militäradministration wurden 1948 die hydrographischen Arbeiten und meereskundlichen Untersuchungen in den Küstengewässern der damaligen Sowjetischen Besatzungszone Deutschlands durch die Generaldirektion Schifffahrt neu organisiert, wobei E. BRUNS, dort in der Hauptverwaltung Wasserstraßen tätig, mit der Vorbereitung der Arbeiten beauftragt wurde. Bereits am 29. 6. 1949 konnten die ozeanologischen Messungen in der Stralsunder Nordwestansteuerung aufgenommen werden, um Ausgangsdaten für Modellversuche in der Forschungsanstalt für Schifffahrt, Wasser- und Grundbau zum Problem der Strömungsverhältnisse und Versandungerscheinungen in diesem Fahrwasser zu gewinnen.

Nach der Gründung der Deutschen Demokratischen Republik folgte durch Regierungsbeschluß vom 27. 7. 1950 die Bildung des Seehydrographischen Dienstes der DDR (SHD), zu dessen erstem Chef E. BRUNS berufen wurde, und in dessen Rahmen die wichtigsten Voraussetzungen für die weitere Entwicklung der Meeresforschung in der DDR geschaffen wurden. Aus der Abteilung Meereskunde entwickelte sich bald das Hydro-Meteorologische Institut, welches 1952 in Warnemünde ein Ostsee-Observatorium einrichtete und später den Kern des am 1. 1. 1958 gegründeten Instituts für Meereskunde des SHD bildete.

Die Aufgaben dieser neugebildeten ozeanologischen Forschungseinrichtungen resultierten vor allem aus den Anforderungen der sich entwickelnden Seewirtschaft und den damit verbundenen wasserbaulichen Vorhaben an der Küste, wie z. B. dem Aufbau des Rostocker Überseehafens. Zu den wichtigsten Arbeiten gehörten Untersuchungen über die Gezeiten und Gezeitenströme der Nordsee, des Kanals und der Irischen See, über die Eisverhältnisse der westlichen und mittleren Ostsee, über die Strömungsverhältnisse in den Küstengewässern der DDR, über die Wasserstandsschwankungen an der Küste der DDR und ihre Gefährdung durch Sturmfluten sowie über die Klassifizierung der Ostsee-Sedimente.

Durch Forderungen des Küstenschutzes wurden in den 50er Jahren in größerem Umfang Aktivitäten auf dem Gebiet der Küstenforschung ausgelöst. Neben den vorstehend erwähnten Einrichtungen des SHD beteiligten sich auch eine spezielle Gruppe der damaligen Staatlichen Geologischen Kommission, Teilkapazitäten des 1948 gegründeten Instituts für physikalische Hydrographie der Deutschen Akademie der Wissenschaften und Institute der Universitäten Rostock und Greifswald, wobei sich der 1953 bei der Kammer der Technik gegründete Küstenausschuß als wichtiges Koordinierungsgremium erwies.

Neben diesen wegen der praktischen Erfordernisse vorrangig auf die Küstengewässer und die angrenzenden Gebiete konzentrierten Forschungsarbeiten wurden schon frühzeitig Aktivitäten zur Untersuchung der offenen Ostsee eingeleitet. Beispielsweise wurden Vorstellungen über systematische ozeanologische Messungen in der westlichen und mittleren Ostsee erarbeitet, und die Schaffung der technischen Voraussetzungen (seetüchtige Schiffe

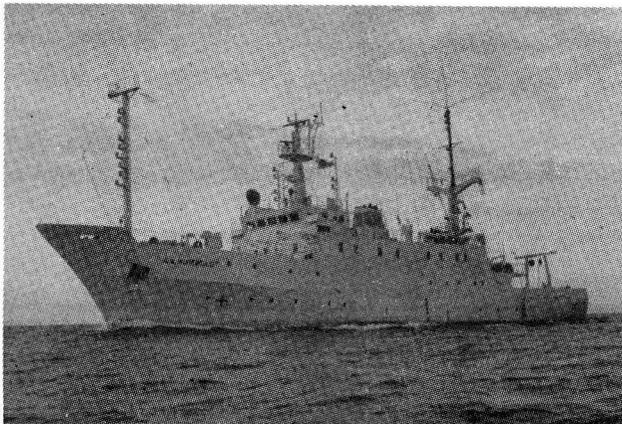


Abb. 1. Das Forschungsschiff „A. v. Humboldt“ des Institutes für Meereskunde der AdW der DDR (Baujahr 1967, Rekonstruktion 1977/78, Länge 64 m, Tonnage 1275 BRT)

mit entsprechender meßtechnischer Ausrüstung) wurde in Angriff genommen. Am 21. 12. 1951 wurde mit dem Logger „Joh. L. Krüger“ (heute „Professor Albrecht Penck“, 39 m Länge) das erste Forschungsschiff des SHD in Dienst gestellt, wobei bereits während der ersten Meßfahrt, am 29. 12. 1951, außergewöhnlich salzreiches Tiefenwasser festgestellt und als Salzwassereinbruch aus dem Kattegat gedeutet werden konnte.

Diese Arbeiten wurden in den Folgejahren systematisch fortgeführt und bildeten die Grundlage für Untersuchungen über die Schichtungsverhältnisse in der westlichen und mittleren Ostsee und den Wasseraustausch zwischen Ost- und Nordsee. Internationale Abstimmungen hierzu erfolgen seit 1956 zwischen den Hydrographischen Diensten der UdSSR, der VR Polen und der DDR und seit 1957 auf der „Konferenz der Ostsee-Ozeanographen“.

Die Anfänge der fischereibiologischen Forschung

In einer ähnlichen materiellen und personellen Situation wie die ozeanologische Forschung befand sich nach dem II. Weltkrieg auch die fischereibiologische Forschung, da die Kapazitäten des Fischerei-Instituts im ehemaligen Swinemünde in die BRD verlagert worden waren. Parallel zum Aufbau der volkseigenen Fischkombinate Saßnitz (seit 1949) und Rostock erfolgte deshalb auch die Entwicklung einer Fischereiforschung in der DDR. 1949 eröffnete das Institut für Fischerei der Deutschen Akademie der Landwirtschaftswissenschaften in Berlin-Friedrichshagen die Zweigstelle für Ostseefischerei in Saßnitz, die seit Anfang 1951 mit dem Forschungskutter „Gadus“ (24 m Länge) zunächst fischereibiologische und einige dazu erforderliche ozeanologische Untersuchungen in den Gewässern um Rügen durchführte.

Entsprechend den Vereinbarungen zwischen den Vertretern der Fischereiforschung der UdSSR, der VR Polen und der DDR auf den fischereiwissenschaftlichen Tagungen in Gdynia in den Jahren 1953 und 1954 wurden seit diesem Zeitpunkt die fischereibiologischen und ozeanologischen Untersuchungen auf die Gebiete der westlichen und mittleren Ostsee ausgedehnt.

Dem weiteren Ausbau der Hochseefischerei Rechnung tragend, erfolgte 1953 die Gründung des Instituts für Hochseefischerei und Fischverarbeitung Rostock-Marienehe, das 1956 den Logger „Karl Liebknecht“ (38 m Länge) als erstes Fischereiforschungsschiff in Dienst stellte. Mit diesem Schiff wurden in der Folgezeit fischereibiologische und ozeanologische Arbeiten in der Nordsee und den angrenzenden Gewässern, der Ostsee, dem europäischen Nordmeer, der Barentsee, im Raum der Bäreninsel und Spitzbergens, in den Gewässern um Island und vor Westafrika durchgeföhrt.

Neben der Überwachung und der Voraussage der Entwicklung der befischten Bestände gewann mit dem Nachlassen der Ergiebigkeit der herkömmlichen Fangplätze des Nordostatlantiks und seiner Nebenmeere in den letzten 20 Jahren die Erkundung neuer Fangplätze und Fangobjekte zunehmend an Bedeutung. Diese Erkundungsforschung erstreckte sich zunächst auf den Nordwestatlantik und östlichen Zentralatlantik, wurde dann seit Mitte der 60er Jahre auf den Südatlantik, seit 1973 auf den Nordostpazifik und seit 1977 auch auf den Indik ausgedehnt.

Seit 1963 stehen dem Institut für Hochseefischerei für die Aufgaben der fischereibiologischen Forschung das FFS „Ernst Haeckel“, ein Heckfänger von 68 m Länge, und seit 1967 das FFS „Eisbär“, ein Heckfänger von 48 m Länge, zur Verfügung.

Die Anfänge der ozeanologischen und fischereibiologischen Ausbildung

Nachdem mit der Gründung entsprechender Institutionen und der Bereitstellung von Schiffen und Meßtechnik die Voraussetzungen für ozeanologische Untersuchungen in begrenztem Umfang gegeben waren, erhob sich das Problem der Ausbildung geeigneter Fachkräfte, wobei vom Hochschulwesen eine Verbindung von Lehre und Forschung auch auf meereswissenschaftlichem Gebiet angestrebt wurde. 1955 wurde am damaligen Geophysikalischen Institut der Karl-Marx-Universität Leipzig die Vorlesungstätigkeit zur Ozeanologie erheblich erweitert. 1957 konnte das Maritime Observatorium der Karl-Marx-Universität in Zingst gegründet werden, welches die Durchführung ozeanologischer Praktika ermöglichte und als Basis für eigene Untersuchungen zunächst zum Wasserhaushalt ausgewählter Küstengewässer der DDR diente. Später konzentrierten sich die Arbeiten besonders auf Probleme der Wechselwirkung zwischen Meer und Atmosphäre unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der Küste. Auch nach der Übernahme der Arbeitsgruppe Ozeanologie durch die Sektion Physik 1971 wurde diese Aufgabenstellung, ergänzt durch Untersuchungen zum küstennahen Strömungsfeld, fortgeführt. Weitere Forschungsaktivitäten beinhalteten langfristige meeresklimatische Veränderungen im Ostseeraum und den Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee.

Ende der 50er Jahre wurden an den Universitäten Greifswald und Rostock Abteilungen gebildet, die sich mit meeresbiologischen Aufgaben auseinandersetzen sollten. Schwerpunkte waren aut- und synökologische Untersuchungen im Küstengebiet der Ostsee und Arbeiten zur Produktionsbiologie in den Bodengewässern. Auch die bereits erwähnte Biologische Forschungsanstalt der Universität Greifswald beteiligte sich an diesen Arbeiten, wobei hier vor allem mikrobiologische Parameter im Energie- und Stoffhaushalt der Küstengewässer untersucht wurden. 1968 erfolgte mit Gründung der Sektion Biologie an der Universität Rostock eine Zusammenführung der beiden Abteilungen. Seitdem konzentrieren sich die Forschungsarbeiten besonders auf die komplexe Bearbeitung des Ökosystems der Darß-Zingster Boddenkette, auf fischereibiologische Arbeiten in den Gewässern um Rügen sowie auf Untersuchungen am Phyto- und Zooplankton in den Auftriebsgebieten vor Nordwestafrika.

Der weitere Ausbau der Meeresforschung

Nachdem die anfänglichen Aktivitäten, von einigen fischereibiologischen Untersuchungen abgesehen, auf die Ostsee beschränkt gewesen waren, begannen sich 1957 mit dem Internationalen Geophysikalischen Jahr die Interessengebiete auszudehnen, als Wissenschaftler der DDR von der Akademie der Wissenschaften der UdSSR das Angebot zur Teilnahme an den ozeanologischen Expeditionen des Forschungsschiffes „Michail Lomonossov“ erhielten. Insgesamt 29 Mitarbeiter aus dem Institut für Meereskunde, dem Meteorologischen Dienst der DDR, dem Hochschulwesen und der Industrie konnten von 1957–1962 u. a. Fragen der Schichtungs- und Strömungsverhältnisse im äquatorialen Atlantik untersuchen — wobei der 1959 geglückte Nachweis des äquatorialen Unterstromes im Atlantik hervorgehoben zu werden verdient — sowie neu entwickelte Meßtechnik unter Hochseebedingungen erproben.

In diesem Zeitraum fiel auch die Ausgliederung des Instituts für Meereskunde aus dem Seehydrographischen Dienst und seine Zuordnung zur Akademie der Wissenschaften der

DDR (ab 1. 1. 1960). Damit erweiterten sich Aufgabenstellung und Arbeitsgebiete. Stärker als bisher wurden Probleme der ozeanologischen Grundlagenforschung bearbeitet. Weitergeführt wurden in der Ostsee die Arbeiten über Schichtungs- und Strömungsverhältnisse und zum Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee. Hinzu kamen Beiträge zum Wärmehaushalt, zur Meeresoptik und in den Folgejahren Untersuchungen zu Ausbreitungs- und Vermischungsprozessen. Aufmerksamkeit wurde ferner den Fragen langzeitlicher Veränderungen der Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverhältnisse gewidmet. Neu aufgenommen wurden meereschemische Untersuchungen, die sich zunächst mit Fragen der Anomalieerscheinungen und Konstantenbestimmungen und dann schwerpunktmäßig mit Problemen der Nährstoffanalytik und des Nährstoffkreislaufs befaßten. Hinzu kamen später Arbeiten über Spurenmetalle und organische Verbindungen. Auch mit meeresbiologischen Untersuchungen wurde begonnen. Während zunächst im Zusammenhang mit Forschungsarbeiten am Meeresgrund Probleme des Benthos bearbeitet wurden, konzentrierten sich die Arbeiten dann besonders auf Fragen der Bioproduktivität im Pelagial. In den letzten Jahren orientierten sich die Forschungen zunehmend auf ökologische Fragestellungen. Weitergeführt wurden auch die Untersuchungen über die Sedimente der westlichen und mittleren Ostsee, an die sich dann Arbeiten zu Sedimentationsprozessen anschlossen. Fragen der nacheiszeitlichen Entwicklung der südlichen Ostsee (und damit im Zusammenhang auch der Nordsee) waren ein weiterer wichtiger Schwerpunkt. Die Aktivitäten auf dem Gebiet der Küstenforschung wurden zunächst weitergeführt unter besonderer Orientierung auf die Wirksamkeit von Seebuhnen sowie auf Fragen des Seegangs und Sedimenttransports in Küstennähe, aber dann in der zweiten Hälfte der 60er Jahre eingestellt.

In Fortführung der auf sowjetischen Forschungsschiffen durchgeführten Arbeiten wurde 1964 mit dem 1962/63 rekonstruierten Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ eine Expedition in den Golf von Guinea unternommen, die den Äquatorialen Unterstrom auch hier nachweisen konnte und Aussagen über die Kopplung zwischen Temperatur- und Salzgehaltsverteilung und Strömungsfeld erbrachte. In den Folgejahren wurde die Unterstromproblematik im Rahmen der auf mehreren Atlantikexpeditionen der Institute für Meereskunde und für Hochseefischerei vorhandenen Möglichkeiten weiter verfolgt. Dabei ergaben sich insbesondere zur jahreszeitlichen Veränderlichkeit des äquatorialen Stromsystems weitere Einzelheiten.

Von 1965–1969 wurde noch ein spezielles Expeditionsprogramm mit der „Professor Albrecht Penck“ zur Gewinnung der ozeanologischen Grundinformationen für die Fragen der biologischen Produktivität im Seegebiet der Norwegischen Rinne durchgeführt. Die technischen Voraussetzungen für Forschungsarbeiten in ozeanischen Gebieten wurden 1970 mit der Übernahme der „A. von Humboldt“ (Baujahr 1967, 64 m Länge) entscheidend verbessert. Sogleich wurden systematische Arbeiten im Wasserauftriebsgebiet vor der nordwestafrikanischen Küste begonnen, wobei bis 1976 auf 7 Forschungsreisen der Jahresgang der physikalischen, chemischen und biologischen Parameter im Zusammenhang mit der saisonalen Verlagerung des Auftriebsgebietes, die Dynamik der Auftriebsprozesse und ihre mesoskalen Variationen sowie die Bioproduktivität untersucht wurde. Daneben wurden — unter Federführung des Zentralen Geologischen Institutes — Arbeiten über die Sedimentverhältnisse des Nordatlantischen Ozeans durchgeführt. 1974 beteiligte sich die „A. von Humboldt“ im Rahmen des ozeanologischen Unterprogramms des GATE und — nach ihrer Generalrekonstruktion 1977/78 — im Rahmen des FGGE an der Erforschung des äquatorialen Stromsystems des Atlantiks.

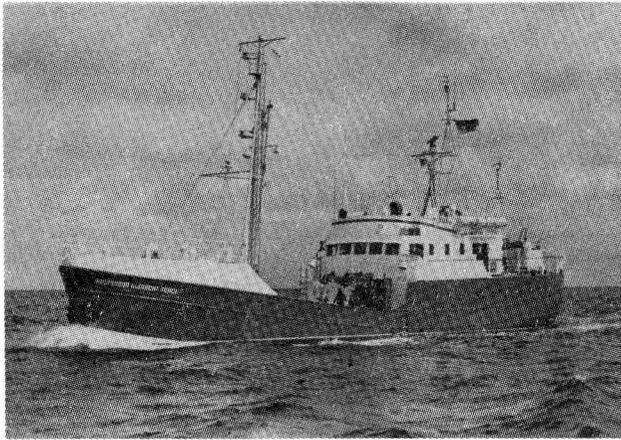


Abb. 2. Das Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ des Institutes für Meereskunde der AdW der DDR (Baujahr 1951, Rekonstruktion 1974, Länge 39 m, Tonnage 311 BRT)

Neben den Forschungsschiffen gehört die Meßtechnik zu den wichtigsten Voraussetzungen der ozeanologischen Forschungsarbeit. Da jedoch für die anstehenden Aufgaben vielfach industriell gefertigte Geräte nicht vorhanden waren oder nicht beschafft werden konnten, mußte die benötigte Meßtechnik größtenteils selber hergestellt werden. Zu den vom Institut für Meereskunde und von der Arbeitsgruppe Ozeanologie der Karl-Marx-Universität Leipzig entwickelten Geräten gehören Sonden zur Messung des Seegangs in Küstennähe, Strömungsmeßgeräte sowohl für die ufernahe Zone als auch für den Einsatz von Forschungsschiffen und Meßbojen, Sonden zur Messung des Temperaturprofils in der Grenzschicht Meer/Atmosphäre, Meßbojen mit drahtloser Datenübertragung und — als größtes — die rechnergesteuerte Vielkanalsonde OM-75 zur in-situ-Messung in Vertemperatur, Leitfähigkeit, Schallgeschwindigkeit und Sauerstoffkonzentration in Verbindung mit Wasserschöpfern.

Einher mit der Entwicklung der meereskundlichen Arbeiten im Institut für Meereskunde sowie in den genannten Einrichtungen des Hochschulwesens und der Industrie und, bedingt durch volkswirtschaftliche Notwendigkeiten, lief die Entwicklung mannigfaltiger Formen der Forschungsk Kooperation, aber auch der Arbeitsteilung zwischen diesen Institutionen. Insbesondere wurden die in Verbindung mit dem Küstenschutz stehenden Aufgaben 1964 dem Institut für Wasserwirtschaft und 1965 der Wasserwirtschaftsdirektion Küste übertragen. Letztere führt seit 1966 auch systematische Untersuchungen zur Wasserbeschaffenheit in den inneren (und jetzt auch in den äußeren) Küstengewässern durch, in die später die Strömungsverhältnisse einbezogen wurden, und welche eine wichtige Grundlage für die seit 1970 laufenden Arbeiten zur Entwicklung eines biokybernetischen Modelles dieser Gewässer bilden. Anforderungen an die Untersuchung der äußeren Küstengewässer der DDR resultierten ferner aus den Aktivitäten zur Vorbereitung der Konvention von Helsinki zum Schutz der Meeresumwelt der Ostsee. Auch die Arbeiten zum Wasserstands- und Eisdienst und zum weiteren Aufbau eines Netzes von hydrologischen Küstenstationen laufen im Rahmen der Wasserwirtschaft.

Schließlich sind auch die Aktivitäten zur Publikation meereskundlicher Forschungsergebnisse zu erwähnen. Nachdem bereits im Rahmen des Seehydrographischen Dienstes

der DDR von 1954—1957 in den „Annalen für Hydrographie“ Veröffentlichungen ozeanologischen Inhalts vorgelegt wurden, begann 1960 durch das Institut für Meereskunde der AdW der DDR die Herausgabe der „Beiträge zur Meereskunde“ als Publikationsorgan für das Gesamtgebiet der Meeresforschung. Ergebnisse ozeanologischer Expeditionen werden weiter publiziert in der Reihe IV der Geodätischen und Geophysikalischen Veröffentlichungen des Nationalkomitees für Geodäsie und Geophysik bei der AdW der DDR. Die Sektion Biologie der Wilhelm-Pieck-Universität stellt seit 1972 „Meeresbiologische Beiträge“ zusammen, und die „Acta Hydrophysica“ bringen vorrangig auf Fragen der küstennahen Ozeanologie orientierte Beiträge.

Die Entwicklung der internationalen Kooperation

Wenn auch die Meeresforschung in der DDR ihre Hauptimpulse aus den Anforderungen der Volkswirtschaft bezüglich der Anwendung meereswissenschaftlicher Erkenntnisse und der Schaffung eines wissenschaftlichen Vorlaufes erhielt, so spielt daneben die internationale Wissenschaftsentwicklung und Forschungsk Kooperation eine wichtige Rolle. Vor allem im Rahmen der sozialistischen Staaten kam es zu einer fruchtbaren Zusammenarbeit. Von den ersten Abstimmungen im Rahmen der Hydrographischen Dienste und der Teilnahme an Expeditionen sowjetischer Forschungsschiffe war bereits die Rede. 1968—1970 kam es innerhalb der Problemkommission der Akademien der sozialistischen Staaten für planetare geophysikalische Forschungen (KAPG) zu gemeinsamen experimentellen und theoretischen Untersuchungen zur Ausbreitung künstlicher Beimengungen im Meer. 1971 wurde im Rahmen des Rates für gegenseitige Wirtschaftshilfe (RGW) ein Abkommen über die Zusammenarbeit bei der Untersuchung der chemischen, physikalischen, biologischen und anderen Prozesse in wichtigen Gebieten des Weltmeeres geschlossen, das eine Vielzahl von Aktivitäten auf dem Gebiet der ozeanologischen Grundlagenforschung enthält. Auf dieser Basis hat sich in den Folgejahren sowohl in der Ostsee als auch in anderen Seegebieten eine effektive Zusammenarbeit entwickelt. Sie umfaßt u. a. gemeinsame Ein- und Mehrschiff-Expeditionen, die arbeitsteilige experimentelle und theoretische Bearbeitung von abgestimmten Forschungsaufgaben und nicht zuletzt komplexe Forschungsprogramme wie das RGW-Experiment zur Untersuchung des Einflusses der Küste auf Atmosphäre und Meer durch Forschungsgruppen aus der VR Polen, der UdSSR und der DDR 1973 in Zingst (Maritimes Observatorium der KMU-Leipzig), dem in den Folgejahren ähnliche Programme in der VR Polen und an der bulgarischen Schwarzmeerküste folgten. Ein weiteres 1972 abgeschlossenes RGW-Abkommen beinhaltet gemeinsame Forschungsaktivitäten im Ozean zu Fragen der stofflichen Anreicherungen am Meeresgrund. Darüber hinaus entwickelte sich eine internationale Zusammenarbeit auch innerhalb der bestehenden internationalen meereswissenschaftlichen Organisationen, obwohl hier anfänglich wegen der politischen Diskriminierung der DDR verschiedentlich Schwierigkeiten auftraten. Sehr positiv entwickelten sich die Aktivitäten im Rahmen der seit 1957 stattfindenden Konferenzen der Ostsee-Ozeanographen, deren Empfehlungen schon frühzeitig bei der Konzipierung der Forschungsaufgaben berücksichtigt wurden und bei denen auch die Ozeanologen der DDR aktiv mitarbeiteten, (1964 und 1978 4. und 11. Konferenz der Ostsee-Ozeanographen in Warnemünde und Rostock). 1964 entsandte die Akademie der Wissenschaften der DDR erstmals Vertreter in das Wissenschaftliche Komitee für Meeresforschung (SCOR), in den Folgejahren beteiligten sich Meereswissenschaftler der

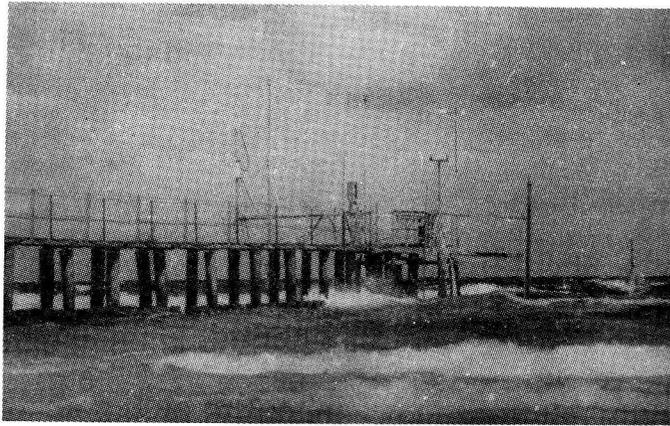
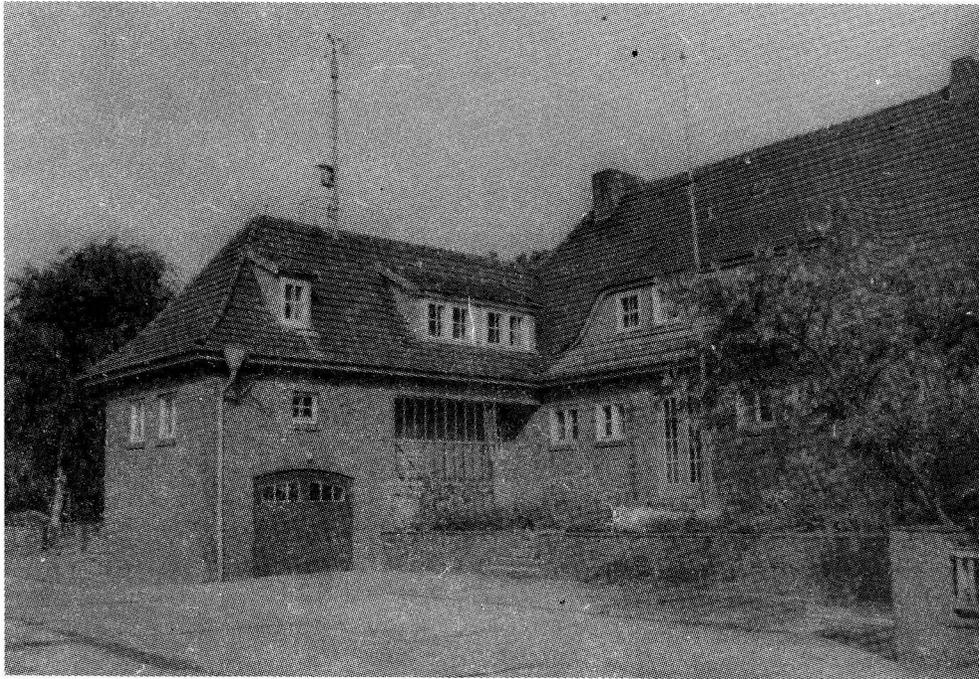


Abb. 3. Das Maritime Observatorium Zingst der Karl-Marx-Universität Leipzig Oben: Stationsgebäude, unten: Meßsteg

DDR aktiv an der Tätigkeit des SCOR und seiner Arbeitsgruppen. 1968 fand auf Hiddensee und in Rostock das 1. Meeresbiologische Ostsee-Symposium statt, und während dieser Veranstaltung wurde das Komitee der Baltischen Meeresbiologen (BMB) gegründet. Nach der vollen diplomatischen Anerkennung der DDR waren auch die Voraussetzungen für die Mitarbeit in solchen internationalen Organisationen wie der Zwischenstaatlichen Ozeanographischen Kommission (IOC, Beitritt 1973) oder dem Internationalen Rat für

Meeresforschung (ICES, Beitritt 1975) möglich. Forschungsschiffe aus der DDR beteiligten sich an zahlreichen internationalen Programmen wie z. B. an der von der DDR angeregten Synoptischen Aufnahme der Ostsee 1964, dem Internationalen Ostseejahr 1969/70 und dem Ostsee-Experiment BOSEX-77 sowie am Atlantischen Tropischen Experiment (GATE) 1974 und am Globalen Wetterexperiment (FGGE) 1979.

Diese Bilanz läßt erkennen, wie sich aus bescheidenen Anfängen trotz mancher Schwierigkeiten und Probleme mit der kontinuierlichen Entwicklung der Deutschen Demokratischen Republik auch eine erfolgreiche Entwicklung der Meeresforschung vollzog. Sie ist der Ansporn für weitere Beiträge zum wissenschaftlichen Fortschritt.

Literatur

- BAUCH, R., 25 Jahre Biologische Forschungsanstalt Hiddensee. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald (1965) 8 S.
- BIESTER, E., 15 Jahre fischereibiologische Forschungen im Institut für Hochseefischerei und Fischverarbeitung. *Fischerei-Forschung* **6** (1968) 2, S. 13–45.
- FLIEGNER, O., 25 Jahre Seehydrographischer Dienst der Deutschen Demokratischen Republik. *Marinekalender der DDR*, Berlin 1975, S. 11–22.
- GRIESSEIER, H. und REINECKE, H., Zum 10jährigen Jubiläum des Küstenausschusses der Deutschen Demokratischen Republik. *Acta Hydrophysica*, **9** (1965) 3, S. 125–149.
- HUPFER, P. und v. PETERSSON, H., Das Maritime Observatorium Zingst des Geophysikalischen Instituts der Karl-Marx-Universität Leipzig. *Veröff. Geophys. Inst. Karl-Marx-Univ. Leipzig*. 2. Serie Bd. **18** (1963) 1, S. 35–56.
- MIEHLKE, O., Aufgaben und Perspektiven der Küstenforschung in der Deutschen Demokratischen Republik. *Acta Hydrophysica* **12** (1968) 3, S. 115–132.
- SCHLIECKER, A., Die Aufgaben des Seehydrographischen Dienstes der DDR. *Geogr. Berichte* **4** (1959) 10/11, S. 85–93.
- SCHULZ, H., Die Entwicklung der fischereibiologischen Forschung in der Hochseefischerei der DDR. *Fischerei-Forschung* **16** (1978) 1, S. 13–22.
- Seehydrographischer Dienst 1950–1975: 25 Jahre Seehydrographischer Dienst der Deutschen Demokratischen Republik. Rostock 1975, SHD-Sonderdruck 8860, 48 S.
- Wasserwirtschaftsdirektion Küste 1958–1978: 20 Jahre Wasserwirtschaftsdirektion Küste. Stralsund 1978, 95 S.

Anschriften der Verfasser:

Dr. rer. nat. HANS-JÜRGEN BROBIN,
 Dr. rer. nat. RUDOLF SCHEMAINDA,
 Dr.-Ing. KLAUS STRIGGOW
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-2530 ROSTOCK-WARNEMÜNDE

Ein Beitrag zur Untersuchung des Salzwassereintruchs im Winter 1975/76 in die Ostsee

Von EBERHARD FRANCKE und PETER HUPFER

1. Einführung

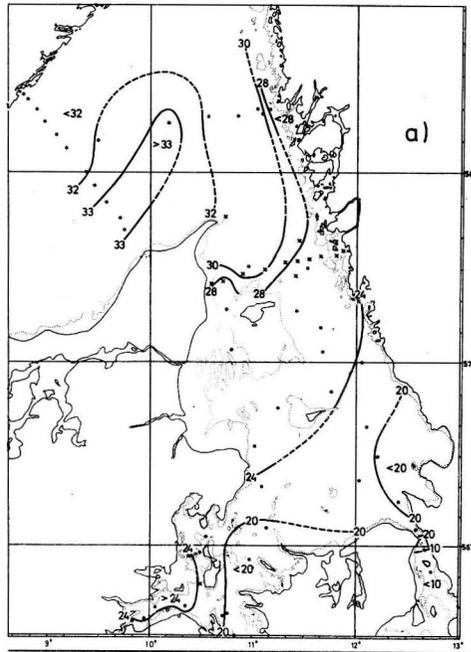
Einer der Schwerpunkte der Ostseeforschung ist die Aufklärung des Mechanismus der starken Salzeintrüche, die zu einer wirksamen Erneuerung des Bodenwassers in den zentralen Teilen des Meeres führen. Diese Salzeintrüche sind im wesentlichen an 3 Bedingungen geknüpft:

1. Bereitstellung einer entsprechenden Menge hinreichend hohen Salzgehaltes in den Übergangsgewässern. Hierbei handelt es sich um eine quasi-periodische (ca. 3 Jahre) „Fernwirkung“ in dem Sinne, daß bestimmte Anomalien der atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik Transporte relativ salzreichen Wassers in die europäischen Schelfmeere auslösen (R. R. DICKSON 1971, M. BÖRNGEN 1978 a, b).
2. Einstellung solcher Wasserstands- und Windverhältnisse, die ein breites Überfließen der Eingangsschwellen zur Ostsee gewährleisten (z. B. K. WYRTKI 1953, 1954, G. WOLF 1972, M. BÖRNGEN 1978 a, b).
3. Hinreichende Abnahme des Salzgehaltes in den Bodenschichten der Ostseebecken durch vertikale Diffusion in der Zeit zwischen den Salzeintrüchen, damit das einfließende Wasser bis zum Boden vordringen kann. Dieser Vorgang ist teilweise ebenfalls von der windbedingten Durchmischung abhängig (G. E. B. KULLENBERG 1977).

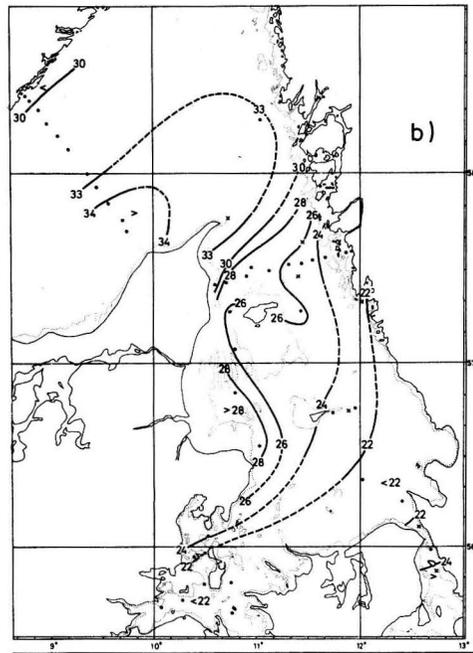
Diese Arbeit stellt einen Beitrag zu 2. dar, wobei der Schwerpunkt auf einer Darlegung der Strömungsverhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle während des Salzwassereintruches im Winter 1975/76 liegt.

Anfang Januar 1976 machten dänische Pressemeldungen darauf aufmerksam, daß durch einen starken Sturm am 3./4. 1. 1976 über der westlichen Ostsee erhebliche Salzwassermengen in die Ostsee eingeflossen seien. Auf der 9. Konferenz der Ostsee-Ozeanographen in Göteborg/Schweden wurden erste Ergebnisse von Meßfahrten interpretiert, die teilweise operativ und zusätzlich von verschiedenen Instituten durchgeführt wurden. Es zeigte sich, daß der Hauptanteil des Salzwassers schon vor dem Sturm über die Darßer Schwelle geflossen sein mußte, da die Umschichtung im Bornholmbecken bereits weit fortgeschritten war (FRANCKE u. a. 1976).

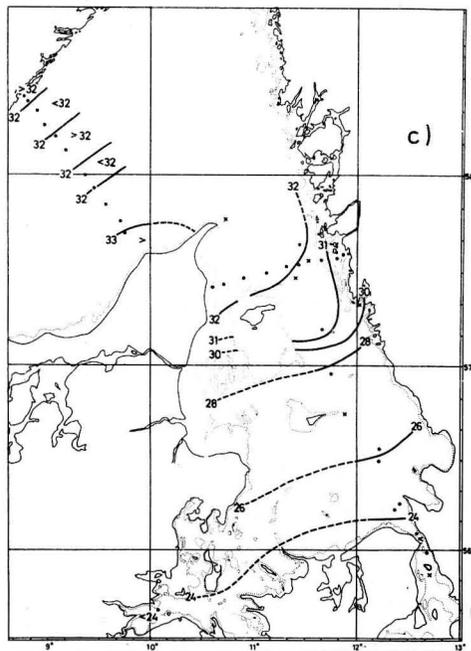
Ohne eine durch das vorliegende Meßmaterial recht unsichere Mengenabschätzung des eingeströmten Salzwassers vornehmen zu wollen, wird im folgenden versucht, den Ablauf dieses Salzwassereintruchs anhand von Strömungs-, Wind-, und Wasserstands-



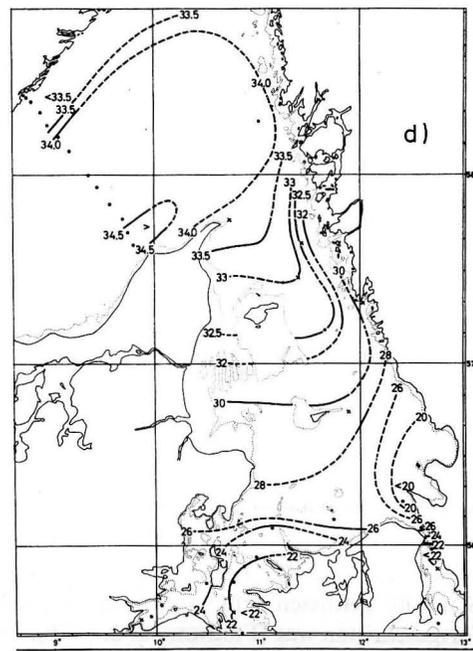
I. C. E. S. SERVICE HYDROGRAPHIQUE, CHARLOTTEHÖLUND, DANMARK.



I. C. E. S. SERVICE HYDROGRAPHIQUE, CHARLOTTEHÖLUND, DANMARK.



I. C. E. S. SERVICE HYDROGRAPHIQUE, CHARLOTTEHÖLUND, DANMARK.



I. C. E. S. SERVICE HYDROGRAPHIQUE, CHARLOTTEHÖLUND, DANMARK.

registrierungen sowie Salzgehaltsbeobachtungen im Bereich der Hauptschwelle zu rekonstruieren.

2. Vorsituation

Während sich die Salzwassereintrüche in den Vorjahren bereits Monate vorher durch relativ hohe positive Salzgehaltsanomalien in der Tiefe oder in der ganzen Schicht an den im Kattegat liegenden dänischen Feuerschiffen ankündigten, war das für den Salzeinbruch um den Jahreswechsel 1975/76 nicht der Fall. Im Jahr 1975 herrschten an den Feuerschiffen Skagens Rev, Laesø Trindel und Anholt Nord (Oceanogr. Observationer 1975, 1976) gegenüber dem Bezugswert 1931/60 in den einzelnen Monaten sogar negative Anomalien vor. Erst im November und Dezember wird die o. a. Bedingung 1 erfüllt. Die wiedergegebenen Salzgehaltsverteilungen für 10 m Tiefe (ICES 1978) bestätigen diesen Eindruck (Abb. 1a—d). Im Oktober sind noch keine Anzeichen zu erkennen. Im November verlagern sich die Isohalinen unter der jütländischen Küste und im Öresund südwärts, während im Dezember die $24^{\circ}/_{00}$ -Isohaline am Nordausgang der Beltsee liegt. Im Januar sind weitere salzreiche Wassermassen in das Kattegat eingedrungen, wobei jedoch ein weiteres Durchströmen der Beltsee nach den Mittelwerten schon nicht mehr erkennbar ist.

Eine Besonderheit dieses Salzeinbruchs besteht demnach darin, daß der erste Schub salzreichen Wassers, der das Kattegat erreichte, ohne Verzug über die Schwellen transportiert wurde. Aus Strömungsmessungen an der Darßer Schwelle ist bekannt, das bereits im September bis November 1975 längere Einstromperioden auftraten, für die jedoch offensichtlich nicht genügend salzreiches Wasser im Kattegat anstand (FRANCKE u. a. 1977; NEHRING und FRANCKE, 1976, 1978), um zu den Merkmalen eines Salzwassereintruchs nach WOLF (1972) zu führen.

3. Zur Entwicklung des Salzgehaltes

Die Tab. 1 gibt einen Einblick in die mittleren Salzgehaltsverhältnisse für FS Fehmarnbelt (D. H. I. 1976/1977), FS Gedser Rev (Oc. Observat. 1975, 1976) und die Küstenstation Zingst. Die höchsten Mittelwerte werden im Dezember erreicht, die höchsten Maxima teilweise im Januar. Die Anomalien der Monatsmittelwerte betragen bis zu $6^{\circ}/_{00}$ vom langjährigen Mittel. Im Januar zeigt sich bei Fehmarnbelt ein leichter Rückgang in der gesamten Wassersäule, bei Gedser Rev nur in der oberen Schicht. Die Standardabweichung

Abb. 1a—d. Salzgehaltsverteilung im Kattegat in 10 m Tiefe für

- Oktober 1975
 - November 1975
 - Dezember 1975
 - Januar 1976
- (nach ICES 1978/79)

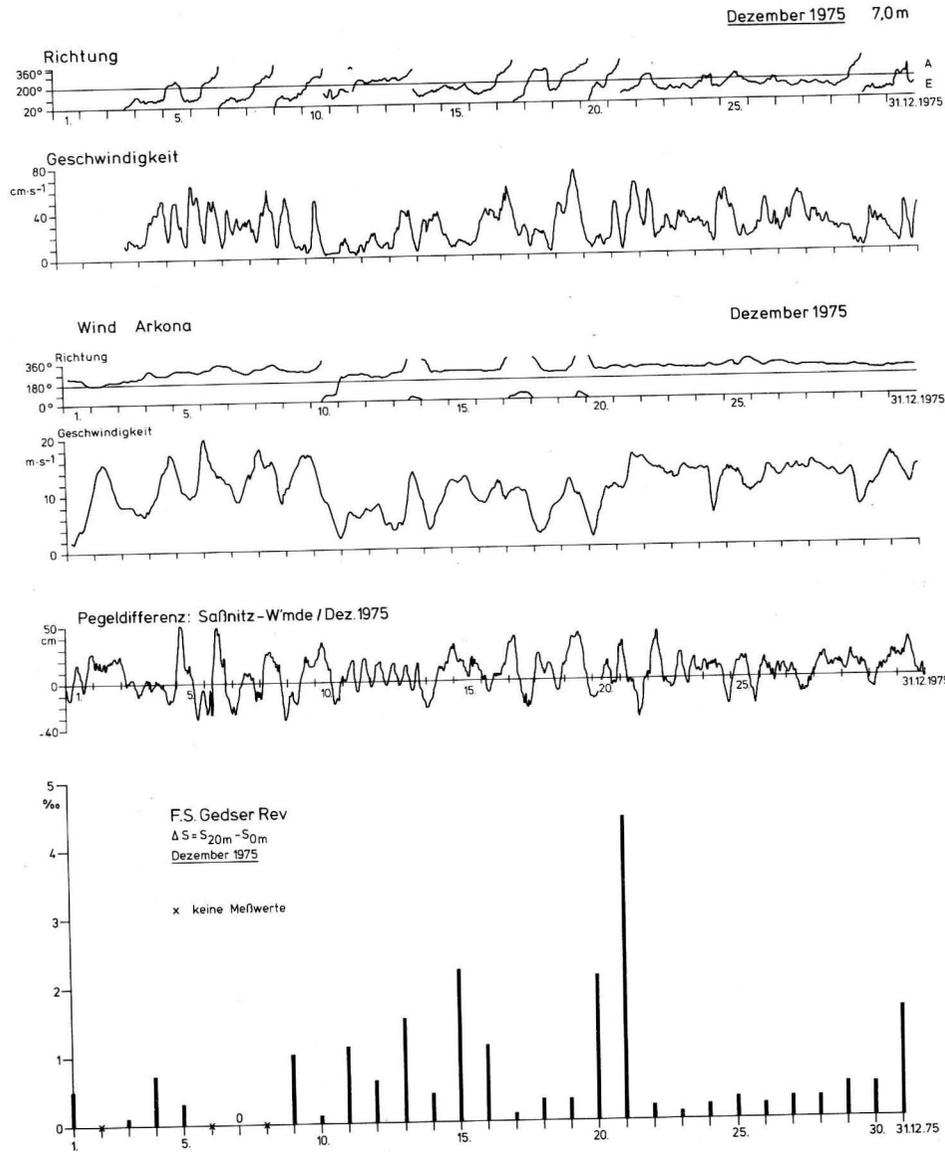


Abb. 2. Meßwerte Dezember 1975

- a) Stündliche Mittelwerte der Strömung an der Darßer Schwelle, 7 m Tiefe [cm/s]
- b) Wind, Küstenstation Arkona, 5stündige übergreifende Mittel, [m/s]
- c) Wasserstands-differenz Saßnitz-Warnemünde [cm]
- d) Salzgehalts-differenz $S_{20m} - S_{0m}$, Tageswerte 07.00 GMT, Feuerschiff Gedser Rev, [‰]

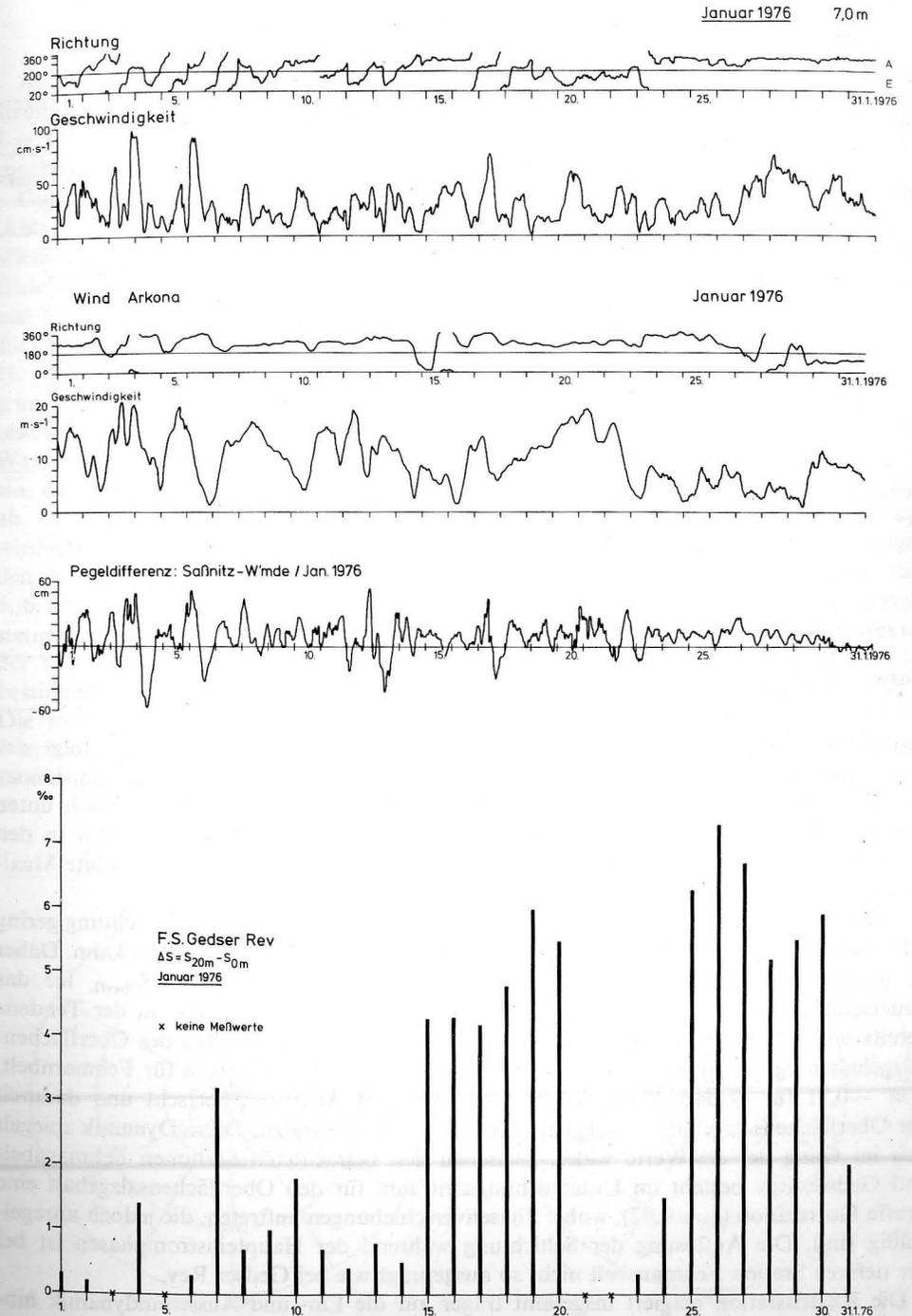


Abb. 3. Meßwerte Januar 1976 a—d siehe Abb. 2a—d

Tabelle 1
Mittlere Salzgehaltsverhältnisse Dezember 1975/Januar 1976
[‰]

Station	Tiefe	Dezember					Januar				
		\bar{S}	σ	Max.	Min.	Schwankbreite	\bar{S}	σ	Max.	Min.	Schwankbreite
Fehmarnbelt	0	20,9	1,57	23,7	17,1	6,6	20,3	3,43	23,1	10,9	12,2
	5	21,1	1,70	24,0	17,2	6,8	20,7	3,19	23,7	11,7	12,0
	10	21,7	1,93	24,7	17,3	7,4	21,5	2,21	23,8	13,9	9,9
	15	22,0	2,01	24,6	17,5	7,1	22,0	1,45	25,1	17,7	7,4
	20	22,3	2,03	25,4	17,8	7,6	22,3	1,23	25,8	19,3	6,5
	25	22,9	2,09	25,5	18,1	7,4	22,6	1,13	25,9	20,7	5,2
	28	22,9	2,09	25,5	18,1	7,4	22,7	1,16	25,9	20,7	5,2
Gedser Rev	0	18,0	2,07	21,5	13,2	8,3	16,2	3,99	21,6	10,0	11,6
	5	18,2	1,98	21,7	13,9	7,8	16,7	3,70	21,6	10,0	11,6
	10	18,4	1,87	21,9	13,9	8,0	17,9	2,82	21,7	10,3	11,4
	15	18,6	1,77	22,0	14,0	8,0	18,8	2,27	21,7	11,8	9,9
	20	18,7	1,91	22,4	14,0	8,4	19,2	2,64	21,9	12,0	9,9
Zingst	0	16,7	1,87	19,3	12,4	6,9	15,9	2,06	19,6	12,5	7,1

chungen nehmen im Dezember bei Fehmarnbelt von oben nach unten zu, infolge der Umstellung der hydrographischen Situation kehren sich diese Verhältnisse im Januar um. Bei Gedser Rev ist die Veränderlichkeit in beiden Monaten von oben nach unten abnehmend und im Januar insgesamt stärker ausgeprägt. Das zeigt sich auch in den Schwankungsbreiten. An der Küstenstation Zingst wurde mit $19,6\text{‰}$ das absolute Maximum der seit 1961 vorliegenden Beobachtungen erreicht.

Der Haupteinstrom über die Darßer Schwelle vollzieht sich, wenn die Schichtung gering oder nahezu aufgelöst ist und das salzreiche Wasser die Schwelle überströmen kann. Daher ist in den Abb. 2d + 3d der Schichtungsparameter $\Delta S = S_{20\text{m}} - S_{\text{Oberfl.}}$ für das Feuerschiff „Gedser Rev“ dargestellt. Niedrige ΔS -Werte zeichnen sich in der Tendenz bereits seit 20. 11. 75 ab. Der Gang der ΔS -Werte ist mit den Werten des Oberflächensalzgehaltes signifikant gekoppelt (für den Gesamtzeitraum $r = -0,78$ für Fehmarnbelt, $r = -0,71$ für Gedser Rev). Sobald vorübergehend Ausstrom herrscht und dadurch der Oberflächensalzgehalt zurückgeht, nehmen die ΔS -Werte zu. Diese Dynamik spiegelt sich im Gang der ΔS -Werte wider. Zwischen den betrachteten Stationen Fehmarnbelt und Gedser Rev besteht im Untersuchungszeitraum für den Oberflächensalzgehalt eine straffe Korrelation ($r = 0,82$), wobei Phasenverschiebungen auftreten, die jedoch unregelmäßig sind. Die Auflösung der Schichtung während der Haupteinstromphasen ist bei der tieferen Station Fehmarnbelt nicht so ausgeprägt wie bei Gedser Rev.

Die Küstenstation reagiert insgesamt träger auf die Ein- und Ausstromdynamik hinsichtlich der Salzgehaltsschwankungen. Es sind daher im Gebiet nicht nur Salzgehaltsgredienten in Ost-West-Richtung, sondern auch in Nord-Süd-Richtung zu erwarten.

4. Strömung, Wind, Wasserstand

Als Basis für diese Untersuchung werden die Strömungsmessungen an einer ständigen Strömungsmeßstation am Osthang der Darßer Schwelle (Position: $\varrho = 54^\circ 41,8' \text{ N}$, $\lambda = 12^\circ 42,3' \text{ E}$, Wassertiefe: 21,5 m) genutzt, an der 2 Strömungsmesser in 7 und 19,5 m angebracht waren.

Die mit den Geschwindigkeiten gewichteten Häufigkeiten der Richtungsverteilung (Abb. 4a und b) zeigen für Dezember 1975 überwiegend Einstrom, während im Januar bei offensichtlich höheren mittleren Geschwindigkeiten Ausstrom-Situationen vorherrschen. Gleiches Verhalten zeigen die progressiven Vektordiagramme für beide Monate (Abb. 5a und b). Nach kurzen Ausstromperioden während der ersten zwei Dekaden des Dezember, die außerdem durch relativ geringe Geschwindigkeiten gekennzeichnet sind, dominiert ab 21. 12. 1975 der Einstrom in die Ostsee. Die Situation verändert sich ab 2. 1. 1976 grundlegend. Bis zum 23. 1. schließt sich ein Zeitraum starker Dynamik im Strömungsgeschehen an. Der Wechsel zwischen Aus- und Einstrom erfolgt in schneller Folge, der Wasseraustausch ist sehr intensiv. Zum Monatsende stellt sich eine stetige Ausstromsituation ein, die während des Februar erhalten bleibt und schließt damit den Salzwassereinstrom ab. Insgesamt überwiegt für den Januar der Ausstrom aus der Ostsee. Die hier nicht wiedergegebenen Strömungsverhältnisse in Bodennähe an der Darßer Schwelle zeigen den erwarteten Verlauf. Bis auf einige extreme Strömungslagen z. B. am 3./4.1. und 5./6. 1. 1976, an denen das Wasser an der ganzen Schicht westwärts floß, beherrscht stetiger Oststrom die tiefen Wasserschichten. Aus diesem Grund wird der Strömungsvektor der Wassermassen oberhalb der Sprungschicht zur Charakterisierung der für die Ostsee bestimmenden dynamischen Vorgänge im Gebiet der Darßer Schwelle herangezogen. Die mittleren absoluten Strömungsgeschwindigkeiten betragen für Dezember 1975 in 7 m Tiefe 26,4 cm/s mit einer Standardabweichung von 13,7 cm/s und im Januar 1976 29,6 cm/s mit einem σ von 16,7 cm/s. Die Standardabweichung der Vektoren wurde aus

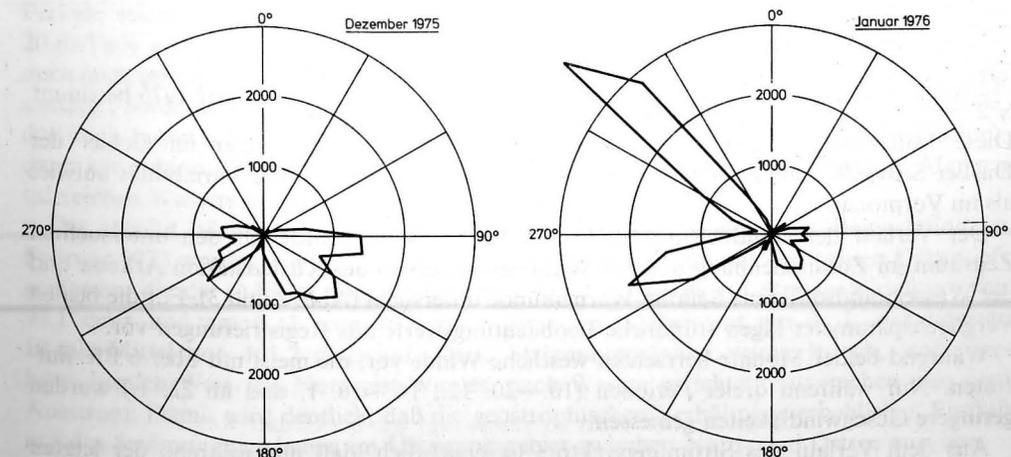


Abb. 4a und b. Häufigkeitsverteilung der Richtungen, gewichtet mit Geschwindigkeiten 7 m, $\Sigma v (\Delta 10^\circ)$ [cm/s]

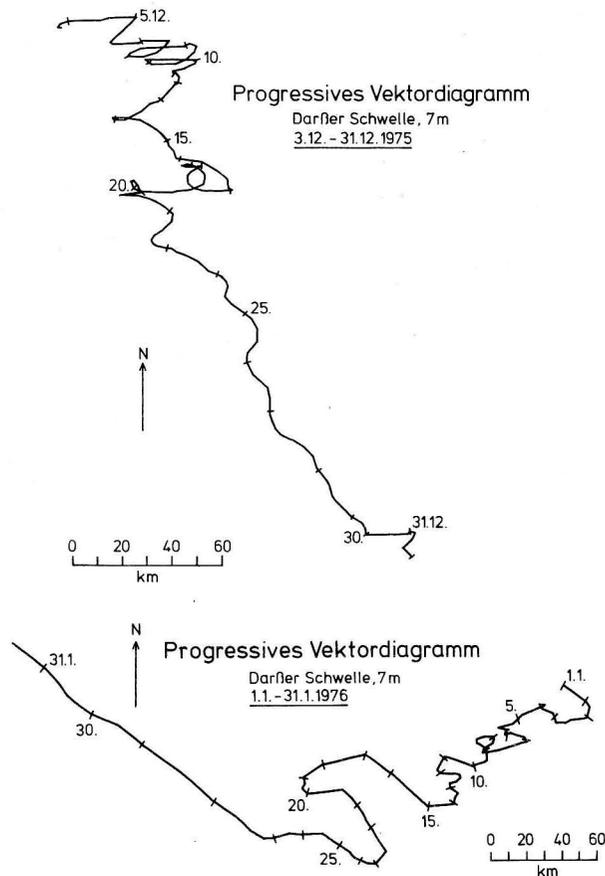


Abb. 5a und b. Progressives Vektordiagramm der Strömung, Darßer Schwelle, 7 m

$\sqrt{\frac{1}{2}(\sigma_u^2 + \sigma_v^2)}$ zu 19,5 cm/s für Dezember 1975 und zu 22,2 cm/s für Januar 1976 bestimmt. Diese Mittelwerte bestätigen, daß die mittlere Strömung im Januar im Gebiet der Darßer Schwelle höhere Beträge und wie der Salzgehalt eine größere Variabilität aufwies als im Vormonat.

Der Verlauf der stündlichen Mittelwerte der Strömung wurde für den untersuchten Zeitraum im Zusammenhang mit den Windmessungen an der Küstenstation Arkona und der Wasserstands-differenz Saßnitz-Warnemünde untersucht (Abb. 2 und 3). Für die beiden Vergleichsparameter lagen stündliche Beobachtungswerte aus Registrierungen vor.

Während beider Monate herrschten westliche Winde vor, die meist mit über 6 Bft. auftraten. Nur während dreier Perioden (10.—20. 12., 14.—16. 1. und ab 22. 1.) wurden geringere Geschwindigkeiten gemessen.

Aus dem Verlauf des Strömungsvektors ist ersichtlich, daß nur während der letzten Dezemberdekade eine mehrtägige zusammenhängende Einstromlage an der Station auftrat. Sowohl vorher als auch im Januar wechseln Ein- und Ausstrom im ein- bis dreitägigen

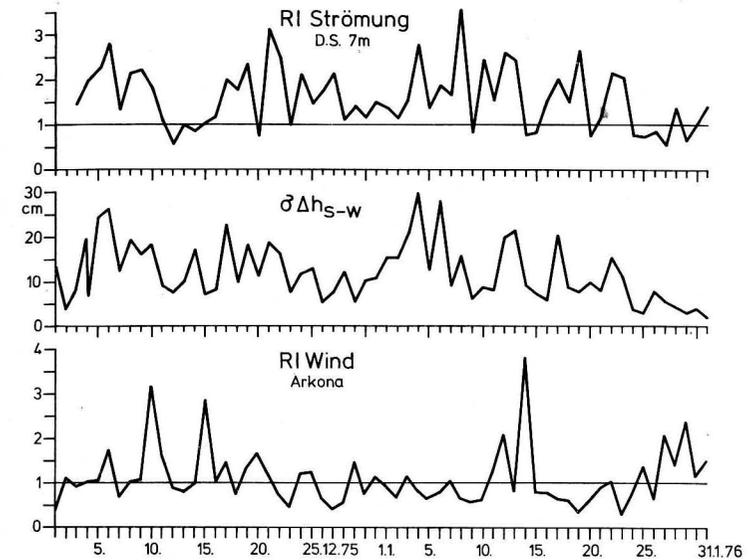


Abb. 6a—c. a) Isotropieverhältnis der Strömung σ_u/σ_v , Darßer Schwelle, 7 m
b) Streuung der täglichen Mittelwerte der Wasserstands-differenz Saßnitz-Warnemünde
c) Isotropieverhältnis des Windes σ_u/σ_v , Arkona

Rhythmus ab. Dabei fallen die o. g. Zeiträume mit geringeren Windgeschwindigkeiten mit im Mittel geringeren Strömungsgeschwindigkeiten zusammen. Da bei den alternierenden Strömungslagen sehr wahrscheinlich größere Mengen des eben eingeflossenen Wassers wieder über die Darßer Schwelle zurücktransportiert werden, kann angenommen werden, daß der wesentliche Teil des im Winter 1975/76 eingeflossenen Wassers zwischen dem 21. und 29. 12. 1975 in die Ostsee gelangte. Das wird auch aus der Darstellung des Schichtungsparameters für das Feuerschiff „Gedser Rev“ deutlich, der während dieser Periode ständig geringe Differenzen zwischen dem Salzgehalt der Oberfläche und der 20-m-Tiefe ausweist. Dieser Schichtungsparameter liegt in der ersten Januarhälfte zwar auch noch bei niedrigen Werten, bevor er ab 15. 1. wieder auf seine normale Größenordnung ansteigt; berücksichtigt man jedoch die hohe Variabilität der Strömung und die Tatsache, daß am 3. 1. und 5. 1. keine Meßwerte vorhanden sind (an denen starker Ausstrom herrschte), dann kann daraus abgeleitet werden, daß Anfang 1976 nur noch relativ geringe Mengen salzreichen Wassers in die Ostsee gelangt sind.

Die absolut höchsten Strömungsgeschwindigkeiten seit Bestehen der Bojenstation im Februar 1973 wurden Anfang Januar 1976 im Zusammenhang mit den beiden Orkantiefs gemessen, die die südliche Ostsee passierten. Am 3. 1. wurde ein Stundenmittelwert von 97,1 cm/s und am 6. 1. von 89,4 cm/s gemessen. Dabei trat am 3. 1. das höchste 10-min-Mittel von 101,2 cm/s auf. Diese Strömungsmaxima waren jedoch, trotz vorherrschenden West- bis Nordwest-Windes, nach Westen gerichtet, entsprechen also dem Ausstrom. Damit wird deutlich, daß die geostrophischen Verhältnisse erheblichen Einfluß auf das Strömungsgeschehen im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee ausüben.

Die Wasserstands-differenz Saßnitz-Warnemünde (Abb. 2c und 3c) bedeutet bei positiven Werten einen höheren Pegelstand im Arkonabecken gegenüber dem Seegebiet westlich

der Darßer Schwelle. Etwa in der Mitte zwischen diesen beiden Küstenpegeln befindet sich die Meßstation.

Aus den Abb. 2 und 3 ist leicht der enge Zusammenhang zwischen dem Ost-West-Gefälle der Wasseroberfläche und der Strömung zu erkennen: Bei positiver Anomalie wird Ausstrom erzwungen, bei negativer entsprechend Einstrom, wobei die örtlichen Windverhältnisse eine mehr sekundäre Rolle spielen.

So traten am 3. 1. und 6. 1. auch wesentlich höhere Pegelstände in Saßnitz als in Warnemünde auf und führten zu der bereits erwähnten Ausstromlage.

Tabelle 2

Wi.	Str.					
	Dezember 75		Januar 76		Gesamtzeitraum	
	<i>u</i>	<i>v</i>	<i>u</i>	<i>v</i>	<i>u</i>	<i>v</i>
<i>U</i>	-0.63 ⁺	0.42 [°]	-0.77 ⁺	0.81 ⁺	-0.74 ⁺	0.72 ⁺
<i>V</i>	-0.49 ⁺	-0.05	-0.12	-0.15	-0.34 ⁺	-0.03

Zur quantitativen Untersuchung von Zusammenhängen zwischen Wind, Strömung und Wasserstands-differenz wurden tägliche Mittelwerte für den Zeitraum Dez. 75—Jan. 76 zugrunde gelegt. In Tab. 2 sind die Korrelationskoeffizienten zwischen den Wind- und Strömungskomponenten wiedergegeben. Sie wurden mit dem *F*-Test ($F = r^2 (n - 2) / (1 - r^2)$) geprüft: die mit + gekennzeichneten Werte sind mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von $\beta = 1\%$, der mit ° bezeichnete Wert mit einem β von 5% signifikant von 0 verschieden.

Zusammen mit den Abb. 4a und b erweist sich die Hypothese, daß die E-Komponente des Windes in dem untersuchten Gebiet dominierenden Einfluß auf die E-Komponente der Strömung ausübt, als richtig. Die ebenfalls hohe Korrelation mit der N-Komponente der Strömung resultiert (besonders im Januar) daraus, daß die bevorzugte Strömungsrichtung an der Station von NW nach SE verläuft und damit ein starker Anteil der N-Komponente sowohl bei Ein- als auch bei Ausstrom auftritt. Erwartungsgemäß zeigt die N-Komponente des Windes nur geringe Einflüsse auf die Strömung. Der relativ hohe Korrelationswert im Dezember, der sich auch auf die Charakteristik des Gesamtzeitraumes auswirkt, resultiert aus vorwiegend nordwestlichen Winden und einer breiteren Streuung der Richtungshäufigkeiten im SE-Sektor.

Schließlich wurden das tägliche „Isotropieverhältnis“ $RI = \sigma_u / \sigma_v$ für Wind und Strömung sowie die tägliche Streuung σ der Wasserstands-differenz Δh der beiden Pegel untersucht. Durch sie wird die Gesamtenergie der höherfrequenten Schwankungen, die dem Mittelwert aufgeprägt sind, in den verschiedenen Parametern zum Ausdruck gebracht (HAGEN 1977). Dabei ergab sich nur für $RI_{Str.} / \sigma \Delta h$ ein nach dem *F*-Test mit $\beta = 1\%$ statistisch gesicherter Korrelationskoeffizient von $r = 0,61$.

Der enge Zusammenhang der Variabilität von Strömung und Änderung der Wasserstands-differenz wird auch visuell aus Abb. 6a—c deutlich, die eine gute Übereinstimmung des Kurvenverlaufs zeigt. Im Gegensatz dazu ist kein Zusammenhang der geostrophischen

Stromanteile zu den entsprechenden Werten der Fluktuation des lokalen Windes festzustellen. Daraus folgt, daß der mittlere tägliche Strom im Gebiet der Darßer Schwelle zwar stark vom täglichen lokalen Wind abhängt, jedoch höherfrequente Schwankungen im Strömungsfeld weniger durch den örtlichen Wind induziert werden. Der hohe Korrelationskoeffizient zwischen $RI_{Str.}$ und $\sigma \Delta h$ weist jedoch darauf hin, daß die kurzperiodischen Schwankungen der Strömung primär von der Veränderung des Wasserstandes in der Ostsee abhängen. Diese experimentell gewonnenen Ergebnisse bestätigen, daß die barotropen Modellansätze zur Darstellung des Strömungsfeldes in der westlichen Ostsee zur Beschreibung wesentlicher Strömungsstrukturen zumindest unter winterlichen Verhältnissen ausreichen werden.

5. Schlußfolgerungen

Die Ergebnisse unterstreichen die Feststellungen WOLF's (1972), daß nur bei langanhaltenden starken Westwindlagen die meteorologischen Voraussetzungen für einen Salzwassereinstrom bestehen, der zu nachhaltigen Auswirkungen auf das Tiefenwasser der Ostsee führen kann. Kurzfristige Sturmlagen, selbst die zwei Orkantiefs vom Januar 1976, sind nicht in der Lage, salzhaltige Wassermassen in ausreichendem Maße in die Ostsee hineinzutransportieren, da die Strömung — abgesehen von der oberflächennächsten Schicht, wie aus den Messungen des Feuerschiffes Gedser Rev hervorgeht — nicht den Veränderungen des lokalen Windes im höherfrequenten Bereich zu folgen imstande ist.

Die Variabilität des Stromfeldes im Bereich von Stunden folgt eng den Wasserstandsänderungen zwischen Ost- und Beltsee. Dadurch ist es möglich, daß auch bei extremen Westwindlagen in barotroper Weise über die ganze Wassersäule Ausstrom vorherrscht. Im Periodenbereich von ungefähr 2d übt der Wind einen dominierenden Einfluß auf die Strömungsverhältnisse im Gebiet der Darßer Schwelle aus, wobei sich in diesem Periodenbereich eine Phasenverschiebung von ca. 8 Stunden zwischen dem Wind auf Arkona und dem Strom andeutet. Die mittlere Phasenverschiebung über alle Frequenzbereiche beträgt 5 Stunden. Hieraus läßt sich vermuten, daß die 2tägige Periode des Windfeldes einen erheblichen Energieeintrag in das Stromfeld bewirkt.

Im Gegensatz zu früheren Salzwassereintrüchen stand zu Beginn der Einstromlage 1975 noch kein salzreiches Wasser im Kattegat bereit. Das zuvor eingeflossene Kattegatwasser führte zwar zu spürbaren Veränderungen im Arkonabecken (NEHRING, FRANCKE 1976), war jedoch zu salzarm, um in den Tiefenbecken der Ostsee allein eine durchgreifende Erneuerung hervorzurufen. Es leitete lediglich den Prozeß der Umschichtung für das nachfolgende salzreiche Wasser ein. Erst während der 2. Einstromperiode in der letzten Dezemberdekade waren auch die Voraussetzungen für einen Salzwassereintruch erfüllt, die DICKSON (1971) fordert. Stark salzhaltiges Wasser drang bis zu den Belten vor. Aus diesem Beispiel wird ersichtlich, daß auch in Zukunft erhebliche Probleme in einer befriedigenden Vorhersage von Salzwassereintrüchen bestehen werden.

Literatur

- [1] BÖRNGEN, M., Beitrag zur Analyse und Interpretation zeitlicher Änderungen des Salzgehaltes im Bereich der Ostsee-Eingänge Diss. (A) Karl-Marx-Universität Leipzig, Sektion Physik, Leipzig 1978 a.
- [2] BÖRNGEN, M., On the Causes of the Strong Salt Inflows into the Baltic. Proceedings of the XI. Conf. of Baltic Oceanogr. 1, 303—315, Rostock 1978 b.

- [3] DICKSON, R. R., A recurrent and persistent pressure-anomaly pattern as the principal cause of intermediate-scale hydrographic variations in the European shelf-seas. Dt. Hydrogr. Z., Hamburg **24** (1971) 3, 97—119.
- [4] FRANCKE, E., NEHRING, D. und BÖHL, D. On the Problem of the Exchange of Water in the Deep Basins of the Baltic Sea during the Winter of 1975/76. Proceedings of the 10th Conference of the Baltic Oceanogr., No. 5, Göteborg 1976.
- [5] FRANCKE, E., NEHRING, D. und STURM M., Hydrography of the Baltic Sea during 1975. Ann. Biol. XXXII 1975 (1977).
- [6] HAGEN, E., Zur zeitlichen Variation ozeanologischer Parameter auf dem Schelf vor Namibia aus: SCHULZ, S. u. a., Ergebnisse ozeanologischer Untersuchungen von FS „A. v. Humboldt“ zu Prozessen des küstennahen Auftriebs . . . Unveröff. Bericht, Warnemünde 1977.
- [7] KULLENBERG, G. E. B., Observations of the mixing in the Baltic thermo- and halocline layers. Tellus, Stockholm **29** (1977) 6, 572—587.
- [8] NEHRING, D. und FRANCKE, E., Hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee im Jahre 1975. Fischerei-Forschung. Wiss. Schriftenreihe **14** (1976) 1, S. 65—75.
- [9] NEHRING, D. und FRANCKE, E., Die Erneuerung des Tiefenwassers und andere hydrographisch-chemische Veränderungen in der Ostsee 1976. Fischerei-Forschung, Wiss. Schriftenreihe **16** (1978) 2, S. 15—24.
- [10] WOLF, G., Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. Beitr. z. Meereskunde, H. 29, (1972) 67—77.
- [11] WYRTKI, K., Dynamik der Wasserbewegungen im Fehmarnbelt I und II. Kieler Meeresforsch., **IX** und **X**, 1953 und 1954 155—169, 162—181.
- [12] WYRTKI, K., Der große Salzeinbruch in die Ostsee im November und Dezember 1951. Kieler Meeresforsch., **X**, 1954, 19—25.
- [13] Beobachtungen auf den deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee im Jahre 1975/1976. D. H. I. Hamburg 1976, 1977.
- [14] Oceanogr. Observationer 1975 und 1976, Kopenhagen.
- [15] Monthly Synoptic Charts of Temperature and Salinity, North-Sea, Skagerrak-Kattegat, 1975 und 1976. ICES Oceanographic Data Lists and Inventories Nr. 39 Charlottenlund 1978.

Abschluß des Manuskriptes: 31. 3. 1979

Anschriften der Verfasser:

Dipl.-Met. EBERHARD FRANCKE
Institut für Meereskunde der AdW der DDR
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Dozent Dr. habil PETER HUPFER
Karl-Marx-Universität Leipzig
Sektion Physik
Arbeitsgruppe Ozeanologie
DDR-7010 Leipzig, Talstraße

Zur Variabilität der primären halinen Sprungschicht in der Gotlandsee

Von WOLFGANG MATTHÄUS

Zusammenfassung: An Hand von 332 Vertikalprofilen des Salzgehaltes an der Station „Gotlandtief (BY 15 A)“ aus dem Zeitraum 1877—1978 wird die Langzeitvariation der primären halinen Sprungschicht untersucht. Unter Anwendung der linearen Ausgleichung nach der Methode der kleinsten Quadrate werden die Langzeittrends einer Reihe von Parametern der Sprungschicht (Abb. 1) analysiert (Abb. 2, 8—10; Tab. 1—3) und diskutiert. Darüber hinaus werden die mittleren langzeitigen Änderungen des Salzgehaltes in ausgewählten Tiefenhorizonten (0 m, 50 m, 100 m, 150 m, 200 m) (Abb. 5) sowie die mittleren langzeitigen Vertikalverlagerungen der Isohalinen des Gotlandtiefs ($8^{\circ}/_{00}$, $9^{\circ}/_{00}$, $10^{\circ}/_{00}$, $11^{\circ}/_{00}$, $12^{\circ}/_{00}$) (Abb. 7) zur Interpretation herangezogen.

Der allgemein beobachtete Anstieg des Salzgehaltes im Zeitraum 1900—1980 liegt im Sprungschichtbereich mit $0,5-0,8^{\circ}/_{00}$ (Abb. 6; Tab. 3) etwas geringer als in den ausgewählten Tiefenhorizonten ($0,7-1,1^{\circ}/_{00}$) (Abb. 6; Tab. 1). Die Isohalinen haben sich im gleichen Zeitraum um $11^{\circ}/_{00}$ bis 52 m ($12^{\circ}/_{00}$) in geringere Tiefen verlagert (Abb. 9; Tab. 2). Die primäre Salzgehaltssprungschicht ist im Mittel aber nur um 5—6 m angestiegen, wobei sich das Zentrum des halinen Sprungs von rund 77 m auf etwa 71 m verlagert hat (Abb. 2; Tab. 3). Daraus ergibt sich für die Gotlandsee eine Vergrößerung der Kontaktfläche zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser von rund 4500 km² und des Volumens im Tiefenwasser von etwa 350 km³ (Tab. 4).

Summary: Using 332 vertical series of salinity at the station “Gotland Deep (BY 15 A)” within the period from 1877 to 1978 the long-term variation of the Baltic primary halocline is investigated. By means of the least squares method long-term trends of the parameters of the halocline (Fig. 1) are analyzed (Figs. 2, 8—10; Tables 1—3) and discussed. Moreover the mean long-term variations of salinity at selected levels (0 m, 50 m, 100 m, 150 m, 200 m) (Fig. 5) and the mean long-term lifting-up of the Gotland Deep isohalines ($8^{\circ}/_{00}$, $9^{\circ}/_{00}$, $10^{\circ}/_{00}$, $11^{\circ}/_{00}$, $12^{\circ}/_{00}$) (Fig. 7) are taken into consideration for interpretation.

Within 1900—1980 the general increase in salinity is smaller at the halocline layer ($0,5-0,8^{\circ}/_{00}$) (Fig. 6; Table 3) than at the selected levels of the Gotland Deep ($0,7-1,1^{\circ}/_{00}$) (Fig. 6; Table 1). In the same period the isohalines are lifted-up between $11^{\circ}/_{00}$ and 52 m ($12^{\circ}/_{00}$) (Fig. 9; Table 2). The results show, however, that the average lifting-up of the primary halocline is only 5—6 m. During this century the halocline centre is only displaced from about 77 m to a depth of 71 m, on an average (Fig. 2; Table 3). That means an increase of the contact area between surface and deep water of the Gotland Sea of about 4500 km² and an increase in the volume of the deep water of about 350 km³ (Table 4).

Резюме: На основе 332 вертикальных профилей солености на станции „Готландская впадина (BY 15 A)“, полученных в период 1877—1978 гг., изучается многолетнее изменение первичного галолина. С помощью метода линейного уравнения по способу наименьших квадратов изучаются и рассматриваются многолетние тренды ряда параметров слоя скачка (рис. 1; 2; 8—10; табл. 1—3). Кроме того используются для интерпретации средние многолетние изменения солености в избран-

ных глубинных горизонтах (0 м, 50 м, 100 м, 150 м, 200 м) (рис. 5), а также средние многолетние смещения по вертикали изохалин Готландской впадины (8‰ , 9‰ , 10‰ , 11‰ , 12‰) (рис. 7).

Общенаблюденное повышение солёности в период 1900—1980 гг. в глубинной зоне галоклина с данными в $0,5\text{—}0,8\text{‰}$ (рис. 6; табл. 3) немножко ниже чем в избранных глубинных горизонтах (0,7 до $1,1\text{‰}$) (рис. 6; табл. 1). В тот же самый период наблюдается смещение изохалин на 11 (9‰) до 52 м (12‰) в более низкие глубины (рис. 9; табл. 2). Первичный галоклин повысился в среднем только на 5—6 м, причем состоялось смещение центра халинного скачка от приблизительно 77 м до около 71 м (рис. 2; табл. 3). Из этого следует относительно Готландского моря увеличение контактной площади между поверхностными и глубинными водами в ок. 4500 квадратн. километров и объема в глубинных водах в ок. 350 куб. километров (табл. 4).

1. Einleitung

Der halinen Sprungschicht der zentralen Ostsee und ihren Variationen in der Vertikalen ist in jüngster Zeit verstärkte Aufmerksamkeit gewidmet worden, weil bei Problemen der Modellierung der in der Ostsee ablaufenden Prozesse die Salzgehaltssprungschicht — insbesondere ihre Tiefenlage, Intensität, Mächtigkeit und Variabilität — eine grundlegende Rolle spielt. Untersuchungen von FONSELIUS (1969) zeigten bereits, daß die 8‰ -Isohaline — die nach HELA (1966) als grobe Näherung für die Obergrenze der halinen Sprungschicht in der eigentlichen Ostsee angesehen werden kann — im Gotlandtief von etwa 80 m Tiefe zu Beginn dieses Jahrhunderts auf 60 m im Jahre 1968 angestiegen ist. Daraus formulierten GARGAS und Mitarbeiter (1978) für Untersuchungen der Dynamik des Ökosystems Ostsee und der Ursachen seiner Variabilität eine Arbeitshypothese, nach der seit 1900 eine beträchtliche Vergrößerung des Volumens des Tiefenwassers der Ostsee und somit der Kontaktfläche zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser im Bereich der Halokline zu verzeichnen ist.

Als gesichert kann jedoch lediglich der in allen Teilen der Ostsee im Verlaufe dieses Jahrhunderts beobachtete Anstieg des Salzgehaltes angesehen werden (AHLNÄS, 1962; SOSKIN, 1963; HELA, 1966; FONSELIUS, 1969; MATTHÄUS, 1972; HUPFER, 1975), der zwischen 1900 und 1975 im Oberflächenwasser im Mittel $0,5\text{—}0,8\text{‰}$ (MATTHÄUS, 1977a), im Tiefenwasser der östlichen Gotlandsee $0,9\text{—}1,2\text{‰}$ (MATTHÄUS, 1978a, 1979a) ausmachte. Auf der Basis dieser Fakten liegen bisher nur qualitative Abschätzungen über die Auswirkungen des Salzgehaltsanstiegs auf Parameter der primären halinen Sprungschicht vor. Die folgende Untersuchung konzentriert sich daher auf die beiden Fragen:

1. Hat sich die haline Sprungschicht der zentralen Ostsee im Verlaufe dieses Jahrhunderts tatsächlich verlagert? — Wenn ja, mit welchen Werten kann gerechnet werden?
2. Welche Abschätzungen können für Veränderungen im Volumen des Tiefenwassers und der Kontaktfläche zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser gegeben werden?

Zur Bearbeitung dieser Problematik wurde die für die östliche Gotlandsee repräsentative Station „Gotlandtief (F 81 bzw. BY 15 A)“ auf $57^{\circ} 20' N$ $20^{\circ} 03' E$ ausgewählt, für die insgesamt 332 Serien des Salzgehaltes aus dem Zeitraum 1877—1978 zur Verfügung standen. Das Datenmaterial wurde in erster Linie dem *Bulletin Hydrographique*, dem *ICES Oceanographic Data Lists* und den *Annales Biologiques* sowie den Datenbänden des *National Board of Fisheries*, Sweden, des *Merentutkimuslaitos*, Helsinki, und dem Archiv des *Instituts für Meereskunde*, Warnemünde, entnommen.

2. Bestimmung der Parameter der halinen Sprungschicht

Die haline Schichtung der Gotlandsee weist keine komplizierten Strukturen auf. Eine ausgeprägte Salzgehaltssprungschicht ist ganzjährig vorhanden und ihr Aufbau gestattet die Anwendung graphischer Methoden zur Ermittlung der Sprungschichtparameter.

Die Kennzeichnung der primären halinen Sprungschicht erfolgte in Anlehnung an Untersuchungen von FRANCK (1972) durch folgende Parameter (vgl. auch Abb. 1):

- Maximaler Gradient $\left(\frac{dS}{dz}\right)_{\max}$ [‰ m^{-1}]
- Tiefenlage des Zentrums z_{\max} [m]
- Vertikale Mächtigkeit Δz [m] mit Tiefenlage von Ober- und Untergrenze z_o , z_u der Sprungschicht [m]
- Änderungsbetrag des Salzgehaltes ΔS [‰] innerhalb der Sprungschicht mit Salzgehalt an Ober- und Untergrenze S_o , S_u [‰] sowie im Zentrum der Sprungschicht S_{\max} [‰]
- Intensität $\frac{\Delta S}{\Delta z}$ [‰ m^{-1}].

An Hand der meist für Standardhorizonte vorliegenden Meßwerte wurde das Vertikalprofil des Salzgehaltes für jeden Termin entworfen. Als Sprungschicht soll der Tiefenbereich verstanden werden, dessen vertikale Salzgehaltsgradienten $\frac{dS}{dz} \geq 0,05$ [‰ m^{-1}] sind (vgl.

Abb. 1). Ober- und Untergrenzen der halinen Sprungschicht wurden mit Hilfe rechtwinkliger Dreiecke, deren Hypotenuse einem Gradienten von $0,05$ [‰ m^{-1}] entsprach, ermittelt. Wird dieser Gradient bei zunehmender Tiefe erreicht, liegt die Obergrenze z_o der Sprungschicht vor. Die Tiefe des erstmaligen Unterschreitens von $0,05$ [‰ m^{-1}] wird als Untergrenze z_u gekennzeichnet. Dadurch wird bei dieser Art der Bearbeitung nur die primäre haline Sprungschicht erfaßt. Sekundäre Sprungschichten — die nur in wenigen Fällen Gradienten von $0,05$ [‰ m^{-1}] erreichen oder übertreffen — bleiben unberücksichtigt.

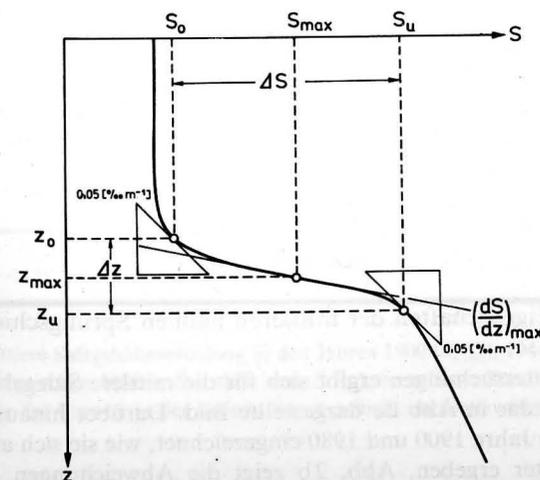


Abb. 1. Parameter der primären halinen Sprungschicht im Gotlandtief

Da die definierten Ober- und Untergrenzen der primären Halokline im Bereich starker Krümmung des Vertikalprofils liegen, ist die Bestimmung von Tiefenlage (z_o , z_u) und Salzgehalt (S_o , S_u) der Sprungschichtgrenzen (Abb. 1) und damit der vertikalen Mächtigkeit Δz und des Änderungsbetrages ΔS im Salzgehalt der Sprungschicht relativ genau vorzunehmen. Die Mächtigkeit der primären Sprungschicht macht im allgemeinen mehrere Dekameter bei $2-3\text{‰}$ Salzgehaltsänderung aus, so daß sich auch die Tiefenlage z_{\max} und der Salzgehalt S_{\max} im Zentrum des halinen Sprungs aus den in den Standardhorizonten zur Verfügung stehenden Meßwerten an Hand des Wendepunktes im Vertikalprofil visuell relativ gut bestimmen lassen. Einem größeren subjektiven Spielraum unterliegt dagegen die Ermittlung der maximalen Gradienten $\left(\frac{dS}{dz}\right)_{\max}$, die bereits durch den Entwurf der Vertikalprofile stark beeinflusst werden kann.

Ein Vergleich einiger sowohl aus Leitwertmessungen an geschöpften Wasserproben als auch aus Leitwertmessungen in situ mit der ozeanologischen Meßkette OM-75 berechneten Salzgehaltsverteilungen zeigte gute Übereinstimmung in den graphisch ermittelten Parametern der Sprungschicht.

Über die bereits definierten Parameter der Sprungschicht hinaus wurden die mittleren langzeitigen Änderungen des Salzgehaltes an der Oberfläche sowie im 50 m-, 100 m-, 150 m- und 200 m-Horizont des Gotlandtiefs im Zeitraum 1900–1980 analysiert. Auch die Berechnung mittlerer langzeitiger Verlagerungen der 8‰ -, 9‰ -, 10‰ -, 11‰ - und 12‰ -Isohalinen des Gotlandtiefs im gleichen Zeitraum soll zur Interpretation der Variabilität der Sprungschicht herangezogen werden.

3. Bearbeitungsmethodik

Die ermittelten Parameter der Sprungschicht wurden in bezug auf mögliche jahreszeitliche und langzeitige Veränderungen untersucht. Die Berechnung mittlerer jahreszeitlicher Veränderlichkeiten erfolgte mit Hilfe der Ausgleichung der Werte durch eine Linearkombination trigonometrischer Funktionen (MATTHÄUS, 1971, 1977b). Bei der Erfassung von Langzeittrends ist die lineare Ausgleichung herangezogen worden (MATTHÄUS, 1977a). Zur Konfidenzschätzung für die Koeffizienten der Geradengleichungen wurden die Standardabweichungen des Achsenabschnitts und des Anstiegs der Geraden berechnet, aus denen die Konfidenzintervalle für statistisch gesicherte Zusammenhänge mit Hilfe der STUDENTschen Verteilung bestimmt werden können (SMIRNOW, DUNIN-BARKOWSKI, 1963; WEBER, 1972).

4. Ergebnisse

4.1. Eigenschaften der mittleren halinen Sprungschicht

Im Resultat der Untersuchungen ergibt sich für die mittlere Salzgehaltsverteilung \bar{S} im Zeitraum 1900–1980 das in Abb 2a dargestellte Bild. Darüber hinaus sind die mittleren Vertikalprofile für die Jahre 1900 und 1980 eingezeichnet, wie sie sich aus den analysierten Werten aller Parameter ergeben. Abb. 2b zeigt die Abweichungen des arithmetischen Mittels $\bar{S}_{\text{arithm.}}$ der Sprungschichtparameter von \bar{S} .

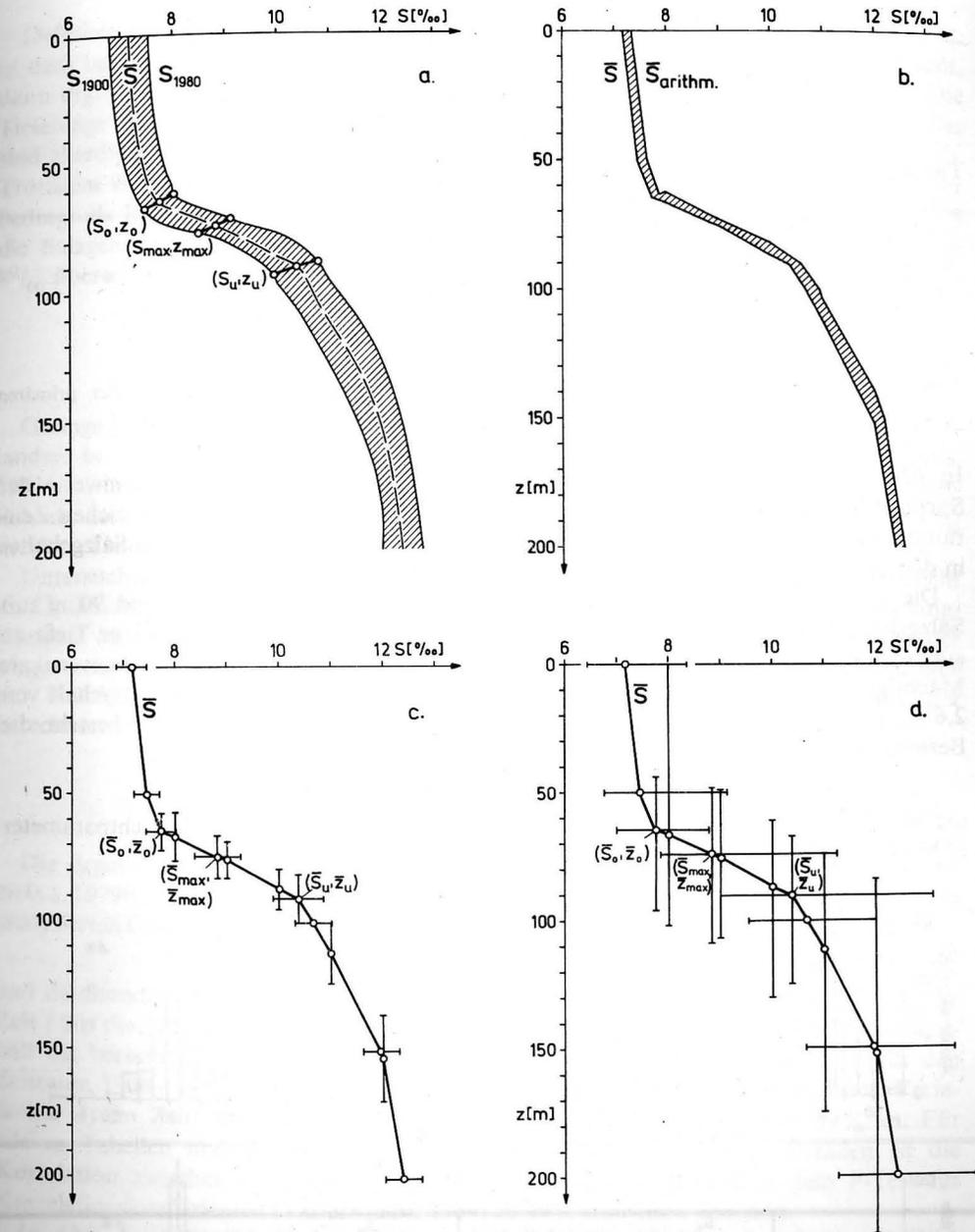


Abb. 2. Berechnete mittlere Salzgehaltsverteilung in den Jahren 1900 (S_{1900}), 1940 (\bar{S}) und 1980 (S_{1980}) (a.). Abweichung des arithmetischen Mittels $\bar{S}_{\text{arithm.}}$ von \bar{S} (b.), berechnete Standardabweichungen (c.) und gefundene Extremwerte der Parameter der halinen Sprungschicht im Gotlandtieft im Zeitraum 1900–1980 (d.)

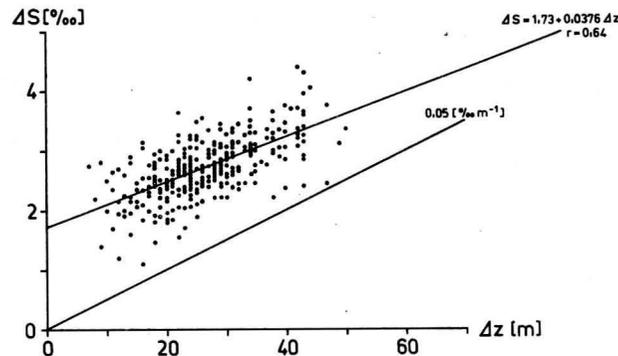


Abb. 3. Zusammenhang zwischen Änderungsbetrag des Salzgehaltes und Mächtigkeit der primären halinen Sprungschicht im Gotlandtief

In Abb. 2c und 2d sind die ermittelten Standardabweichungen bzw. Extremwerte der Sprungschichtparameter wiedergegeben. Die Graphiken enthalten für den gleichen Zeitraum auch die entsprechenden Daten der Tiefenlage der Isohalinen und des Salzgehaltes in den bearbeiteten Tiefenhorizonten (vgl. auch Tab. 1 und 2).

Die Grenzen der primären halinen Sprungschicht liegen zwischen 64 und 90 m mit Salzgehalten zwischen 7,7 und 10,4‰. Das Zentrum ist im Mittel bei 74 m Tiefe zu erwarten mit einem mittleren maximalen Gradienten von 0,24 ‰ m⁻¹. Die vertikale Mächtigkeit erreicht rund 26 m bei einem mittleren Änderungsbetrag im Salzgehalt von 2,6‰ (vgl. Tab. 3). Zwischen Änderungsbetrag ΔS und Mächtigkeit Δz besteht die Beziehung

$$\Delta S [‰] = 1,73 + 0,0376 \Delta z [m],$$

die in Abb. 3 dargestellt ist. Die Häufigkeitsverteilung einiger Sprungschichtparameter (Abb. 4) deutet auf eine Normalverteilung hin.

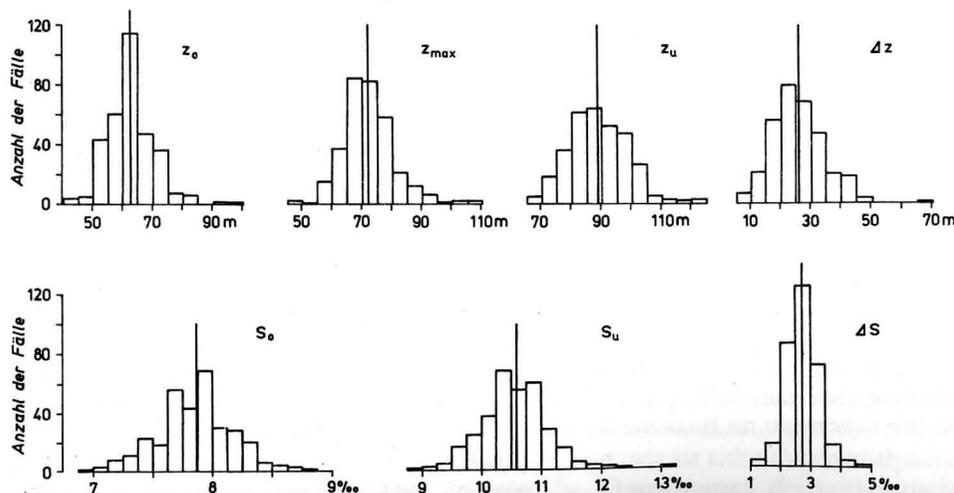


Abb. 4. Häufigkeitsverteilungen einiger Parameter der primären halinen Sprungschicht im Gotlandtief

Definiert man die Obergrenze der primären halinen Sprungschicht als den Horizont, in dem bei zunehmender Tiefe die vertikale Änderung erstmalig 0,05 ‰ m⁻¹ erreicht, dann ergibt sich für den Salzgehaltsbereich an der Obergrenze $7,0 \leq S_0 \leq 8,8‰$. Die Tiefenlage der Obergrenze schwankt zwischen 44 und 96 m. Teilweise bedeutend größer sind allerdings die Schwankungsbreiten bei allen anderen untersuchten Größen (Abb. 2d). Trotzdem ist eine Festlegung der Obergrenze der primären Halokline bei 8‰ nur sehr bedingt als Richtwert anwendbar (vgl. auch Abb. 9), zumal in den Jahren 1977 und 1978 die Salzgehalte auch an der Oberfläche erstmalig im gesamten Beobachtungszeitraum 8‰ überschritten (vgl. Abb. 5 und 7).

4.2. Jahreszeitliche Variabilität

Geringe jahreszeitliche Variationen des Salzgehaltes sind im Oberflächenwasser der Gotlandsee bis in die Tiefe des halinen Sprungs zu beobachten (DIETRICH, 1950; MATTHÄUS, 1978b). Die mittlere Jahresschwankung nimmt allerdings mit zunehmender Tiefe beträchtlich ab. Sie liegt im Gotlandtief bei 0,5–0,6‰ in Oberflächennähe und erreicht 0,1‰ in 50 m Tiefe. Maxima des Salzgehalts treten im März auf, Minima im August.

Untersuchungen der saisonalen Variation der Obergrenze der halinen Sprungschicht im Gotlandtief deuten auf sehr geringe vertikale Jahresschwankungen hin, die im langjährigen Mittel 0,4 m betragen. Mit 2 m ist die saisonale vertikale Verlagerung der 8‰ – Isohaline auch nur gering. Die jahreszeitliche Vertikalverlagerung des Zentrums der Halokline kommt mit 3,6 m im langjährigen Mittel jedoch in den Bereich der berechneten langzeitigen Variation (vgl. Tab. 3).

4.3. Langzeitvariationen der halinen Sprungschicht

Die Ergebnisse der Analysen der Langzeitvariationen im Gotlandtief (vgl. auch MATTHÄUS, 1979b, 1979c) sind in Tab. 1–3 mitgeteilt. In der linken Hälfte der Tabellen sind die analysierten Geradengleichungen

$$y = a_0 + a_1 t$$

und die Standardabweichungen s für den Zeitraum 1877–1978 angegeben. Dabei ist die Zeit t aus der Differenz zwischen Jahreszahl und 1900 zu bestimmen. Die rechte Seite enthält die berechneten Mittelwerte \bar{y} ($\equiv y_{1940}$) und die mittleren Variationen Δy für den Zeitraum 1900–1980. Die Größe K gibt das Konfidenzintervall für die mittleren Variationen Δy im Zeitraum 1900–1980 bei einer statistischen Sicherheit von 99% an. Für alle in Tabellen und Zeichnungen nicht gesondert gekennzeichneten Geraden ist die Korrelation zwischen dem betreffenden Parameter und der Zeit nach dem F -Test für Korrelationskoeffizienten (TAUBENHEIM, 1969) zu 99% statistisch gesichert.

In Abb. 5 ist die Salzgehaltsverteilung in fünf Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs im Zeitraum 1877–1978 dargestellt. Alle Tiefen zeigen deutlich den allgemeinen mittleren Anstieg im Gesamtzeitraum. Bezogen auf den Zeitraum 1900–1980 beträgt diese Salzgehaltszunahme 0,7–1,1‰ (vgl. Tab. 1). Gegenüber früheren Untersuchungen über kürzere Zeiträume und Material geringeren Umfangs zeigt sich im Oberflächenwasser eine Zunahme, im Tiefenwasser dagegen ein Rückgang des berechneten mittleren Anstiegs (vgl. MATTHÄUS, 1972, 1979a).

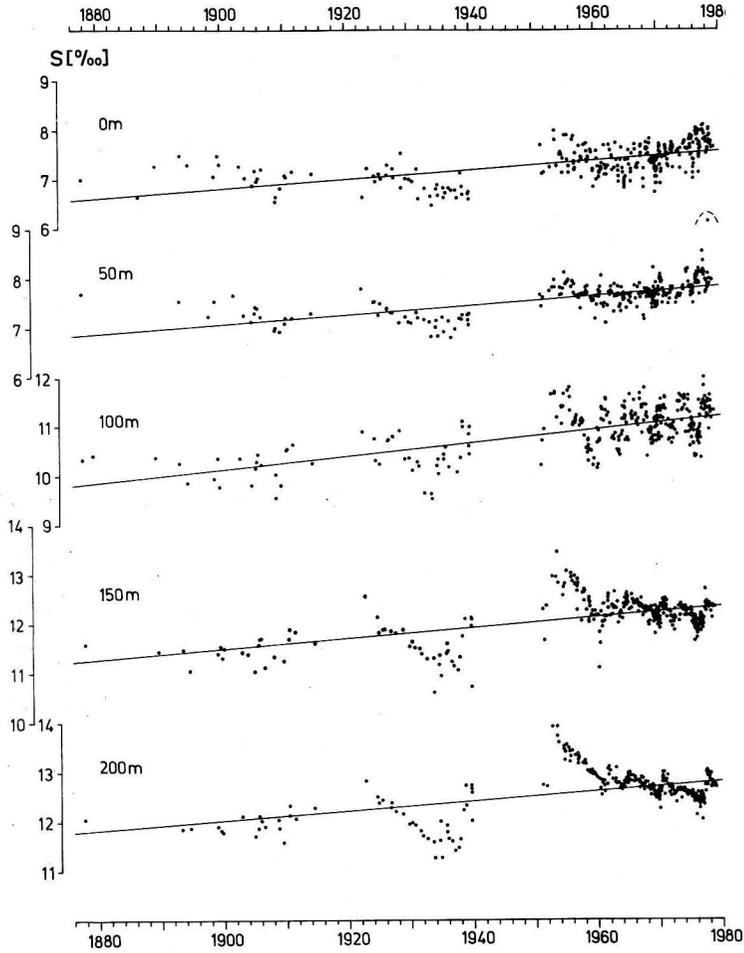


Abb. 5. Salzgehaltsverteilung in fünf Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs

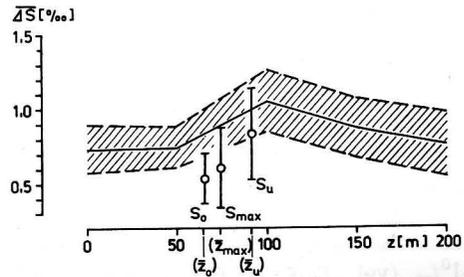


Abb. 6. Mittlerer Anstieg des Salzgehaltes in ausgewählten Tiefenhorizonten und im Bereich der primären halinen Sprungschicht des Gotlandtiefs im Zeitraum 1900—1980 sowie die ermittelten Konfidenzintervalle bei einer statistischen Sicherheit von 99%.

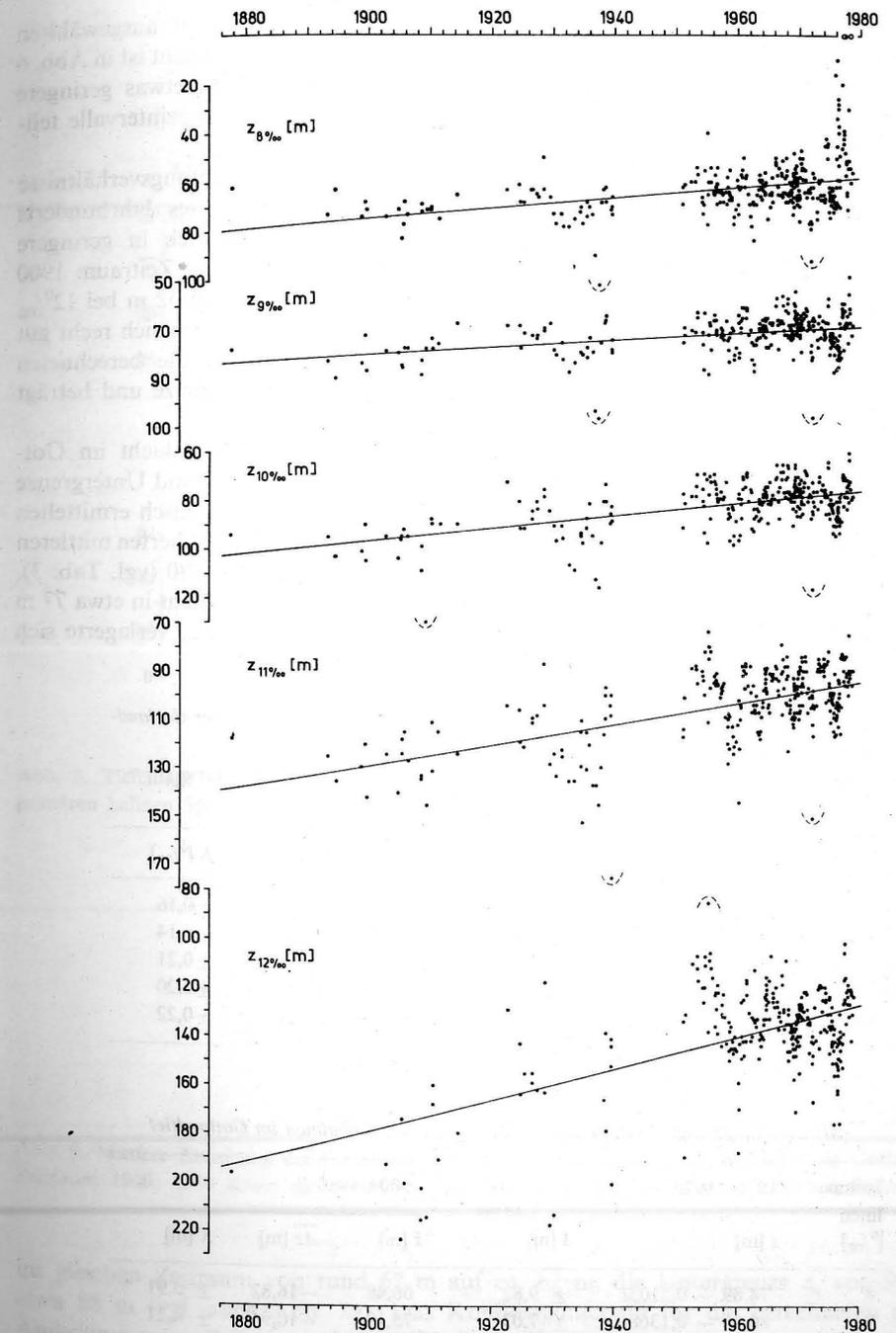


Abb. 7. Tiefenlage der Isohalinen im Gotlandtief

Ein Vergleich des analysierten mittleren Anstiegs des Salzgehalts in ausgewählten Tiefenhorizonten mit den Salzgehaltsvariationen im Bereich der Sprungschicht ist in Abb. 6 gegeben. Die mittlere Salzgehaltszunahme in der Sprungschicht ergibt etwas geringere Werte als in den betrachteten Tiefenhorizonten, wobei sich die Konfidenzintervalle teilweise überlappen.

Von besonderem Interesse für die langzeitigen Variationen der Schichtungsverhältnisse im Gotlandtief sind die Verlagerungen der Isohalinen seit Beginn dieses Jahrhunderts (Abb. 7). Die 8⁰/₀₀-, 9⁰/₀₀-, 10⁰/₀₀-, 11⁰/₀₀- und 12⁰/₀₀-Grenze hat sich in geringere Tiefen verlagert. Die mittleren Anhebungen dieser Salzgehaltsgrenzen im Zeitraum 1900 bis 1980 betragen rund 17 bzw. 11 m bei 8 bzw. 9⁰/₀₀ und erreichen etwa 52 m bei 12⁰/₀₀ (vgl. auch Abb. 2a). Die erzielten Ergebnisse für die 8⁰/₀₀-Isohaline decken sich recht gut mit den Angaben von FONSELIUS (1969). Das Konfidenzintervall für die berechneten Änderungen (Tab. 2) liegt bei etwa ±4 bis ±6 m für die 8–10⁰/₀₀-Grenze und beträgt rund ±12 m für die 12⁰/₀₀-Isohaline.

Direkte Aussagen über Verlagerungen der primären halinen Sprungschicht im Gotlandtief gestatten die Untersuchungen der Langzeitvariationen der Ober- und Untergrenze z_o bzw. z_u sowie des Zentrums z_{max} der Halokline. Die Analyse der graphisch ermittelten Parameter aus jeder Beobachtungsserie (Abb. 8) ergibt einen statistisch gesicherten mittleren Anstieg der Salzgehaltssprungschicht von 5–6 m im Zeitraum 1900–1980 (vgl. Tab. 3). Während zu Beginn dieses Jahrhunderts das Zentrum z_{max} der Sprungschicht in etwa 77 m lag, wird es 1980 im Mittel in 71 m zu erwarten sein. Die Obergrenze z_o verlagerte sich

Tabelle 1

Mittlere langzeitige Variationen des Salzgehaltes in fünf Tiefenhorizonten des Gotlandtiefs

z [m]	1877–1978		1900–1980		
	S_z [‰]	s [‰]	\bar{S} [‰]	$\overline{\Delta S}$ [‰]	K [‰]
0	6,80 + 0,0092t	±0,29	7,17	0,74	±0,16
50	7,07 + 0,0094t	±0,24	7,45	0,75	±0,14
100	10,14 + 0,0133t	±0,36	10,67	1,06	±0,21
150	11,52 + 0,0110t	±0,34	11,96	0,88	±0,20
200	12,01 + 0,0096t	±0,36	12,39	0,77	±0,22

Tabelle 2

Mittlere langzeitige Variationen der Tiefenlage der Isohalinen im Gotlandtief

Isohalinen [‰]	1877–1978		1900–1980		
	z [m]	s [m]	\bar{z} [m]	$\overline{\Delta z}$ [m]	K [m]
8	74,89 – 0,2103t	± 9,82	66,48	–16,82	± 5,91
9	80,66 – 0,1368t	± 7,03	75,19	–10,94	± 4,21
10	96,86 – 0,2501t	± 8,05	86,86	–20,01	± 4,82
11	128,95 – 0,4272t	± 11,85	111,86	–34,18	± 7,14
12	178,42 – 0,6463t	± 16,95	152,57	–51,70	± 12,46

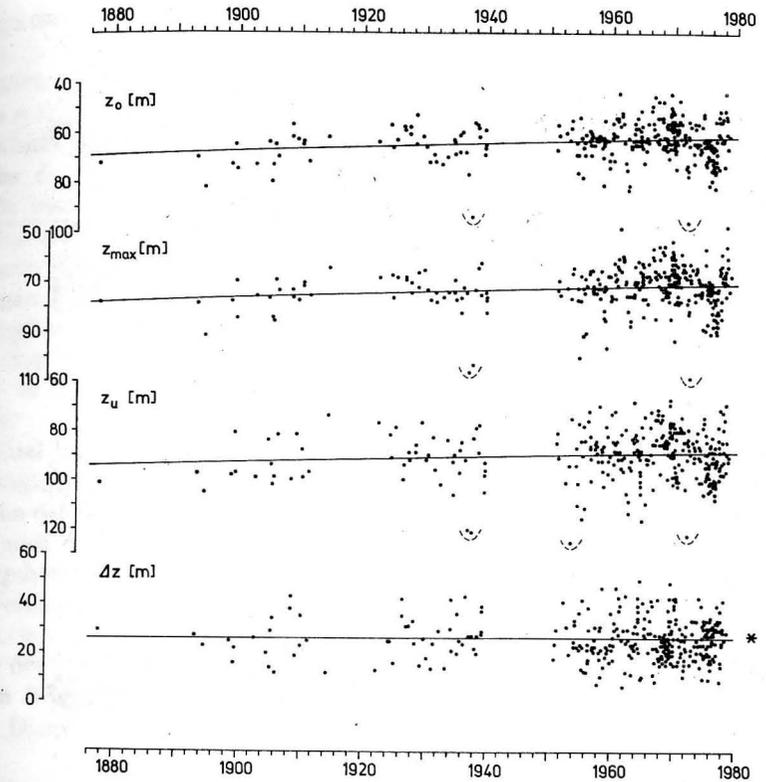


Abb. 8. Tiefenlage von Obergrenze z_o , Zentrum z_{max} und Untergrenze z_u sowie Mächtigkeit Δz der primären halinen Sprungschicht im Gotlandtief (* nach dem F-Test statistisch nicht gesicherte Gerade)

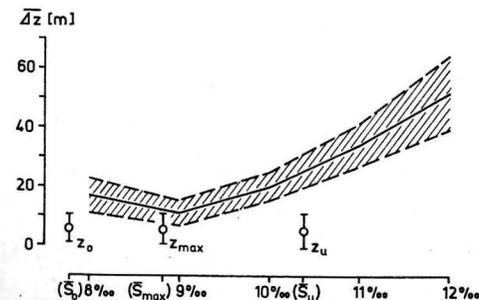


Abb. 9. Mittlere Anhebung der Isohalinen und der primären halinen Sprungschicht im Gotlandtief im Zeitraum 1900–1980 sowie die ermittelten Konfidenzintervalle bei einer statistischen Sicherheit von 99%

im gleichen Zeitraum von rund 67 m auf ca. 62 m, die Untergrenze z_u von 93 m auf etwa 88 m (vgl. auch Abb. 2a). Das Konfidenzintervall für die berechneten mittleren Änderungen im Zeitraum 1900–1980 liegt allerdings in der gleichen Größe wie die analysierten mittleren Variationen (Tab. 3). Die mittlere Anhebung der Sprungschicht ist teilweise beträchtlich geringer als die Verlagerung der Isohalinen (vgl. Abb. 9). Für eine

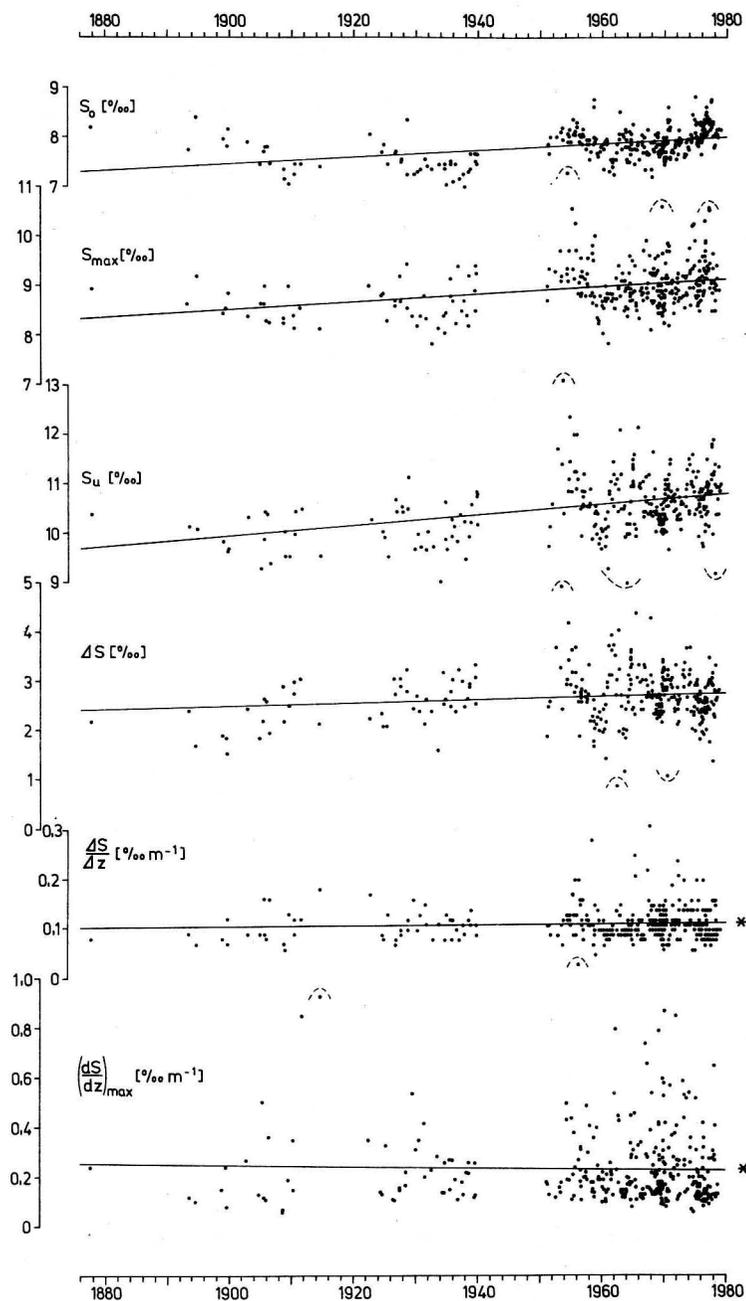


Abb. 10. Salzgehalt an Obergrenze S_0 , Zentrum S_{\max} und Untergrenze S_u der primären halinen Sprungschicht, Änderungsbetrag ΔS des Salzgehaltes innerhalb der Sprungschicht sowie Intensität $\frac{\Delta S}{\Delta z}$ und maximaler Gradient $\left(\frac{dS}{dz}\right)_{\max}$ der Sprungschicht im Gotlandtief (* nach dem F -Test statistisch nicht gesicherte Geraden)

langzeitige Änderung der vertikalen Mächtigkeit Δz der Sprungschicht liefert die Analyse keine gesicherten Anhaltspunkte.

Der mittleren langzeitigen Variation sind kürzerperiodische Veränderungen überlagert. So ist in Abb. 8 z. B. von 1970 bis 1977 für die Obergrenze und das Zentrum der halinen Sprungschicht eine mittlere Verlagerung in größere Tiefen erkennbar, der sich bis zum Ende des durch Beobachtungen belegten Zeitraums ein beträchtliches Anheben der Halokline anschließt. Dieser Trend ist auch aus der Tiefenverlagerung der $8-10^0/_{\text{‰}}$ -Isohalinen ablesbar (Abb. 7).

In engem Zusammenhang mit der Vertikalverlagerung der Halokline müssen die Veränderungen des Salzgehaltes im Sprungschichtbereich gesehen werden, die in Abb. 10 wiedergegeben sind. Ein Vergleich von Abb. 5 und 10 zeigt, daß die den Salzgehalt betreffenden Parameter der Sprungschicht in ähnlicher Weise mit den Salzwassereintrüben variieren, wie der Salzgehalt in den festen Horizonten des Sprungschichtbereiches.

Im Mittel ist der Salzgehalt an Ober- und Untergrenze S_0 bzw. S_u sowie im Zentrum der Sprungschicht S_{\max} im Laufe dieses Jahrhunderts um $0,5-0,8^0/_{\text{‰}}$ angestiegen. Da der Anstieg an der Obergrenze geringer als im Zentrum und an der Untergrenze der Halokline ist (vgl. auch Abb. 6), ergibt sich auch eine mittlere Zunahme des Änderungsbetrages ΔS des Salzgehaltes innerhalb der Sprungschicht von $0,3^0/_{\text{‰}}$ (vgl. Tab. 3). Gesicherte langzeitige Veränderungen der Intensität und des maximalen Gradienten der primären halinen Sprungschicht konnten nicht gefunden werden (Abb. 10 und Tab. 3).

Die in der Tiefe der halinen Sprungschicht des Gotlandtiefs auftretenden Temperaturen liegen im Bereich des Dichtemaximums, so daß der Einfluß einer Temperaturänderung auf die Dichte nur sehr gering bleibt. Bei Betrachtungen der Stabilität spielt somit

Tabelle 3

Mittlere langzeitige Variationen der Parameter der primären Salzgehaltssprungschicht im Gotlandtief

Parameter	1877—1978		1900—1980		
	\bar{y}	s	\bar{y}	$\Delta\bar{y}$	K
z_0 [m]	$67,38 - 0,0726t$	$\pm 7,56$	64,48	-5,81	$\pm 4,53$
z_{\max} [m]	$76,77 - 0,0688t$	$\pm 8,49$	74,02	-5,50	$\pm 5,09$
z_u [m]	$93,17 - 0,0631t^{1)}$	$\pm 9,83$	90,65	-5,05	$\pm 5,90$
Δz [m]	$25,81 + 0,0086t^{2)}$	$\pm 8,73$	26,15	0,69	$\pm 5,24$
S_0 [‰]	$7,46 + 0,0067t$	$\pm 0,29$	7,73	0,54	$\pm 0,17$
S_{\max} [‰]	$8,52 + 0,0076t$	$\pm 0,46$	8,82	0,61	$\pm 0,27$
S_u [‰]	$9,95 + 0,0105t$	$\pm 0,51$	10,37	0,84	$\pm 0,31$
ΔS [‰]	$2,49 + 0,0038t^{1)}$	$\pm 0,51$	2,64	0,30	$\pm 0,30$
$\frac{\Delta S}{\Delta z}$ [‰ m ⁻¹]	$0,10 + 0,0001t^{2)}$	$\pm 0,04$	0,11	0,01	$\pm 0,02$
$\left(\frac{dS}{dz}\right)_{\max}$ [‰ m ⁻¹]	$0,25 - 0,0002t^{2)}$	$\pm 0,16$	0,24	-0,02	$\pm 0,09$

1) nach dem F -Test zu 95% statistisch gesicherter Zusammenhang

2) nach dem F -Test statistisch nicht gesicherter Zusammenhang

Tabelle 4

Verlagerung des Zentrums der primären Salzgehaltssprungschicht im Gotlandtief und die daraus resultierenden Veränderungen der Kontaktfläche zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser und des Volumens des Tiefenwassers der Gotlandsee (ohne Gdańsker Becken)

z_{\max} [m]	1900			1980			Δ (1980–1900)		
	z_{\max} [m]	Fläche [km ²]	Volumen [km ³]	z_{\max} [m]	Fläche [km ²]	Volumen [km ³]	z_{\max} [m]	Fläche [km ²]	Volumen [km ³]
76,77 — 0,0688t	76,8	56800	2250	71,3	61300	2600	—5,5	4500	350
80,82 — 0,1325t	80,8	53800	2030	70,2	62100	2660	—10,6	8300	630
72,72 — 0,0051t	72,7	60200	2500	72,3	60500	2530	—0,4	300	30

der Salzgehalt die weitaus dominierende Rolle. Da für die mittlere langzeitige Variation der Intensität keine signifikanten Veränderungen gefunden wurden, kann vermutet werden, daß sich im Mittel die Stabilität innerhalb der halinen Sprungschicht im Verlaufe dieses Jahrhunderts kaum verändert hat.

Wie die Untersuchungen zeigen, ist die Anhebung der primären halinen Sprungschicht des Gotlandtiefs im Verlaufe dieses Jahrhunderts im Mittel doch geringer, als aus qualitativen Betrachtungen bisher angenommen wurde. In Tab. 4 wird eine Abschätzung für die Veränderungen der Kontaktfläche zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser und des Volumens des Tiefenwassers der Gotlandsee (ohne Gdańsker Becken) im Zeitraum 1900–1980 auf der Basis der obigen Resultate vorgelegt. Diese Abschätzungen gelten unter der Voraussetzung, daß die Station „Gotlandtief“ auch in bezug auf die Verhältnisse in der Salzgehaltssprungschicht für die gesamte Gotlandsee als repräsentativ angesehen werden kann. Unter Berücksichtigung der ermittelten Konfidenzintervalle für die Koeffizienten der analysierten Geradengleichung wurden drei Gleichungen für die mittlere langzeitige Verlagerung des Zentrums z_{\max} der Sprungschicht zugrunde gelegt. Die Flächen und Volumina wurden dann nach den Ergebnissen der Untersuchungen von EHLIN, MATTISSON und ZACHRISSON (1974) bestimmt. Nach Tab. 4 sollte für Modellrechnungen eine mittlere Vergrößerung der Kontaktfläche von 4500 km² und des Volumens im Tiefenwasser der Gotlandsee von 350 km³ für den Zeitraum 1900–1980 in Rechnung gestellt werden. Für die maximalen Abweichungen ergibt sich aus der Konfidenzschätzung rund ± 4000 km² bzw. ± 300 km³.

5. Schlußbetrachtungen

Überlagert durch kurzperiodische und jahreszeitliche Variationen sowie durch Veränderungen von Jahr zu Jahr und im Zeitraum weniger Jahre unterliegt die primäre haline Sprungschicht im Gotlandtief einem Langzeittrend, dessen Grundzüge für den Zeitraum 1900–1980 zusammenfassend folgendermaßen charakterisiert werden können:

1. Der Salzgehalt ist in allen Tiefenhorizonten im Mittel um $0,7-1,1\text{‰}$ angestiegen (Abb. 6; Tab. 1).
2. Im Sprungschichtbereich liegt der Anstieg im Salzgehalt mit $0,5-0,8\text{‰}$ etwas geringer (Abb. 6; Tab. 3).

3. Für den Änderungsbetrag des Salzgehaltes innerhalb der Sprungschicht ergibt sich eine mittlere Zunahme von $0,3\text{‰}$ (Tab. 3).
4. Auch die $8-12\text{‰}$ -Isohalinen haben sich um 11 (9‰) bis 52 m (12‰) in geringere Tiefen verlagert (Abb. 9; Tab. 2).
5. Die primäre Salzgehaltssprungschicht ist im Mittel aber nur um 5–6 m angestiegen, das Zentrum des halinen Sprungs von rund 77 m auf etwa 71 m (Abb. 2a und 9; Tab. 3). Damit ist die mittlere langzeitige Variation geringer als bisher angenommen wurde.
6. Die Mächtigkeit der Sprungschicht zeigt keinen Langzeittrend (Tab. 3).
7. Die Ergebnisse zur langzeitigen Veränderung der Intensität der halinen Sprungschicht lassen vermuten, daß sich im Mittel die Stabilität innerhalb der Sprungschicht im Verlaufe dieses Jahrhunderts kaum verändert hat.
8. Aus dem berechneten Langzeittrend der Tiefenlage des halinen Sprungs wurde für die gesamte Gotlandsee (außer Gdańsker Becken) eine Vergrößerung der Kontaktfläche zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser von rund 4500 km² und des Volumens im Tiefenwasser von etwa 350 km³ abgeschätzt (Tab. 4).

Als Schlußfolgerung kann zusammenfassend festgestellt werden: Die allgemein beobachtete Erhöhung des Salzgehaltes hat auch zu einem Anstieg an den Grenzen und im Zentrum der primären halinen Sprungschicht geführt. Die Tiefenlage der Halokline hat sich dadurch aber nur geringfügig verändert, zumal die im Laufe dieses Jahrhunderts im Mittel kaum veränderte vertikale Durchmischung durch Seegang, Strömung und Konvektion einer wesentlichen Anhebung der Salzgehaltssprungschicht entgegenwirkt.

Literatur

- AHLNÄS, K., Variations in salinity at Utö 1911–1961. *Geophysica* 8 (1962), 2, 135–149.
- DIETRICH, G., Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. *Kieler Meeresforsch.* 7 (1950), H. 2, 35–69.
- EHLIN, U., MATTISSON, I., and ZACHRISSON, G., Computer based calculations of volumes of the Baltic area. *Proc. 9th Conf. Baltic Oceanographers*, Kiel 1974, 114–128.
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. *Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr.* Nr. 23 (1969).
- FRANCK, H., Zu Temperatur- und Salzgehaltssprungschichten in der westlichen Ostsee. (unveröffentlicht) 1972.
- GARGAS, E., DAHL-MADSEN, K. I., SCHRÖDER, H., and RASMUSSEN, J., Dynamics of Baltic ecosystems and causes of their variability. *5th Baltic Symp. Mar. Biol.*, Kiel 1977. *Kieler Meeresforsch. Sonderh.* Nr. 4 (1978), 210–232.
- HELA, I., Secular changes in the salinity of the upper waters of the northern Baltic Sea. *Comm. Phys.-Mat., Soc. Scient. Fennica* 31 (1966), No. 14.
- HUPFER, P., Marine climatic fluctuations in the Baltic Sea area since 1900. *Z. Meteorol.* 25 (1975), 85–93.
- MATTHÄUS, W., Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahresgängen ozeanographischer Parameter. *Mber. Dt. Akad. Wiss.* 13 (1971), 116–121.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee I. Säkulare Variationen von Salzgehalt und Temperatur. *Beitr. Meereskunde H.* 29 (1972), 35–51.
- MATTHÄUS, W., Zur säkularen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der offenen Ostsee. *Beitr. Meereskunde H.* 39 (1977a), 37–49.

- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 40 (1977b), 117—155.
- MATTHÄUS, W., Secular variability of the salinity in the Baltic deep water. Proc. 11th Conf. Baltic Oceanographers, Rostock, 2, (1978a), 403—411.
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee. Gerlands Beitr. Geophys. 87 (1978b), 369—376.
- MATTHÄUS, W., Langzeitvariationen von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser der zentralen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 42 (1979a), 41—93.
- MATTHÄUS, W., Long-term variations of the primary halocline in the Gotland Basin. ICES-Paper, C. M. 1979/C: 22 (1979b), 14 S.
- MATTHÄUS, W., Is the Baltic halocline really rising? 6th Baltic Symp., Mar. Biol., Aarhus 1979c. Ophelia, Suppl. I (im Druck).
- SMIRNOW, N. W. und DUNIN-BARKOWSKI, I. W., Mathematische Statistik in der Technik. Berlin 1963.
- SOSKIN, I. M., Langjährige Veränderungen der hydrologischen Charakteristika der Ostsee (in russ.). Leningrad 1963.
- TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig 1969.
- WEBER, E., Grundriß der biologischen Statistik. 7. Aufl., Jena 1972.

Abschluß der Arbeit: 20. 5. 1979

Anschrift des Verfassers

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS,
Institut für Meereskunde der AdW der DDR
DDR-2530 Warnemünde, Seestr. 15

Einige Ergebnisse der Lichtstreuuntersuchungen in der mittleren Ostsee

Von HARTMUT PRANDKE

Zusammenfassung: Die Ergebnisse von Lichtstreuuntersuchungen in der mittleren Ostsee in den Jahren 1976 und 1977, ausgeführt mit einem Laborstreulichtphotometer an geschöpften Wasserproben, werden vorgestellt. Der Zusammenhang zwischen der räumlichen und zeitlichen Variation der Streuintensität und der dichtemäßigen Schichtung des Ostseewassers ist aus dem vorliegenden Meßmaterial ersichtlich. Für die verschiedenen Wasserschichten wurden charakteristische mittlere normierte Volumenstreuungsfunktionen bestimmt und Möglichkeiten ihrer analytischen Approximation diskutiert.

Summary: The results of light scattering investigations with a laboratory light scattering photometer in the central Baltic in the years 1976 and 1977 are presented. The correlations between local and seasonal variation of scattering intensity and density stratification of water masses in the Baltic are visible from the present measuring material. For different layers of water characteristic normalized volume scattering functions are determined and possibilities of its analytical approximation are discussed.

1. Einleitung

Spezielle experimentelle Untersuchungen zur Lichtstreuung in der Ostsee sind von HINZPETER, 1962 und KULLENBERG, 1969 bekannt. Weiterhin wurden in verschiedenen Arbeiten (GOHS, 1967; DERA u. a. 1974; HOJERSLEV, 1974) Relativwerte der Streuintensität bei festem Streuwinkel bzw. direkt gemessene Streukoeffizienten veröffentlicht.

Die von HINZPETER, 1962 und KULLENBERG, 1969 gemessenen Streufunktionen für Ostseewasser zeigen den für polydisperse Systeme typischen Verlauf. Die Kurven sind glatt und weisen eine starke Anisotropie auf: die Streuintensität im Bereich der Vorwärtsstreuung ($\Theta < 90^\circ$) ist wesentlich größer als im Bereich der Rückstreuung ($\Theta > 90^\circ$). Das Minimum der Streufunktionen liegt im Winkelbereich von 105 bis 135° . Der Anteil der Molekularstreuung an der Gesamtstreuintensität ist vernachlässigbar gering. Bei wesentlich größerer Gesamtstreuintensität weisen die Streukurven der Ostsee im Vergleich zum offenen Ozean (Sargassosee) eine höhere Streuintensität im Bereich der kleinen Streuwinkel auf (KULLENBERG, 1970). Dies beruht auf dem unterschiedlichen Gehalt und der Größenverteilung der suspendierten Stoffe in den entsprechenden Seegebieten.

Die bisher vorliegenden Messungen der Streufunktionen in der Ostsee haben praktisch Stichprobencharakter. Die räumliche und zeitliche Variabilität der Lichtstreuereigenschaften in der Ostsee, die durch die ausgeprägte Schichtung, durch den Einfluß des Flusseintrages und durch die saisonbedingten Schwankungen der biologischen Produktivität bedingt ist, fand bisher kaum Berücksichtigung.

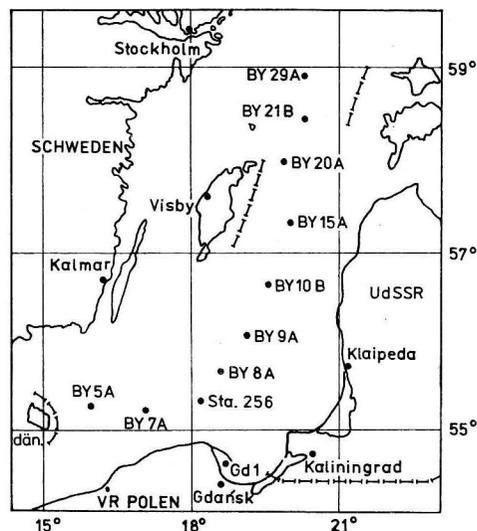


Abb. 1. Stationskarte

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Untersuchung der Lichtstreucharakteristik der Ostsee unter Berücksichtigung der räumlichen und, soweit aus dem vorliegenden Material ersichtlich, der zeitlichen Veränderlichkeit der Streueigenschaften. Dies betrifft die Änderung der Streuintensität und der Form der Volumenstreufunctionen. Es werden ferner die Möglichkeiten der Approximation der gemessenen Streufunktionen mit analytischen Funktionen untersucht.

Die Arbeit basiert auf den Ergebnissen von drei Ostsee-Expeditionen mit komplexem Forschungsprogramm in den Jahren 1976 und 1977. Die Expeditionen fanden im Februar/März 1976 und im Juni 1977 auf dem FS „Professor Albrecht Penck“ der Akademie der Wissenschaften der DDR und im August 1977 auf dem sowjetischen FS „Aju Dag“ der Estnischen Akademie der Wissenschaften statt. Die auf diesen Expeditionen bearbeiteten Stationen sind aus der Abb. 1 zu ersehen.

2. Messung der Lichtstreuung

Bei der praktischen Untersuchung der Lichtstreuung an Meerwasser wird die Intensität des Streulichtes in Abhängigkeit von dem Winkel, den der einfallende Primärstrahl mit dem ausgeblendeten Streulichtstrahl bildet (Streuwinkel Θ), gemessen und bei konstanter Wellenlänge des einfallenden Lichtes mit der Volumenstreufunction $\beta(\Theta)$ ausgedrückt:

$$\beta(\Theta) = \frac{dI(\Theta)}{E \cdot dV}, \text{ Dimension: } m^{-1} \quad (1)$$

mit

$$dI(\Theta) = \frac{dF}{d\omega},$$

Strahlungsintensität des unter dem Winkel Θ in den festen Raumwinkel $d\omega$ gestreuten Lichtes.

F – Energiefluß pro Zeiteinheit.

und

$$E = \frac{dF}{dA},$$

Strahlungsintensität des Primärstrahles, mit dem das Streuvolumen dV ausgeleuchtet wird.

A – Querschnittsfläche des Streuvolumens.

Diese Definition der Volumenstreufunction entspricht der von der IAPO (International Association of Physical Oceanography) vorgeschlagenen und international allgemein angewendeten Terminologie.

Der Streukoeffizient b , der das Maß für die gesamte gestreute Lichtintensität ist, wird durch die Integration der Volumenstreufunction bestimmt:

$$b = \int_{4\pi} \beta(\Theta) d\omega \quad (2)$$

bzw.

$$b = 2\pi \int_0^{\pi} \beta(\Theta) \sin \Theta d\Theta. \quad (3)$$

Die Volumenstreufunction kann generell als Ausgangspunkt für die Untersuchung der Streueigenschaften des Meerwassers angesehen werden. Sie beinhaltet letztlich alle Streueigenschaften des Meerwassers und somit auch Informationen über die streuenden Teilchen.

Zur Messung der Lichtstreuung wurde das Laborstreulichtphotometer PSP 75 (Abb. 2) eingesetzt. Eine detaillierte Beschreibung dieses Gerätes einschließlich der Kalibrierung wird von PRANDKE, 1980 gegeben. An dieser Stelle wird deshalb nur kurz auf die wesentlichsten Parameter des Gerätes eingegangen.

Mit dem PSP 75 wird die Volumenstreufunction an geschöpften Wasserproben in einem Winkelbereich von 5° bis 170° bestimmt. Die minimale Schrittweite beträgt dabei 1° . In

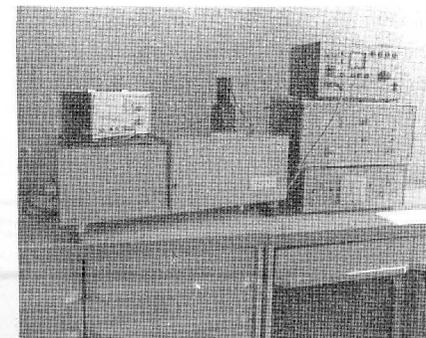


Abb. 2. Das Streulichtphotometer PSP 75. Links oben: DC-Milli-Pico-Meter MV 40 zur Messung des Photostromes, links unten: He-Ne-Laser (unter Verkleidung), Mitte: Goniometerteil mit aufgesetztem Photometerkopf, rechts oben: Steuereinheit für Goniometerteil, rechts Mitte: Hochspannungsquelle Typ 4203, rechts unten: Stromversorgungs- und Kontrollteil für Laser LA 1000. Foto: Lückstaedt, IfM

der Praxis wurde die Streuintensität gewöhnlich in Winkelabständen von 5° und 10° registriert. Bei diesen Schrittweiten werden etwa 15 Minuten zum Ausmessen einer Probe benötigt. Um ein Absinken der suspendierten Teilchen während des Meßvorganges zu verhindern, ist die Meßzelle mit einem Rührwerk versehen.

Als Lichtquelle ist im PSP 75 ein He-Ne-Laser (Wellenlänge ca. 633 nm) im Einsatz. Das gestreute Licht wird mit einem Photovervielfacher registriert. Bedingt durch die spezielle Konstruktion des optischen Systems zur Ausblendung des Streulichtes sind sowohl die Lichtquelle als auch der Photovervielfacher fest angeordnet.

Mit dem Streulichtphotometer PSP 75 werden zunächst Relativwerte der Streuintensität gemessen, die entsprechend einer Kalibrierungsvorschrift in absolute Werte der Volumestreufunktion umgerechnet werden. Die Kalibrierung des PSP 75 ist dabei der von in-situ Streulichtphotometern ähnlich (KULLENBERG, 1968) und soll hier nicht im einzelnen dargestellt werden. Ausgehend von der Überlegung, daß der unter dem Streuwinkel Θ gemessene relative Wert $R(\Theta)$ der in Richtung Θ in den Raumwinkel $d\omega$ gestreuten Lichtintensität $dI(\Theta)$ in der gleichen Weise proportional ist wie die ausgestrahlte Energie der Lichtquelle ihrem bei dem Winkel $\Theta = 0^\circ$ gemessenen relativem Wert R_0 gelangt man zu der folgenden Umrechnungsformel:

$$\beta(\Theta) = \frac{R(\Theta) \cdot \sin \Theta}{R_0 \cdot d\omega \cdot dl} \quad (4)$$

Dabei ist dl die Länge des Streuvolumens bei $\Theta = 90^\circ$. Die Größen $d\omega$ und dl sind Gerätekonstanten, die aus der Geometrie des optischen Systems zur Ausblendung des Streulichtes bestimmt wurden.

Die Probennahme erfolgte auf den Expeditionen mit dem FS „Professor Albrecht Penck“ mit konventioneller Schöpftechnik. Auf dem FS „Aju Dag“ wurden die Wasserproben mit einer Pumping-winch (Interocean) und zu Vergleichszwecken ebenfalls mit einem Wasserschöpfer entnommen. Zwischen den gepumpten und geschöpften Wasserproben konnten bezüglich der Lichtstreuereigenschaften keine systematischen Unterschiede festgestellt werden.

Die zur Interpretation mit herangezogenen Temperatur- und Salzgehaltswerte wurden mit der Ozeanologischen Meßkette OM 75 des Instituts für Meereskunde gemessen. Die Konzentration der suspendierten Teilchen im Meerwasser wurde von Dr. ZALEWSKI und Dr. JONASZ (Institut für Ozeanologie der Polnischen Akademie der Wissenschaften) mit einem Coulter Counter bestimmt. Das Meßprinzip der elektrischen Teilchenzählung wird von ZALEWSKI, 1973 beschrieben.

3. Ergebnisse und Diskussion

Die auf den obengenannten Expeditionen gewonnenen Meßergebnisse wurden teilweise im Rahmen eines umfassenden Datenberichtes (GOHS, DERA u. a., 1978) publiziert. Im Folgenden wird dieses Datenmaterial hinsichtlich der lokalen und zeitlichen Veränderung der Streuintensität, der Variation der Form der Volumestreufunktionen und der Approximation der Volumestreufunktionen mit analytischen Gleichungen analysiert.

3.1. Lokale und zeitliche Variationen der Streulichtintensität

Als Maß für die Streuintensität des Lichtes wurde der 45° -Streuwert verwendet. Obwohl in der Ostsee das Verhältnis $\beta(45^\circ)/b$ keinen konstanten Wert aufweist KULLENBERG, 1969 wurde diese Größe gewählt, da sie leicht zu bestimmen ist.

Die vertikale und horizontale Variation der Streuintensität in den untersuchten Seegebieten ist aus den in den Abb. 3, 4 und 5 gegebenen Schnittdarstellungen ersichtlich. Die einzelnen Stationen wurden im März 1976 und Juni 1977 im zeitlichen Abstand von 24 Stunden bearbeitet. Die Wasserproben wurden jeweils mittags geschöpft. Im August 1977 wurden die Stationen im Abstand von etwa 4 bis 5 Stunden angelaufen. Auf allen drei Expeditionen wurden die Proben bis 20 Meter in 5-Meter-Abständen, ab 20 Meter in 10-Meter-Abständen und über 100 Meter in 25-Meter-Abständen geschöpft.

Im März 1976 sind oberhalb 50 Meter Wassertiefe keine markanten Änderungen der Streuintensität gemessen worden. Ein schwach ausgeprägtes Minimum der Streuintensität liegt im Bereich des 25-Meter-Horizontes. Unterhalb 50 Meter nehmen die Streuwerte

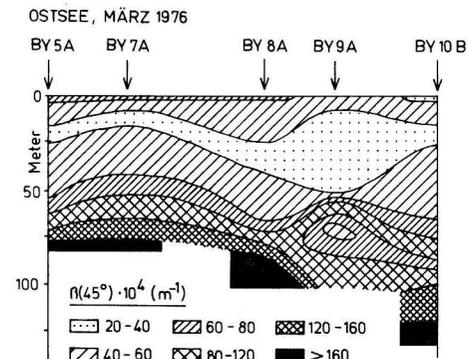


Abb. 3. Die Verteilung der 45° -Streuintensität in der Bornholm- und Gotlandsee im März 1976.

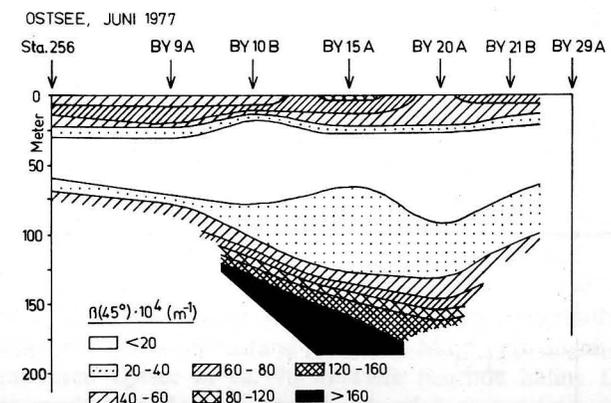


Abb. 4. Die Verteilung der 45° -Streuintensität in der Gotlandsee im Juni 1977

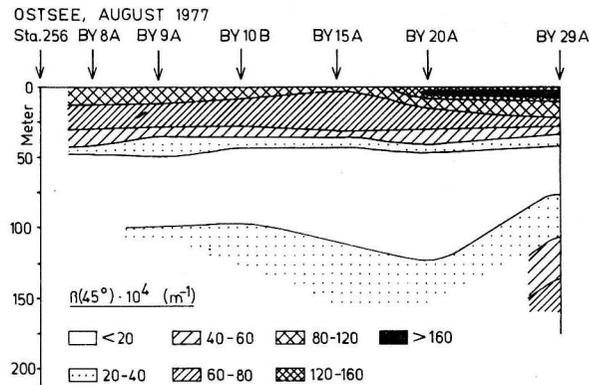


Abb. 5. Die Verteilung der 45°-Streuintensität in der Gotlandsee im August 1977

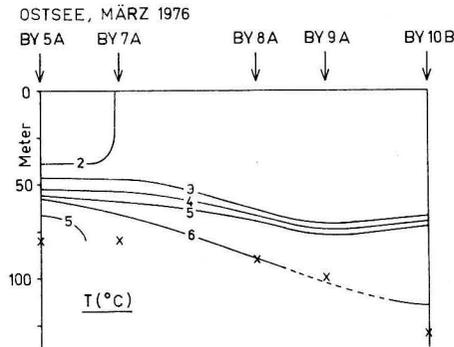


Abb. 6. Die Temperaturverhältnisse in der Bornholm- und Gotlandsee im März 1976. x — größte Meßtiefe

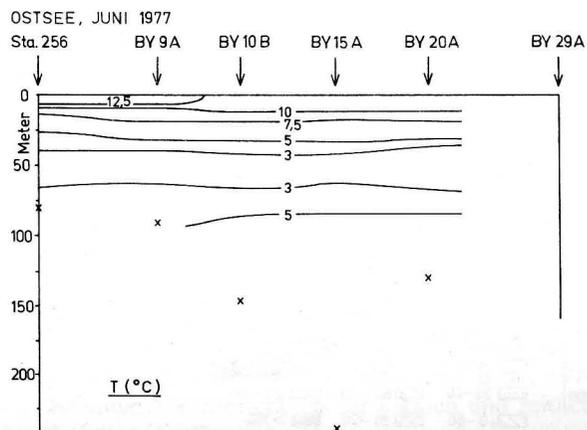


Abb. 7. Die Temperaturverhältnisse in der Gotlandsee im Juni 1977 x — größte Meßtiefe

zu größeren Tiefen hin stark zu, wobei auf den Stationen BY 9A und BY 10B Zwischenminima festgestellt wurden. Im Juni und August 1977 war eine ausgeprägte Schichtung bezüglich der Streuintensität erkennbar: Eine stark streuende, in sich inhomogene Deckschicht, darunter eine im wesentlichen homogene Zwischenschicht mit geringen Streuwerten, an die sich mit zunehmender Tiefe die bekannte Bodentrübung mit sehr hohen Streuintensitäten anschließt. Im Vergleich zum Juni haben sich im August die Grenzen zwischen den einzelnen Schichten um durchschnittlich 20 bis 30 Meter zu größeren Tiefen hin verlagert.

Die aus der Verteilung der 45°-Streuintensität erkennbare Schichtung korrespondiert oberhalb der halinen Dichtesprungschicht deutlich zu der thermischen Dichteschichtung. Dies wird mit den Temperaturschnitten für März 1976 und Juni 1977 dokumentiert (Abb. 6 und 7). Im März 1976 wurde auf den bearbeiteten Stationen oberhalb der halinen Dichtesprungschicht eine homogene Temperaturverteilung (bis ca. 50 bis 70 Meter Wassertiefe) festgestellt.

Die entsprechenden Meßwerte vom Juni 1977 zeigen die für die Ostsee typische sommerliche Temperaturschichtung: Die oberste Wasserschicht ist durch Sonneneinstrahlung stark erwärmt und durch eine Temperatursprungschicht von dem darunter liegenden kalten Zwischenwasser abgegrenzt. Oberhalb und im Bereich dieser Temperatursprungschicht sind hohe Streuintensitäten, verursacht durch die starke Konzentration des suspendierten Materials, gemessen worden. Diese hohe Teilchenkonzentration wird in dieser Jahreszeit vor allem durch die verstärkte biologische Produktion in der euphoten Zone und durch den Eintrag aus der Atmosphäre hervorgerufen. Die Temperatursprungschicht, die zugleich eine Dichtesprungschicht ist, beeinträchtigt den Transport der feinen suspendierten Stoffe in größere Tiefen. Durch die nach der Herausbildung der sommerlichen Temperatursprungschicht stark verringerte Zufuhr von suspendiertem Material von der Oberflächenschicht her wird das dichtemäßig relativ homogene Zwischenwasser durch kontinuierliches Absinken und durch chemisch-biologischen Abbau der organischen suspendierten Teilchen bis zum Einsetzen der winterlichen Konvektion ständig klarer. Das Absinken des suspendierten Materials bedingt eine Verlagerung der unteren Grenze des Bereiches der geringsten Streuintensität zu größeren Tiefen. Diese zeitliche Variation der Streuintensität in der offenen Ostsee wird durch die Ergebnisse der Juni- und August-Expeditionen 1977 belegt. (Abb. 4 und 5). Auch aus der Abb. 8 sind diese Verhältnisse klar erkennbar. Hier sind die Vertikalprofile der Streuintensität und der Dichte auf der Station BY 10B dargestellt. Sowohl die Verringerung der Streuintensität in der Zwischenschicht als auch das oben bereits erwähnte Absinken der unteren Grenze des Bereiches der geringen Streuwerte sind sichtbar. Die Ausweitung der stark streuenden Oberflächenschicht vom Juni zum August 1977 ist mit dem Absinken der Temperatursprungschicht (MATTHÄUS, 1977) zu erklären. Nach dem Einsetzen der winterlichen Konvektion erfolgt die Vermischung des Oberflächenwassers mit dem Zwischenwasser und damit der verstärkte Transport der in diesem Oberflächenwasser konzentrierten suspendierten Stoffe in größere Tiefen. Damit bilden sich bezüglich der Streuintensität im gesamten Bereich über der halinen Dichtesprungschicht homogene Verhältnisse heraus, wobei die Streuwerte generell höher liegen als diejenigen unterhalb der sommerlichen Temperatursprungschicht. Dieser Zustand wurde im März 1976 angetroffen.

Die in der mittleren Ostsee in ca. 70 m Tiefe liegende haline Dichtesprungschicht führt zu keinem markanten Aufstau der absinkenden suspendierten Stoffe (siehe auch Abb. 8). Dies kann damit begründet werden, daß das bis in diese Tiefe abgesunkene

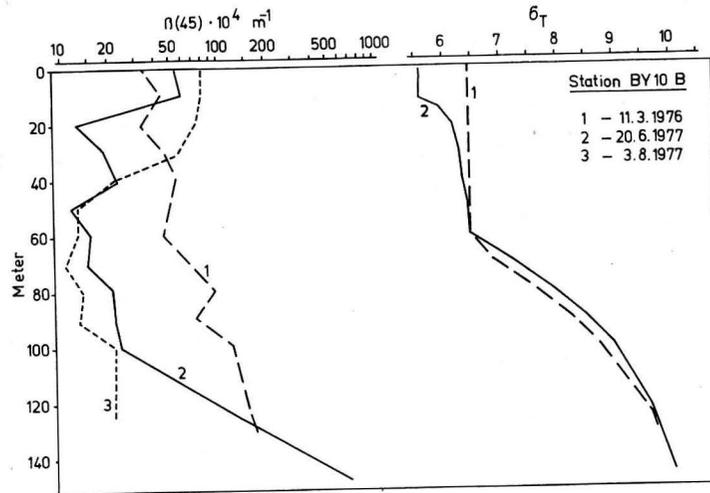


Abb. 8. Der vertikale Verlauf der Streuintensität und der Dichte auf der Station BY 10 B (Gotlandsee) am 11. März 1976, 20. Juni 1977 und 3. August 1977

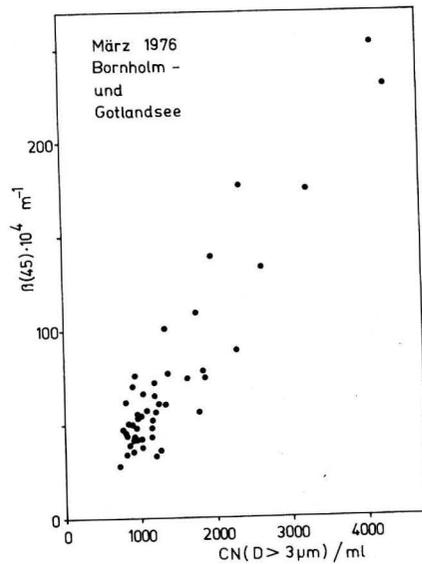


Abb. 9. Die Beziehung zwischen der Konzentration des suspendierten Materials (Teilchendurchmesser größer 3 μm) und der 45°-Streuintensität in der Ostsee, März 1976

suspendierte organische Material durch biologisch-chemischen Abbau eine höhere Dichte erhalten hat und somit seine Sinkgeschwindigkeit durch die Dichteänderung des Wassers in der Sprungschicht wenig beeinflusst wird.

Es wurde eingangs bereits formuliert, daß in der Ostsee der Beitrag des reinen Wassers zur gemessenen Gesamtstreuintensität sehr klein ist. Die Streueigenschaften werden hier eindeutig durch die suspendierten Stoffe bestimmt, wobei zwischen der 45°-Streuintensität

und der Konzentration der suspendierten Teilchen näherungsweise ein linearer Zusammenhang festgestellt wurde. In der Abb. 9 ist dies am Beispiel der Ergebnisse der März-Expedition 1976 dargestellt. Die in den Abbildungen 3, 4 und 5 gegebenen Verteilungen der Streuintensität entsprechen damit praktisch auch der Konzentrationsverteilung des suspendierten Materials. Über spezielle Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen der Lichtstreu charakteristik und der Konzentration und der Größenverteilung der suspendierten Stoffe in der Ostsee wird in einer späteren Arbeit berichtet.

3.2. Charakterisierung der Form der Volumenstreu funktio nen

Aus den Abbildungen 3, 4 und 5 ist eine ausgeprägte Schichtung des Wassers bezüglich der Streuintensität zu erkennen. Die Untersuchung der Form der Volumenstreu funktio nen zeigt, daß zwischen den Streukurven der einzelnen Schichten beträchtliche Unterschiede bestehen. Dies zeigen auch die in der Tab. 1 zusammengestellten Parameter der analytischen Approximationen der Streufunktionen. Dabei variiert die Form der Volumenstreu funktio nen innerhalb dieser Wasserschichten (Deckschicht, Zwischenschicht, Bodenschicht) nur wenig. Für die Juni-Expedition 1977 sind die mittleren normierten Streufunktionen für die konstanten Tiefenhorizonte 1 m und 50 m sowie für die bodennahen Proben in der Abbildung 10 dargestellt. Die Abweichung der einzelnen normierten Volumenstreu funktio nen von diesen mittleren Kurven beträgt durchschnittlich 8%. Die in Abbildung 10 dargestellten Streukurven kann man somit als typisch für die sich im Sommer herausbildende Deckschicht (1 m) und Zwischenschicht (50 m) und für die Bodenschicht (nahe Grund) ansehen, zumal die entsprechenden Kurven der August-Expedition prinzipiell den gleichen Verlauf haben. Die Konstanz der Form der Volumenstreu funktio nen innerhalb der einzelnen charakteristischen Wasserschichten läßt sich mit einer entsprechenden relativen Konstanz der Teilchengrößenverteilung erklären.

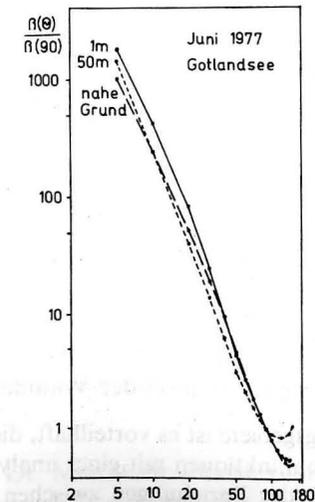


Abb. 10. Mittlere normierte Volumenstreu funktio nen konstanter Tiefenhorizonte in der Gotlandsee, Juni 1977

Tabelle 1

Parameter der approximierten analytischen Streufunktionen nach den Gleichungen (5) und (6) und die mittlere Abweichung der approximierten von den gemessenen Streufunktionen im Winkelbereich von 5 bis 60°.

	$\beta(\Theta) = \beta_0 \cdot \Theta^{-\alpha} \cdot \exp(-\gamma \cdot \Theta)$			$\beta(\Theta) = \beta_0 \cdot \Theta^{-\alpha}$	
	α	γ	mittlere Abweichung (%)	α	mittlere Abweichung (%)
	1	2	3	4	5
sommerliche Deckschicht					
Juni 1977, 1 m	1,97	0,031	6,2	2,63	20
August 1977, 0 m	2,35	0,023	8,4	2,83	14
30 m	2,16	0,025	7,2	2,69	16,2
sommerliche Zwischenschicht					
Juni 1977, 50 m	2,59	0,0018	2,7	2,62	3
August 1977, 50 m	2,79	-0,00071	5,7	2,77	5,7
winterliches durchmisches Wasser					
März 1976, 1 m	2,37	0,017	3,5	2,75	10,9
März 1976, 20 m	2,48	0,014	2,5	2,78	9
bodennahe Wasserschicht					
März 1976	2,27	0,012	1,7	2,52	7,3
Juni 1977	1,95	0,019	1,3	2,37	11,5

Die Streufunktionen der stark getrüben Deckschicht zeigen einen sehr steilen Verlauf. Das Minimum der Kurven liegt bei 140°. Die entsprechenden Funktionen für das relativ klare Zwischenwasser verlaufen etwas flacher. Ihr Minimum liegt um 115°. Diese Unterschiede in der Form der Streufunktionen lassen darauf schließen, daß die Abmessungen der streuenden Teilchen in der Zwischenschicht kleiner sind als in der Deckschicht. Die Volumenstreuungsfunktionen der bodennahen Schicht sind für Streuwinkel größer als 45° denen der Deckschicht ähnlich. Im Bereich kleinerer Streuwinkel ist ihr Verlauf wesentlich flacher. Die im Winter (März 1976) gemessenen Streufunktionen der durch Konvektion stark durchmischten oberen Wasserschichten liegen in ihrem Verlauf zwischen denen der im Sommer (Juni und August 1977) herausgebildeten Deckschicht und Zwischenschicht. Dies ist auch aus den in der Tab. 1 angegebenen Parametern ersichtlich.

3.3. Analytische Approximation der Volumenstreuungsfunktionen

Für verschiedene Anwendungsgebiete ist es vorteilhaft, die gemessenen und in Tabellenform vorliegenden Volumenstreuungsfunktionen mit einer analytischen Funktion anzunähern. So. z. B. für die Untersuchung der Beziehungen zwischen den streuenden Teilchen und den gemessenen Streufunktionen (inverses Streuproblem) und für die Berechnung der Streukoeffizienten aus den Volumenstreuungsfunktionen. Für die Bestimmung der Streu-

funktionen ist die Kenntnis ihrer analytischen Beschreibung ebenfalls von Vorteil, da in diesem Fall die Lichtstreuung nicht im ganzen Winkelbereich sondern nur bei einigen ausgewählten Winkeln gemessen werden muß.

Bedingt durch die starke Anisotropie der Lichtstreuung in natürlichem Meerwasser fällt der größte Teil der gesamten Lichtmenge in den Bereich der Vorwärtsstreuung. Nach JERLOV, 1976 werden bei Oberflächenwasser des Ozeans ca. 95% des Lichtes in den Winkelbereich kleiner 60° gestreut. Deshalb ist es besonders für die Bestimmung des Streukoeffizienten notwendig, daß die approximierten Volumenstreuungsfunktion dem tatsächlichen Kurvenverlauf in diesem Winkelbereich sehr nahe kommt.

Die auf den genannten Ostsee-Expeditionen mit dem PSP 75 gemessenen Volumenstreuungsfunktionen wurden mit einer Potenzfunktion

$$\beta(\Theta) = \beta_0 \cdot \Theta^{-\alpha} \quad (5)$$

und mit einer Funktion

$$\beta(\Theta) = \beta_0 \cdot \Theta^{-\alpha} \cdot \exp(-\gamma \cdot \Theta) \quad (6)$$

angenähert. Entsprechend dem oben dargelegten wurde die Approximation auf den Winkelbereich 5 bis 60° beschränkt. Die auf diese Weise bestimmten analytischen Streufunktionen lassen sich jedoch für die Berechnung des Streukoeffizienten ohne größere Fehler auf die Winkel bis 180° ausdehnen.

Da die Form der Volumenstreuungsfunktionen innerhalb der einzelnen Wasserkörper nur wenig variiert (s. auch Abschn. 3.2.) und die hier gemachten Aussagen allgemeingültigen Charakter haben sollen, wurden die für die einzelnen Wasserschichten (konstante Tiefenhorizonte) gemittelten normierten Volumenstreuungsfunktionen zum Ausgangspunkt der Untersuchung genommen. In der Tab. 1 sind die Parameter der approximierten analytischen Funktionen nach Gleichung (5) und (6) für diese gemittelten Streufunktionen, getrennt für die einzelnen Expeditionen und Wasserschichten zusammengestellt (Spalten 1, 2, 4). Der Parameter β_0 wurde in die Tabelle nicht mit aufgenommen, da er für den Verlauf der Streufunktionen eine untergeordnete Bedeutung hat. In den Spalten 3 und 5 sind die mittleren prozentualen Abweichungen der approximierten von den gemessenen Funktionen angegeben. Die Abweichungen der Streufunktionen nach Gleichung (6) sind für alle Wasserschichten verhältnismäßig klein. Sie betragen nur wenig Prozent. Die entsprechenden Werte bei den Potenzfunktionen nach Gleichung (5) sind im allgemeinen um ein Mehrfaches größer. Nur bei dem klaren Zwischenwasser (Tiefenhorizont 50 m vom Juni und August 1977) sind die Abweichungen der analytischen Streufunktionen nach den Gleichungen (5) und (6) nahezu gleich.

Die Volumenstreuungsfunktionen dieses Wassertypes lassen sich praktisch mit einer einfachen Potenzfunktion beschreiben (der Parameter γ — Spalte 2 — ist vernachlässigbar klein). Bei den anderen Wassertypen der Ostsee sollte auf jeden Fall für die analytische Beschreibung der Volumenstreuungsfunktionen eine Funktion nach Gleichung (6) gewählt werden, die allerdings nicht so einfach zu handhaben ist wie eine Potenzfunktion nach Gleichung (5).

Der Verfasser dankt Herrn Dr. MIROSLAW JONASZ vom Institut für Ozeanologie der Polnischen Akademie der Wissenschaften, Sopot, für seine Unterstützung bei der mathematischen Bearbeitung des Meßmaterials.

Literaturverzeichnis

- DERA, J., GOHS, L., HAPTER, R., KAISER, W., PRANDKE, H., RÜTING, W., WOZNIAC, B. und ZALEWSKI, M. S., Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen den optischen, physikalischen, biologischen und chemischen Umweltfaktoren in der Ostsee. Geod. Geoph. Veröff. R. IV H. 13 (1974).
- GOHS, L., Beziehungen zwischen hydrooptischen und hydrographischen Parametern in den Mulden der Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 21 (1967), 36—61.
- GOHS, L., DERA, J., GEDZIOROWSKA, D., HAPTER, R., JONASZ, M., PRANDKE, H., SIEGEL, H., SCHENKEL, G., OLSZEWSKI, J., WOZNIAC, B. und ZALEWSKI, M. S., Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen den optischen, physikalischen, biologischen und chemischen Umweltfaktoren in der Ostsee aus den Jahren 1974, 1975 und 1976, Geod. Geoph. Veröff. R. IV H. 25.
- HINZPETER, H., Messung der Streufunktion und der Polarisation des Meerwassers. Kieler Meeresforschung, 18 (1962).
- HOJERSLEV, N. K., Inherent and apparent optical properties of the Baltic. Kobenhavns Universitet, Inst. Fysisk Oceanografi, Report No. 23 (1974).
- JERLOV, N., Marine Optics. Elsevier Oceanography Series, Vol. 14 (1976), p. 40.
- KULLENBERG, G., Scattering of light by Sargasso Sea water. Deep-Sea Research, 15 (1968), 423—432.
- KULLENBERG, G., Light scattering in the central Baltic. Kobenhavns Universitet, Inst. Fysisk Oceanografi, Report No. 5 (1969).
- KULLENBERG, G., A comparison between observed and computed light scattering functions. Kobenhavns Universitet, Inst. Fysisk Oceanografi, Report No. 13 (1970).
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 40 (1977), 117—155.
- PRANDKE, H., Konstruktion eines Laborstreulichphotometers für den Einsatz in der Meeresforschung. Beitr. Meereskunde, H. 43 (1980), 109—122.
- ZALEWSKI, M. S., Kondukcijna Metoda Analizy Widma Rozmiarów Mikroczastek. Podstawowe Problemy Współczesnej Techniki, Tom XVII (1973).

Anschrift des Verfassers:

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

Zum Zusammenhang zwischen Lichtstreu charakteristik und suspendiertes Material in der Ostsee

Von HARTMUT PRANDKE

Zusammenfassung: Unter Berücksichtigung der vertikalen und jahreszeitlichen Änderungen der Lichtstreu eigenschaften werden experimentell ermittelte Beziehungen zwischen der Streuintensität und der Teilchenkonzentration für verschiedene charakteristische Wassertypen der Ostsee angegeben. Ausgehend von den Unterschieden in diesen Beziehungen werden mittlere Brechungsindizes diskutiert und für die Streuung dominierende Teilchengrößenbereiche für die einzelnen Wassertypen bestimmt.

Summary: Regarding the vertical and seasonal variation of light scattering properties experimentally determined relations between light scattering intensity and particle concentration for different characteristic water types of the Baltic proper are presented. Going out from the differences in these relations mean refractive indexes are discussed and dominant particle size ranges for scattering are determined for different water types.

1. Einleitung

Die Lichtstreuung in natürlichem Meerwasser wird im wesentlichen von den im Meer suspendierten organischen und anorganischen Teilchen bestimmt. In der Ostsee, die als Randmeer stärker als der offene Ozean mit suspendiertem Material belastet ist, beträgt der Anteil der Teilchenstreuung an der gemessenen Gesamtstreuintensität im allgemeinen mehr als 99% (PRANDKE, 1977). Dieser enge Zusammenhang macht die Lichtstreuung zu einer bevorzugten Methode für die Bestimmung der lokalen und zeitlichen Verteilung von Schwebstoffkonzentrationen im Meer (JERLOV, 1969), die auch für die in situ Messung geeignet ist, und gestattet aus der Analyse des aus dem Meer rückgestreuten Lichtes Rückschlüsse auf Konzentration und Zusammensetzung der suspendierten Teilchen — optische Fernerkundung (MCCLUNEY, 1976).

Ein entscheidendes Problem, das eine umfassende Anwendung dieser Methoden beeinträchtigt, besteht darin, daß die Streuintensität nicht in einfacher Weise von der Konzentration der suspendierten Teilchen abhängt, sondern von dem effektiven optischen Wirkungsquerschnitt (OEA), der eine Funktion der Größenverteilung und der physikalischen Eigenschaften der streuenden Teilchen ist, bestimmt wird. Das heißt, daß der qualitativ sehr wohl bekannte Zusammenhang zwischen der Streuintensität und der Konzentration der suspendierten Teilchen wegen der großen Variation der physikalischen Eigenschaften und der Größenverteilung dieser Teilchen quantitativ schwer zu erfassen ist. Dies gilt insbesondere für die Ostsee, wo die Parameter der suspendierten Stoffe und damit die Streueigenschaften des Meerwassers durch starke Schwankungen in der biologischen

Produktion und im Festlandsabfluß erheblichen jahreszeitlichen und lokalen Änderungen unterworfen sind. Ein einfacher linearer Zusammenhang zwischen der Streuintensität und der Konzentration des suspendierten Materials ist hier nur innerhalb eines Wasserkörpers zu erwarten, in dem sowohl die Größenverteilung als auch die physikalischen Eigenschaften der streuenden Teilchen weitestgehend konstant sind. Aus vorangegangenen Untersuchungen (PRANDKE, 1978 und 1980 b) ist bekannt, daß sich in der Ostsee charakteristische Wassertypen herausbilden, die diesen Bedingungen genügen. Für die offene Ostsee kann man bezüglich der Lichtstreuereigenschaften vier charakteristische Wassertypen unterscheiden, die durch jahreszeitlich veränderte biologische Produktion und vertikale thermohaline Dichteschichtung bedingt sind: winterlich durchmischtes Wasser oberhalb der halinen Dichtesprungschicht in ca. 70 m Tiefe, sommerliche Deckschicht oberhalb der Temperatursprungschicht, darunter kaltes Zwischenwasser und Tiefenwasser unterhalb der halinen Dichtesprungschicht. Innerhalb dieser Wasserschichten variieren die Streueigenschaften nur wenig, was auf konstante physikalische Eigenschaften und Größenverteilungen der suspendierten Teilchen schließen läßt. Die relative Konstanz der Teilchengrößenverteilung ist auch experimentell bestätigt worden (JONASZ, 1978). Die Ursachen dieser vertikalen Schichtung und jahreszeitlichen Änderung der Streueigenschaften in der Ostsee wurden bereits in den oben zitierten Arbeiten (PRANDKE, 1978 und 1980 b) ausführlich diskutiert und sollen hier deshalb nur kurz skizziert werden: Die sommerliche Deckschicht weist hohe Streuintensitäten, bedingt durch hohe Konzentrationen von suspendiertem Material auf, die durch starke biologische Produktion verursacht werden. Die thermische Dichtesprungschicht, die die sommerliche Deckschicht von dem darunter liegenden Zwischenwasser abgrenzt, wirkt als Sperre für das langsam absinkende organische suspendierte Material, so daß die Zwischenschicht durch sehr geringe Lichtstreuintensitäten gekennzeichnet ist. Im Tiefenwasser, bei dem bezüglich der Streueigenschaften keine markanten jahreszeitlichen Änderungen zu verzeichnen sind, nimmt die Streuintensität zum Boden hin bis zu der bekannten Bodentrübungsschicht unmittelbar über dem Meeresgrund stark zu. Nach dem Einsetzen der Konvektion im Herbst wird die thermische Dichtesprungschicht abgebaut und es kommt zur Vermischung der sommerlichen Deckschicht mit dem Zwischenwasser, also zu einer relativ homogenen Verteilung des suspendierten Materials oberhalb der halinen Dichtesprungschicht und dadurch zu homogenen Streuverhältnissen im winterlich durchmischten Wasser.

In der vorliegenden Arbeit werden unter Berücksichtigung der vertikalen und jahreszeitlichen Änderung der Streueigenschaften experimentell ermittelte Beziehungen zwischen der Streuintensität und der Teilchenkonzentration für verschiedene charakteristische Wassertypen der offenen Ostsee angegeben. Ausgehend von den Unterschieden in diesen Beziehungen werden mittlere Brechungsindizes diskutiert und für die Streuung dominierende Teilchengrößenbereiche für die einzelnen charakteristischen Wassertypen bestimmt.

2. Meßgeräte und Methoden

Die vorliegende Arbeit basiert auf Meßmaterial, das auf drei Expeditionen mit dem Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ der AdW der DDR im November/Dezember 1975, März 1976 und Juni 1977 und auf einer Expedition mit dem sowjetischen Forschungsschiff „Aju-Dag“ der AdW der Estnischen SSR im August 1977 in der Ostsee gewonnen

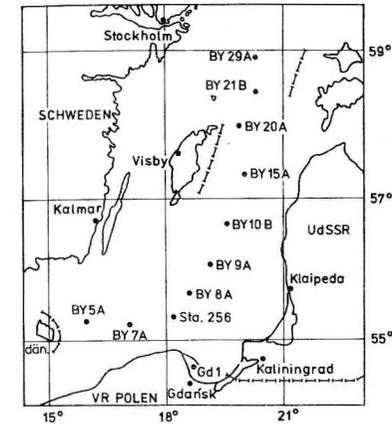


Abb. 1. Stationskarte

wurde. Die auf diesen Expeditionen bearbeiteten und hier berücksichtigten Stationen in der offenen Ostsee sind in der Stationskarte (Abb. 1) verzeichnet.

Die Lichtstreuintensität wurde mit dem Laborstreulichphotometer PSP 75 (PRANDKE, 1980 a) an geschöpften Meerwasserproben gemessen. Als Maß für die Streuintensität wird hier der Wert der Volumenstreuungsfunktion für den Streuwinkel von 45 Grad (β (45)) verwendet. Konzentration und Größenverteilung der suspendierten Teilchen wurden von Dr. ZALEWSKI und Dr. JONASZ (Institut für Ozeanologie der Polnischen Akademie der Wissenschaften, Sopot) mit einem Coulter Counter bestimmt. Das Meßprinzip der elektrischen Teilchenzählung wird von ZALEWSKI, 1973, beschrieben.

3. Theorie

Für den Zusammenhang zwischen der Streuintensität (Streukoeffizient b) bei der Wellenlänge λ des einfallenden Lichtes und der Größenverteilung $FN(D)$ der suspendierten Teilchen mit dem Brechungsindex n gegenüber dem Meerwasser leitete VAN DE HULST, 1957, aus der Streutheorie von MIE, 1908, die folgende Beziehung für sphärische Streuzentren mit dem Durchmesser D her:

$$b(\lambda, n) = \int_0^{\infty} Q(\lambda, D, n) \cdot FN(D) \cdot \frac{\pi}{4} D^2 \cdot dD. \quad (1)$$

Die Größe Q wird als Streueffektivität bezeichnet. Ihre Abhängigkeit von der Wellenlänge des Lichtes, dem Teilchendurchmesser und dem Brechungsindex der streuenden Teilchen wurde sowohl theoretisch (MIE, 1908; VON DE HULST, 1957) als auch experimentell (HODKINSON, 1963) bestimmt, wobei gewöhnlich die Hilfsgröße $p = \frac{2\pi}{\lambda} \cdot D \cdot (n - 1)$ als Parameter eingeführt wird. In der Abb. 2 ist der funktionale Zusammenhang zwischen p und Q grafisch dargestellt. Der Ausdruck $Q \cdot FN \cdot \frac{\pi}{4} D^2$ wird als optischer effektiver Wirkungsquerschnitt (OEA) bezeichnet. Wird der gesamte Durchmesserbereich

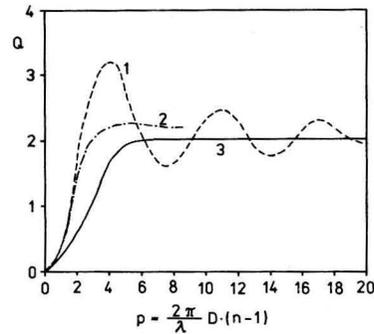


Abb. 2. Die Streueffektivität Q als Funktion des Parameters $\frac{2\pi}{\lambda} \cdot D(n-1)$

1 — sphärische homogene Teilchen, 2 — polydisperses System sphärischer Teilchen (nach VAN DE HULST, 1957), 3 — polydisperses System irregulär geformter Teilchen (experimentelle Kurve nach HODKINSON, 1963)

der suspendierten Teilchen in k konstante Intervalle geteilt, so erhält man für die k Teilchengrößenbereiche optische effektive Wirkungsquerschnitte OEA_k , deren Größe Rückschlüsse auf den Anteil der jeweiligen Teilchenfraktionen an der Gesamtstreuung zuläßt. Die Summe der einzelnen OEA_k ergibt wieder den gesamten optischen effektiven Wirkungsquerschnitt der Suspension.

Wie in der Einleitung bereits ausgeführt, bilden sich in der offenen Ostsee charakteristische Wassertypen mit jeweils annähernd konstanten physikalischen Eigenschaften (Brechungsindex) und Form der Größenverteilung $FN(D)$ der suspendierten Stoffe. Innerhalb dieser Wasserkörper läßt sich die Größenverteilungsfunktion $FN(D)$ in zwei Faktoren K und $FN^*(D)$ aufspalten, wobei $FN^*(D)$ eine normierte Verteilungsfunktion ist und K ein Maß für die Konzentration aller suspendierten Teilchen in dem betrachteten Größenbereich. Da K keine Funktion von D ist, läßt sich dieser Faktor vor das Integral in Gleichung (1) ziehen, das damit für den jeweiligen Wassertyp T einen konstanten Wert $S(T)$ aufweist. Gleichung (1) reduziert sich somit zu

$$b = K \cdot S(T)$$

und drückt die direkte Proportionalität zwischen der Streuintensität und der Konzentration des suspendierten Materials innerhalb eines Wassertyps aus.

4. Ergebnisse und Diskussion

Für das winterlich durchmischte Wasser (Abb. 3), für die sommerliche Deckschicht (Abb. 4) sowie für die Bucht von Gdańsk (Station Gd 1) (Abb. 5) konnten lineare Zusammenhänge zwischen der Streuintensität (als Maß ist hier die Streuintensität unter dem Winkel von 45 Grad angegeben) und der Konzentration des suspendierten Materials für Teilchen mit einem Durchmesser größer 3μ ($CN(3)$) experimentell bestimmt werden. Die Korrelationskoeffizienten haben die Werte 0,90 für das winterlich durchmischte Wasser, 0,87 für die sommerliche Deckschicht und 0,96 für die Bucht von Gdańsk. Die Regressionsgeraden sind in die Abb. 3 bis 5 jeweils mit eingezeichnet. Für die Bodentrübungsschicht

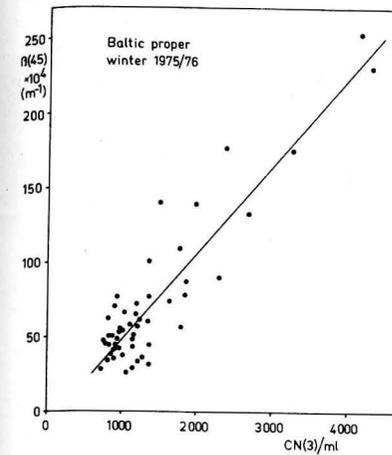


Abb. 3.

Abb. 3. Der Zusammenhang zwischen der Streuintensität unter dem Winkel von 45° ($\beta(45)$) und der Konzentration der suspendierten Teilchen mit einem Durchmesser größer 3μ ($CN(3)$) für das winterlich durchmischte Wasser

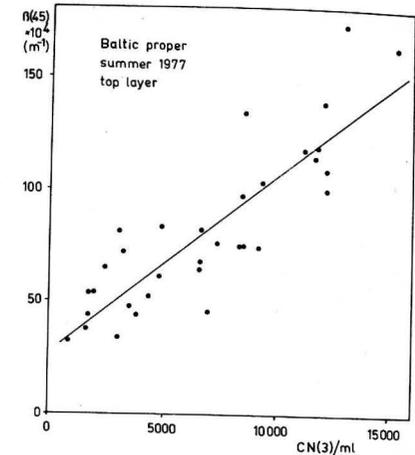


Abb. 4.

Abb. 4. Der Zusammenhang zwischen der Streuintensität unter dem Winkel von 45° ($\beta(45)$) und der Konzentration der suspendierten Teilchen mit einem Durchmesser größer 3μ ($CN(3)$) für die sommerliche Deckschicht

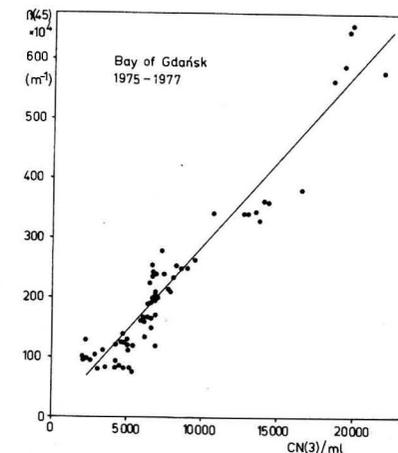


Abb. 5. Der Zusammenhang zwischen der Streuintensität unter dem Winkel von 45° ($\beta(45)$) und der Konzentration der suspendierten Teilchen mit einem Durchmesser größer 3μ ($CN(3)$) für die Bucht von Gdańsk (Station Gd 1)

liegen nicht genügend Meßwerte vor, um einen eindeutigen Trend erkennen zu lassen. Die Werte für das kalte Zwischenwasser im Sommer bilden in der Darstellung der Abb. 3 bis 5 eine eng begrenzte Punktwolke. Ein Vergleich der Regressionsgeraden zeigt, daß ihr Verlauf starke Unterschiede aufweist. Veranschaulicht wird dies in der Abb. 6. Hier sind die Regressionsgeraden aus den Abb. 3 bis 5 sowie die Lage der Punktwolke für das kalte

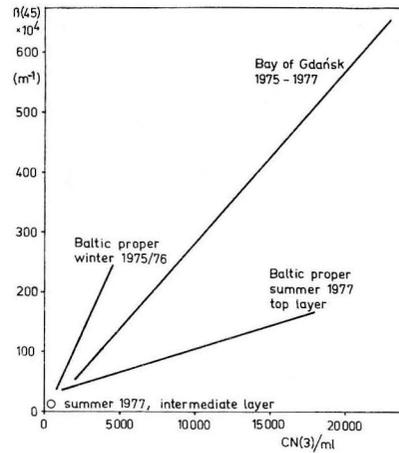


Abb. 6. Regressionsgeraden der Zusammenhänge zwischen $\beta(45)$ und $CN(3)$ für verschiedene charakteristische Wassertypen

Zwischenwasser dargestellt. Die Unterschiede im Zusammenhang zwischen den Streukoeffizienten und der Konzentration der suspendierten Teilchen sind auf entsprechende Unterschiede im Brechungsindex und in der Größenverteilung der Teilchen zurückzuführen (bei konstanter Wellenlänge). Im Folgenden sollen diese Einflußgrößen diskutiert werden, wobei nur die Verhältnisse in der offenen Ostsee berücksichtigt werden. Entsprechende Betrachtungen für die Bucht von Gdańsk sind wegen der wesentlich größeren Variabilität der Parameter der suspendierten Stoffe sehr erschwert und wenig repräsentativ.

Brechungsindex

Für den Brechungsindex einzelner suspendierter Partikel im Meer gegenüber dem umgebenden Medium wurden von einer Reihe von Autoren Werte bestimmt, die insgesamt zwischen 1,0 und 1,4 schwanken (JERLOV, 1976). Die für lebendes biologisches Material angegebenen Werte variieren im Bereich von 1,02 bis 1,05 (WYATT, 1968; LATIMER et al., 1968; BRYANT et al., 1969; SHIFRIN und SALGANIK, 1973), während für suspendierte mineralische Teilchen Brechungsindizes um 1,15 bis 1,2 angegeben werden (PAVLOV und GRECHUSNIKOV, 1966; SHIFRIN und SALGANIK, 1973). Entsprechend diesen Angaben werden für die offene Ostsee die folgenden mittleren Brechungsindizes für die verschiedenen charakteristischen Wassertypen angenommen:

Sommerliche Deckschicht (überwiegend organische Teilchen)	1,05
Durchmischtes Winterwasser und kaltes Zwischenwasser im Sommer	1,1
Bodentrübungsschicht (überwiegend anorganische Teilchen)	1,2

Es ist mit Sicherheit anzunehmen, daß die realen mittleren Brechungsindizes der einzelnen Wassertypen von diesen Werten mehr oder weniger stark abweichen. Wie aber später gezeigt wird, ist der Einfluß der Größenverteilung auf den Zusammenhang zwischen der Streuintensität und der Konzentration des suspendierten Materials gegenüber der

Variation des Brechungsindex von größerem Gewicht, so daß mit den hier angegebenen Richtwerten durchaus gerechnet werden kann.

Größenverteilung

Die Betrachtung des Zusammenhanges zwischen Streuintensität und Konzentration des suspendierten Materials soll hier auf die Frage reduziert werden, welche Teilchenfraktion den dominierenden Anteil an der Gesamtstreuintensität liefert und damit die Streueigenschaften des Meerwasser entscheidend bestimmt. Die untere Grenze dieses Bereiches liegt bei ca. $1 \mu\text{m}$. Kleinere suspendierte Teilchen liefern auch im offenen Ozean keinen bestimmenden Beitrag zur Lichtstreuung (KULLENBERG, 1970). Der relativ größte Anteil an der Gesamtstreuintensität wird im offenen Ozean von Teilchen mit einem Durchmesser von ca. $2 \mu\text{m}$ im offshore-Gebiet bzw. ca. $3,5 \mu\text{m}$ im nearshore-Gebiet geliefert (OWEN, 1974). Für die Ostsee gibt KULLENBERG, 1970, einen Größenbereich von $2 \mu\text{m}$ bis $28 \mu\text{m}$ mit einem Maximum bei $8 \mu\text{m}$ an. Diese Ergebnisse basieren auf oberflächennahen Meßwerten vom Juni 1967 (KULLENBERG, 1969) und sind somit lediglich für die sommerliche Deckschicht repräsentativ. Für andere Wassertypen der Ostsee liegen bisher keine entsprechenden Werte vor.

Wie bereits ausgeführt, lassen sich bei vorliegender Größenverteilung und bekanntem Brechungsindex die jeweiligen prozentualen Anteile der optischen effektiven Wirkungsquerschnitte einzelner Teilchengrößenfraktionen am gesamten optischen effektiven Wirkungsquerschnitt der Suspension und damit der Beitrag dieser Teilchenfraktionen zu der Gesamtstreuintensität bestimmen. Diese Berechnungen wurden am Beispiel der Station BY 9 A für das winterlich durchmischte Wasser (März 1976), die sommerliche Deckschicht (Juni 1977), das kalte Zwischenwasser im Sommer (Juni 1977) und die Bodentrübungsschicht (Juni 1977) durchgeführt. In der Abb. 7 sind die Ergebnisse graphisch dargestellt. Für die Bestimmung der Streueffektivität Q aus dem Brechungsindex und dem jeweiligen Teilchendurchmesser wurde die Kurve 3 (experimentell ermittelt von HODKINSON, 1963, für polydisperses System irregulär geformter Teilchen) in der Abb. 2 herangezogen. Die Teilchengrößenverteilungsfunktionen lagen in Tabellenform für Teilchen größer $2 \mu\text{m}$ bei einer Schrittweite von $1 \mu\text{m}$ (graphisch dargestellt in Abb. 8) vor. Die in Abbildung 7 angegebenen Prozentwerte der einzelnen OEA pro $1 \mu\text{m}$ Größenbereich beziehen sich somit nicht auf die Gesamt-OEA aller streuenden Teilchen, sondern auf die Summe der OEA der suspendierten Teilchen mit einem Durchmesser größer $2 \mu\text{m}$. Da für die Streuprozesse im Meer die Teilchen ab $1 \mu\text{m}$ von Bedeutung sind, wird der gesamte interessierende Größenbereich des suspendierten Materials hier leider nicht erfaßt, sondern es bleibt eine Lücke für den Bereich von $1 \mu\text{m}$ bis $2 \mu\text{m}$.

Aus der Abb. 7 ist zu ersehen, daß im winterlich durchmischten Wasser der Teilchengrößenbereich kleiner $5 \mu\text{m}$ den wesentlichen Anteil an der Gesamtstreuintensität liefert. Da aber Teilchen kleiner $1 \mu\text{m}$ nur noch unwesentlich zur Streuung beitragen, kann man hier einen dominierenden Größenbereich von $1 \mu\text{m}$ bis $5 \mu\text{m}$ angeben. Darüber hinaus sind noch Teilchen bis $12 \mu\text{m}$ in geringerem Maße an der Lichtstreuung beteiligt. In der sommerlichen Deckschicht ist ein ausgeprägtes Maximum zwischen $5 \mu\text{m}$ und $7 \mu\text{m}$ zu erkennen. Der Beitrag der Teilchen außerhalb dieses Bereiches ist praktisch unbedeutend. Diese Werte für die sommerliche Deckschicht sind etwas kleiner als die von

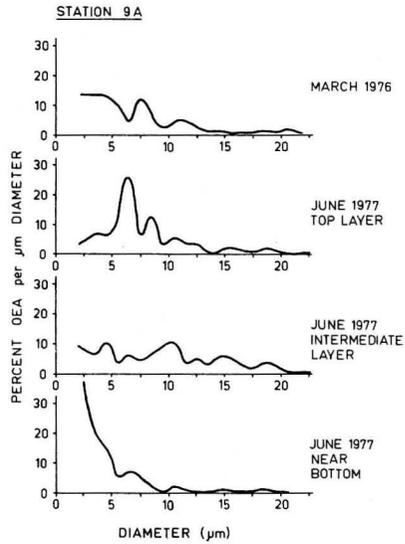


Abb. 7.

Abb. 7. Prozentuale Anteile der OEA einzelner Teilchengrößenfraktionen pro 1 µm Größenbereich am Gesamt-OEA der Teilchen größer 2 µm für das winterlich durchmischte Wasser (März 1976), die sommerliche Deckschicht, das Zwischenwasser und die Bodentrübungsschicht am Beispiel der Station 9A

Abb. 8. Teilchengrößenverteilungsfunktion für das winterlich durchmischte Wasser (März 1976), die sommerliche Deckschicht, das Zwischenwasser und die Bodentrübungsschicht am Beispiel der Station 9A

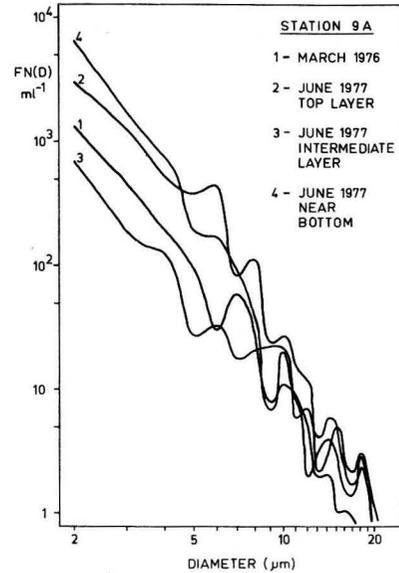


Abb. 8.

KULLENBERG, 1970, ermittelten, der als Maximum 8 µm angibt. An dieser Stelle sei jedoch vermerkt, daß auf Grund der größeren Variabilität der Zusammensetzung und der Konzentration des suspendierten Materials in der sommerlichen Deckschicht (PRANDKE, 1980 b) gegenüber den anderen Wassertypen der Ostsee der dominierende Teilchengrößenbereich sich ebenfalls in stärkerem Maße ändern kann. Für das kalte Zwischenwasser im Sommer sind relativ kleine suspendierte Teilchen als bestimmend für die Lichtstreuung zu erwarten (PRANDKE, 1978 und 1980 b). Aus der Abb. 7 ist ein solches Resultat nicht ablesbar, da hier nur Teilchen größer 2 µm berücksichtigt sind, die offensichtlich keine dominierende Rolle bei der Lichtstreuung im Zwischenwasser spielen (wenn dies der Fall wäre, müßte ein deutliches Maximum in diesem Größenbereich erscheinen). Für diesen Wassertyp ist also ein Maximum unter 2 µm zu erwarten. Als Richtwert kann man 1 µm bis 1,5 µm annehmen. In der Bodentrübungsschicht zeigt sich eine starke Dominanz der Teilchen um 2 µm. Das Maximum dürfte allerdings noch etwas unter 2 µm liegen. Auffallend ist der starke Abfall zu größeren Teilchenfraktionen hin, der auf eine gewisse Homogenität des suspendierten Materials bezüglich der Teilchengröße schließen läßt.

Die hier dargelegte Bestimmung der dominierenden Größenbereiche des suspendierten Materials für die Lichtstreuung in den verschiedenen charakteristischen Wassertypen wurde am Beispiel einer ausgewählten repräsentativen Station durchgeführt. Die relative Konstanz der physikalischen Eigenschaften und der Größenverteilung der suspendierten Teilchen innerhalb der charakteristischen Wassertypen berechtigt, diese Ergebnisse mit einigen Einschränkungen für die sommerliche Deckschicht für die gesamte offene Ostsee zu

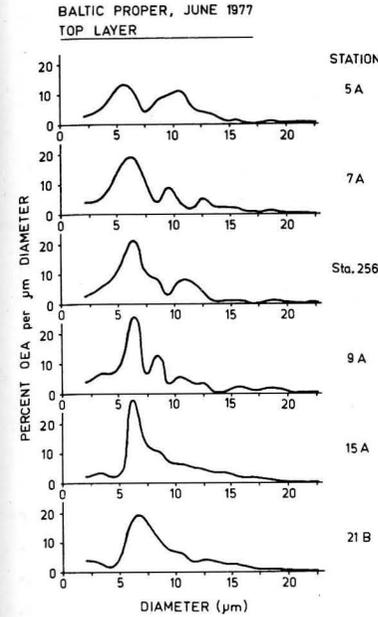


Abb. 9.

Abb. 9. Prozentuale Anteile der OEA einzelner Teilchengrößenfraktionen pro 1 µm Größenbereich am Gesamt-OEA der Teilchen größer 2 µm für die sommerliche Deckschicht im Juni 1977 auf 6 Stationen der offenen Ostsee

Abb. 10. Prozentuale Anteile der OEA einzelner Teilchengrößenfraktionen pro 1 µm Größenbereich am Gesamt-OEA der Teilchen größer 2 µm für die sommerliche Deckschicht für unterschiedliche mittlere Brechungsindizes des suspendierten Materials am Beispiel der Station 9A.

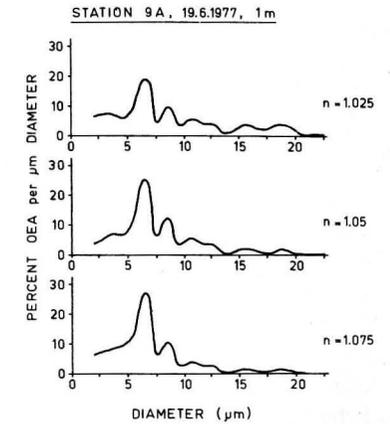


Abb. 10.

verallgemeinern. Dies wird anhand der Abb. 9 verdeutlicht. Für die sommerliche Deckschicht, die aus ökologischer Sicht von größerem Interesse als die anderen Wassertypen der offenen Ostsee ist, wurden für weitere 5 Stationen Bestimmungen der dominierenden Größenbereiche durchgeführt und in der Abb. 9 dargestellt. Auf allen Stationen zeigen sich übereinstimmend dominierende Maxima im Teilchengrößenbereich von 5 µm bis 7 µm. Auf der Station 5 A (mittlere Bornholmsee) tritt noch ein weiteres starkes Maximum um 10 µm auf.

Ein gewisser Unsicherheitsfaktor bei der hier durchgeführten Bestimmung der prozentualen Anteile der optischen effektiven Wirkungsquerschnitte der einzelnen Teilchengrößenfraktionen am gesamten Wirkungsquerschnitt der im Meerwasser suspendierten Partikel besteht darin, daß für die mittleren Brechungsindizes nur geschätzte Werte zur Verfügung standen. Der Fehler, der dadurch auftritt, daß die realen Brechungsindizes von den geschätzten Werten abweichen, ist aber so gering, daß die angegebenen dominierenden Teilchengrößenbereiche als repräsentativ angesehen werden können. Belegt wird dies durch den Vergleich der bei verschiedenen mittleren Brechungsindizes bestimmten prozentualen Anteile der einzelnen OEA_i am gesamten optischen effektiven Wirkungsquerschnitt. Da der Brechungsindex bei der Bestimmung der Streueffektivität in der Form $(n - 1)$ eingeht, ist bei der sommerlichen Deckschicht (geringster mittlerer Wert des Brechungsindex) bei einer Änderung seines Wertes der relativ größte Einfluß auf die prozentualen

Anteile der einzelnen Teilchenfraktionen an der Gesamtstreuintensität vorhanden. Wie aus der Abb. 10 am Beispiel der sommerlichen Deckschicht auf der Station 9 A ersichtlich ist, zeigt der Kurvenverlauf bei einer Variation des Brechungsindex von 1,025 bis 1,075 jedoch keine wesentliche Änderung.

Abschließende Bemerkungen

Wie aus den in Abb. 7 dargestellten Ergebnissen sichtbar ist, wird bei der Betrachtung des Teilchengrößenbereiches größer 2 μm nicht der für die Lichtstreuung in der Ostsee bestimmende Größenbereich der suspendierten Teilchen vollständig erfaßt. Bei der Untersuchung des Zusammenhanges zwischen suspendiertem Material und Lichtstreucharakteristik müssen auch Konzentration und Größenverteilung der Teilchen kleiner 2 μm , die experimentell schwieriger zu bestimmen sind als bei größeren Teilchen, berücksichtigt werden. Für die Lichtstreuprozesse in der offenen Ostsee ist der gesamte Teilchengrößenbereich von weniger als 1 μm bis 20 μm von Bedeutung.

Die vorliegenden Ergebnisse sowie weitere Untersuchungen in dieser Richtung sind für alle Anwendungen der Lichtstreuungsmessung von Bedeutung, bei denen aus der Lichtstreucharakteristik Rückschlüsse auf Konzentration, Zusammensetzung sowie lokale und zeitliche Verteilung des suspendierten Materials gezogen werden. Insbesondere wird deutlich, daß aus der Lichtstreuintensität (z. B. unter dem festen Streuwinkel von 45 Grad) nicht kritiklos auf die Gesamtkonzentration der Schwebstoffe geschlossen werden darf, sondern es muß beachtet werden, daß nur bestimmte, und zwar relativ eng begrenzte Teilchengrößenfraktionen die Lichtstreuung des Meerwassers bestimmen. Dadurch ist der Zusammenhang zwischen der Streuintensität und der Gesamtteilchenkonzentration erheblichen Schwankungen unterworfen, die abhängig sind von der Größenverteilung und den physikalischen Eigenschaften der suspendierten Partikel. Die Kenntnis des dominierenden Einflusses bestimmter Teilchenfraktionen auf die Lichtstreucharakteristik des Meerwassers ist auch für die optische Fernerkundung ozeanologischer Parameter, z. B. maritimen Chlorophylls, von großer Bedeutung. Es ist wichtig zu wissen, daß bestimmte Planktonarten als Träger des Chlorophylls auf Grund ihres Brechungsindex und ihrer Größe nicht unbedingt zu den Teilchen zählen müssen, die die Streucharakteristik entscheidend beeinflussen.

Das Problem der quantitativen Erfassung des Zusammenhanges zwischen Lichtstreucharakteristik des Meerwassers und suspendiertem Material ist trotz der beträchtlichen Anzahl der hierzu veröffentlichten Arbeiten keinesfalls als hinreichend geklärt zu betrachten (MC CLUNEY, 1976). Daher verdient die weitere Bearbeitung dieser Thematik insbesondere unter dem Aspekt der optischen Fernerkundung der Meere und Ozeane verstärkte Aufmerksamkeit.

Literatur

- BRYANT, F. D., SEIBER, B. A., LATIMER, P., Absolute optical cross sections of cells and chloroplasts. Arch. Biochem. Biophys. **135** (1969), 79—108.
 HODKINSON, J. R., Light scattering and extinction by irregular particles larger than the wavelength. in: M. KERKER (Editor) Electromagnetic scattering, Mac Millan, New York, (1963), 87—100.

- JERLOV, N. G., Oceanic light scattering properties related to dynamic conditions. Inst. Phys. Oceanogr. U. Copenhagen, Rep. No. 7 (1969).
 JERLOV, N. G., Marine Optics. Elsevier Oceanogr. Ser. **14** (1976).
 JONASZ, M., ZALEWSKI, M. S., Stability of the shape of particle size distribution in the Baltic. Tellus **30**, (1978), 569—572.
 KULLENBERG, G., Light scattering in the Central Baltic. Inst. Phys. Oceanogr. U. Copenhagen, Rep. No. 5 (1969).
 KULLENBERG, G., A comparison between observed and computed light scattering functions. Inst. Phys. Oceanogr. U. Copenhagen, Rep. No. 13 (1970).
 LATIMER, P., MOORE, D. M., BRYANT, F. D., Changes in total light scattering and absorption caused by changes in particle conformation. J. Theoret. Biol. **21** (1968), 348—367.
 MCCLUNEY, W. R., Remote measurement of water color. Remote Sensing of Environment **5**, No. 1 (1976), 3—33.
 MIE, G., Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. Ann. Physik **25**, (1908), 377—445.
 OWEN, R. W., Jr., Optically effective area of particle ensembles in the sea. Limnology and Oceanography, **19**, No. 4, (1974), 584—590.
 PAVLOV, V. M., GRECHUSNIKOV, B. N., Some aspects of the theory of daylight polarization in the sea. U.S. Dept. of Commerce, Joint Publ. Res. Serv. Rep., **36**, 816, (1966), 25—44.
 PRANDKE, H., Ein Beitrag zur Untersuchung der Lichtstreuung und ihrer Beziehungen zu den suspendierten Stoffen in der Ostsee. Dissertation, Rostock 1977, S. 55.
 PRANDKE, H., Seasonal variation in the vertical distribution of light scattering properties in the Central Baltic. Proceedings of the 11th Conference of the Baltic Oceanographers, Rostock, April 1978, Paper No. 28.
 PRANDKE, H., Konstruktion eines Laborstreulichtphotometers für den Einsatz in der Meeresforschung. Beitr. Meereskunde, H. 43 (1980a) 109—122.
 PRANDKE, H., Einige Ergebnisse der Lichtstreuuntersuchungen in der mittleren Ostsee. Beitr. Meereskunde, H. 44/45 (1980b), 43—54.
 SHIFRIN, K. S., SALGANIK, I. N., 1973: Tablitz po svetorasseyaniju, Tom **5**, (1973), Gidrometeoisdat, Leningrad.
 VAN DE HULST, H. G., Rassejanie sveta malymi tschastizami, Isdatjelstvo Inostranoi Literatury, Moskau 1961, S. 27.
 WYATT, P. J., 1968: Differential light scattering: a physical method for identifying living bacterial cells. Appl. Opt., **7** (1968), 1879—1896.
 ZALEWSKI, M. S., 1973: Kondukcijna metoda analizy widma rozmiarów. Podstawowe Problemy Współczesnej Techniki, Tom **17** (1973).

Abschluß der Arbeit: 30. 12. 1978

Anschrift des Verfassers.

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

Zur Frage sekundärer Extrema im mittleren Jahresgang der Temperatur in der offenen Ostsee

Von WOLFGANG MATTHÄUS

Zusammenfassung: Bei Untersuchungen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur wurden an 6 Stationen der offenen Gotlandsee (Abb. 1, Tab. 1) sekundäre Extrema im mittleren Jahresgang im 30- und 40-m-Horizont analysiert (Abb. 2). Als mögliche Ursache für ihre Entstehung wird ein im Laufe des späten Frühjahrs und Sommers im Mittel rückläufiger Wärmetransport in die Tiefe angesehen, der durch die abnehmende vertikale Vermischung bei zunehmender Wärmeeinstrahlung und Verstärkung der thermischen Sprungschicht hervorgerufen wird. Dadurch gewinnt das thermische Regime des kalten Zwischenwassers an Einfluß, und es kommt etwa zur Zeit der stärksten Ausbildung des thermischen Sprungs zu sekundären Minima unterhalb der sommerlichen Temperatursprungschicht (Abb. 4).

Summary: Studying the mean seasonal variability of the temperature secondary extreme values in the mean annual variation are analyzed in the 30- and 40-m-level (Fig. 2) at 6 stations in the open Gotland Sea (Fig. 1, Table 1). This phenomenon is possibly caused by the retreating heat transport into depth during the late spring and summer, originated by the decreasing vertical mixing, the simultaneously increasing heat irradiation and the stronger gradients of the thermocline. In that way the thermal regime of the cold intermediate water get more influence, and a secondary minimum beneath the thermocline is formed during the period of the strongest temperature discontinuity (Fig. 4).

Резюме: В связи с изучением средней сезонной изменчивости температуры на 6 станциях открытой части Готландского моря (рис. 1, табл. 1) были проанализированы вторичные экстремальные значения среднего годового хода на горизонтах 30 и 40 м (рис. 2). Возможной причиной образований таких значений считаются снижающиеся средние значения переноса тепла в глубину во время поздней весны и лета, обусловленного уменьшающимся перемешиванием по вертикали при повышенной приходящей тепловой радиации и увеличении термоклина. Таким образом повышается влияние теплового режима холодных промежуточных вод, и в период примерно более сильного формирования слоя скачки температуры отмечаются вторичные минимальные значения ниже летнего термоклина (рис. 4).

Bei Untersuchungen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee (MATTHÄUS, 1977b) wurde auf eine Erscheinung aufmerksam gemacht, die ein Charakteristikum der offenen Gotlandsee darzustellen scheint. Die analysierten mittleren Jahresgänge zeigen im 30- und 40-m-, teilweise auch im 50-m-Horizont der Stationen Gotlandtief, Färötief, Nördliches Gotlandbecken, Landsorttief, Norrköpingtief und Karlsötief (Abb. 1, Tab. 1) ein ausgeprägtes sekundäres Maximum zu Beginn des Sommers mit nachfolgendem sekundären Minimum. Angedeutet wird ein sekundäres Maximum auch in 40 m Tiefe im Bornholmtief und im Jahresgang des Südlichen Gotlandbeckens.

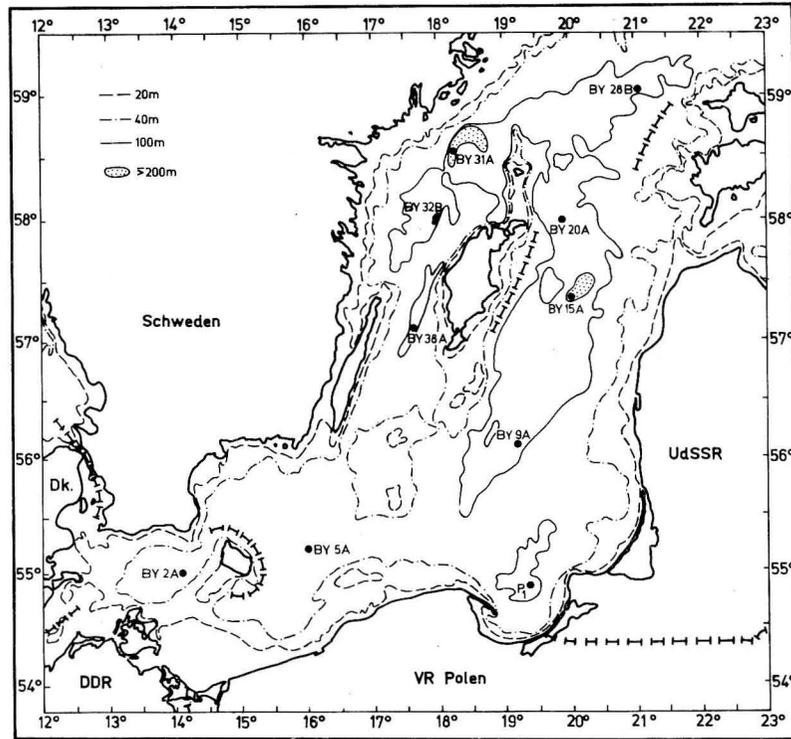


Abb. 1. Tiefen und Bodenrelief der zentralen Ostsee sowie Lage der Beobachtungsstationen

Auf diese Besonderheit im mittleren Jahresgang hat der Verfasser bereits in früheren Untersuchungen im Gotland- und Landsorttief (MATTHÄUS, 1971, 1973) hingewiesen. Da bis auf die Arbeiten von DIETRICH (1948, 1950) keine mittleren Jahresgänge der Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe für die offene Gotlandsee vorliegen, ist man bisher nicht auf diese Unregelmäßigkeit aufmerksam geworden. Die von DIETRICH aus 45 Serien berechneten Jahresgänge für das Gotlandtief weisen aber bereits auf ein sekundäres Maximum in der Zwischenwasserschicht hin.

Das sekundäre Maximum ist unmittelbar unterhalb der Temperatursprungschicht am deutlichsten ausgeprägt und wird mit zunehmender Tiefe schwächer. Die mittleren Temperaturen im nachfolgenden sekundären Minimum liegen in 30 m teilweise um mehr als 1,5 Grad niedriger als die Werte im sekundären Maximum.

Aus Abb. 2, in der die mittleren Jahresgänge im 30- und 40-m-Horizont aller zehn Stationen gegenübergestellt sind, geht hervor, daß die Eintrittszeiten der sekundären Maxima (α_{2max}) und Minima (α_{2min}) an den Stationen der offenen Gotlandsee jeweils etwa gleich sind. Das sekundäre Maximum wird im Gotland-, Färö- und Karlsötief gegen Anfang Juli beobachtet und verschiebt sich bei den nördlicheren Stationen auf Mitte Juli. Das sekundäre Minimum tritt etwa Mitte bis Ende August auf. Bei den im unteren Teil der Abb. 2 gegebenen Eintrittszeiten der Extrema wurden die Verbindungslinien punktiert wiedergegeben, wenn für Zwischenstationen keine Angaben gemacht werden konnten, und gerissen dargestellt, wenn anstelle fehlender Maxima der Zeitpunkt des geringsten täglichen Anstiegs berücksichtigt wurde.

Tabelle 1
Beobachtungsstationen und Beobachtungsmaterial

Station	Kurzbezeichnung	intern. Bezeichnung	Position		Beobachtungszeitraum	Anzahl der Serien
			N	E		
Arkonatief	AT	BY 2 A	55° 00'	14° 05'	1906—1973	291
Bornholmtief	BT	BY 5 A	55° 15'	15° 59'	1902—1973	437
Gdańsker Tief	DT	P ₁	54° 52'	19° 20'	1902—1973	277
Südliches Gotlandbecken	SGB	BY 9 A	56° 7,5'	19° 10'	1924—1973	102
Gotlandtief	GT	BY 15 A	57° 20'	20° 03'	1902—1973	233
Färötief	FT	BY 20 A	58° 00'	19° 54'	1904—1973	125
Nördliches Gotlandbecken	NGB	BY 28 B	59° 02'	21° 05'	1902—1973	105
Landsorttief	LT	BY 31 A	58° 35'	18° 14'	1902—1973	145
Norrköpingtief	NT	BY 32 B	58° 00'	18° 00'	1905—1973	98
Karlsötief	KT	BY 38 A	57° 07'	17° 40'	1902—1973	110

Die sekundären Extrema kommen auch in der Größe der analysierten Amplituden zum Ausdruck (vgl. MATTHÄUS, 1978). Während die Amplitude der jährlichen Welle A_1 an allen Stationen mit der Tiefe abnimmt, weist die Amplitude der halbjährlichen Welle A_2 im 20-m-Horizont der offenen Gotlandsee ein Minimum auf und steigt in 30 m nochmals auf das Zwei- bis Vierfache ihres Wertes in 20 m an. Die Amplitude der dritteljährlichen Welle A_3 liegt im allgemeinen unter 0,5 °C mit Ausnahme des 30-m-Niveaus, wo sie Werte von 0,6—1,0 °C erreicht. Auch die Amplitude der vierteljährlichen Welle A_4 hat im allgemeinen in 30 m maximale Werte, die 0,3—0,7 °C betragen können (vgl. auch MATTHÄUS, 1977b).

Bevor auf mögliche Ursachen der sekundären Extrema eingegangen wird, soll untersucht werden, ob diese Erscheinung evtl. auf Mängel der Berechnungsmethodik oder der Stichprobe zurückzuführen ist. Da bereits die über die Jahresperiode aufgetragenen Meßwertverteilungen, in die alle analysierten Jahreskurven zur Kontrolle eingepaßt wurden, die sekundären Extrema aufweisen, werden sie durch das Ausgleichsverfahren (MATTHÄUS, 1971, 1977b) nicht aufgeprägt. Das wird gestützt durch die Tatsache, daß sekundäre Extrema im 30- und 40-m-Horizont auch in Einzeljahren beobachtet wurden. Zwar ist nicht völlig auszuschließen, daß diese Erscheinung auf einen Stichprobeneffekt zurückzuführen ist. Dagegen spricht aber vor allem, daß sekundäre Extrema trotz der unterschiedlichen Anzahl von Serien (vgl. Tab. 1) an allen Stationen der offenen Gotlandsee mehr oder weniger deutlich auftreten.

Untersuchungen am Beispiel des 30-m-Horizontes im Gotlandtief zeigen, daß auch die Eintrittszeiten der sekundären Extrema durch das Ausgleichsverfahren nicht wesentlich beeinflusst werden (vgl. Abb. 3). Allerdings macht sich bei höherem Ausgleichungsgrad (ab $k = 6$) der Einfluß der zeitlichen Verteilung der Meßwerte auf den Kurvenverlauf in zunehmendem Maße bemerkbar. Die Existenz sekundärer Extrema bleibt jedoch deutlich.

Im Bereich unterhalb der sommerlichen Temperatursprungschicht in 30 und 40 m Tiefe können interne Wellen große kurzzeitige Variabilitäten hervorrufen (SIEDLER, 1961; HOLLAN, 1969; GIESKES, GRASSHOFF, 1969). Es ist aber unwahrscheinlich, daß gerade in dem Zeitraum von Juni bis August, in dem die größte Zahl von Meßwerten zur Verfügung

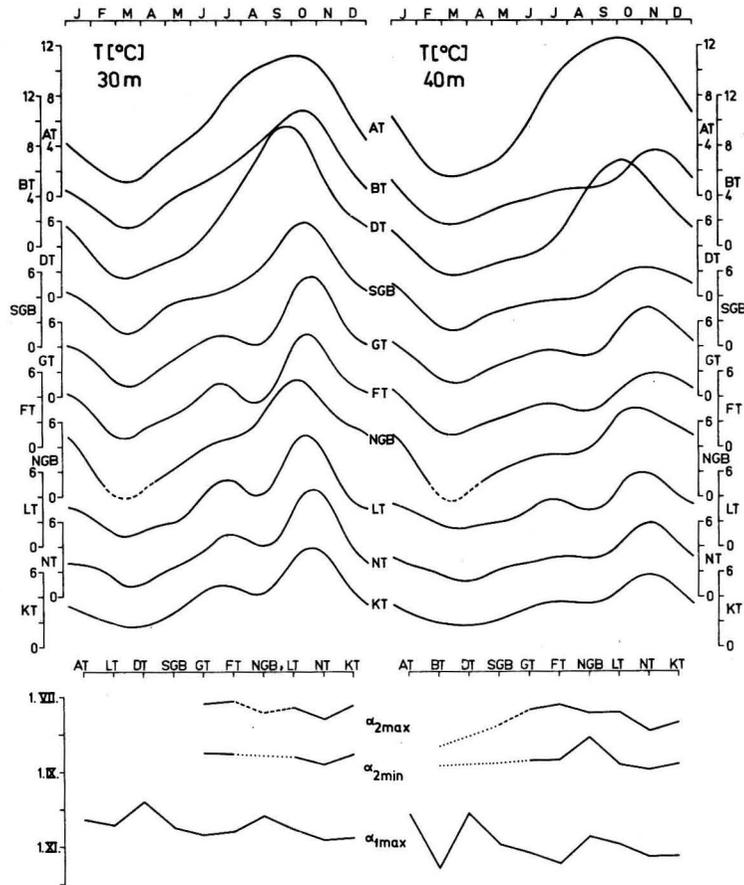


Abb. 2. Mittlerer Jahresschicht der Temperatur im 30- und 40-m-Horizont der untersuchten Stationen und die Eintrittszeiten von primärem Maximum (α_{1max}) sowie sekundärem Maximum (α_{2max}) und Minimum (α_{2min})

steht, an allen Stationen der offenen Gotlandsee die Stichprobennahme in der Weise erfolgte, daß im Juni/Juli die höheren und im August/September die niedrigeren Temperaturwerte selektiert wurden.

Die sekundären Extrema treten zwischen der sommerlichen thermischen und der halinen Sprungschicht im Bereich des kalten Zwischenwassers auf. Gegenüber den oberflächen- und grundnahen Schichten der Ostsee ist die Zone des intermediären Temperaturminimums relativ wenig untersucht worden. Die Zwischenwasserschicht weist eine horizontale wie vertikale thermische Struktur auf. WÜST (1957) fand schwache schmale Temperaturinversionen im 40-m-Horizont der Gotlandsee. Auf der Basis von Untersuchungen zur langjährigen Veränderlichkeit des thermischen Regimes in der intermediären Wasserschicht der offenen Ostsee entwickelte ANTONOV (1967) Vorhersagemethoden für die mittleren Temperaturen des Zwischenwassers im August. Über die Existenz sekundärer Extrema, wie sie sich aus den mittleren Jahresschichten der Temperatur ergeben, ist bisher jedoch nichts bekannt geworden.

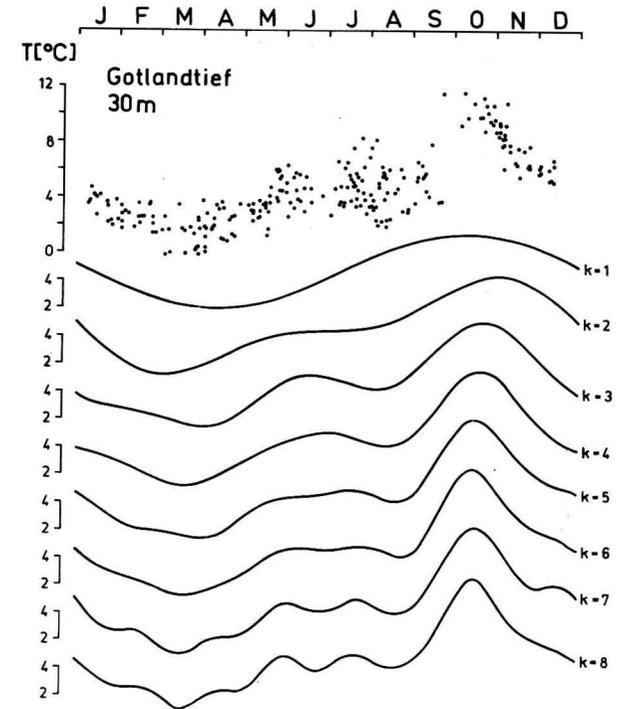


Abb. 3. Berechneter mittlerer Jahresschicht der Temperatur im 30-m-Horizont des Gotlandtiefs bei Verwendung verschiedener Ausgleichsgrade k

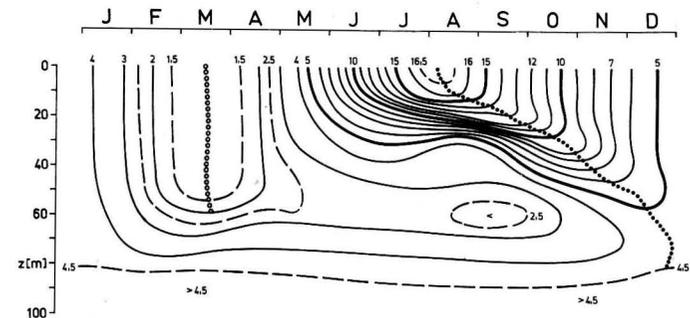


Abb. 4. Mittlerer jährlicher Gang der thermischen Schichtung im Gotlandtief [°C]

Mögliche Ursachen für die sekundären Extrema könnten in Folgendem gesehen werden: Die Gotlandsee ist das größte Reservoir kalten Zwischenwassers in der Ostsee. Dieses intermediäre Wasser liegt zwischen etwa 30 und 70 m Tiefe mit einer Kernschicht minimaler Temperaturen in ca. 60 m. Die Temperaturen im Zwischenwasser sind in erster Linie von den Oberflächentemperaturen am Ende des Winters und damit von der Strenge des vorangegangenen Winters abhängig. Darüber hinaus spielen — besonders im oberen Teil des kalten Zwischenwassers — die Durchmischung und der Grad der Erwärmung im Frühjahr und Sommer eine Rolle (ANTONOV, 1967). Im Laufe des Frühjahrs baut sich die

Temperatursprungschicht auf, deren Gradient im Mittel noch keine großen Werte erreicht (Abb. 4). Ein Austausch von Wärme durch die Sprungschicht unter Mitwirkung der relativ großen Vermischung im Frühjahr (vgl. MATTHÄUS, 1977a) ermöglicht die Erhöhung der Temperaturen in den oberen Schichten des Zwischenwassers und führt Anfang bis Mitte Juli zum sekundären Maximum in 30–40 m Tiefe. Die weitere Erwärmung des Oberflächenwassers führt im Mittel zur Verstärkung der Sprungschicht und zu ihrer geringfügigen Verlagerung in die Tiefe. Der ohnehin geringe Wärmeaustausch durch die Sprungschicht geht mit der schwächeren vertikalen Durchmischung im Sommer immer mehr zurück (MATTHÄUS, 1977a). Infolge sehr geringer Wärmezufuhr nimmt die Temperatur der oberen Zwischenwasserschichten durch langsame Vermischung mit den darunterliegenden kälteren Wassermassen wieder ab, und es kommt etwa zur Zeit der stärksten Ausbildung des thermischen Sprungs von Mitte bis Ende August zum sekundären Minimum in 30–40 m (Abb. 4). Die stärkere Vermischung im Herbst führt zusammen mit der einsetzenden Konvektion zur Auflösung der sommerlichen thermischen Sprungschicht und verursacht das primäre Maximum im Tiefenbereich des Zwischenwassers.

Eine Bedingung für die zumindest im Mittel der Jahre beständigen sekundären Extrema in der offenen Gotlandsee ist wahrscheinlich in den nur geringen advektiven Vorgängen im Bereich des Zwischenwassers zu suchen. Dagegen unterliegt das Zwischenwasser in der Arkonasee offenbar beträchtlichen advektiven Verschiebungen (HELA, KRAUSS, 1959). Man nimmt an, daß das im Winter in der Arkonasee gebildete Zwischenwasser nicht lange existent ist, sondern sich bald mit dem umgebenden Wasser vermischt. Das im Sommer in der Arkonasee beobachtete Zwischenwasser soll seinen Ursprung in der Bornholmsee haben, aus der zeitweise eine „Kaltwasserzunge“ in die Arkonasee reicht. Im Bereich des Zwischenwassers wechseln sich daher warme und kalte Wasserkörper in kurzer Zeit ab, so daß die Ausbildung sekundärer mittlerer Extrema nicht möglich ist. In der Bornholmsee deuten sich sekundäre Extrema im mittleren Jahresgang bereits an (vgl. Abb. 2), möglicherweise spielen aber advektive Vorgänge im Zwischenwasser noch eine beträchtliche Rolle. Die mittleren Jahresgänge der Temperatur im Gdańsker Tief, das auch in anderer Hinsicht Eigenständigkeiten aufweist (MATTHÄUS, 1978), geben keinerlei Hinweise auf sekundäre Extrema.

Literatur

- ANTONOV, A. E., Zur jährlichen und langjährigen Veränderlichkeit der Wassertemperatur im Bereich des kalten Zwischenwassers der Ostsee (in russ.). Trudy BaltNIIRCH No. 3 (1967), 49–63.
- DIETRICH, G., Der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in den britischen Randmeeren und in der Nord- und Ostsee. Wiss. Ber., Dt. Hydrogr. Inst. Hamburg 1948.
- DIETRICH, G., Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforsch. 7 (1950), H. 2, 35–69.
- GIESKES, J. M.T. M. and GRASSHOFF, K., A study of the variability in the hydrochemical factors in the Baltic Sea on the basis of two anchor stations September 1967 and May 1968. Kieler Meeresforsch. 25 (1969), 105–132.
- HELA, I. und KRAUSS, W., Zum Problem der starken Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken. Kieler Meeresforsch. 15 (1959), 125–143.
- HOLLAN, E., Die Veränderlichkeit der Strömungsverteilung im Gotland-Becken am Beispiel von Strömungsmessungen im Gotland-Tief. Kieler Meeresforsch. 25 (1969), 19–70.

- MATTHÄUS, W., Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahresgängen ozeanographischer Parameter. Mber. Dt. Akad. Wiss. 13 (1971), 116–121.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee II. Der mittlere Jahresgang der Temperatur in Oberflächennähe. Beitr. Meereskunde H. 32 (1973), 105–114.
- MATTHÄUS, W., Mittlere vertikale Wärmeaustauschkoeffizienten in der Ostsee. Acta Hydrophys. 22 (1977a), 73–92.
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee. Beitr. Meereskunde H. 40 (1977b), 117–155.
- MATTHÄUS, W., Regionale Charakterisierung der zentralen Ostsee an Hand von Elementen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur. Beitr. Meereskunde H. 41 (1978), 49–60.
- SIEDLER, G., Über die kurzfristige Veränderlichkeit von Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. Kieler Meeresforsch. 17 (1961), 148–153.
- WÜST, G., Ergebnisse eines hydrographisch-produktionsbiologischen Längsschnitts durch die Ostsee im Sommer 1956. I. Die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte. Kieler Meeresforsch. 13 (1957), 163–185.

Abschluß der Arbeit: 10. 4. 1978

Anschrift des Verfassers:

Dr. sc. nat. W. MATTHÄUS
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Diatomeenuntersuchungen am Stechrohrkern AB 3 vom Westrand des Arkona-Beckens

Von D. LANGE und B. WULFF

Zusammenfassung: An 88 Proben eines Stechrohrkernes vom Westrand des Arkona Beckens wurden Diatomeenuntersuchungen durchgeführt. Aus den einzelnen Arten- und Individuenspektren wurde die Paläosalinität während der Zeit der Produktion und Sedimentation errechnet. Die so erzielten ökologischen Aussagen und die Zusammensetzung der Diatomeen-Thanatocoenosen wurden genutzt, um die durchteuften Sedimenthorizonte stratigraphisch zuzuordnen.

Summary: Researches on diatomeen were carried out at 88 samples of a sedimentcore from the western margin of the Arkona Basin. From the individual spectren of species and individuelles the paleosalinity was calculated for the time of production and sedimentation. The herewith obtained assertion and the composition of the diatomeen-Thanatocoenosen were used for a stratigraphic classification of the horizons of sediments.

1. Einleitung

In den zurückliegenden Jahren wurden auf Forschungsfahrten des Instituts für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR mit Vibrationsstechrohren Sedimentkerne aus der westlichen und mittleren Ostsee gewonnen. Bei der Bearbeitung dieser Kerne standen neben sedimentologischen Fragestellungen mikropaläontologische Untersuchungen, insbesondere Diatomeenanalysen, im Vordergrund.

Die Diatomeenanalyse wird immer häufiger als paläontologische Arbeitsmethode zur Klärung der Entwicklungsgeschichte von Gewässern herangezogen. Die Diatomeenfloren reagieren sehr empfindlich auf die Veränderung ökologischer Faktoren, vor allem auf Schwankungen der Salinität. Sie besitzen kurze Reproduktionszeiten (SCHRADER, 1978) und sind auf Grund ihrer resistenten Kieselskelette gut in den Sedimenten erhalten und lassen sich mit einfachen Aufbereitungstechniken aus den Gesteinen herauspräparieren.

Insbesondere bei der Erforschung der Entwicklungsgeschichte der Ostsee im Postglazial und Holozän spielten Untersuchungen an Diatomeen-Thanatocoenosen eine bedeutende Rolle. Bedingt durch isostatische Ausgleichsbewegungen nach dem Eisrückzug sowie eustatische Schwankungen des Weltmeerspiegels war der Zustrom von salzreichem Wasser in die Ostsee während der einzelnen Entwicklungsstadien dieses Randmeeres unterschiedlich bzw. völlig unterbrochen. Diese Veränderungen der Salinität spiegeln sich in den Diatomeen-Thanatocoenosen der einzelnen Sedimenthorizonte wider.

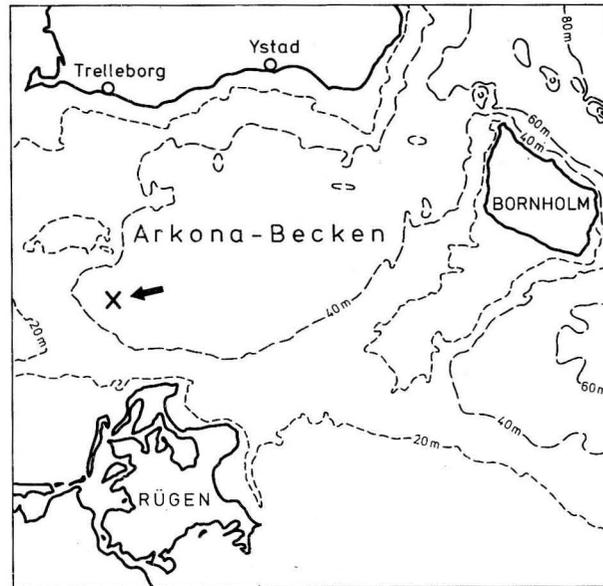


Abb. 1. Lage der Entnahmestation AB 3

Der untersuchte Stechrohrkern wurde am Westrand des Schlickgebietes im Arkona-Becken bei einer Wassertiefe von 43,0 Meter gezogen. Die Lage der Entnahmestation AB 3 ist in Abb. 1 dargestellt.

2. Präparations- und Arbeitsmethodik

Der Sedimentkern wurde an Bord des Schiffes in feuchtem Zustand verpackt. Vor der Probenahme im Laboratorium wurde die äußere Kruste des Kernes sorgfältig entfernt. Die Aufbereitung der für die Diatomeenanalyse vorgesehenen Kernabschnitte erfolgte nach dem für Lockersedimente üblichen Verfahren. Kalkhaltige Proben wurden zunächst mit verdünnter Salzsäure behandelt. Das nach mehrmaligem Auswaschen neutralisierte Material wurde danach vorsichtig mit konzentrierter Schwefelsäure und anschließend mit Kaliumpermanganat-Lösung versetzt, um die organischen Bestandteile oxydativ zu entfernen. Der Überschuß an KMnO_4 ließ sich durch die Zugabe von Oxalsäure beseitigen. Die mit destilliertem Wasser ausgewaschenen Probenrückstände wurden dann tropfenweise auf Objektträger gebracht und mit in Xylol gelöstem Aroclor 4465 eingebettet.

Die mikroskopischen Untersuchungen erfolgten mit dem Forschungsmikroskop NfPK von VEB Carl Zeiss Jena. Um ein kontrastreiches Bild zu erhalten und sehr feine Strukturen der Kieselskelette sichtbar zu machen, wurde ein Dunkelgrünfilter (VG 9) in den Strahlengang eingeschaltet.

Insgesamt wurden 88 Proben mit je 200 ausgezählten Individuen untersucht. Die durchgesehenen Präparate sind am Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR in Warnemünde unter der Bezeichnung AB 3/1 bis AB 3/88 archiviert.

Die Abundance der Species in den einzelnen Kernabschnitten wurde wie folgt klassifiziert:

- s = selten, 0,5 bis 5 ganze oder zerbrochene Skelette
- w = wenig, 6 bis 10 ganze oder zerbrochene Skelette
- v = verbreitet, 11 bis 20 ganze oder zerbrochene Skelette
- a = abundant, 21 bis 50 ganze oder zerbrochene Skelette
- m = massenhaft, mehr als 51 ganze oder zerbrochene Skelette

3. Untersuchung des Kernmaterials

3.1. Beschreibung der Sedimentabfolge

Der Stechrohrkern der Station AB 3 hatte insgesamt eine Länge von 3,8 Metern. Das Vibrationsrohr durchteufte die nachfolgenden Sedimenthorizonte:

0,00 bis 0,07 m	Schlick, grau schwach feinsandig, zerfließend, kalkfrei.
(-43,07 m)	
bis 1,98 m	Schlick, grau bis grauoliv, schwach feinsandig, Feinsand in Nestern oder Lagen angereichert, vereinzelt Schalenbruchstücke von Mollusken, schwach kalkhaltig.
(-44,98 m)	
bis 2,24 m	Feinsand, grau, glimmerreich, weich, kalkfrei.
(-45,24 m)	
bis 2,31 m	Feinsand, hellgrau, schluffig in Wechsellagerung mit humosen Bändern, braun, kalkfrei
(-45,31 m)	
bis 2,39 m	Torfgyttja, braun, blättrig, mit einer 0,5 cm mächtigen Feinsandlage, hellgrau, kalkfrei.
(-45,39 m)	
bis 2,54 m	Ton, grau, schluffig mit einzelnen humosen Lagen, braun, schwach kalkhaltig.
(-45,24 m)	
bis 2,56 m	Torfgyttja, braun, blättrig, zum Liegenden durch Feinsandlage, hellgrau, abgegrenzt, schwach kalkhaltig.
(-45,56 m)	
bis 3,02 m	Ton, dunkelgrau, schluffig mit Feinsandlagen, hellgrau und humosen Nestern, braun, schwach kalkhaltig.
(-46,02 m)	
bis 3,05 m	Feinsand, grau, schwach kalkhaltig.
(-46,05 m)	
bis 3,33 m	Feinsand, graugrün, stark schluffig mit einzelnen Tonlagen, dunkelgraugrün, plastisch, stark kalkhaltig.
(-46,33 m)	
bis 3,35 m	Feinsand, hellgraubraun, schluffig, fest verbacken, stark kalkhaltig.
(-46,35 m)	
bis 3,80 m	Feinsand, graubraun, zerfließend, stark kalkhaltig.
(-46,80 m)	

3.2. Auswertung der Diatomeen-Thanatococosen

3.2.1. Kernabschnitt 3,35 m bis 3,80 m (-46,35 m bis -46,80 m NN)

In dem graubraunen Feinsandkomplex waren die centrischen Diameen-Species *Melosira islandica*, *Cyclotella Meneghiniana* und *Stephanodiscus astrea* die Arten mit den absolut

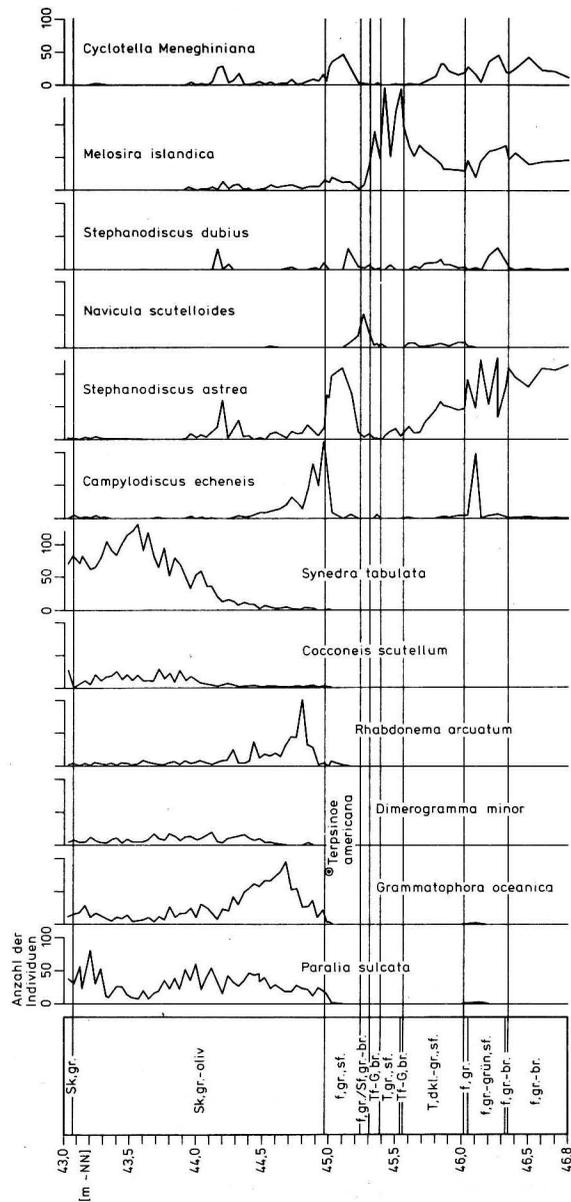


Abb. 2. Häufigkeitsverteilung einiger Diatomeen-Arten im Stechrohrkern AB 3
Sk = Schlick, f = Feinsand, Sf = Schluff, Tf-G = Torfgytjy, T = Ton, sf = schluffig

höchsten Individuenzahlen. Insgesamt hatten diese oligohaloben Taxa einen durchschnittlichen Anteil an den Individuenspektren von über 60%, wobei *Stephanodiscus astrea* dominierte. Neben diesen Arten waren *Cyclotella comta*, *Asterionella formosa*, *Diatoma elongatum*, *Cocconeis placentula* var. *euglypta*, *Nitzschia acicularis* und *Nitzschia amphibia* regelmäßig, aber mit nur wenigen Individuen in den untersuchten Proben vorhanden, ebenso wie die mesohalobe Species *Campylodiscus echeneis*.

Die Häufigkeitsverteilungen der wichtigsten Arten im Gesamtkern sind in Abb. 2 dargestellt.

Im Kernabschnitt von 3,35 m bis 3,80 m wurden folgende Species nachgewiesen:

<i>Achnanthes lanceolata</i> (BRÉBISS.) GRUNOW	s
<i>Amphora ovalis</i> KÜTZING	w
<i>Amphora perpusilla</i> GRUNOW	s
<i>Asterionella formosa</i> HASSALL	a
<i>Campylodiscus echeneis</i> EHRENBERG	s
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (EHRENB.) CLEVE	a
<i>Cyclotella comta</i> (EHRENB.) KÜTZING	a
<i>Cyclotella Meneghiniana</i> KÜTZING	a
<i>Diatoma elongatum</i> (LYNGBYE) AGARDH	a
<i>Fragilaria construens</i> (EHRENB.) GRUNOW	w
<i>Fragilaria intermedia</i> GRUNOW	s
<i>Gomphonema parvalum</i> (KÜTZ.) GRUNOW	s
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLLER	m
<i>Navicula cari</i> EHRENBERG	s
<i>Navicula parva</i> A. CLEVE	s
<i>Navicula radiosa</i> KÜTZING	s
<i>Navicula Reinhardtii</i> GRUNOW	s
<i>Navicula salinarum</i> PANTOCSEK	s
<i>Nitzschia acicularis</i> W. SMITH	v
<i>Nitzschia amphibia</i> GRUNOW	s
<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENB.) GRUNOW	m
<i>Stephanodiscus dubius</i> HUSTEDT	s
<i>Synedra acus</i> KÜTZING	s
<i>Synedra tenera</i> W. SMITH	s

3.2.2. Kernabschnitt 3,02 m bis 3,35 m (—46,02 m bis —46,35 m NN)

Der graugrüne Feinsand mit hohem Schluffanteil wurde im Liegenden und Hangenden durch eine graubraune bzw. hellgraue Feinsandlage abgegrenzt. Die Dominanz der bereits im vorhergehenden Horizont aufgeführten zentralen Arten setzte sich auch in den unteren 0,2 Metern dieses Kernabschnittes fort. Neben diesen Species war auch *Stephanodiscus dubius* mit etwa 20% an den Individuenspektren vertreten. Zum Hangenden nahm die Zahl der Skelettbruchstücke von *Campylodiscus echeneis* ständig zu. Die Art erreichte ihre maximalen Individuenzahlen bei —46,10 m NN mit einem Anteil am Gesamtspektrum von 50%. Mit der Zunahme von *Campylodiscus echeneis* setzten weitere mesohalobe Species wie *Synedra crystallina* und *Bacillaria paradoxa* ein. Die Veränderung der Salinitätsverhältnisse wurde weiterhin durch das Auftreten der polyhaloben Taxa

Paralia sulcata, *Grammatophora oceanica* und *Synedra Gaillonii* dokumentiert. Alle halo-philen Arten waren mit nur wenigen Individuen in den Thanatocoenosen vertreten.

Die Diatomeen-Thanatocoenosen setzten sich aus den folgenden Species zusammen:

<i>Achnanthes lanceolata</i> (BRÉBISS.) GRUNOW	s
<i>Amphora ovalis</i> KÜTZING	s
<i>Asterionella formosa</i> HASSALL	s
<i>Bacillaria paradoxa</i> GMELIN	w
<i>Campylodiscus echeneis</i> EHRENBERG	m
<i>Cocconeis disculus</i> (SCHUM.) CLEVE	s
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (EHRENB.) CLEVE	w
<i>Cyclotella comta</i> (EHRENB.) KÜTZING	a
<i>Cyclotella Kützingiana</i> THWAITES	s
<i>Cyclotella Meneghiniana</i> KÜTZING	m
<i>Cymbella affinis</i> KÜTZING	s
<i>Diatoma elongatum</i> (LYNGBYE) AGARDH	w
<i>Fragilaria brevistriata</i> GRUNOW	s
<i>Fragilaria construens</i> (EHRENB.) GRUNOW	s
<i>Fragilaria crotonensis</i> KITTON	s
<i>Gomphonema angustatum</i> RABENHORST	s
<i>Grammatophora oceanica</i> (EHRENB.) GRUNOW	s
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLLER	m
<i>Meridon circulare</i> AGARDH	s
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	s
<i>Navicula viridula</i> KÜTZING	s
<i>Nitzschia acicularis</i> W. SMITH	w
<i>Nitzschia amphibia</i> GRUNOW	w
<i>Nitzschia dissipata</i> GRUNOW	s
<i>Nitzschia Heufleriana</i> GRUNOW	s
<i>Opephora Martyi</i> HERIBAUD	s
<i>Paralia sulcata</i> (EHRENB.) CLEVE	w
<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENB.) GRUNOW	m
<i>Stephanodiscus dubius</i> HUSTEDT	a
<i>Synedra acus</i> KÜTZING	s
<i>Synedra capitata</i> EHRENBERG	w
<i>Synedra crystallina</i> (AGARDH) KÜTZING	w
<i>Synedra Gaillonii</i> (BORY) EHRENBERG	w
<i>Synedra nana</i> MEISTER	s
<i>Synedra tenera</i> W. SMITH	w

3.2.3. Kernabschnitt 2,56 m bis 3,02 m (—45,56 m bis —46,02 m NN)

Der dunkelgraue Ton mit stark wechselndem Schluffanteil enthielt vorrangig oligohalobe Species. Damit war er floristisch deutlich gegen das Liegende abgegrenzt. *Melosira islandica* und *Stephanodiscus astrea* stellten die vorherrschenden Arten dieses Kernabschnittes dar. Sie erreichten einen durchschnittlichen Anteil von 50% an den Individuenspektren. Zum Hangenden nahm die Zahl der Schalen von *Melosira islandica* stark zu.

Neben beiden Species waren *Cyclotella Meneghiniana*, *Stephanodiscus dubius* und mehrere *Fragilaria* Arten am häufigsten in den Assoziationen vertreten. An der Liegendgrenze setzte *Melosira arenaria* ein. Die Individuenzahl weiterer Klarwasserarten nahm zu. Der Tonkomplex enthielt nachstehende Arten:

<i>Amphora ovalis</i> KÜTZING	a
<i>Asterionelle formosa</i> HASSALL	v
<i>Campylodiscus echeneis</i> EHRENBERG	w
<i>Cocconeis disculus</i> (SCHUM.) CLEVE	m
<i>Cocconeis placentula</i> var. <i>euglypta</i> (EHRENB.) CLEVE	w
<i>Cyclotella comta</i> (EHRENB.) KÜTZING	w
<i>Cyclotella Meneghiniana</i> KÜTZING	m
<i>Diploneis domblittensis</i> (GRUN.) CLEVE	v
<i>Epithemia zebra</i> (EHRENB.) KÜTZING	s
<i>Fragilaria brevistriata</i> GRUNOW	s
<i>Fragilaria construens</i> (EHRENB.) GRUNOW	a
<i>Fragilaria hungarica</i> A. CLEVE	w
<i>Fragilaria leptostauron</i> HUSTEDT	w
<i>Fragilaria Pantocsekii</i> A. CLEVE	v
<i>Fragilaria pinnata</i> EHRENBERG	a
<i>Melosira arenaria</i> MOORE	a
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLLER	m
<i>Melosira lyrata</i> GRUNOW	m
<i>Navicula cari</i> EHRENBERG	s
<i>Navicula gregaria</i> DONKIN	s
<i>Navicula hungarica</i> GRUNOW	s
<i>Navicula Järnifeltii</i> HUSTEDT	s
<i>Navicula porifera</i> HUSTEDT	v
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	v
<i>Nitzschia acicularis</i> W. SMITH	s
<i>Nitzschia amphibia</i> GRUNOW	s
<i>Nitzschia thermalis</i> HILSE	w
<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENB.) GRUNOW	m
<i>Stephanodiscus dubius</i> HUSTEDT	a

3.2.4. Kernabschnitt 2,24 m bis 2,56 m (—45,24 m bis —45,56 m NN)

Die Sedimentabfolge aus Torfgyttja, grauem Ton und Feinsand mit humosen, braunen Schlufflamellen enthielt bis auf Bruchstücke von *Campylodiscus echeneis* ausschließlich oligohalobe Diatomeen-Arten. Anschließend an das Liegende nahmen die Individuenzahlen von *Melosira islandica* weiter zu. Die Species erreichte als dominierende Form dieses Abschnittes von —45,42 m bis —45,56 m das absolute Maximum, in dem der Anteil ihrer Schalen etwa 80% an den Gesamtspektren ausmachte. Weiterhin waren *Cocconeis disculus* und *Navicula scutelloides* die verbreitetsten Arten. *Navicula scutelloides* erreichte kurz vor der Hangendgrenze die höchsten Individuenzahlen.

Folgende Taxa wurden in den Proben nachgewiesen:

<i>Amphora ovalis</i> KÜTZING	s
<i>Asterionella formosa</i> HASSALL	w
<i>Asterionella gracillima</i> HEIBERG	s
<i>Campylodiscus echeneis</i> EHRENBERG	w
<i>Cocconeis disculus</i> (SCHUM.) CLEVE	s
<i>Cocconeis placentula</i> EHRENBERG	s
<i>Cyclotella comta</i> (EHRENB.) KÜTZING	s
<i>Cyclotella Kützingiana</i> THWAITES	s
<i>Cyclotella Menghiniana</i> KÜTZING	v
<i>Diploneis domblittensis</i> (GRUN.) CLEVE	a
<i>Fragilaria brevistriata</i> GRUNOW	v
<i>Fragilaria construens</i> (EHRENB.) GRUNOW	v
<i>Fragilaria inflata</i> HUSTEDT	s
<i>Fragilaria lapponica</i> GRUNOW	s
<i>Fragilaria leptostauron</i> HUSTEDT	v
<i>Fragilaria Pantocsekii</i> A. CLEVE	s
<i>Fragilaria pinnata</i> EHRENBERG	m
<i>Melosira arenaria</i> MOORE	w
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLLER	m
<i>Navicula aböensis</i> A. CLEVE	a
<i>Navicula cari</i> EHRENBERG	w
<i>Navicula Järnefeltii</i> HUSTEDT	s
<i>Navicula Jentschii</i> GRUNOW	a
<i>Navicula porifera</i> HUSTEDT	s
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	m
<i>Opephora Martyi</i> HERIBAUD	w
<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENB.) GRUNOW	a
<i>Stephanodiscus dubius</i> HUSTEDT	v

3.2.5. Kernabschnitt 1,98 m bis 2,24 m (—44,98 m bis —45,24 m NN)

Im grauen, glimmerreichen Feinsand war vom Liegenden zum Hangenden eine Zunahme der mesohaloben und polyhaloben Arten zu verzeichnen. Species wie *Paralia sulcata* und *Rhabdonema arcuatum* setzten bereits im mittleren Bereich des Feinsandes ein, während in den obersten 0,1 m *Grammatophora oceanica* und *Cocconeis scutellum* folgten. Unmittelbar unter der Hangendgrenze konnten Schalenbruchstücke von *Terpsinoe americana* nachgewiesen werden. Mit der Zunahme der Polyhalobien war ein Anstieg der Individuenzahlen von *Campylodiscus echeneis* verbunden, gleichzeitig setzten weitere mesohalobe Taxa wie *Synedra crystallina*, *Synedra tabulata* und *Rhoicosphenia marina* ein. Innerhalb des Sandkomplexes stiegen Individuenzahlen von *Stephanodiscus astrea* und *Cyclotella Menghiniana* (Abb. 2) sprunghaft an, während der Anteil von *Navicula scutelloides* in den Spektren deutlich zurückging.

Die Thanatocoenosen setzen sich aus folgenden Arten zusammen:

<i>Achnanthes Östrupii</i> (A. CLEVE) HUSTEDT	s
<i>Amphora libyca</i> EHRENBERG	s
<i>Asterionella formosa</i> HASSALL	a

<i>Asterionelle gracillima</i> HEIBERG	v
<i>Campylodiscus echeneis</i> EHRENBERG	m
<i>Cocconeis disculus</i> (SCHUM.) CLEVE	a
<i>Cocconeis placentula</i> EHRENBERG	w
<i>Cocconeis scutellum</i> EHRENBERG	s
<i>Cyclotella comta</i> (EHRENBERG) KÜTZING	a
<i>Cyclotella Menghiniana</i> KÜTZING	m
<i>Diatoma elongatum</i> (LYNGBYE) AGARDH	s
<i>Dimerogramma minor</i> (GREG.) RALFS	w
<i>Epithemia Mülleri</i> FRICKE	s
<i>Epithemia turgida</i> (EHRENB.) KÜTZING	s
<i>Fragilaria brevistriata</i> GRUNOW	s
<i>Fragilaria crotonensis</i> KITTON	w
<i>Fragilaria pinnata</i> EHRENBERG	a
<i>Grammatophora oceanica</i> (EHRENB.) GRUNOW	w
<i>Melosira arenaria</i> MOORE	v
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLLER	a
<i>Navicula aböensis</i> A. CLEVE	m
<i>Navicula gregaria</i> DONKIN	w
<i>Navicula hungarica</i> GRUNOW	s
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	a
<i>Nitzschia acicularis</i> W. SMITH	s
<i>Paralia sulcata</i> (EHRENB.) CLEVE	w
<i>Rhabdonema arcuatum</i> KÜTZING	v
<i>Rhoicosphenia marina</i> (W. SMITH) M. SMITH	w
<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENB.) GRUNOW	m
<i>Stephanodiscus dubius</i> HUSTEDT	m
<i>Synedra crystallina</i> (AGARDH) KÜTZING	s
<i>Synedra tabulata</i> (AGARDH) KÜTZING	s
<i>Synedra tenera</i> W. SMITH	w
<i>Terpsinoe americana</i> RALFS	s

3.2.6. Kernabschnitt 0 m bis 1,98 m (—43,00 m bis 44,98 m NN)

Der hangende 1,98 Meter mächtige Schlick enthielt überwiegend poly- und mesohalobe Diatomeen-Species. *Paralia sulcata*, *Grammatophora oceanica*, *Dimerogramma minor*, *Rhabdonema arcuatum*, *Plagiogramma staurophorum*, *Synedra tabulata* und teilweise auch *Campylodiscus echeneis* waren die verbreitetsten Arten in den fünfzig untersuchten Schlickproben. Weiterhin konnte *Actinocyclus Ehrenbergii* in fast allen Präparaten nachgewiesen werden, jedoch mit nur wenigen Individuen.

Im unteren Kernmeter der grauolivnen Schlicks erreichte unmittelbar über der Liegendgrenze *Campylodiscus echeneis* mit einem Anteil von über 50% an den Individuenspektren ein absolutes Maximum. Im Schlick über —44,90 Meter ging der Anteil dieser Art stark zurück und die polyhaloben Species *Rhabdonema arcuatum* und *Grammatophora oceanica* erreichten bei —44,80 Meter bzw. —44,68 Meter ihre höchsten Individuenzahlen. Neben diesen halophilen Species waren auch *Stephanodiscus astrea*, *Melosira islandica* und

Cyclotella Menephiniana in allen Proben des unteren Schlickes enthalten. Zwischen —44,10 und —44,25 Meter erreichten diese oligohaloben Species wieder höhere Individuenzahlen, während die polyhaloben Formen merklich zurückgingen. Dieser Wechsel der Florenbilder kommt in Darstellung der Paläosalinität (Abb. 3 und 4) deutlich zum Ausdruck.

Im oberen Schlick fehlten die oligohaloben Species fast völlig. Dafür erreichten *Synedra tabulata* als dominierende Art, *Paralia sulcata* und *Cocconeis scutellum* hohe Individuenzahlen. Neben diesen Taxa waren Diploneis Arten, vor allem *Diploneis bombus*, *Diploneis didyma* und *Diploneis Smithii* in den Thanatocoenosen enthalten.

Der Schlick enthielt folgende Species:

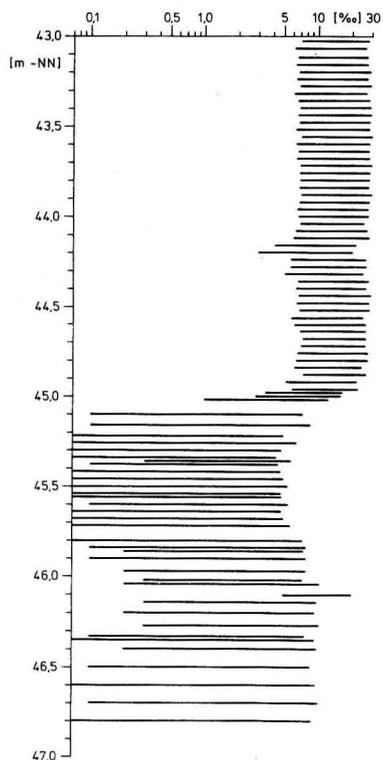
<i>Actinocyclus Ehrenbergii</i> RALFS	
<i>Actinoptychus undulatus</i> (BAILY) RALFS	w
<i>Amphora ovalis</i> (KÜTZING) CLEVE	w
<i>Asterionella gracillima</i> HEIBERG	s
<i>Auliscus caelatus</i> BAILEY	v
<i>Bacillaria paradoxa</i> GMELIN	v
<i>Campylodiscus echeueis</i> EHRENBERG	m
<i>Cocconeis distans</i> GREGORY	s
<i>Cocconeis placentula</i> EHRENBERG	v
<i>Cocconeis quarnerensis</i> GRUNOW	w
<i>Cocconeis scutellum</i> EHRENBERG	m
<i>Coscinodiscus balticus</i> A. CLEVE	w
<i>Coscinodiscus decipiens</i> GRUNOW	w
<i>Coscinodiscus granulatus</i> GRUNOW	w
<i>Coscinodiscus subtilis</i> GRUNOW	w
<i>Cyclotella comta</i> (EHRENB.) KÜTZING	w
<i>Cyclotella Kützingiana</i> CHAUVIN	s
<i>Cyclotella Menephiniana</i> KÜTZING	a
<i>Cyclotella striata</i> (KÜTZ.) GRUNOW	v
<i>Cymbella Bouleana</i> (BRUN.) HERIBAUD	s
<i>Diatoma vulgare</i> BORY	s
<i>Dimerogramma marinum</i> (GREG.) RALFS	s
<i>Dimerogramma minor</i> (GREG.) RALFS	m
<i>Diploneis bombus</i> EHRENBERG	a
<i>Diploneis decipiens</i> A. CLEVE	w
<i>Diploneis didyma</i> EHRENBERG	v
<i>Diploneis finnica</i> A. CLEVE	w
<i>Diploneis incurvata</i> HUSTEDT	w
<i>Diploneis interrupta</i> (KÜTZ.) CLEVE	w
<i>Diploneis litoralis</i> (DONK.) CLEVE	w
<i>Diploneis notabilis</i> A. CLEVE	w
<i>Diploneis Smithii</i> (BREB.) CLEVE	a
<i>Epithemia turgida</i> (EHRENB.) KÜTZING	w
<i>Epithemia zebra</i> (EHRENB.) KÜTZING	w
<i>Fragilaria construens</i> (EHRENB.) GRUNOW	v
<i>Fragilaria crotonensis</i> KITTON	w
<i>Fragilaria pinnata</i> EHRENBERG	w

<i>Gomphonema apicatum</i> (EHRENB.) CLEVE	s
<i>Grammatophora oceanica</i> (EHRENB.) GRUNOW	m
<i>Hyalodiscus stelliger</i> (BAIL.) v. HEURCK	s
<i>Hyalodiscus scoticus</i> (KÜTZ.) GRUNOW	a
<i>Meliora arenaria</i> MOORE	a
<i>Melosira islandica</i> O. MÜLLER	a
<i>Navicula abrupta</i> GREGORY	s
<i>Navicula gregaria</i> (DON.) CLEVE	s
<i>Navicula jamalinensis</i> CLEVE	s
<i>Navicula latissima</i> (GREG.) CLEVE	s
<i>Navicula lyra</i> (EHRENB.) CLEVE	s
<i>Navicula scutelloides</i> W. SMITH	w
<i>Navicula radiosa</i> KÜTZING	s
<i>Navicula viridula</i> (KÜTZ.) CLEVE	s
<i>Nitzschia acicularis</i> W. SMITH	v
<i>Nitzschia apiculata</i> (GREG.) GRUNOW	s
<i>Nitzschia punctata</i> (W. SMITH) GRUNOW	m
<i>Opephora Kittonii</i> A. CLEVE	s
<i>Opephora marina</i> (GREG.) PETIT	v
<i>Opephora Martyi</i> HERIBAUD	v
<i>Paralia sulcata</i> (EHRENB.) CLEVE	m
<i>Plagiogramma staurophorum</i> (GREG.) HEIBERG	m
<i>Rhabdonema arcuatum</i> KÜTZING	m
<i>Rhabdonema minutum</i> KÜTZING	w
<i>Rhopalodia gibberula</i> (EHRENB.) O. MÜLLER	
<i>Stephanodiscus astrea</i> (EHRENB.) GRUNOW	m
<i>Stephanodiscus dubius</i> HUSTEDT	v
<i>Synedra acus</i> KÜTZING	s
<i>Synedra capitata</i> EHRENBERG	a
<i>Synedra crystallina</i> (AGARDH) KÜTZING	a
<i>Synedra Gaillonii</i> (BORY) EHRENBERG	a
<i>Synedra kamtschatica</i> GRUNOW	a
<i>Synedra tabulata</i> (AGARDH) KÜTZING	m
<i>Tabellaria fenestrata</i> (LYNGBY) KÜTZING	s

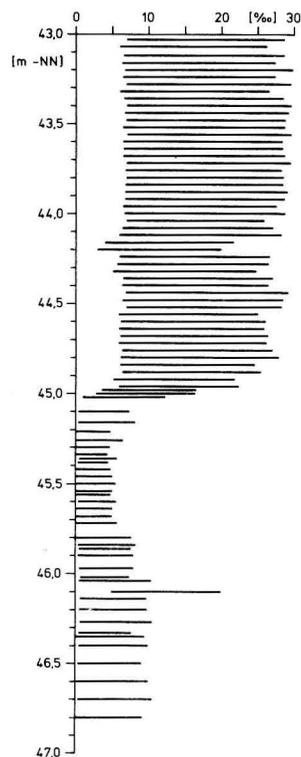
4. Ökologische und stratigraphische Interpretation der Diatomeen-Thanatocoenosen

Für die ökologische Ausdeutung der in den Sedimenten eingebetteten Diatomeen Arten wurden das von SIMONSEN (1962) bei Untersuchungen an rezenten Benthosdiatomeen der westlichen Ostsee entwickelte Halobiensystem sowie die auf der Grundlage dieser Klassifikation von PANKOW (1976) publizierten Angaben über die ökologische Valenz planktischer und benthischer Diatomeen Arten der gesamten Ostsee zugrunde gelegt. Dabei wurde vorausgesetzt, daß die Autökologie der fossilen Arten sich gegenüber den rezenten Species nicht verändert hat.

Die Berechnung der Maximum- und Minimumpaläosalinität erfolgte nach der von



▲ Abb. 3. Paläosalinität dargestellt in Intervallen auf einer logarithmischen Skala
Abb. 4. Paläosalinität dargestellt in Intervallen auf einer linearen Skala



LYNTS & JUDD (1971) gegebenen Formel:

$$S = \frac{\sum p_i \cdot a_i}{\sum p_i}$$

S = Paläosalinität (Maximum oder Minimum)

p_i = Anteil der i -ten Art in der Probe

a_i = entweder die maximale oder minimale Salinität in der die i -te Art vorkommen kann.

Bei allen polyhaloben Species wurde ein Salzgehalt von nur 30‰ als Maximalwert für die Berechnungen verwendet.

Die rezente Salinität im Bereich der Entnahmestation AB 3 schwankt zwischen 7,6 und 9,1‰ an der Oberfläche 7,8 und 14,4‰ in 20 Meter Tiefe und zwischen 8,2 und 17,4‰ im bodennahen Wasser.

Bei den in Abb. 3 (logarithmische Skala) und in Abb. 4 (lineare Skala) dargestellten Ergebnissen entspricht eine horizontale Markierung dem errechneten Salinitätsbereich einer Probe.

Die aus den Diatomeen-Thanatocoenosen abgeleiteten Salzgehaltswerte gestatteten auf Grund der ökologischen Aussagen auch eine stratigraphische Einordnung der einzelnen Sedimenthorizonte.

Der unterste graubraune Feinsand gelangte in einem oligohalinen bis schwach mesohalinen Gewässer zum Absatz. Seine Salinität lag zwischen 0 und 10‰. Während der Sedimentation des überlagernden graugrünen Feinsandes nahm der Salzgehalt deutlich zu. Ein Salinitätsmaximum wurde bei —46,10 Meter mit einem errechneten Schwankungsbereich von 5 bis 20‰ erreicht. *Campylodiscus echeneis* war die verbreitetste Diatomeen-Art in diesem kurzzeitig mesohalinen Gewässer.

Die graugrünen Feinsande und Schluffe wurden bereits von KOLP (1974) als Ablagerungen des brackischen Echeneis-Meeres angesehen. Die geringe Mächtigkeit dieses Horizontes wurde auf das ufernahe Auskeilen des Horizontes am Westrand des Arkona Beckens zurückgeführt.

Die hangende Abfolge aus dunkelgrauen Tönen und grauen Schluffen mit humosen Bändern sowie Torfyttja-Lagen im oberen Bereich wurde in einem oligohalinen Gewässer sedimentiert. Die niedrigste Salinität bei —45,40 Meter lag bei Werten zwischen 0 und 4,4‰. Die geringen Salzgehalte und das gleichzeitige Auftreten zahlreicher Klarseeformen deuteten auf die ancycluszeitliche Ablagerung dieses Sedimentkomplexes hin. Der langsame Anstieg des Ancylus-Sees mit kurzen Phasen des Verharrens ließ sich durch die humosen Bänder und Gytjenlagen belegen.

Während der Sedimentation des auflagernden hellgrauen Feinsandes kam es zu einer erneuten Zunahme der Salinität. Wie die Abb. 3 und 4 zeigen, verlief der Anstieg des Salzgehaltes verhältnismäßig sprunghaft. Inwieweit der Beginn der Transgression mit der Mastogloia-Phase gleichzusetzen ist, ließ sich aus den Diatomeen Spektren nicht ableiten. Bereits an der Basis des Salinitätsanstieges konnte mit *Terpsinoe americana* eine charakteristische Species der Litorina-Transgression nachgewiesen werden. *Campylodiscus clypeus* und *Mastogloia*-Arten fehlten völlig.

Die hangende Schlickschicht ließ sich durch die kurzzeitige Abnahme der Salinität bei —44,30 Meter NN in einen unteren und einen oberen Komplex unterteilen. Während im unteren Schlick die Salinität stärkeren Schwankungen unterworfen war, zeigte die obere Abfolge bis —43,40 Meter NN annähernd konstante Werte. Die absolut höchsten Salzgehalte wurden bei —44,44 Meter NN mit einem Salinitätsbereich von 5,8 bis 29,8‰ errechnet. Möglicherweise ist dieser Teufenbereich der Litorina-II-Phase zuzuordnen, da diese Phase als Höhepunkt der Litorina-Transgression angesehen wird.

Detaillierte Untersuchungen an weiteren Schlickkernen könnten diese Annahme belegen und gleichzeitig eine stratigraphische Aufgliederung des Schlickes ermöglichen.

Literatur

- ALHONEN, P., The Stages of the Baltic Sea as indicated by the Diatom Stratigraphy. Acta Botanica Fennica, 92 (1971).
- DAHM, H. D., Diatomeenuntersuchungen zur Geschichte der westlichen Ostsee. Meyniana, 5 (1956), S. 7—50.
- KIEWE, H., Die holozäne Ostseegeschichte im Blickfeld von Transgressionsvorgängen im Odermündungsraum. Wiss. Z. d. Friedrich-Schiller-Universität Jena, Math.-Naturwiss. Reihe, 11 (1962), S. 135 bis 140.
- KOLP, O., Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. Petermanns Geogr. Mitt., 4 (1964), S. 249—254.
- KOLP, O., Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. Beitr. Meereskunde H. 12—14 (1965), S. 1—59.

- KOLP, O., Submarine Uferterrassen in der südlichen Ost- und Nordsee als Marken eines stufenweise erfolgten holozänen Meeresanstiegs. *Baltica*, **5** (1974), S. 11—40.
- KROG, H., On the post-glacial development of the Great Belt. *Baltica*, **2** (1965), S. 47—60.
- MATTHÄUS, W., Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee. *Gerlands Beitr. Geophys.* **87** (1978) S. 369—379.
- MILLER, U., Diatomeen floras in the Quaternary of the Göta River Valley (Westn Sweden). *Sver. Geol. Unders. Ser. Ca*, **44** (1964).
- MÖLDER, K. und TYNNI, R., Diatomeen im Plankton bei der Stadt Helsinki und in der Stromschnelle Putaankoski im Kirchsp. Askola, Südfinnland, im Jahre 1964. *Ann. Botanici Fennici*, **3** (1966), S. 265 bis 285.
- PANKOW, H., Algenflora der Ostsee, II: Plankton; 1976.
- SCHRADER, H. J., Quaternary through neogene history of the Black Sea, deduced from the paleoecology of Diatoms, Silicoflagellates, Ebridians, and Chrysomonads. Initial Rep. of the Deep Sea Drilling Project, **XLII** (1978), S. 789—901.
- SIMONSEN, R., Spätglaziale Diatomeen aus Holstein. *Arch. f. Hydrobiol.*, **53** (1957), S. 337—349.
- SIMONSEN, R., Untersuchungen zur Systematik und Ökologie der Bodendiatomeen der westlichen Ostsee. *Int. Rev. gesamt. Hydrobiol. Syst. Beihefte*, **1** (1962).
- TAPFER, E., Meeresgeschichte der Kieler- und Lübecker Bucht im Postglazial. *Geol. d. Meere u. Binnen-gewässer*, **4** (1940), S. 113—244.

Anschrift der Verfasser:

Dr. D. LANGE und Dipl.-Ing. B. WULFF
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Vorläufige Ergebnisse der Expedition des Forschungsschiffes
 „A. v. Humboldt“ in den äquatorialen Atlanik
 während des Globalen Wetterexperiments (FGGE) SOP II 1979

Von H. U. LASS, W. FENNEL, R. HELM, F. MÖCKEL, M. STURM, K.-H. TILL, H. WIECHERT
 und H. WILL

Preliminary results of the FGGE cruise of RV
 “Alexander von Humboldt” during the SOP II
 Atlantic Tropical Experiment FATE 1979

Предварительные результаты экспедиции на НИС
 „Александр фон Хумбольдт“ в экваториальной зон Атлантики
 во время ПИГАП/FGGE-SOP II 1979 г.

Inhalt . . Contents . . Содержание

Zusammenfassung

Abstract

Резюме

1. Einführung
 Introduction
 Введение
2. Meßmethodik und -geräte
 Methods and instruments
 Методы и измерительные приборы
3. Experimentelle Ergebnisse
 Experimental results
 Экспериментальные результаты
 - 3.1. Allgemeine ozeanologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet
 General oceanographic conditions in the FATE area
 Общие океанографические условия в FGGE области
 - 3.2. Zeitliche Variationen
 Temporal variations
 Временные вариации
 - 3.3. Separation zwischen Salz- und Geschwindigkeitskern
 Separation of high velocity and high salinity undercurrent cores
 Отделение ядра солёности и ядра скорости
 - 3.4. Vertikale Austauschprozesse
 Vertical mixing
 Процессы вертикального перемешивания
4. Ein einfaches theoretisches Modell äquatorial geführter Wellen unter dem Einfluß einer mittleren zonalen Strömung
 A simple theoretical model of the equatorial trapped waves
 Простая теоретическая модель для экваториальных перемещающихся волн

5. Danksagung
Acknowledgements
Благодарность
6. Literatur
References
Литература

Zusammenfassung: Von Bord des FS „A. v. Humboldt“ der Akademie der Wissenschaften der DDR wurden im Rahmen des FGGE in der Zeit vom 8. Mai bis 17. Juni hydrographische und Strömungsmessungen relativ zu 1000 m Tiefe durchgeführt. Die Messungen erfolgten auf 8 aufeinanderfolgenden und einem zeitlich davon getrennten Schnitt zwischen 2° S und 2° N bzw. 6° N auf 28° 40' W.

Während der Beobachtungsperiode erfolgte im Meßgebiet der Übergang von typisch winterlichen zu sommerlichen Verhältnissen im äquatorialen Stromsystem. Der Unterstrom war voll ausgeprägt und erreichte mit unterschiedlich meridionaler Ausdehnung im ganzen Beobachtungszeitraum die Oberfläche. Sein Kern lag in einer Tiefe zwischen 50 und 70 m, wo die Ostkomponente der Strömung Werte zwischen 90 und 130 cm/s erreichte. Der Salzgehaltskern war im allgemeinen dem Geschwindigkeitskern eng benachbart und erreichte hohe Salzgehaltswerte zwischen 36,8 und 36,5‰, die mit der Zeit kontinuierlich abnahmen. Ein Mäandrieren des Unterstroms, wie es während GATE 1974 festgestellt worden war, konnte nur nach dem verstärkten Einsetzen des Südäquatorialstroms beobachtet werden. Die Periode wurde zu rund 20 Tagen abgeschätzt. Daher liegt die Vermutung nahe, daß das Mäandrieren durch das kräftige Stromsignal des Südäquatorialstroms wesentlich verstärkt wird. Während der Abwesenheit des Südäquatorialstroms im Untersuchungsgebiet wurden keine Auftriebsprozesse in der Deckschicht beobachtet. Diese traten jedoch unmittelbar mit dem Einsetzen des Südäquatorialstroms in Erscheinung.

Mit Hilfe eines einfachen theoretischen Modells wird gezeigt, daß die Eigenschaften äquatorial geführter Wellen durch Wechselwirkung mit stationären zonalen Strömungen beträchtlich modifiziert werden.

Abstract: Hydrographic and current profile measurements with a reference depth of 1000 m were conducted on board the RV „A. v. Humboldt“ of the Academy of Sciences of the GDR as a part of FGGE SOP II during May 8 to June 17 1979. Eight sections and one section separated by a time interval of 10 days occupied between 2° S and 2° N respectively 6° N along the 28° 40' W meridian.

A transient from typical boreal winter to summer conditions has been observed in this area during the observation period as well in the current as the wind field. A well developed Equatorial Undercurrent was found which surfaced with varying meridional extent at all sections. The core of the undercurrent occupied the depth between 50 and 70 m and the east component of the core velocity varied between 90 cm/s and 130 cm/s. The salinity core was located close to the velocity core and contained high salinities decreasing with time from 36,8‰ to 36,5‰. The meandering of the undercurrent, as observed during GATE 1974, was weak at the beginning of the observations and amplified simultaneously with the amplification of the South Equatorial Current after May 20. The period of the meander was estimated to be between 16 and 20 days. Therefore it is assumed that the amplification of the observed meander is related to the intensification of the SEC. No upwelling was observed in the equatorial surface layer during the first three sections. However upwelling happened also simultaneously with amplification of the SEC.

Using an analytical model the interaction of equatorial jets with equatorial trapped waves is studied.

Резюме: В рамках ПИГАП Первого Глобального Эксперимента (FGGE) с 8-го мая по 17-ое июня 1979 г. на борту НИС „Александр фон Хумбольдт“ Академии наук ГДР были проведены стандартные гидрологические работы и измерения течений относительно к глубине 1000 м. Измерения были произведены на 8-ми разрезах, расположенных рядом друг с другом, а через некоторое время ещё на одном разрезе в районе между 2° ю.ш. и 2° с.ш. или 6° с.ш. вдоль 28° 40' з.д. Во время проведения измерений в районе наблюдений произошла смена типичных зимних условий на летние условия в экваториальной системе течений.

Экваториальное подповерхностное противотечение (течение Ломоносова) было выражено ясно и достигало поверхности в период всего наблюдения с различными расширениями по меридиану. Ядро подповерхностного течения располагалось на глубине 50—70 м со скоростью восточной со-

ставляющей, достигающей 90—130 см/сек. Ядро солёности в основном располагалось рядом с ядром скорости и достигало солёности, равной 36,8 и 36,5‰, которая со временем постоянно уменьшалась.

Меандрирование подповерхностного противотечения, как это было установлено во время АТЭП 1974 года, можно было наблюдать после усиления Южного Пассатного течения. Было установлено, что период равен примерно 20-ти дням.

Простая модель экваториально перемещающихся волн с учетом постоянных струйных течений, направленных в западном направлении, показывает разветвление 'Yanai-Modes' на волну 'Rossby' и на инерционно-гравитационную волну с резонансным периодом, равным примерно 20 или 10 дням.

Поэтому предполагается, что меандрирование значительно усиливается сильным сигналом Южного Пассатного течения. Во время отсутствия Южного Пассатного течения в районе исследования процесса подъёма глубинных вод в поверхностном слое не наблюдалось.

Это явление возникало непосредственно с появлением Южного Пассатного течения.

1. Einführung

In der Zeit vom 25. April bis 22. Juni 1979 führte das Forschungsschiff der Akademie der Wissenschaften der DDR, „A. v. Humboldt“, im Rahmen des internationalen „Ersten Globalen Wetterexperiments“ (FGGE) meteorologische und ozeanologische Messungen im äquatorialen Atlantik durch. Einzelheiten über Zielstellung und Durchführung des FGGE sind in mehreren Veröffentlichungen der Meteorologischen Weltorganisation (WMO) beschrieben, so z. B. in den GARP Special Reports der WMO in Genf.

Der meteorologische Teil des Meßprogramms der Expedition bestand darin, daß von Bord der „A. v. Humboldt“ als tropischem Windbeobachtungsschiff (TWOS) im Gebiet zwischen 10° N und 10° S täglich zwei Radiosondenaufstiege mit dem von der WMO zur Verfügung gestellten NAVAID System durchgeführt wurden. Die Aufstiege fanden um 12.00 und 24.00 Uhr Ortszeit statt und erreichten in der Regel rund 25 km Höhe. Darüber hinaus wurden während der ganzen Expedition zu den 4 Hauptterminen meteorologische Oberflächenbeobachtungen durchgeführt.

Das ozeanologische Beobachtungsprogramm der „A. v. Humboldt“, das sich über den Zeitraum vom 8. 5. bis 17. 6. 79 erstreckte, war eingebettet in das von der Arbeitsgruppe 47 des Wissenschaftlichen Komitees für Ozeanische Forschung (SCOR WG 47) und der Zwischenstaatlichen Ozeanographischen Kommission (IOC) koordinierte ozeanologische Subprogramm im FGGE. Einzelheiten dieses weltweiten ozeanologischen Programms sind beschrieben in The FGGE Implementation/Operation Plan, Vol. 7, Oceanographic Programme for the FGGE, der WMO in Genf 1978. Die Hauptzielstellung des nationalen ozeanologischen Programms während dieser Expedition bestand darin,

- die während des GATE 1974 beobachteten Eigenschaften des mäandrierenden äquatorialen Unterstroms in einer anderen Jahreszeit unter anderen mittleren meteorologischen und ozeanologischen Verhältnissen zu untersuchen;
- meridionale Eigenschaften der äquatorial geführten Wellen (ETW) zu studieren;
- Messungen zur Struktur und zu den vertikalen Transportprozessen im äquatorialen Unterstrom durchzuführen.

Entsprechend dieser Zielstellung wurden entlang 28° 40' W vier Oberflächenbojen mit je vier selbstregistrierenden Strömungsmessern des Typs LSK 801.2 verankert. Verwendbare Registrierungen über eine Meßzeit vom 28. April bis zum 14. Juni 1979 lieferten nur die Strömungsmesser auf 1° 20' N und 4° N. In diesem Zeitraum führte die „A. v. Humboldt“ entlang dieses Meridians neun hydrographische Schnitte zwischen 2° S und

Sauerstoffs aus je drei Wasserproben, die einem der 12 um den Sondenkörper angeordneten Schöpfer entnommen wurden. Die Vergleichsmessungen wurden in verschiedenen Tiefen, jedoch immer im Bereich hinreichend kleiner Gradienten, durchgeführt. Die aus den Vergleichsmessungen bestimmten Fehler der einzelnen Meßkanäle lassen sich durch lineäre Regressionskurven eliminieren. Die Reststreuung beträgt beim Druck 1 dbar, bei der Temperatur $0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$, beim Salzgehalt $0,01\text{ }^{\circ}/_{\text{‰}}$. Größere Abweichungen treten beim Sauerstoffsensoren auf. Die Ursachen sind noch nicht geklärt. Aus diesem Grund wurden als vorläufige Daten nur die mittels Winkler-Titration bestimmten Sauerstoffwerte verwendet.

Zur Messung des kontinuierlichen Stromprofils wurde der von einem der Autoren (H. WILL) entwickelte Stromprofilmesser WPS I eingesetzt. Das Gerät ist ein modifizierter Strömungsmesser SRS 800 (vgl. HELM, 1962). Durch eine unterhalb des Gerätes befestigte Messingstange mit einem stromlinienförmigen Bleigewicht (max. Drehmoment 120 Nm) wird erreicht, daß selbst bei Anströmungsgeschwindigkeiten von 2,5 m/s ein Neigungswinkel von 10° nicht überschritten wird. Der Gehäusekörper war an einem 1-Leiter-Koaxialkabel 1,5 m unterhalb des Sondenkörpers und damit außerhalb seiner magnetischen Störzone aufgehängt. Rotationsgeschwindigkeit des Rotors, Richtung des Gehäuses gegen Magnetisch-Nord und Richtung des Gehäuses gegen die horizontale Ebene werden in frequenzmodulierte Signale transformiert, gemischt und über einen Übertrager im Drehlager per Aufhängekabel auf 3 Kanäle der Sonde übertragen. Dort werden die Signale analog den anderen Meßkanälen der OM 75 (z. B. Temperatur) verarbeitet und registriert. Trägheitszeit des Rotors und des Inclinometers liegt unterhalb einer Sekunde. Meßbereiche und -genauigkeit bei einem Umgebungstemperatursprung von $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ sind:

Geschwindigkeit $0,09 \leq v \leq 3,00 \pm 0,03\text{ m/s}$

Richtung $0^{\circ} \leq \varphi \leq 360^{\circ} \pm 4^{\circ}$

Neigung $45^{\circ} \leq \theta \leq -45^{\circ} \pm 0,5^{\circ}$

Da der WPS nicht bis 1000 m Tiefe eingesetzt werden kann, wurde der Referenzstromvektor in 1000 m Tiefe mit einem Strömungsmesser vom Typ 801.2 vom driftenden Schiff ermittelt. Dieses Gerät ist nach dem gleichen Prinzip wie der WPS horizontal stabilisiert worden. Vergleichsmessungen zwischen dem LSK 801.2 und dem WPS in 30 m Tiefe sowie zwischen der 1000 m Referenzstrommessung und der durch Radarpeilung an den verankerten Oberflächenbojen ermittelten Schiffsdrift ergaben einen absoluten Fehler von $\pm 10\text{ cm/s}$ für die Stromprofilmessung in den diskreten Niveaus für beide Komponenten.

Positionsbestimmungen wurden mit dem Satellitennavigator MAGNAVOX MX 1102 durchgeführt. In den Häfen Fortaleza und Santa Cruz vorgenommene Kontrollen ergaben eine Streuung in der Breitenbestimmung von $0,1'$ und in der Längenbestimmung von $0,25'$, also einen zweieinhalbmal größeren Fehler. Im allgemeinen ist eine Driftbestimmung mittels Satellitenpositionen nicht möglich, weil die zeitliche Distanz für zwei aufeinanderfolgende Positionsbestimmungen am Äquator bei 90%iger Wahrscheinlichkeit fünf Stunden beträgt. In den Fällen, in denen es möglich war, auf Stationen nahe den Radarreferenzbojen mittels Satellitennavigation die Drift zu bestimmen, lag der Fehler in der Nordkomponente der Drift bei $\pm 8\text{ cm/s}$ und in der Ostkomponente der Drift bei $\pm 20\text{ cm/s}$.

Die Aufbereitung der Daten in allen Meßkanälen der OM 75 erfolgte in 2 Stufen. Die im Rechner abgespeicherten über 1 s integrierten Meßwerte aller Kanäle wurden im on-line Betrieb entsprechend den jeweiligen Eichpolynomen mit Polynomen bis zur

3. Ordnung in physikalische Einheiten umgerechnet und alle Kanäle in 1,2-s-Abständen auf Magnetbandkassette abgespeichert.

Im off-line Betrieb konnten die Meßwerte der jeweiligen Station von der Kassette in den Rechner gelesen und die einzelnen Meßkanäle mit einem Algorithmus, der sowohl die absoluten Meßwerte als auch die Differenzen aufeinanderfolgender Werte mit vorgegebenen Schranken vergleicht, nach Fehlern durchsucht und diese eliminiert werden. Mittels linearer Regression ist in wählbaren Tiefenintervallen der interpolierte Meßwert in vorgegebenen Standardtiefen bestimmt und aus diesen Werten der Salzgehalt berechnet worden.

3. Experimentelle Ergebnisse

3.1. Allgemeine ozeanologische Verhältnisse im Untersuchungsgebiet

Um einen Überblick über den Zustand des äquatorialen Zirkulationssystems auch außerhalb der unmittelbaren äquatorialen Region zu erhalten, wurden zum Anfang und am Ende der Meßphase ozeanologische Schnitte zwischen 2° S und 6° N durchgeführt. Die Verteilung der gemessenen Zonalkomponente der Strömung zu Beginn der Meßphase — in diesem Falle relativ zur Zonalkomponente in der 500-dbar-Fläche — ist in Abb. 2 dargestellt. Die Situation ist gekennzeichnet durch die Abwesenheit des Südäquatorialstromes, den bis zur Oberfläche durchgreifenden Äquatorialen Unterstrom zwischen 2° S und 2° N , den zwischen 4° N und 5° N beginnenden Nordäquatorialstrom und einen zwischen 2° N und 4° N setzenden Oststrom, den man (wenn auch nicht eindeutig) als einen schwach ausgeprägten Nordäquatorialen Gegenstrom bezeichnen könnte. Das entsprechende Windfeld zeigt einen schmalen Übergang vom SE- zum NE-Passat in der Nähe von 1° N (siehe Abb. 3) und keine ausgeprägte Rotation der zonalen Windschubspannung im gesamten Gebiet.

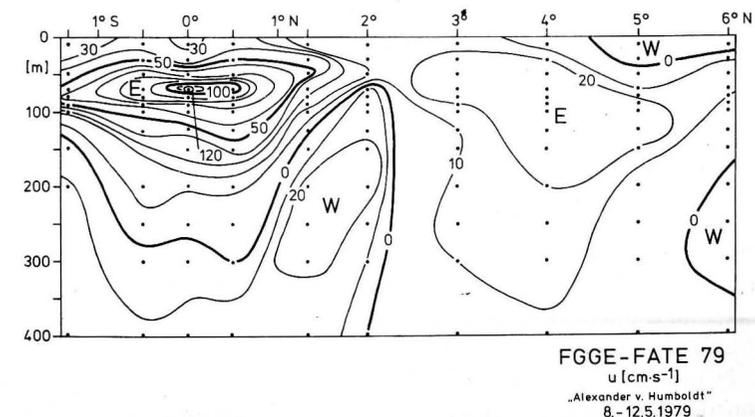


Abb. 2. Meridionalschnitt der Zonalkomponente der Strömung, bezogen auf 500 m Tiefe, längs $28^{\circ} 40'\text{ W}$ zwischen 2° S und 6° N am Anfang der Meßphase (8. 5.—12. 5. 1979)

Fig. 2. Meridional section of the zonal velocity component of current along $28^{\circ} 40'\text{ W}$ and between 2° S and 6° N early in SOP II (May 8—May 12 1979), related to a depth of 500 m

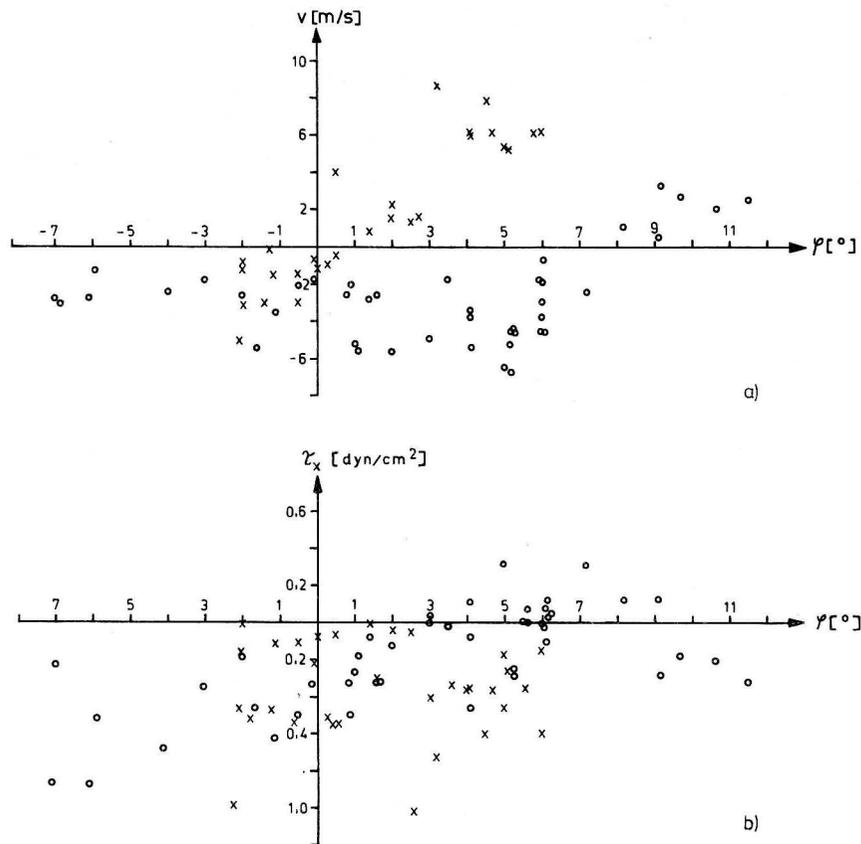


Abb. 3. Meridionale Verteilung der Meridional Komponente des Windes (Richtung woher) (a) und der Zonal Komponente der Windschubspannung (b) zu Beginn (x) und am Ende (o) der Meßphase

Fig. 3. Meridional distribution of the meridional velocity component of wind (a) and the zonal component of wind stress (b) along 28° 40' W at the beginning (x) and at the end (o) of the observing period

Die Verteilung der zonalen Komponente der Strömung zum Ende der Meßphase (Abb. 4) zeigt dagegen einen deutlich ausgeprägten Südäquatorialstrom bis 3,5° N, der allerdings vom noch immer bis zur Oberfläche durchdringenden Äquatorialen Unterstrom durchbrochen wird. Der Nordäquatoriale Gegenstrom erstreckt sich ab 3,5° N nordwärts. Seine nördliche Begrenzung liegt außerhalb des untersuchten Gebietes. Der Übergang vom SE- zum NE-Passat hat sich bis nach 8° N verschoben (Abb. 3), und die meridionale Verteilung der zonalen Windschubspannung zeigt zumindest qualitativ eine Form, wie sie für den Nordsummer typisch ist, und die ein Sverdrup-Regime mit dem NECC zwischen ungefähr 6° N und 9° N wahrscheinlich macht. Die Meßphase liegt also in der Übergangszeit von der typischen äquatorialen Winter- zur typischen Sommersituation. Das Windfeld unterlag während dieser Übergangsphase starken zeitlichen Schwankungen durch Verlagerung der ITCZ im Periodenbereich von einigen Tagen.

Aus den in Abb. 5 dargestellten Schnitten wird ersichtlich, daß der atlantische Äquatoriale Unterstrom in der Zeit vom 8. Mai bis 17. Juni voll ausgeprägt war mit

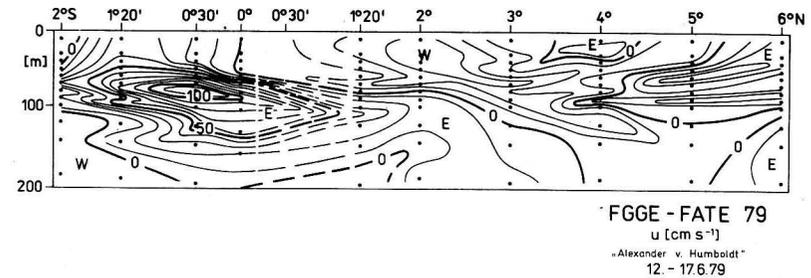


Abb. 4. Meridionalschnitt der Zonalkomponente der Strömung längs 28° 40' W zwischen 2° S und 6° N am Ende der Meßphase (12. 6.—17. 6. 1979)

Fig. 4. Meridional section of the zonal velocity component of current along 28° 40' W and between 2° S and 6° N at the end of the observing period (June 12—June 17 1979)

Maxima der Ostkomponente der Strömung zwischen 90 cm/s und 130 cm/s in einer Tiefe zwischen 50 und 70 m. Ähnlich hohe Werte wurden bisher nur von METCALF et al. (1962) im April 1961 auf 13,5° W und von BRUCE and KATZ (1976) im Juni auf 16° W und im Juli 1974 auf 28° W gemessen. Während GATE 1974 lag sowohl im Juli (BRUCE and KATZ, 1976) als auch im August (DÜING et al., 1975) auf 28° W der Kern des Unterstroms in einer größeren Tiefe (60—90 m), als im Mai 1979 von uns beobachtet. Bemerkenswert ist, daß die Kerngeschwindigkeit im Mai—Juni größer war als im Sommer (Juli—August), obwohl die zonalen Druckgradienten im Frühjahr wesentlich geringer waren als im Sommer (KATZ et al., 1977). Der Südäquatorialstrom war in der ersten Hälfte der Meßphase vom 8. Mai bis 19. Mai nur sehr schwach an den Rändern des Meßgebietes ausgeprägt und verstärkte sich dann in der zweiten Hälfte insbesondere von Norden her, ohne jedoch das gesamte Gebiet zwischen 2° S und 2° N zu überdecken (Abb. 5).

Die Salzgehaltsverteilung im Untersuchungsgebiet zeigt das vom Atlantik bekannte Bild (Abb. 6) mit einem Maximum in der Nähe des Kerns der Ostkomponente der Strömung. Die Salzgehalte im Kern lagen entsprechend der Jahreszeit sehr hoch (zwischen 36,8‰ und 36,5‰) gegenüber dem August 1974, als der maximale Salzgehalt auf 28° W 36,4‰ betrug (DÜING et al., 1975). Der Salzgehalt des Kerns nahm während der Meßphase von Mai bis Juni von 36,8‰ auf 36,5‰ ab.

3.2. Zeitliche Variationen

Die zeitliche Folge der Meridionalschnitte der Ostkomponente der Strömung in Abb. 5a bis h läßt vermuten, daß der Unterstrom wie während GATE 1974 mäanderartigen meridionalen Verschiebungen ausgesetzt ist (DÜING et al., 1975). Die Darstellung der Geschwindigkeits- und Salzgehaltswerte im Kernniveau in Form von Zeit-Breitendarstellungen (Abb. 7a, b) zeigt jedoch zwei deutlich verschiedene Phasen. In der Phase bis zum 18. Mai sind die meridionalen Verschiebungen des Kerns nicht signifikant nachweisbar, da ihre Amplituden unterhalb der meridionalen Auflösung von 30 sm Meßwertabstand liegen. Ab 19. Mai ist dagegen sowohl in der Ostkomponente der Strömung als auch im Salzgehalt eine signifikante Südverlagerung festzustellen, und am 31. 5. überquert der

Unterstrom den Äquator wieder von Süd nach Nord. Dieses Verhalten des Unterstroms ist dem während GATE 1974 festgestellten analog. Bemerkenswert ist, daß die Phase des verstärkten Mäandrierens des Unterstroms mit dem Zeitpunkt der Zunahme des Südäquatorialstroms zusammenfällt (Abb. 5). Eine volle Periode des verstärkten Mäanders konnte während der Expedition nicht erfaßt werden. Jedoch läßt sich die Halbperiode abzuschätzen zu $\frac{1}{2} T \sim 9$ bis 10 Tagen. Auf Grund der überlagerten kurzperiodischen Störungen kann man diese halbe Periode nicht ohne weiteres verdoppeln, eine Periode des Mäanders von $T \sim 20$ Tagen ist jedoch konsistent mit dem 9. Schnitt in Abb. 4. In der Phase der starken Südverlagerung des Unterstroms sind sowohl die Isotachen (Abb. 5) als auch die Isohalinen (Abb. 6) südlich des Äquators in geringeren Tiefen als nördlich

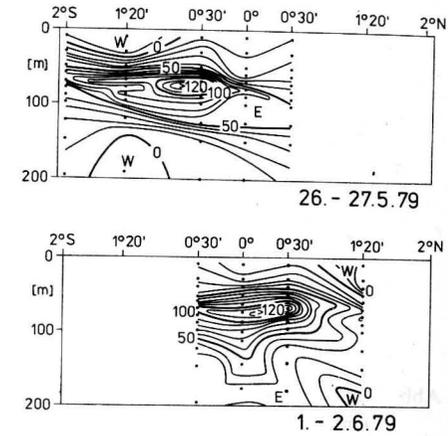
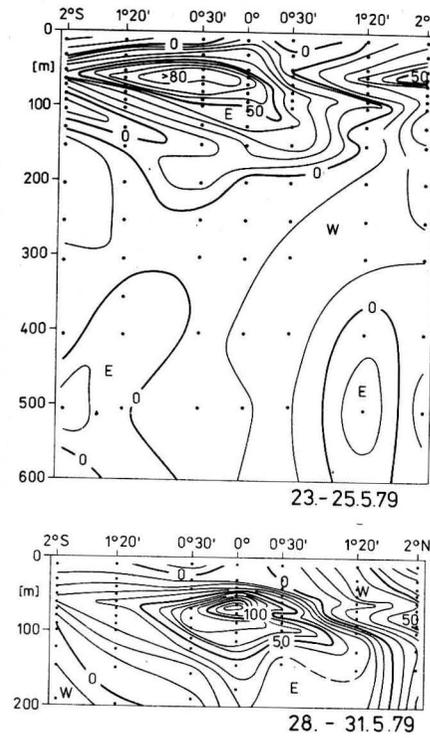
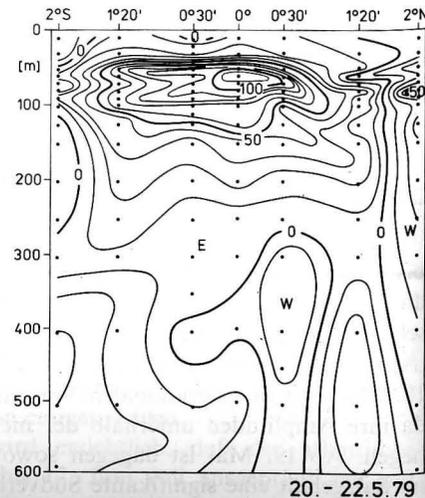
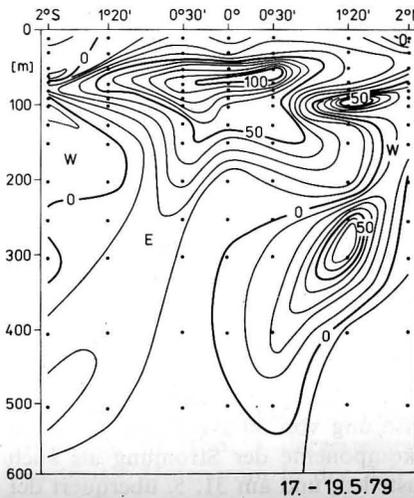
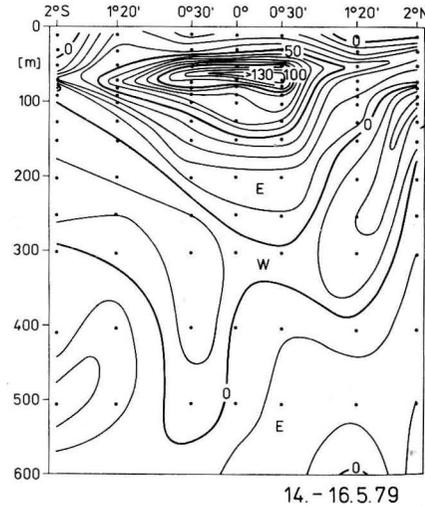
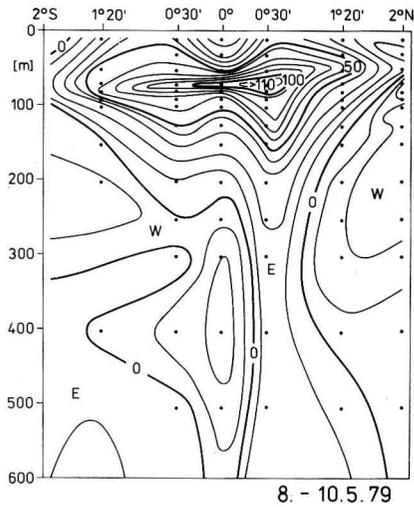


Abb. 5 a—h. Folge von Meridionalschnitten der Zonalkomponente der Strömung längs 28° 40' W zwischen 2° S und 2° N während der Hauptmeßphase (8. 5.—2. 6. 1979)
 Fig. 5 a—h. Consecutive meridional sections of the zonal velocity component of current along 28° 40' W and between 2° S and 2° N during the main observing period (May 8—June 2 1979)

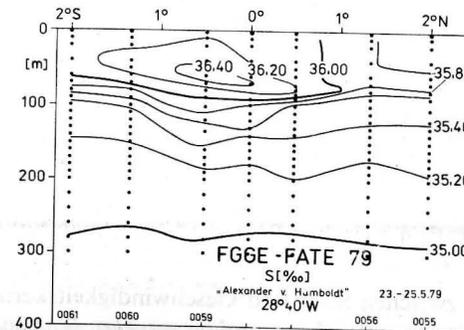


Abb. 6. Meridionalschnitt des Salzgehaltes längs 28° 40' W zwischen 2° S und 2° N am Ende der Hauptmeßphase (23. 5.—25. 5. 1979)
 Fig. 6. Meridional section of salinity along 28° 40' W and between 2° S and 2° N at the end of the main observing period (May 23—May 25 1979)

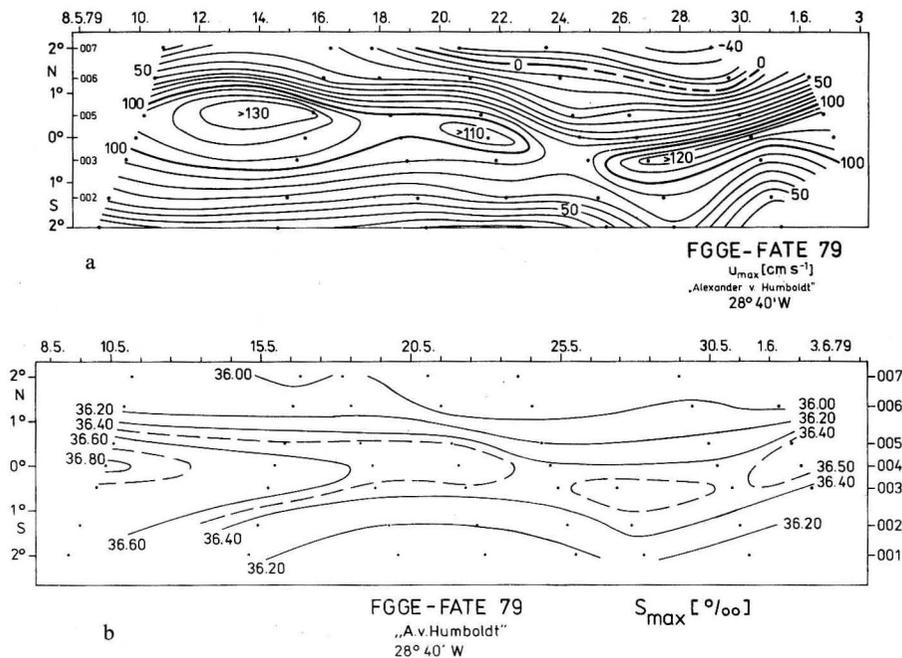


Abb. 7. Zeit-Breiten-Darstellung der Ostkomponente der Strömung (a) und des Salzgehaltes (b) im Unterstromkern während SOP II (8. 5.—2. 6. 1979) längs 28° 40' W zwischen 2° S und 2° N

Fig. 7. Time-latitude diagram of the zonal velocity component of current (a) and salinity (b) within the undercurrent core along 28° 40' W and between 2° S and 2° N during SOP II (May 8—June 2 1979)

desselben angeordnet. Auf Schnitt VIII, wo der Unterstrom sich auf der Nordhalbkugel befindet, deutet sich eine Umkehrung dieses Verhaltens an. Geht man davon aus, daß die Tiefenlage der baroclinen Druckfläche sich invers zu derjenigen der Dichteflächen und damit der Isohalinen verhält, so ist diese Druckverteilung konsistent mit dem Druckfeld einer äquatorial geführten Welle (ETW) mit gerader meridionaler Mode-Zahl (MOORE and PHILANDER, 1977). Dieses Verhalten deutet darauf hin, daß mit der Verstärkung des Südäquatorialstroms sich dem Unterstrom eine energiereiche äquatorial geführte Welle gerader Mode-Zahl mit einer Periode von ungefähr 20 Tagen überlagert.

3.3. Separation zwischen Salz- und Geschwindigkeitskern

Eine starke Separation zwischen Salz- und Geschwindigkeitskern des Unterstroms, wie sie bei anderen Expeditionen gefunden worden war (z. B. HELM, LASS und STURM, 1979), konnte während der Beobachtungsphase auf 28° 40' W nicht festgestellt werden. Eine typische Separation der Kerne ist mit ca. 5 m Tiefendifferenz in Abb. 8 dargestellt, wenn auch im Einzelfall bis zu 25 m beobachtet wurden. Wie aus Abb. 9 hervorgeht, hat die Separation keine eindeutige Richtung. Die Änderung des Richtungssinns

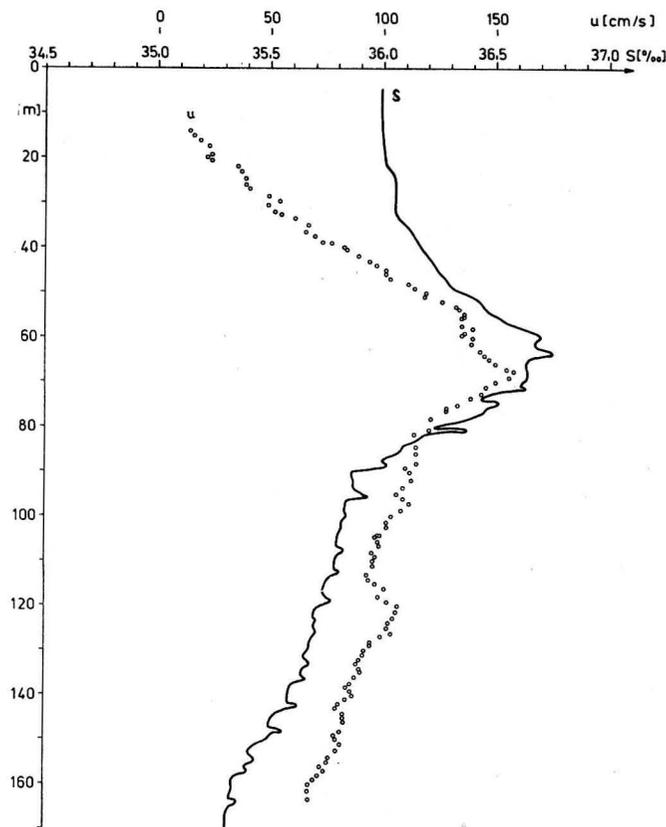


Abb. 8. Feinstruktur des Salzgehaltes und der relativen Ostkomponente der Strömung im Kernbereich des Unterstroms auf 0° 01' N, 28° 33' W am 15. 5. 1979

Fig. 8. Fine structure of salinity and the relative zonal velocity component of current within the undercurrent core at 0° 01' N; 28° 33' W on May 15 1979

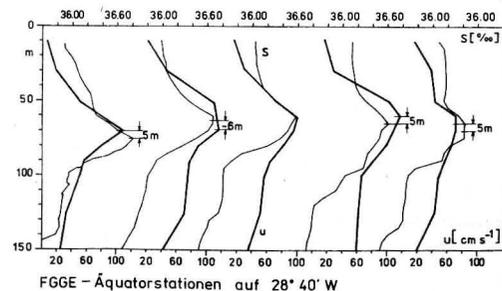


Abb. 9. Folge von Vertikalprofilen des Salzgehaltes und der Ostkomponenten der Strömung an 5 Äquatorialstationen auf 28° 40' W im Zeitraum 9. 5.—24. 5. 1979

Fig. 9. Set of vertical profiles of salinity and the zonal velocity component of current at 5 equatorial stations at 28° 40' W during the period May 9—May 24 1979

erfolgt innerhalb von Tagen. Das läßt die Vermutung zu, daß auch Prozesse im Periodenbereich von Tagen eine Separation der Kerne verursachen können.

3.4. Vertikale Austauschprozesse

Ähnlich wie beim Mäandrieren waren auch die vertikalen Austauschprozesse im Bereich des Unterstroms in zwei deutlich voneinander getrennten Perioden zu beobachten. In der ersten Periode, in der der Südäquatorialstrom zwischen 2° S und 2° N kaum in Erscheinung trat und der Unterstrom in diesem ganzen Bereich die Oberfläche erreichte,

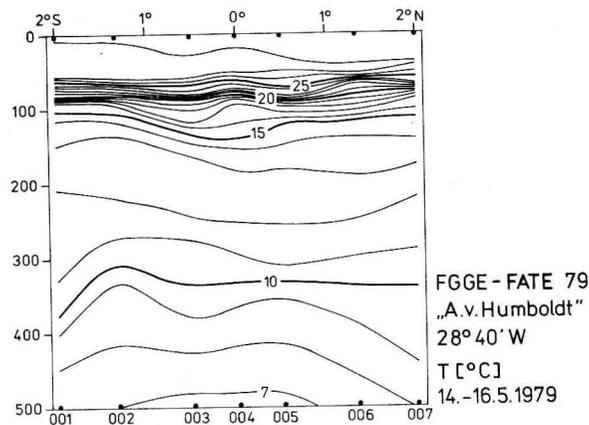


Abb. 10. Meridionalschnitt der Temperatur längs 28° 40' W vom 14.-16. 5. 1979 bei schwachem Südäquatorialstrom

Fig. 10. Meridional section of temperature along 28° 40' W between May 14 and May 16 1979 in case of weak SEC

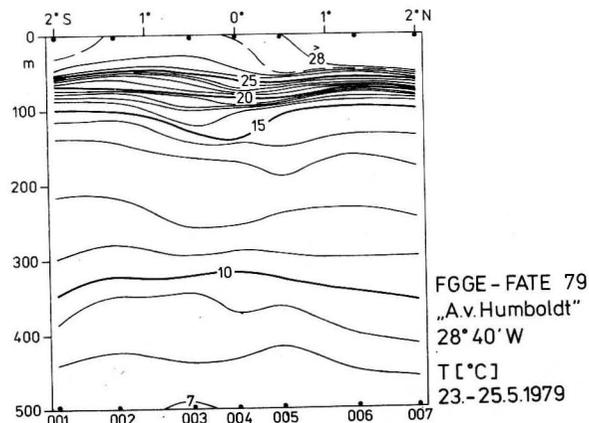


Abb. 11. Meridionalschnitt der Temperatur längs 28° 40' W vom 23.-25. 5. 1979 bei verstärktem Südäquatorialstrom

Fig. 11. Meridional section of temperature along 28° 40' W between May 23 and May 25 1979 in case of amplified SEC

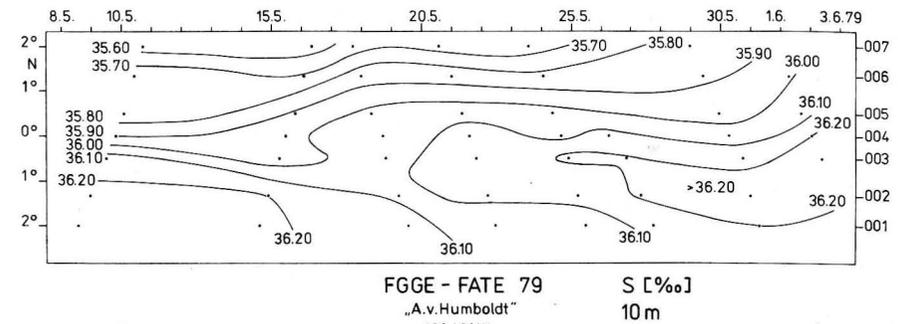


Abb. 12. Zeit-Breiten-Darstellung des Salzgehaltes in 10 m Tiefe während SOP II (8. 5.—2. 6. 1979) längs 28° 40' W zwischen 2° S und 2° N

Fig. 12. Time-latitude diagram of salinity at 10 m depth along 28° 40' W between 2° S and 2° N during SOP II (May 8—June 2 1979)

finden wir keine Anzeichen von Auftrieb oberhalb des Unterstromkerns, dagegen klare Hinweise auf abwärts gerichtete Austauschprozesse unterhalb des Kerns (Abb. 10). Mit dem Einsetzen des Südäquatorialstroms im Untersuchungsgebiet bleibt zwar der Verlauf der Isothermen unterhalb des Kerns im Prinzip unverändert, oberhalb des Kerns spreizen sie sich jedoch zur Oberfläche auf, wie es im Sommer bei voll entwickeltem Südäquatorialstrom bekannt ist (Abb. 11). Diese Feststellung wird unterstützt durch die Zeit-Breiten-Darstellung des Salzgehaltes in 10 m Tiefe (Abb. 12). Hier zeigt sich mit dem Einsetzen des Südäquatorialstroms eine Zunahme des Salzgehaltes in der Deckschicht oberhalb des Unterstroms. Da sich die meteorologischen Verhältnisse in diesem Zeitraum nicht wesentlich geändert haben und der Salzgehalt des Kerns des Unterstroms während der Meßphase kontinuierlich abnahm, liegt die Vermutung nahe, daß die Salzgehaltszunahme der Deckschicht auf verstärkte vertikale Austauschprozesse zurückzuführen ist.

Aussagen über den Anteil an turbulenter Vermischung bei diesem Prozeß kann man im jetzigen Stadium der Auswertung noch nicht treffen. Bezüglich der meridionalen Zirkulation am Äquator bei winterlichen Windbedingungen stimmt das Modell von PHILANDER (1973) gut mit Abb. 10 überein, wonach unter diesen Verhältnissen auch die Oberflächenschicht am Äquator eine Konvergenzzone darstellt, während die Verhältnisse in Abb. 11 auf eine Divergenzzone durch divergenten Ekman-Transport am Äquator hinweisen. Im Widerspruch dazu steht jedoch, daß sich die meridional gemittelten Ostkomponenten des Windes zwischen der Phase schwachen und starken Südäquatorialstroms nur um 1 m/s unterscheiden.

4. Ein einfaches theoretisches Modell äquatorial geführter Wellen unter dem Einfluß einer mittleren zonalen Strömung

Geht man von der Vorstellung aus, daß das Mäandrieren des Unterstroms eine Überlagerung des stationären Unterstroms mit einem energiereichen geraden Mode der ETW darstellt, so gibt die aus den Strömungs- und Salzgehaltsmessungen abgeleitete Beobachtung, daß der Unterstrom mit dem Einsetzen des Südäquatorialstroms in Äquatornähe

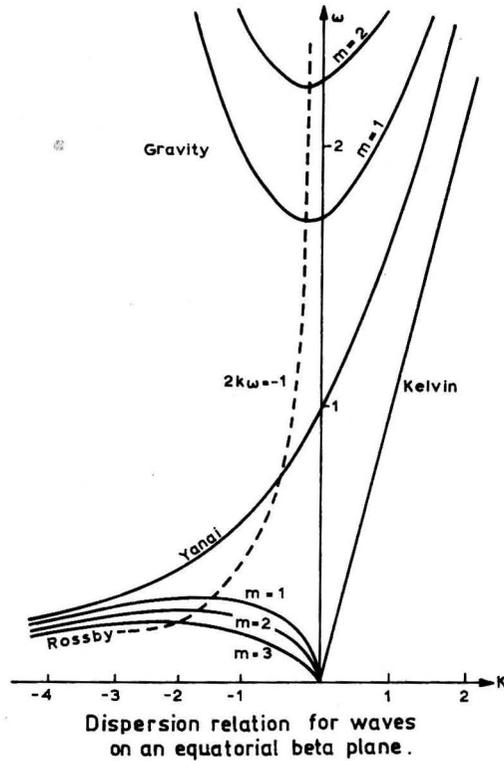


Abb. 13. Dispersionskurve der ETW ohne mittleres Stromfeld, normiert bezüglich der vertikalen Eigenwerte

Fig. 13. Scaled dispersion diagram of ETW without equatorial jet

verstärkt mäandriert, Anlaß zu der Vermutung, daß die Eigenschaften der äquatorial geführten Wellen durch ein quasistationäres zonales Stromfeld modifiziert werden könnten.

Aus der Sicht der Theorie der äquatorial geführten Wellen (ETW — Equatorial Trapped Waves) (z. B. MOORE and PHILANDER, 1975) besitzen die Variationen des Unterstroms mit Perioden von 10 bis 25 Tagen zeitliche Skalen, die dem niedrigsten horizontalen Mode (YANAI-Welle) zugeordnet werden müssen. Bei den höheren Moden kommen sowohl die ROSSBY-Wellen mit Perioden von 30 Tagen und mehr als auch die Schwerewellen mit Perioden von 5 Tagen und weniger nicht in Betracht (vgl. Abb. 13).

Offensichtlich ist die Frage von Interesse, zu welchen Modifikationen der freien ETW eine Wechselwirkung mit mittleren zonalen Stromfeldern führt. Dieses Problem soll für ein einfaches Modell analytisch untersucht werden. Wir betrachten folgendes Stromfeld

$$\mathfrak{B} = (U(y) + \bar{u} + u', \bar{v} + v', w').$$

$U(y)$ sei ein zonales Gleichstromfeld, \bar{u}, \bar{v} seien bandpaßgefilterte zonale und meridionale Strömungskomponenten mit einem Periodeninhalt von 2 Tagen bis „Fast unendlich“. Die gestrichelten Größen korrespondieren zu Größen mit Perioden kleiner als 2 Tage. Die

bandpaßgefilterten Grundgleichungen lauten dann in den üblichen Näherungen in der β -Ebene

$$\begin{aligned} \bar{u}_t + U\bar{u}_x + U_y\bar{v} - \beta y\bar{v} + \frac{1}{\rho_0}\bar{p}_x &= 0, \\ \bar{v}_t + U\bar{v}_x + \beta y\bar{u} + \frac{1}{f}\bar{p}_y &= 0, \\ \bar{u}_x + \bar{v}_y &= \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{N^2(z)} \frac{\partial}{\partial z} \bar{p}_t. \end{aligned}$$

$N^2(z)$ ist die BRUNT-VÄISÄLÄ-Frequenz, die Indizes bezeichnen partielle Ableitungen. Wir separieren die vertikale Abhängigkeit in üblicher Weise $\bar{u}(x, y, z, t) = F(z) u(x, y, t)$, $\bar{v}(x, y, z, t) = F(z) v(x, y, t)$ und $\bar{p}(x, y, z, t) = F(z) p(x, y, t)$. Weiterhin erwarten wir, daß zonale Variationen von \bar{u} und \bar{v} klein gegen die meridionale Scherung von $U(y)$ sind. Dann folgt

$$\begin{aligned} u_t + U_x v - \beta y v + \frac{\rho_0}{\rho_0} p_x &= 0, \\ v_t + \beta y u + \frac{1}{\rho_0} p_y &= 0, \\ u_x + v_y + \frac{\lambda^2}{\rho_0} p_t &= 0, \\ \frac{\partial}{\partial z} \frac{1}{N^2(z)} \frac{\partial}{\partial z} F(z) + \lambda^2 F(z) &= 0. \end{aligned}$$

Mit dem Ansatz $v(x, y, t) = \Psi(y) e^{i(kx - \omega t)}$ für die meridionale Komponente v folgt für $\Psi(y)$ das horizontale Eigenwertproblem

$$\Psi'''(\xi) + \frac{k}{\omega} U'(\xi) \Psi(\xi) + \left[\frac{\lambda}{\beta} \omega^2 - \frac{k^2}{\lambda\beta} - \frac{k}{\lambda\omega} + \frac{k}{\omega} U''(\xi) - \xi^2 + \lambda\xi U'(\xi) \right] \Psi(\xi) = 0,$$

$$\Psi(\xi) \rightarrow 0 \text{ für } \xi \rightarrow \pm \infty, \xi = \sqrt{\lambda\beta} y.$$

Wir wählen als Beispiel ein quadratisches Stromprofil

$$U(\xi) = a_0 - a\xi^2.$$

Die zugehörigen Eigenlösungen lauten

$$\Psi_n(\xi) = e^{-a \frac{k}{\omega} \frac{\xi^2}{2}} \psi_n \left(\xi \left[1 + 2a\lambda + a^2 \frac{k^2}{\omega^2} \right] \right),$$

ψ_n ist die normierte Hermitfunktion n -ter Ordnung,

$$\psi_n(s) = \frac{e^{-\frac{s^2}{2}} H_n(s)}{(\sqrt{\pi} 2^n n!)^{1/2}} \quad (H_n\text{-HERMIT-Polynom } n\text{-ter Ordnung}),$$

Die Stromscherung bewirkt also eine Modifikation der Reichweite der ETW sowie eine Verschiebung der außeräquatorialen Nullstellen. Für die zonale Komponente und den Druck

folgen Lösungen mit jeweils um \pm „Eins“ verschobenen Indizes der HERMIT-Funktionen (Ψ_{n-1} und Ψ_{n+1}).

Die Eigenwertgleichung (Dispersionsrelation) lautet

$$\hat{k}^2 + \frac{\hat{k}}{\hat{\omega}}(1 + Ha\lambda) - \hat{\omega}^2 + (2n + 1)\sqrt{1 + 2a\lambda + \frac{\hat{k}^2}{\hat{\omega}^2}a^2\lambda^2} = 0$$

mit den dimensionslosen Größen $\hat{k} = \frac{k}{\sqrt{\lambda\beta}}$ und $\hat{\omega} = \sqrt{\frac{\lambda}{\beta}}\omega$.

Als zweites Beispiel betrachten wir ein lineares Stromprofil

$$U(\xi) = b\xi.$$

Die Eigenlösungen lauten

$$\Psi_n(\xi) = e^{-\frac{1}{2}\left(\xi - \frac{b}{2}\left(\lambda - \frac{k}{\omega}\right)\right)^2} \psi_n\left(\xi - \frac{b\lambda}{2}\right).$$

Ein unsymmetrisches mittleres Stromfeld bewirkt eine Modifikation der Reichweite der ETW und verschiebt deren Nullstellen. Für typisch sommerliche Verhältnisse folgt eine Südverschiebung der Symmetrielinie der ETW um etwa 20 sm. Für winterliche Verhältnisse ($b = 0$) sind Symmetrielinie und Äquator identisch.

Die Dispersionsbeziehung lautet für das lineare Profil

$$\hat{k}^2 + \frac{\hat{k}}{\hat{\omega}} - \hat{\omega}^2 + (2n + 1) - \left(\frac{b\lambda}{2}\right)^2 \left(1 - \frac{\hat{k}^2}{\hat{\omega}^2}\right) = 0.$$

5. Danksagung

Die Autoren sind zu großem Dank gegenüber den Mitgliedern des Neuererkollektivs und der Arbeitsgruppe Tiefseeboje des IfM der AdW, dem Seehydrographischen Dienst der DDR, dem Konstrukteur L. REICHARD sowie allen weiteren an der Konstruktion und Fertigstellung der Bojen und an der Lösung der damit verbundenen organisatorischen

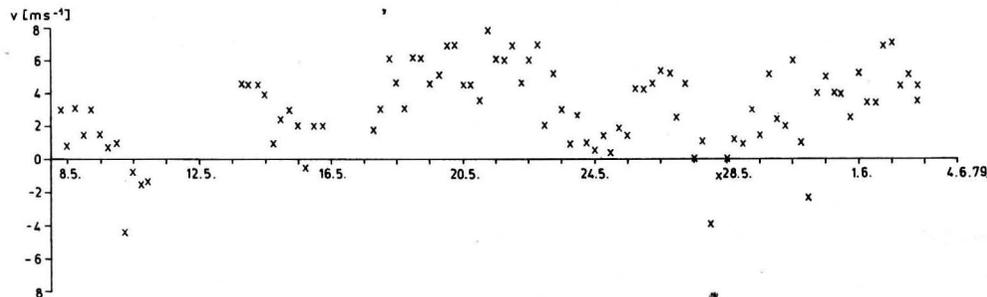


Abb. 14. Zeitreihe der Meridional Komponente der Windgeschwindigkeit, ermittelt aus den meteorologischen Standardbeobachtungen an Bord von FS „A. v. Humboldt“ längs 28° 40' W zwischen 2° S und 2° N

Fig. 14. Time series of the meridional component of wind velocity estimated from standard meteorological surface observations on board RV „A. v. Humboldt“ along 28° 40' W and between 2° S and 2° N

Probleme beteiligten Kollegen, verpflichtet. Herrn J. PETSCH sowie der Besatzung des FS „A. v. Humboldt“ danken wir für ihren Einsatz während des Auslegens und des Bergens der Bojen. Dem Schiffskollektiv gebührt auch unser Dank für die Hilfe und Unterstützung bei der Lösung vieler während der Expedition aufgetretener Probleme.

Herrn G. PLÜSCHKE danken wir für die Vorbereitung der Strömungsmesser, die Bearbeitung der Salzgehaltsproben und für die Durchführung vieler technischer Arbeiten während der Expedition und Herrn B. WACHS für die Bearbeitung der Sauerstoff- und Phosphatproben sowie für die Auswertarbeiten im Verlauf der Expedition.

Nicht zuletzt gilt unser Dank den Herren G. SCHENKEL, D. MEHLHORN und E. GEYER, den Mitarbeitern der mechanischen Werkstatt sowie den Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Observatorium für die umfangreichen Arbeiten bei der Vorbereitung der Expedition.

Abschluß der Arbeit: 11. 07. 1979

6. Literatur

- BRUCE, J. G. and KATZ, E. J., Observations in the equatorial Atlantic during GATE, June and July 1974, from Atlantis II. WHOI Techn. Rep. 76—54, 1976.
- DÜNG, W., HISARD, PH., KATZ, E., MEINKE, J., MILLER, L., MOROSHKIN, K., PHILANDER, G., RYBNIKOV, A., VOIGT, K., and WEISBERG, R., Meanders and long waves in the equatorial Atlantic. *Nature* **257** (1975) 5524, 280—284.
- HELM, R., Drei neue Strömungsmeßgeräte des Instituts für Meereskunde. *Beitr. Meereskunde*, 2/3 (1962) 33—41.
- HELM, R., LASS, H. U., and STURM, M., Some Peculiarities of the Atlantic Equatorial Undercurrent Core Structure and its Variation in Time and Space. *Deep-Sea Res. GATE Supplement II to V.*, 26, pp. 249—260, 1979.
- KATZ, E. et al. (1977) Zonal pressure gradient along the equatorial Atlantic. *J. Mar. Res.* **35** (1977) 293—307.
- METCALF, W. G., VOORHIS, A. D., and STALCUP, M. C., The Atlantic Equatorial Undercurrent. *J. Geophys. Res.* **67** (1962) 2499—2508.
- MOORE, D. W. and PHILANDER, S. G. H., Modelling of the equatorial oceanic circulation. *The Sea* **6** (8), pp. 319—362, John Wiley and Sons, 1975.
- PHILANDER, S. G. H., The equatorial thermocline. *Deep-Sea Res.* **20** (1973) 69—86.

Anschrift aller Verfasser:

Akademie der Wissenschaften der DDR

Institut für Meereskunde

DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Seestr. 15

Ergebnisse ozeanologischer Untersuchungen mit dem FFS „Ernst Haeckel“ im Konvergenzgebiet von Brasil- und Falklandstrom im Juni/Juli 1978

Von RUDOLF SCHEMAINDA

Zusammenfassung: Die im Juni/Juli 1978 mit dem FFS „Ernst Haeckel“ vor der südamerikanischen Küste durchgeführten ozeanologischen Untersuchungen fanden in einem Gebiet statt, das sich in seiner Nord-Süd-Ausdehnung von der subtropischen bis in die subantarktische Region erstreckte und den südlichen Ausläufer der Konvergenzzone zwischen Brasil- und Falklandstrom und ihren Übergang zur Subtropischen Grenze umfaßte.

Die horizontale Struktur und der vertikale Aufbau der Wassermassen dieses Gebietes ist durch Wellenstörungen charakterisiert, die in allen ozeanologischen Parametern einschließlich des geostrophischen Stromfeldes zu beobachten sind und eine meridional orientierte streifenförmige Anordnung der Wassermassen subtropischen und subantarktischen Ursprungs zur Folge haben. Ausgangspunkt dieses weit in den Atlantik hineinreichenden Störungfeldes ist die Konvergenzzone zwischen dem Brasil- und Falklandstrom. An ihr sowie in ihrer östlichen Fortsetzung, der Subtropischen Grenze, treten die gleichen dynamischen Phänomene auf, z. B. die Entwicklung von Strommäandern, die Ablösung von Stromwirbeln, die Ausbildung von Gegenströmen und einer sich dem Hauptstromstrich überlagernden Querkirkulation, wie sie auch von anderen Abflußströmungen der Äquatorialströme besonders aber vom Golfstrom und vom Kuroschio bekannt wurden.

Die sich dem Brasilstromausläufer überlagernde Querkirkulation bewirkt, daß an seiner rechten Flanke (westlich des Hauptstromstriches) günstigere Bedingungen für die biologische Produktion bestehen als an seiner linken (östlich des Hauptstromstriches).

Ein Vergleich des Volumentransportes bis zur 800 dbar-Fläche im Brasilstrom mit den beiden anderen westlichen Randströmungen der Südhalbkugel ergibt, daß der Wassertransport im Brasilstromausläufer etwa dem des Ostaustralstromes entspricht. Bedeutend höhere Volumentransporte werden im Mocambique-Strom erreicht, so daß dieser bzw. seine südliche Fortsetzung, der Agulhasstrom, die westliche Randströmung mit dem größten Wassertransport der Südhalbkugel ist.

1. Einleitung

Im Rahmen einer Fangplatzerkundungsreise in den Südatlantik wurde mit dem FFS „Ernst Haeckel“ vom 11. 6. bis 12. 7. 1978 eine ozeanologische Aufnahme des Seegebietes von 30° bis 45° S und von 35° W bis zur Fischereizone der südamerikanischen Anliegerstaaten durchgeführt. Die ozeanologischen Untersuchungen fanden auf 6 Zonalschnitten in 30° S, 35° S, 38° S, 40° 30' S, 42° S und 45° S mit 54 Standardstationen statt. Darüber hinaus wurden im Bereich der Konvergenzzone zwischen Brasil- und Falklandstrom 11 flachere Zusatzstationen und zwischen den Zonalschnitten 8 Oberflächenstationen durchgeführt (Abb. 1).

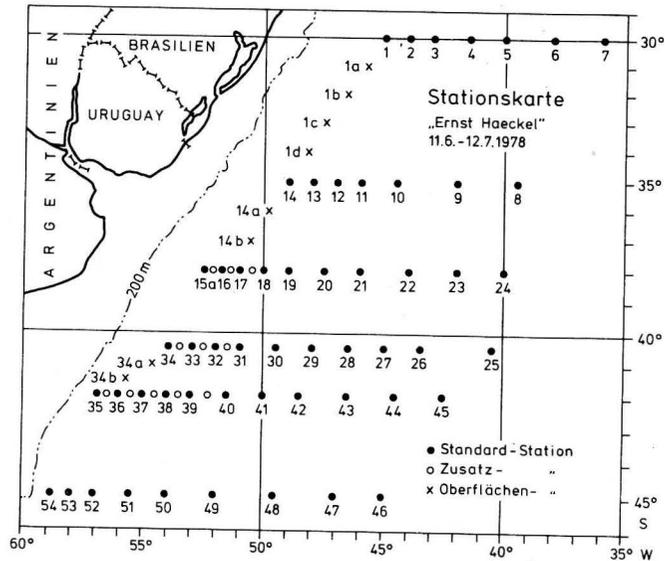


Abb. 1. Karte der Untersuchungsstationen

Das Programm sah generell Messungen bis 2000 m Tiefe vor. Wegen starker bis stürmischer Winde, der starken Drift des Schiffes und der damit in Verbindung stehenden großen Drahtwinkel mußten die Messungen zur Vermeidung von Geräteverlusten jedoch meist früher abgebrochen werden. Nur auf dem nördlichsten Schnitt in 30° S wurde die Solltiefe auf allen Positionen annähernd erreicht.

Neben der Messung von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff- und Phosphatgehalt wurden Proben zur Bestimmung der pflanzlichen Biomasse (Chlorophyll) und des gelösten organischen Kohlenstoffs entnommen.

2. Die großräumige Verteilung der ozeanologischen Parameter an der Wasseroberfläche

2.1. Die Verteilung der Oberflächenwasserarten

Die Untersuchungen im Juni/Juli fielen jahreszeitmäßig in das Winterhalbjahr bzw. in den letzten Herbst- und ersten Wintermonat der Südhalbkugel. Sie fanden in einem Gebiet statt, in dem die Jahresschwankung der Oberflächentemperatur etwa 5–10 °C beträgt (SCHOTT, 1942). Die Jahresschwankung im Oberflächensalzgehalt ist geringer. Nach den Monatskarten für den Südatlantischen Ozean (Deutsches Hydrographisches Institut, 1971) beläuft sie sich auf etwa 0,1–0,3‰. Nur im Bereich der Konvergenzzone zwischen dem Brasil- und Falklandstrom steigt sie auf größere Beträge an.

Aufgrund dieser raum-zeitlichen Variation ist es zunächst nicht gerechtfertigt, das Oberflächenwasser bestimmten thermohalinen Indizes zuzuordnen und mit Hilfe des TS-Diagramms bestimmte Oberflächenwasserarten zu unterscheiden. Da aber im Zuge der Betrachtungen eine solche Abgrenzung erforderlich erscheint, wurde sie empirisch vorgenommen, wobei besonders die Zonen starker horizontaler Parametergradienten (Fronten) Berücksichtigung fanden, wie sie im Untersuchungsgebiet in Form der Subtropischen Grenze bzw. der Konvergenz zwischen Brasil- und Falklandstrom und südlich davon

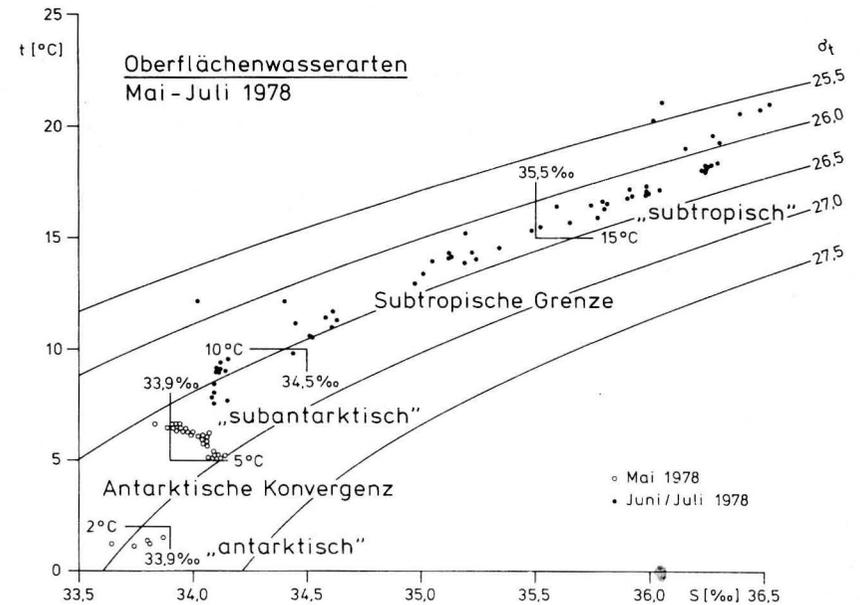


Abb. 2. Oberflächenwasserarten im Untersuchungsgebiet

im Raum der Antarktischen Konvergenz auftreten. Unter der „Subtropischen Grenze“ wird dabei in Übereinstimmung mit KOOPMANN (1953) die Zone verstanden, in der sich die warmen und salzreichen subtropischen Wassermassen mit den kälteren und salzärmeren subantarktischen zusammenschließen. Daß eine Klassifikation der Oberflächenwasserarten trotz der jahreszeitlichen Variation sinnvoll sein kann, haben die Arbeiten über diesen Gegenstand im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet von TOMCZAK (1978a, b) gezeigt. In Abb. 2 sind die unterschiedlichen Oberflächenwasserarten und ihre Grenzen in einem TS-Diagramm dargestellt. Zur polwärtigen Abgrenzung des subantarktischen Oberflächenwassers wurden in der graphischen Darstellung die Messungen berücksichtigt, die auf „Ernst Haeckel“ vor Beginn der großräumigen ozeanologischen Aufnahme im Mai 1978 im Raum der Falklandinseln, der Burdwood-Bank und Südgeorgiens durchgeführt wurden.

Entsprechend der Jahreszeit wird im folgenden das Oberflächenwasser mit Temperaturen von < 2 °C und Salzgehalten von < 34,9‰ als „antarktisch“ bezeichnet. Es wurde mit Temperaturen von 1,1–1,5 °C und Salzgehalten von 33,64–33,87‰ polwärts der Antarktischen Konvergenz im Seegebiet von Südgeorgien angetroffen. Der Salzgehalt dieser Wasserart war durch die sommerliche Eisschmelze noch herabgesetzt.

Das Oberflächenwasser mit Temperaturen von 5–10 °C und Salzgehalten von 33,9 bis 34,5‰, wie es im Raum der Burdwood-Bank, der Falklandinseln und nördlich davon beobachtet wurde, wird als „subantarktisch“, das Oberflächenwasser äquatorwärts der Subtropischen Grenze mit Temperaturen von > 15 °C und Salzgehalten von > 35,5‰ als „subtropisch“ bezeichnet.

Das dazwischen liegende Oberflächenwasser mit Temperaturen von > 10–15 °C und Salzgehalten von > 34,5–35,5‰ wird als Oberflächenwasser der Subtropischen Grenze bzw. der Konvergenzzone angesprochen.

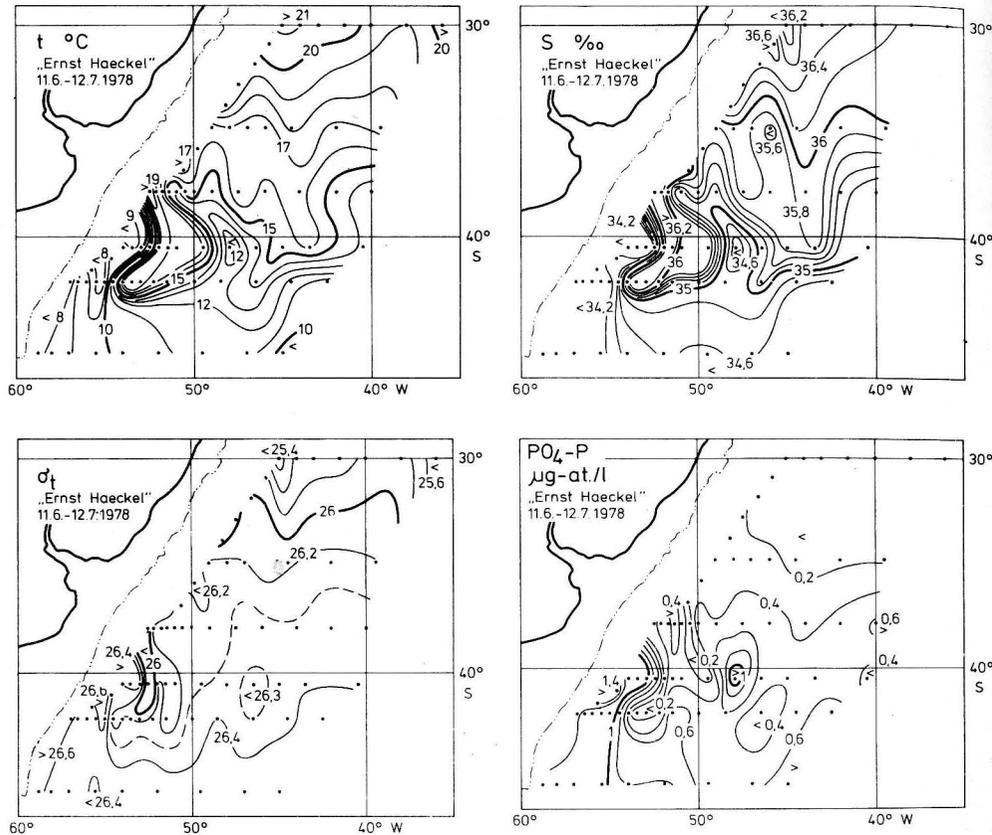


Abb. 3. Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, Dichte und Phosphat an der Wasseroberfläche

Ein Vergleich der hier vorgenommenen Abgrenzung des subantarktischen Oberflächenwassers mit den von DIETRICH (1975) angegebenen thermohalinen Indizes für den subantarktischen Wasserring zwischen der Subtropischen Grenze und der Antarktischen Konvergenz (6° – 10° °C und $33,85$ – $34,5^{\circ}$ / $_{00}$) sowie dem von SVERDRUP (1942) unterschiedenen „Subantartic Water“ zeigt ebenso wie mit den von LENZ (1975) im Südatlantik unterschiedenen Oberflächenwasserarten weitgehend Übereinstimmung.

2.2. Die Verteilung der ozeanologischen Parameter an der Wasseroberfläche

Die Verteilung von Temperatur und Salzgehalt an der Wasseroberfläche (Abb. 3) läßt erkennen, daß ein großer Teil des Untersuchungsgebietes von subtropischem Oberflächenwasser eingenommen wurde, an das sich südlich das Wasser der Subtropischen Grenze und das subantarktische Oberflächenwasser anschloß.

Das charakteristische Merkmal in der Oberflächenverteilung stellt die Frontalzone im Südwesten dar, die mit der Konvergenz zwischen dem Falklandstrom und dem Aufläufer des Brasilstromes identisch ist. Aufgrund der großen Stationsabstände hat sie in dieser Dar-

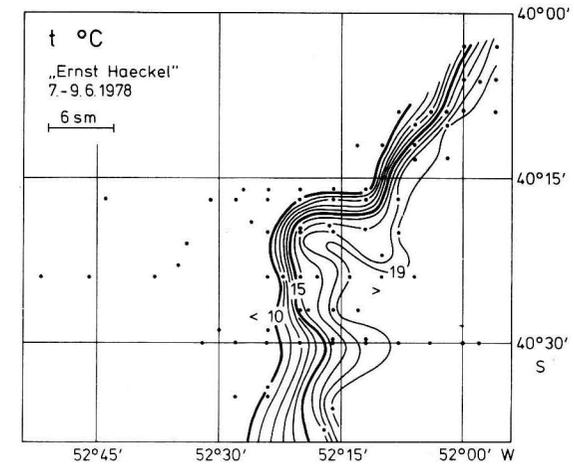


Abb. 4. Temperaturverteilung an der Wasseroberfläche in der Konvergenzzone zwischen Brasil- und Falklandstrom

stellung eine scheinbare Gesamtbreite von etwa 30–40 sm. Eine bereits Anfang Juni im gleichen Gebiet durchgeführte engabständige Aufnahme mit mittleren Stationsabständen von 3 sm (Abb. 4) zeigte jedoch, daß die Zone der stärksten horizontalen Temperatur- und Salzgehaltsgradienten nur eine Breite von 3–7 sm aufweist. Bei dieser Aufnahme wurden auf eine Distanz von 3 sm maximale Temperatur- und Salzgehaltsgradienten von 7° C bzw. $1,2^{\circ}$ / $_{00}$ gemessen.

Temperatur- und Salzgehaltssprünge von gleicher Größenordnung wurden im Bereich dieser Konvergenzzone von NEHRING und BROSIN (1968) im September 1966 beobachtet. Zonen mit derartig ausgeprägten horizontalen Parametergradienten können dynamisch nur durch Strömungskonvergenzen aufrecht erhalten werden. Sie stellen für den horizontalen Wasseraustausch echte Barrieren dar und grenzen dadurch biologisch produktive Gebiete von biologisch weniger produktiven Gebieten scharf ab.

Im Gegensatz zu der großräumigen Aufnahme läßt die Feinaufnahme erkennen, daß die Front nicht geradlinig verläuft, sondern anscheinend horizontale Schwingungen durchführt. Dabei handelt es sich um die gleichen dynamischen Phänomene, die auch aus anderen

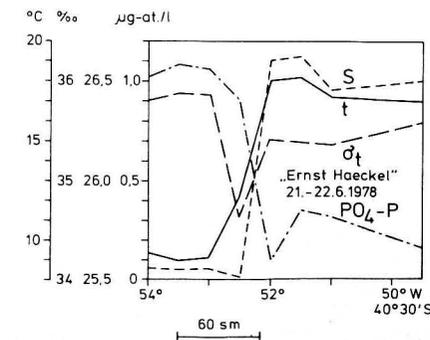


Abb. 5. Oberflächenverteilung von Temperatur, Salzgehalt, Dichte und Phosphat auf einem Zonalschnitt durch die Konvergenzzone zwischen Brasil- und Falklandstrom

Abflußströmungen der Äquatorialströme beider Hemisphären, besonders aber vom Golfstrom (FUGLISTER, 1963; FUGLISTER und VOORHIS, 1965; HANSEN, 1967, 1970), bekannt wurden.

Einen Einblick in die Oberflächenstruktur der Frontalzone auf 40° 30' S vermittelt Abb. 5.

Sie zeigt, daß innerhalb der Konvergenzregion das größte Salzgehaltsgefälle in dem an das subtropische Wasser grenzenden Teil der Front, das stärkste Dichtegefälle in dem an das subantarktische Wasser grenzenden Teil der Front auftraten, was dadurch bedingt ist, daß die starke Salzgehaltsabnahme im Ostteil der Front durch eine entsprechende Temperaturabnahme kompensiert wird. Die Konvergenzzone selbst ist an der Oberfläche durch ein Dichteminimum charakterisiert, das auch in der Oberflächenverteilung der Dichte (Abb. 3) gut zum Ausdruck kommt. Aufgrund der Massenanhäufung in dieser Zone verläuft die Topographie der Meeresoberfläche zu der in Abb. 5 dargestellten Dichteverteilung invers (vgl. Abb. 10).

Wie Abb. 3 weiterhin deutlich macht, wendet sich die Nord-Süd verlaufende Frontalzone in etwa 43° S nach Osten, wobei die Isolinien mehr und mehr auseinanderblättern und die horizontalen Parametergradienten allmählich geringer werden. In dieser Region vollzieht sich der Übergang zur Subtropischen Grenze (KOOPMANN, 1953), die Mäanderbildungen großen Ausmaßes zeigt. Infolge der starken Auslenkung des Mäanders zwischen etwa 46° W und 50° W hat sich in der Mäanderschleife ein zyklonaler Stromwirbel gebildet, der, wie die Oberflächenverteilungen von Temperatur, Salzgehalt und Phosphat (Abb. 3) zeigen, einen Durchmesser von etwa 100 km hat. Wie Untersuchungen von FUGLISTER (1967, 1971) im Golfstrom ergaben, können derartige Wirbel eine Lebensdauer von mehreren Monaten bis zu einem Jahr haben.

Einen Einblick in die Oberflächenstruktur der Subtropischen Grenze auf einem Nord-Süd-Schnitt vermittelt Abb. 6. Die Beobachtungen wurden Mitte Mai 1978 mit einem Stationsabstand von ca. 15 sm durchgeführt. In Übereinstimmung mit der Konvergenzzone zwischen Brasil- und Falklandstrom erfolgt im Bereich dieser Zone von dem subtropischen zum subantarktischen Wasser ebenfalls ein sprunghafter Übergang von Temperatur und Salzgehalt. Ein Dichteminimum an der Oberfläche, wie es in der Konvergenzzone zwischen Brasil- und Falklandstrom beobachtet wurde, fehlt hier dagegen. Das wird auch aus der Oberflächenverteilung der Dichte in Abb. 3 deutlich.

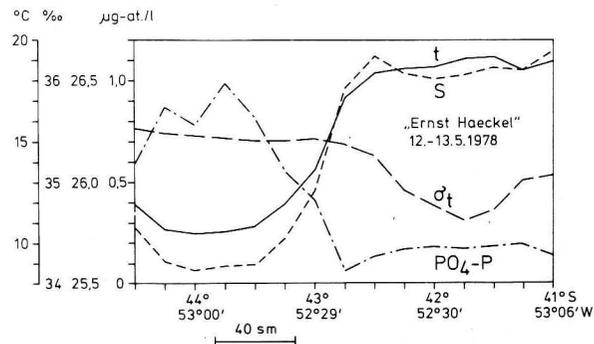


Abb. 6. Oberflächenverteilung von Temperatur, Salzgehalt, Dichte und Phosphat auf einem Meridional-schnitt durch die Subtropische Grenze

3. Der Vertikalaufbau der Wassermassen im Untersuchungsgebiet

Der vertikale Aufbau der Wassermassen längs der Zonalschnitte ist, abgesehen von dem Schnitt auf 30° S, durch ein mehrfaches Abfallen und Ansteigen der Isolinien charakterisiert, wobei örtlich Amplituden bis zu 150 m und mehr erreicht werden. Als Beispiel hierfür sind in Abb. 7 die Schichtungsverhältnisse auf 40° 30' S dargestellt.

Das ins Auge springende charakteristische Merkmal ist dabei die Frontalzone zwischen dem kühlen und salzarmen aber phosphatreichen subantarktischen Wasser des Falklandstromes und den subtropischen, warmen, salzreichen und phosphatarmen Wassermassen des Brasilstromaufläufers, der bis in Tiefen von mehr als 1000 m reicht. Ferner kommen die dynamischen Effekte des zyklonalen Wirbels gut zum Ausdruck, der in etwa 40° 30' S, 48° W (Stat. 29) angetroffen wurde. Der vertikale Verlauf der Isolinien im Bereich dieses Wirbels macht deutlich, daß in seinem Kern relativ kühles und salzarmes aber nährstoffreiches Wasser aus größeren Tiefen zum Aufsteigen gezwungen wird.

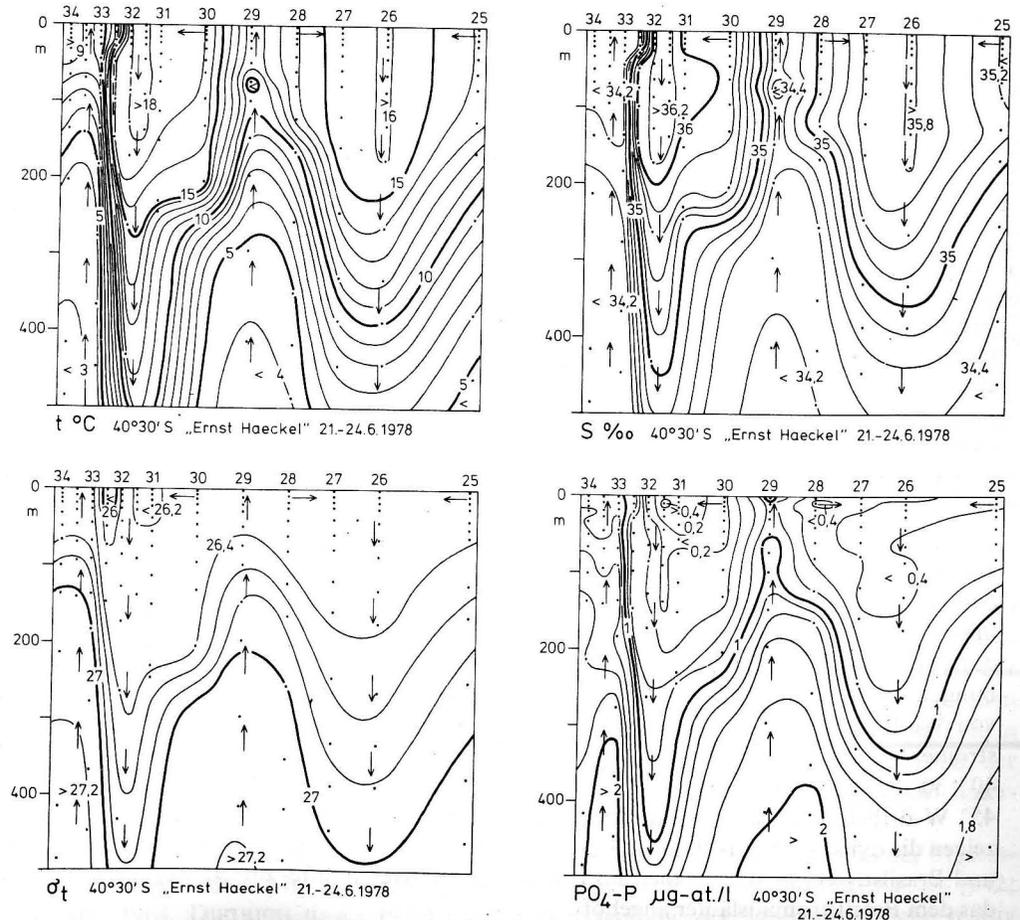


Abb. 7. Vertikale Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, Dichte und Phosphat auf dem Zonalschnitt in 40° 30' S

Das Auf und Ab der Isolinien deutet darauf hin, daß das Schiff auf den Zonalkursen abwechselnd Wasserkörper verschiedenen Ursprungs durchfahren hat. Es handelt sich dabei, wie bereits aus der Verteilung der Oberflächenparameter zu ersehen war, um ein Gebiet in dem eine intensive großräumige Vermischung zwischen dem Wasser subtropischen und subantarktischen Ursprungs stattfindet. Bereits DEFANT (1941 a) stellte fest, daß die Störungen in der Massenverteilung dieses Gebietes, die sich im Verlauf der Isolinien aller ozeanologischer Parameter bemerkbar machen, aus Vorstößen subtropischer und subantarktischer Wassermassen resultieren, die zeitlich und örtlich nacheinander vor sich gehen und diesem Gebiet den unruhigen Charakter des thermohalinen Aufbaus verleihen. Bei diesen Intrusionen der beiden unterschiedlichen Wassermassen längs der Subtropischen Grenze verschiebt sich der gesamte ozeanische Aufbau polwärts oder äquatorwärts, so daß Wassermassen subtropischen und subantarktischen Ursprungs in meridionalen Streifen nebeneinander liegen, während die Grenzzone in ungestörtem Zustand normalerweise in zonaler Richtung verlaufen würde. In der weiteren Entwicklung kommt es zu Verwirbelungen zwischen beiden Wassermassen, so daß die Subtropische Grenze sich in eine Reihe von Mäandern und Wirbeln mit zyklonalem und antizyklonalem Drehsinn und entsprechenden Auf- und Abgleitfronten aufgliedert, wie sie in der Abb. 7 durch Pfeile schematisch dargestellt sind. Die Ursachen für diese Querkirkulation werden unter Abschnitt 4 betrachtet.

4. Die dynamische Topographie der Meeresoberfläche und das dazugehörige geostrophische Stromfeld

Nach den Untersuchungen von DEFANT (1941 b) liegt die Bezugsfläche bzw. Nullschicht zur Ermittlung der absoluten Topographie der einzelnen isobaren Flächen im Untersuchungsgebiet in Tiefen zwischen etwa 1600 und 2500 m, nach der von NEUMANN (1955) angegebenen Faustregel für die Bestimmung der Nullschichttiefe im Atlantik zwischen 1600 und 2200 m. Da jedoch die Messungen auf „Ernst Haeckel“ Tiefen von mehr als 1500 m nur auf 13 Stationen erreichten, mußten die Untersuchungen auf die Berechnung und Darstellung des relativen Druckfeldes beschränkt bleiben. Hierzu bot sich die 800 dbar-Fläche an, für deren Berechnung 44 Stationen zur Verfügung standen.

Abbildung 8 gibt die dynamische Topographie der Meeresoberfläche in dyn m, bezogen auf die 800 dbar-Fläche wieder. Man erkennt, daß der Verlauf der dynamischen Isobathen, die in Abständen von 5 zu 5 dyn cm gezeichnet sind, mit dem Bild der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung an der Meeresoberfläche eine große Ähnlichkeit haben und durch einen unruhigen wellenförmigen Verlauf charakterisiert sind. Deutlich sind Erhebungen und Senken im Meeresniveau zu erkennen. So steigt z. B. die Meeresoberfläche von West nach Ost von der Region des Falklandstromes bis zum Ausläufer des Brasilstromes um etwa 40 dyn cm an und fällt von dort bis zu dem zyklonalen Wirbel auf 40° 30' S wieder um etwa 30 dyn cm ab. Auch in Nord-Süd-Richtung ist z. B. auf 45° W örtlich ein relativ starkes Oberflächengefälle zu erkennen. Die stärkste Scharung zeigen die dynamischen Isobathen im Bereich der Konvergenzzone zwischen dem Falkland- und Brasilstrom. Sie deuten hier auf ein starkes relatives Kräfte- und Bewegungsfeld hin, das dem Brasilstromausläufer angehört.

Die Pfeile an den dynamischen Isobathen charakterisieren den Verlauf der geostrophischen Strömungen an der Meeresoberfläche. Sie gelten unter den Voraussetzungen stationärer,

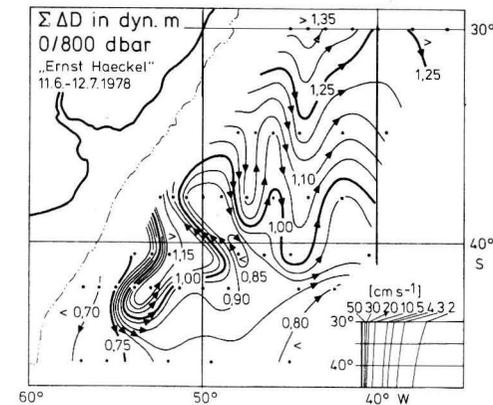


Abb. 8. Dynamische Topographie der Meeresoberfläche relativ zur 800 dbar-Fläche

reibungsloser Bewegungen der Wassermassen und Stromlosigkeit in 800 m Tiefe. Ihr Verlauf macht deutlich, wie die Erhebungen der Meeresoberfläche antizyklonal, die Senken zyklonal umströmt werden.

Die Abstände der dynamischen Isobathen sind dabei ein Maß für die Geschwindigkeit, die aus der Graphik im rechten unteren Teil der Abb. 8 für die verschiedenen Breitenkreise entnommen werden kann. Sonst zeigt das Bild die gleichen Erscheinungen (Mäander- und Wirbelbildung), die bereits bei der Betrachtung der Horizontalverteilung der Oberflächenparameter und des Vertikalaufbaus der Wassermassen Erwähnung fanden.

Es ist sicher kein Zufall, daß die Störungen längs der Subtropischen Grenze, die sich in dem stark wellenförmigen Verlauf der dynamischen Isobathen äußern, im Bereich der Konvergenzzone zwischen dem Brasil- und Falklandstrom einsetzen, also in einem Gebiet, in dem die schwereren Wassermassen des Falklandstromes mit den leichteren des Brasilstromes zusammentreffen und in dem die Möglichkeit der Entstehung von Wellenstörungen groß ist. In diesem Gebiet regeneriert sich das Druck- und Massenfild, von dem die Wellenstörungen ausgehen, immer wieder und von hier aus erstreckt sich das Störungsfeld weit in den Atlantik hinaus.

Daß die Bodentopographie auf die Ausbildung der Mäander einen entscheidenden Einfluß hat, muß zumindest für diesen Teil des Atlantiks bezweifelt werden (LENZ, 1975), da das Argentinische Becken keine größeren Bodenunebenheiten aufweist.

Die Frage inwieweit die hier angetroffenen Verhältnisse als stationär anzusehen sind, wurde bereits von DEFANT untersucht. Mit Hilfe einer von HAURWITZ aufgestellten Beziehung zwischen der Wellenlänge der Störung und der Geschwindigkeit der Grundströmung kam er zu dem Ergebnis, daß die Wellenstörungen des Südatlantischen Ozeans zwischen 25° S und 50° S ein stationäres System darstellen, „das seine Stabilität dem Gleichgewicht zwischen der Wirkung der Breitenänderung der Corioliskraft und der Wirkung der Krümmung der Strombahnen auf den horizontalen Wassertransport innerhalb der Meeresströmungen verdankt“ (DEFANT, 1941 b).

Einen Einblick in die Geschwindigkeit der geostrophischen Strömungen an der Meeresoberfläche vermittelt Abb. 9, die mittels der dynamischen Methode (SVERDRUP u. a., 1942; FOMIN, 1964, DIETRICH u. a., 1975) aus der Topographie der Meeresoberfläche relativ zur 800 dbar-Fläche abgeleitet wurde. Nach einer methodischen Fehlerbetrachtung von

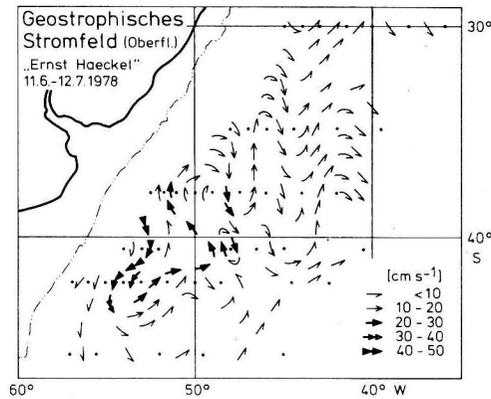


Abb. 9. Geostrophische Oberflächenströmungen (cm s^{-1}) bezogen auf die 800 dbar-Fläche

HAGEN (HAGEN und KAISER, 1976) ist der Fehler für die berechneten Geschwindigkeitsbeträge des geostrophischen Stromes (Abb. 9) bei den für die Anomalie der dynamischen Tiefe relativ zur 800 dbar-Fläche errechneten Werten (Abb. 8) geringer als 2%.

Die stärksten Geschwindigkeiten mit 46 cm s^{-1} wurden für die Konvergenzzone zwischen Brasil- und Falklandstrom errechnet. Die Monatskarten für den Südatlantischen Ozean (Deutsches Hydrographisches Institut, 1971) geben für die gleiche Region im Juni eine mittlere Versetzung von 50 cm s^{-1} und eine maximale von 110 cm s^{-1} an.

Die vertikale Geschwindigkeitsverteilung des geostrophischen Stromes senkrecht zum Schnitt auf 42° S zeigt Abb. 10. Sie läßt deutlich die durch die Wellenstörungen bedingte streifenförmige Anordnung der Strombahnen erkennen, die sich in dem Wechsel des

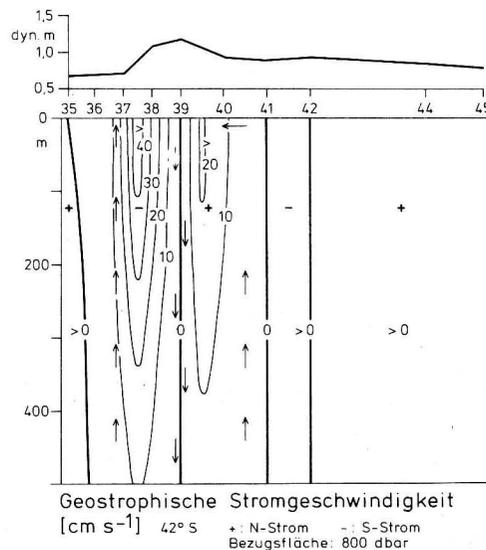


Abb. 10. Vertikale Geschwindigkeitsverteilung des geostrophischen Stromes (cm s^{-1}) senkrecht zum Schnitt auf 42° S

Vorzeichens (Nord- und Südstrom) widerspiegeln und für diese Region typisch ist. In etwa 300 m Tiefe nimmt die Stromgeschwindigkeit auf die Hälfte des Oberflächenwertes ab. Im oberen Teil der Abbildung ist die Topographie der Meeresoberfläche dargestellt, die gegenüber dem Tiefenmaßstab 100fach überhöht ist.

Die hohe Energiekonzentration in dem relativ schmalen Stromband deckt sich mit der Lage des stärksten horizontalen Dichtegefälles. Dabei kann die dynamisch erzwungene Schiefstellung der Flächen gleicher Dichte unter Mitwirkung von Reibung und Vermischung nur durch eine Querkirkulation aufrecht erhalten werden. Diese Querkirkulation, die DIETRICH (1937) aus dem Vertikalaufbau der Wassermassen der Golfstromregion erschlossen hat, konnte von HANSEN (1952) aufgrund hydrodynamischer Überlegungen bestätigt und als allgemeingültige Erscheinung für stationäre strahlartige Strömungen im geschichteten Ozean nachgewiesen werden.

Mit den Bewegungsvorgängen in der Horizontalen sind demnach vertikale Bewegungsvorgänge verknüpft, wie sie in den Abb. 7 und 10 schematisch dargestellt sind. Die dabei entstehende Querkirkulation sorgt dafür, daß die großen Unterschiede in der Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteverteilung nicht nur erhalten bleiben, sondern auch laufend erneuert werden, was zur Entwicklung und Aufrechterhaltung der scharf ausgeprägten Grenzflächen führt.

Durch diese Querkirkulation wird an der rechten Flanke des Brasilstromausläufers (westlich des Hauptstromstriches) kühles, salzarmes und nährstoffreiches Wasser aus der Tiefe an die Oberfläche gebracht, während an seiner linken Flanke (östlich des Hauptstromstriches) warmes, salzreiches und nährstoffarmes Oberflächenwasser absinkt. Dieser Prozeß ist für die Bioproduktivität insofern von Bedeutung, als daß er unterschiedliche Entwicklungsbedingungen für das Plankton an der westlichen und östlichen Flanke des Brasilstromausläufers zur Folge hat.

Im Gegensatz zu anderen westlichen Randströmungen der Südhalbkugel, wie dem Agulhasstrom (DUNCAN, 1970) und dem Ostaustralstrom (HAMON, 1965, 1970) ist über den Volumentransport im Brasilstrom weniger bekannt. Deshalb wurde nach den Berechnungen der Geschwindigkeiten des geostrophischen Stromes der Volumentransport (SVERDRUP u. a., 1942; DIETRICH u. a., 1975) im Brasilstromausläufer für den Zonalschnitt auf 42° S und die Schicht von 0–800 dbar berechnet.

Dazu muß festgestellt werden, daß einmal die für den Volumentransport berechneten Werte sich nur auf den geostrophischen Strom, nicht aber auf die Gesamtströmung beziehen, und daß zum anderen der Brasilstrom bedeutend tiefer reicht, der gesamte Wassertransport also höhere Werte annehmen wird. Für die Schicht von 0–800 dbar wurde für den südwärts setzenden Brasilstromausläufer senkrecht zu dem Schnitt auf 42° S der Volumentransport zu rund $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, für den an seiner Ostflanke nordwärts setzenden Gegenstrom zu rund $11 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ errechnet. Eine zum Vergleich durchgeführte Berechnung des Volumentransportes bis zur 800 dbar-Fläche anhand der vom Ozeanographischen Datenzentrum Argentiniens veröffentlichten Untersuchungsergebnisse der „Goyena“-Reise (CEADO, 1974) im Januar 1974 ergab im Brasilstromausläufer einen Wassertransport von rund $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Nach Untersuchungen von DUNCAN (1970) beläuft sich der Wassertransport im Agulhasstrom in der Schicht von 0–2500 m im Sommer auf $80 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und im Winter auf $100 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Das ist ein Volumentransport, der dem des Golfstromes südlich von Neu-England (WARREN und VOLKMANN, 1967) mit $100 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \pm 20$ bis 30% durchaus adäquat ist.

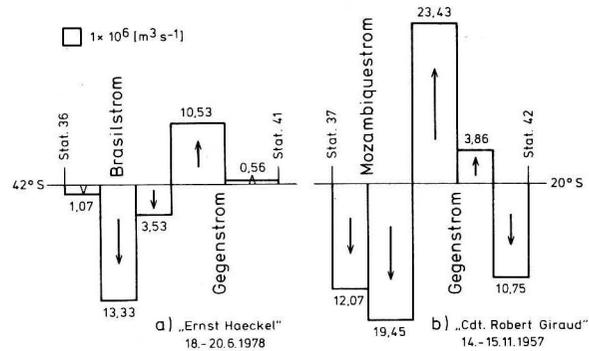


Abb. 11. Wassertransport ($10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) in der Schicht von 0–800 dbar im Brasilstrom senkrecht zum Schnitt auf 42° S und im Mocambique-Strom senkrecht zum Schnitt auf 20° S

Der Volumentransport im Ostaustralstrom für die Schicht von 0–1300 m liegt nach Beobachtungen aus den Jahren 1960 bis 1964 und Berechnungen des geostrophischen Stromes von HAMON (1965) zwischen 12 und $43 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Da sich diese Werte auf verschiedene Schichtmächtigkeiten beziehen, sind sie nicht miteinander vergleichbar. Um die für den Brasilstromausläufer berechneten Transportwerte mit den anderen Abflußströmungen der Südadäquatorialströme vergleichen zu können, wurde anhand der veröffentlichten Daten der ersten Reise der „Commandant Robert Giraud“ (MENACHE, 1963) der Wassertransport im Mocambique-Strom und anhand der Daten der „Gascoyne“-Reise im November/Dezember 1960 (DFOA, 1963) der Volumentransport im Ostaustralstrom für die Schicht von 0–800 dbar berechnet.

Dabei ergaben sich für den Mocambique-Strom ein Volumentransport von $31,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und für den vor der Westküste Madagaskars nordwärts setzenden Gegenstrom ein solcher von $27,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Für die verschiedenen Zonalschnitte im Ostaustralstrom ergaben sich Werte, die zwischen $12,7$ und $19,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ lagen, so daß der Wassertransport im Brasilstromausläufer bis zur 800 dbar-Fläche etwa dem im Ostaustralstrom entspricht. Bedeutend höhere Werte werden dagegen im Mocambique-Strom erreicht, so daß dieser bzw. seine südliche Fortsetzung, der Agulhasstrom, zweifellos die westliche Randströmung mit dem größten Wassertransport der Südhalbkugel ist.

In Abb. 11 sind die für die Abflußmengen berechneten Werte in der Schicht von 0–800 m für den Brasil- und Mocambique-Strom noch einmal graphisch dargestellt.

5. Literatur

Centro Argentino de datos Oceanograficos (Ceado), Goyena 1/74, Informe de datos fisicoquimicos. Oceano Atlantico SW (1974), S. 1–35.
 DEFANT, A., Quantitative Untersuchungen zur Statik und Dynamik des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. „Meteor“ 1925–1927. VI, Teil II, 4. Lieferung (1941 a), S. 183–190.

DEFANT, A., Quantitative Untersuchungen zur Statik und Dynamik des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. „Meteor“ 1925–1927. VI, Teil II, 5. Lief. (1941 b), S. 191–260.
 Deutsches hydrographisches Institut, Monatskarten für den Südatlantischen Ozean, 1971.
 DIETRICH, G., Über Bewegung und Herkunft des Golfstromwassers. Veröff. des Inst. f. Meereskunde, N.F.R.A., H. 33 (1937), S. 53–91.
 DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. und SIEDLER, G., Allgemeine Meereskunde. 3. neubearb. Aufl. (1975), S. 227–229 und 296–306.
 Division of fisheries and oceanography of australia (DFOA): Oceanographical cruise report Nr. 6. Oceanographical observations in the Pacific Ocean in 1960. H.M.A.S. Gascoyne (1963), S. 1–75.
 DUNCAN, C. P., The Agulhas Current. Ph. D. Diss. Univ. of Hawaii, Honolulu (1970). Zitiert in DIETRICH, G., KALLE, K., KRAUSS, W. und SIEDLER, G. (1975).
 FOMIN, L. M., The dynamic method in oceanography. Elsevier Oceanography Series, 2 (1964), S. 1 bis 212.
 FUGLISTER, F. C., Gulf Stream 60. In: Progress in Oceanography 1, Ed. M. Sears (1963), S. 263–373.
 FUGLISTER, F. C. and VOORHIS, A. D., A new method of tracking the Gulf Stream. Limnol. and Oceanogr. 10. (Suppl.) (1965), S. 115–124.
 FUGLISTER, F. C., Cyclonic eddies formed from meanders of the Gulf Stream. Trans. Amer. geophys. Un. 48 (1967) S. 123 (Abstr.).
 FUGLISTER, F. C., Cyclonic rings formed by the Gulf Stream 1965–66. In: A. L. GORDON (Ed.) Stud. oceanogr. 1 (1971), S. 137–168.
 HAGEN, E. und KAISER, W., Untersuchungen zur raum-zeitlichen Struktur ozeanologischer Felder im Rahmen der mesoskalen Auftriebsdynamik — speziell für das Schelfgebiet vor Cap Blanc. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 19 (1976), S. 1–43.
 HAMON, B. V., The East Australian Current, 1960–64. Deep-Sea Res. 12 (1965), S. 899–921.
 HAMON, B. V., Western boundary currents in the South Pacific. In: W. S. WOOSTER (Ed.) Scient. explor. South Pacific (1970), S. 51–59.
 HANSEN, D. V., A sequence of the Gulf Stream meanders observed by thermal front tracking. Trans. Amer. geophys. Un. 48 (1967), S. 123 (Abstr.).
 HANSEN, D. V., Gulf Stream meanders between Cape Hatteras and the Grand Banks. Deep-Sea Res. 17 (1970), S. 495–511.
 HANSEN, W., Einige Bemerkungen zum Golfstromproblem. Dtsch. Hydr. Zeitschr. 5, H. 2/3 (1952), S. 80–94.
 KOOPMANN, G., Entstehung und Verbreitung von Divergenzen in der oberflächennahen Wasserbewegung der antarktischen Gewässer. Dtsch. Hydr. Zeitschr., Erg. H. 2 (1953), S. 1–38.
 LENZ, W., Untersuchungen zur inneren hydrographischen Struktur des südlichen und mittleren Atlantiks (0–2000 m Tiefe) mit zoogeographischen Anmerkungen. Ber. Dtsch.-Wiss. Kbm. Meeresforsch., N.F., 24, H. 1 (1975), S. 1–22.
 MENACHE, M., Première campagne océanographique du „Commandant Giraud“ dans le Canal de Mozambique. Cahiers Océanographiques, XV, No. 4 (1963), S. 224–234 u. 261–282.
 NEHRING, D. und BROSIN, H. J., Ozeanographische Beobachtungen im äquatorialen Atlanik und auf dem Patagonischen Schelf während der 1. Südatlantik Expedition mit dem Fischereiforschungsschiff „Ernst Haeckel“ von August bis Dezember 1966. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 3 (1968), S. 1–93.
 NEUMANN, G., On the dynamics of wind-driven ocean currents. Meteorological Papers, 2, No. 4 (1955), New York University, S. 1–33.
 SCHOTT, G., Geographie des Atlantischen Ozeans. (1942), S. 180–190.
 SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W., FLEMING, R. H., The Oceans. (1942), S. 431–469 u. 739–745.
 TOMCZAK, M. Jr., De l'origine et la distribution de l'eau remontée à la surface au large de la côte nord-ouest africaine. Ann. Hydrographiques, 5ème Serie, 6, Fasc. 1, Nr. 748 (1978 a), S. 1–10.

TOMCZAK, M. Jr., Distribution of water masses at the surface as derived from T-S diagram analysis from surface observations in the CINECA area. Symposium on the Canary Current: Upwelling and Living Resources (1978 b), S. 1-4.

WARREN, B. A. and VOLKMANN, G. H., A measurement of volume transport of the Gulf Stream south of New England. Journ. Marine Res., 26 (1967), S. 110-126.

Anschrift des Verfassers:

Dr. rer. nat. RUDOLF SCHEMAINDA
Institut für Meereskunde
der Akademie der Wissenschaften der DDR
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Kurze Mitteilung

Das internationale Küstenexperiment „Kamčija-77“

Von H.-J. SCHÖNFELDT und U. KREMSER

Vom 1. 9. 1977 bis 15. 11. 1977 wurde an der bulgarischen Schwarzmeerküste, unweit der Kamčija-Mündung (geographische Koordinaten etwa $\varphi = 42^\circ 58,4' N$, $\lambda = 27^\circ 54,0' E$), das internationale Küstenexperiment „Kamčija-77“ durchgeführt. Es ist das vierte Experiment dieser Art im Rahmen der RGW-Kooperation zu Problemen der Meeresforschung (EKAM 1973 Zingst, DDR (DRUET et al. 1975), Lubiatowo, VR Polen, 1974 (DRUET et al. 1976) und 1976) und fand unter Beteiligung von Wissenschaftlern aus der UdSSR, der VR Polen, der DDR und der SR Rumänien statt. Das Ziel des Experiments besteht in der Erforschung meso- und mikromaßstäblicher Veränderlichkeiten hydrophysikalischer Felder und in der Klärung der Gesetzmäßigkeiten lithodynamischer Prozesse in der ufernahen Zone des Meeres. Aus dieser Zielstellung wurden folgende allgemeine Aufgaben abgeleitet und untersucht:

1. Experimentelle Erforschung der turbulenten Grenzschicht der Atmosphäre unter Welleneinfluß
2. Erforschung hydro- und lithodynamischer Prozesse in der ufernahen Zone des Meeres
3. Ausarbeitung experimenteller Untersuchungsmethoden zur Veränderlichkeit von Schwebstoffen
4. Experimentelle Erforschung der mesomaßstäblichen räumlichen Veränderlichkeiten hydrophysikalischer Felder im Untersuchungsraum
5. Untersuchung von Feinstruktur und Turbulenz in der oberen Meeresschicht
6. Erforschung der turbulenten Diffusion passiver Beimengungen im Meer

An den Untersuchungen, die unter der Leitung von S. BELBEROV (Institut für Meeresforschung und Ozeanologie, Varna) standen, waren folgende Institutionen beteiligt:

VR Polen

Institut für Wasserbau der PAdW, Gdansk

UdSSR

Schirschov-Institut für Ozeanologie der AdW der UdSSR, Moskau

Südliche Abteilung des Schirschov-Instituts für Ozeanologie der AdW der UdSSR, Gelendzik (Forschungsschiff „Akademik Orbeli“, ca. 300 t)

Kovalevski-Institut für Biologie der südlichen Meere der AdW der Ukrainischen SSR, Sewastopol (Forschungsschiff „Miklucho Maklai“, ca. 180 t)

Geographische Abteilung der AdW der Litauischen SSR, Vilnius

VR Rumänien

Institut für Meeresforschung, Konstanz

DDR

Arbeitsgruppe Ozeanologie der Sektion Physik der Karl-Marx-Universität Leipzig
Forschungsgruppe des Instituts für Meereskunde der AdW der DDR, Warnemünde

VR Bulgarien

Institut für Meeresforschung und Ozeanologie (IMIO), Varna (Forschungsschiff „Issledovatel“, ca. 80 t)

Hauptabteilung für Hydrobiologie und Meteorologie der BAdW, Sofia

Institut für Hydrologie und Meteorologie, Sofia

Militärhochschule für Seefahrt, Sofia

Lehrstuhl Atomphysik, Optik und Spektroskopie der Universität Sofia

Bauhochschule, Sofia

Das Meßprogramm wurde in drei Untersuchungsgebieten durchgeführt. Das erste befand sich in der unmittelbaren Uferzone. Hier standen eine 230 m lange Seebrücke (Abb. 1) mit einer Wassertiefe am seewärtigen Ende von ca. 5,5 m und in ihrer Verlängerung 3 Meßdalben mit Plattformen (10 m, 15 m, 18 m Wassertiefe) für die Arbeiten zur Verfügung. (Der dritte Dalben fiel nach einem heftigen Sturm am 24. 9. aus.) In diesem Gebiet wurden Untersuchungen zu den Aufgaben 1, 2, 3, 4 und 6 geführt. Das zweite Gebiet befand sich ca. 10 sm von der Küste entfernt innerhalb eines Bojenstrahls (5 Bojenstationen), welche mit Strömungsmessern (LSK 801, BPW) bestückt waren (Wassertiefe ca. 40 m). Hier wurden die Aufgaben 4, 5 und 6 bearbeitet. Das dritte Untersuchungsgebiet lag ca. 25 sm seewärts. Hier war eine Bojenstation mit 10 Strömungsmessern über einer Wassertiefe von 96 m ausgelegt, und es wurden Probleme zu den Aufgaben 4 und 5 untersucht.

Die weitere Bearbeitung des gewonnenen Datenmaterials wird in thematischen Arbeitsgruppen erfolgen. Die Ergebnisse werden auf einem für Frühjahr 1979 in Varna (VR Bulgarien) vorgesehenen Symposium vorgetragen und anschließend in geschlossener Form publiziert.



Abb. 1. Die Seebrücke am Versuchsort des Experimentes „Kamčija-77“

Die Sichtung der Primärdaten läßt schon jetzt eine Reihe von Ergebnissen erwarten, die zur Lösung aktueller Probleme einen wesentlichen Beitrag liefern können. Das ist eine Folge der breit angelegten internationalen und auch interdisziplinären Zusammenarbeit, die durch die technischen Voraussetzungen (Seebrücke, Meßdalben, Forschungsschiffe usw.) sehr effektiv gestaltet werden konnte. Darüber hinaus werden neue Probleme erkannt und formuliert werden, die die Weiterführung des Experimentes im Jahre 1978 nicht nur als gerechtfertigt, sondern auch als notwendig erscheinen lassen.

Literatur

DRUET, C., HUPFER, P. und KUZNETZOV, O. (Hrsg.), The interaction of the sea and the atmosphere in the nearshore zone. Morski Instytut Rybacki, Gdynia, Raporty Nr. 1a, 1975, 377 S.

DRUET, C., HUPFER, P. und SHADRIN, I. (Hrsg.), Properties and transformation of hydrodynamical processes in the coastal zone of a nontidal sea. Morski Instytut Rybacki, Gdynia, Raporty Nr. 2a, 1976, 252 S.

Anschriften der Verfasser:

Dr. U. KREMSER

Institut für Meereskunde der AdW der DDR
DDR-2530 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Dr. H.-J. SCHÖNFELDT

Maritimes Observatorium der Karl-Marx-Universität Leipzig
DDR-2385 Zingst, Muggenburger Weg 5

Der ozeanologische Strömungsmesser LSK 801

Von EBERHARD FRANCKE, ULRICH LASS, FRIEDRICH MÖCKEL, GÜNTER PLÜSCHKE

1. Konstruktiver Aufbau und Funktion

Zur Messung der Geschwindigkeit sowie der Richtung relativ magnetisch Nord von Strömungen werden vom Institut für Meereskunde (IfM) seit 1966 überwiegend Geräte der Baureihe LSK 801 eingesetzt. Nach mehrjähriger Erprobung und Verbesserung dieser 1964 bis 65 konstruierten Geräte (Abb. 1) werden sie unter Regie des IfM hergestellt zur allgemeinen Anwendung in Binnengewässern, der Ostsee sowie im Ozean bis etwa 1000 m Einsattiefe. Charakteristisch für den konstruktiven Aufbau dieser Geräte sind 2 mit Rohren druckdicht gekapselte Baugruppen, verbunden durch ein geschlitztes Mittelstück mit kardanischer Aufhängung (Abb. 2) und Rollenlager. Das tragende Seil wird mit einem Klemmstück durch den Schwerpunkt des Gerätes geführt. Beim Auslegen wird zunächst nur das leichte Klemmstück am Seil befestigt. Erst danach wird das Gerät aufgesetzt und sofort mit einem Griff verriegelt. Der umgekehrte Vorgang beim Einholen

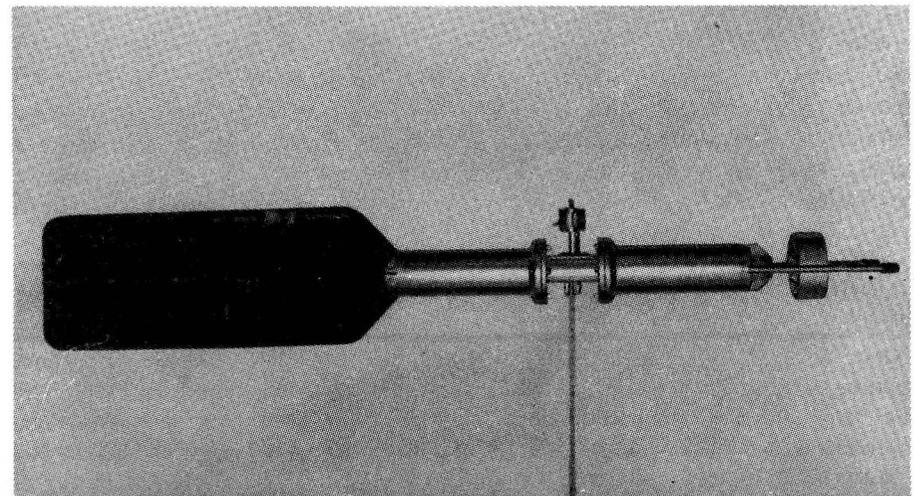


Abb. 1. Strömungsmesser LSK 801 komplett

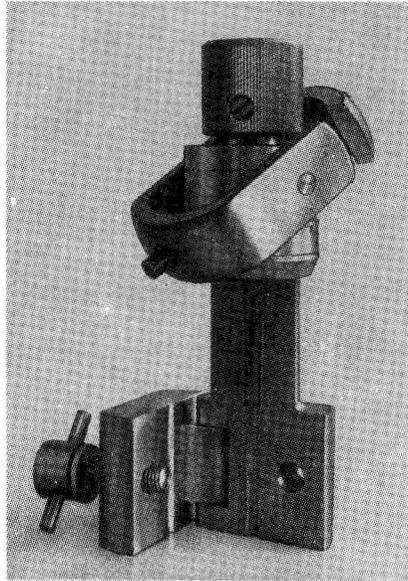


Abb. 2. Kardanische Aufhängung mit Seilklemme

ist ebenso leicht und schnell durchführbar. Die Führung des tragenden Seiles durch den Schwerpunkt des Gerätes zusammen mit der kardanischen Aufhängung beschränken die Übertragung von Seilbewegungen auf ein Minimum.

Eine lange Flosse am hinteren Ende in der durch Gerätelängs- sowie Hochachse definierten Ebene bewirkt das Einschwenken des gesamten Gerätes in die korizontale Strömungsrichtung (Abb. 1), das nahe der Unterkante an der Flosse in Längsrichtung einstellbare Gewicht dient zum Tarieren auf horizontale Lage der Längsachse im Wasser. Kleinere durch Wasserdichteschwankungen bedingte Momente um die Gerätequerachse können mit einer kurzen, in der durch Längs- und Querachse gebildeten Ebene aufsteckbaren kleinen Flosse zusätzlich ausgeglichen werden, sofern die Station hinreichend gegen Oberflächenwellen entkoppelt ist (geringfügige, relative Vertikalströmung). Anfänglich auftretende Funktionsstörungen durch Drehung des Gerätes um seine Längsachse wurden beseitigt durch Lagerung der in Längsrichtung stehenden Drehzapfen der Kardanik etwa 1 cm oberhalb des Geräteschwerpunktes. Hierdurch wird ein Rückstellmoment in die Normallage von etwa $2 \text{ N} \times \text{m}$ erzeugt.

Zur Messung der Strömungsgeschwindigkeit enthält der LSK 801 im Kopf einen achtblättrigen Rotor (Abb. 3, Ziff. 6.0) mit steingelagerter Achse in Strömungsrichtung (Gerätelängsachse). Der Rotor läuft in einem kurzen, zylindrischen Rohr, dieses bietet erhöhten Schutz gegen mechanische Beschädigung (Abb. 1). Über eine magnetische Kupplung (Abb. 3, Ziff. 6.1) am hinteren Ende der Rotorachse werden dessen Umdrehungen in das druckdichte Gehäuse auf ein Untersetzungsgetriebe übertragen, von dem eine Kurvenscheibe mit Rückstellfeder aufgezogen wird. Ein Hebelsystem überträgt die Steigung der Kurvenscheibe auf eine Schreibnadel (Abb. 4, Ziff. 3.1), die Registrierung erfolgt auf Wachspapier (Abb. 4, Ziff. 3.0), dessen Vorschub vom Uhrwerk gesteuert wird. In konstanten Zeitabständen von etwa 10 Minuten kuppelt letzteres den Antrieb der

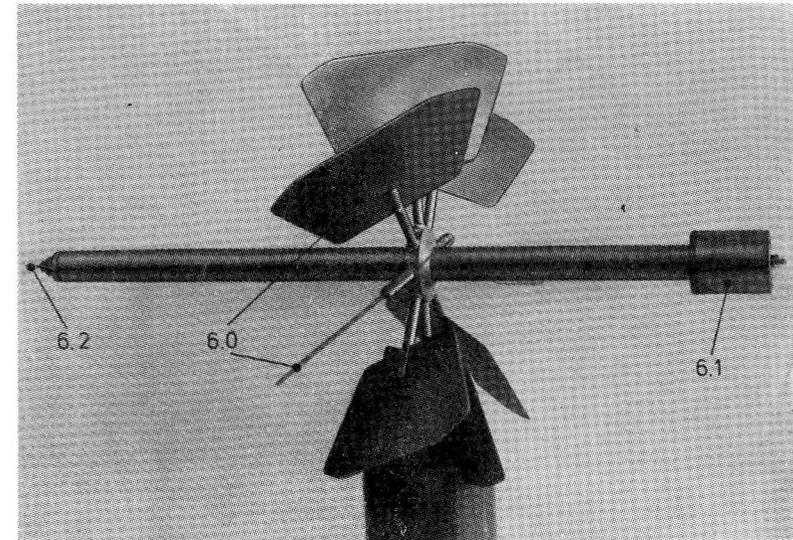


Abb. 3. Rotor mit Flügeln und Magnetkupplung

Kurvenscheibe aus, sie wird nebst dem Hebel mit dem Schreibstift auf den Anfangswert zurückgestellt. Das Verfahren führt zu einer palisadenförmigen Registrierung mit 10 Minuten Wiederholungsperiode. Die Höhe der Palisaden ist proportional zum 10-Minuten-Integralwert der horizontalen Strömungsgeschwindigkeit. Die geringfügige Rückstellzeit ist gegenüber der Integrationszeit vernachlässigbar, die Integration erfolgt somit pausenlos über die gesamte Einsatzzeit.

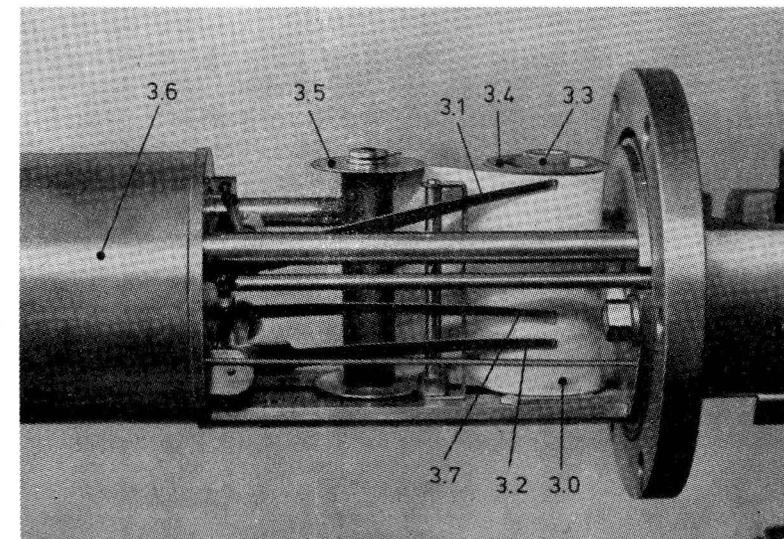


Abb. 4. Wachspapier mit Schreibnadeln

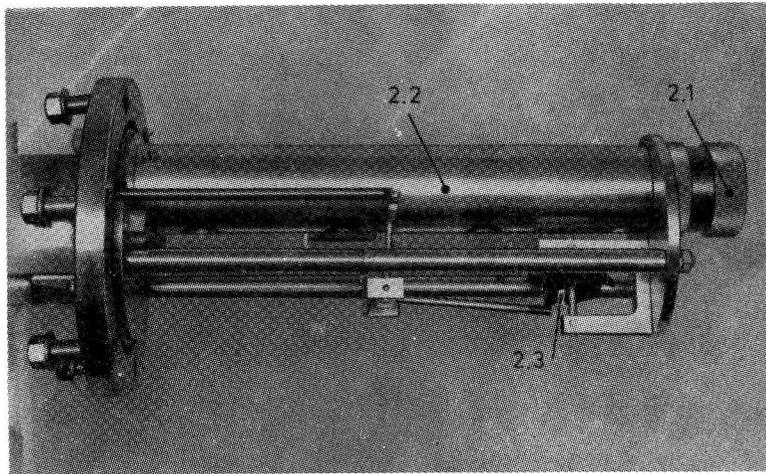


Abb. 5. Meßeinsatz hinten mit Kompaß

Auf dem gleichen Wachspapierstreifen erfolgt die Registrierung der Strömungsrichtung. Sie wird von einem Magnetkompaß mit Kurvenscheibe im hinteren druckgeschützten Gehäuse gewonnen (Abb. 5, Ziff. 2.3). Die Abtastung erfolgt alle 5 Minuten, über Hebelgestänge wird der Momentanwert der Richtung als proportionaler Ausschlag von einem zweiten Schreibstift aufgezeichnet (Abb. 4, Ziff. 3.2).

Bei neueren Geräten ist zur Erleichterung visueller Prüfung eine 4-Stundenmarke zusätzlich auf den Schreibstreifen registriert. Das steuernde Uhrwerk wird federgetrieben, ein batteriegespeicherter Motor sorgt für regelmäßigen Aufzug. Abgesehen von letzterem, arbeiten der Strömungsmesser nach traditionellen mechanischen Prinzipien. Der damit niedrige Preis in Verbindung mit geringen Ansprüchen an das Bedienpersonal sind einige Gründe für die lange Anwendungszeit des Gerätes. Für jedes Gerät wurden in einem Prüfprogramm die internen Konstanten für Geschwindigkeits- und Richtungsmessung ermittelt zur Berücksichtigung fertigungsbedingter Toleranzen. Die Funktionskonstanten der in Serien hergestellten Rotoren wurden mit einem Strömungsmesser gleichen Typs auf einer Schleppstrecke der Versuchsanstalt für Wasser und Grundbau in Potsdam-Marquardt bestimmt. Sie wurden für die spätere maschinelle Datenverarbeitung zugrunde gelegt.

2. Technische Daten der Strömungsmesser Baureihe 801

1.	Geschwindigkeitsmeßbereich:	0,04 ... 2 m/s
	Integrationszeit Geschwindigkeit:	10 Minuten
	Registrierungsmaßstab Geschw.:	1 mm Hub entspr. 5 cm/s Strom
	Registrierfolge:	10 Minuten pausenlos während der gesamten Betriebszeit
2.	Strömungsrichtung:	
	Meßbereich:	0 ... 360° relat. magn. N
	Art des Wertes:	Momentanwert
	Registrierfolge:	5 Minuten
	Registriermaßstab:	18 mm Hub entspr. 360°

3.	Uhrwerkfehler	Max. ± 10 Minuten/Monat
4.	Geschwindigkeit Registrierpapier:	90 bis 125 mm/Tag
5.	Wartungsfreie Einsatzzeit:	ca. 3 Monate
6.	Prüfdruck	12 MPa 20 Stunden
7.	Empfohlene max. Einsatztiefe:	≤ 1000 m
8.	Durchmesser des Seiles für Halterung:	4 bis 10 mm
9.	Seilwinkel gegen Vertikale bei Benutzung der kardanischen Aufhängung:	Max. 30 grad
20.	Abmessungen:	
	Länge mit Richtflossen	1850 mm
	Länge ohne Richtflossen	1100 mm
	Durchmesser Schutzrohr	ca. 110 mm
	Durchmesser maximal	ca. 200 mm
	Masse	ca. 29 kg
	Gewicht in Wasser	ca. 220 N
11.	Material: Gerät:	Messing galvanisch verchromt
	Rotor:	Aluminiumlegierung, galvanisch oxydiert

3. Aufbereitung der Meßwerte zu digitalen, maschinell lesbaren Daten

Die vom LSK 801 auf Wachspapier gelieferten Registrierungen haben sowohl für die Geschwindigkeits- als auch für die Richtungsinformation palisadenähnliche Form mit 10 bzw. 5 Minuten Wiederholungsperiode. Die Kurven sind un stetig, der Kontrast zwischen Grund und Schreiblinien ist sehr gering. Mit Rücksicht auf beide obengenannten Eigenschaften wurde für die Aufbereitung eine manuelle Zwischenstufe notwendig. Zunächst wurden zur Berücksichtigung des zeitlich inkonstanten Papiervorschubes durch Auszählen der Zeitmarken 0-Uhr-Tagesmarken zugesetzt, anschließend auf übergelegtes Transparentpapier Kurven übertragen für: Grundlinie Geschwindigkeit (Gerade), Hüllkurve Geschwindigkeit, Hüllkurve Richtung, Grundlinie Richtung (Gerade). Hierbei wurden Mehrfachsprünge 360/0 grad bereinigt, vereinzelt Fehlwerte (Ausreißer, Aussetzer) bei Geschwindigkeit und Richtung übergangen. Tagesmarken übertragen. Das Zeichnen der Hüllkurven erfolgte mit Hilfe einer Einrichtung, die motorgetriebenen Streifenvorschub in Zeitrichtung hat, dazu eine Halterung zur Nadelführung sowie eine Leselupe. Die weitere Aufbereitung erfolgte durch maschinelles Ausmessen der Abstände Null-Linie, Hüllkurve, Hüllkurve, Grundlinie auf einem im Geomagnetischen Observatorium Niemegek der Akademie der Wissenschaften der DDR entwickelten Auswertegerät für Registrierstreifen. Das Gerät gestattet einstellbaren, kontinuierlichen Vorschub (Zeitachse), es liefert die Abstände der 4 Kurven mit Absolutfehlern unter 0,2 mm digital codiert auf Lochband. Die weitere Datenaufbereitung erfolgt unter Einbeziehung der entsprechend Ziff. 1 bestimmten Gerätekonstanten über Rechner.

4. Dynamische Eigenschaften des LSK 801, Vergleich mit anderen Strömungsmessern

Die dynamischen Eigenschaften des Strömungsmessers LSK 801 werden durch seine Bauform und die Art des Einsatzes entscheidend bestimmt. Der langgestreckte Gerätekörper wird einschließlich der Leitflächen horizontal eingesetzt und muß den Variationen des Strömungsvektors als ganzes folgen. Erst bei optimalem Einschwenken in die Strö-

mungsrichtung kann die tatsächlich herrschende Geschwindigkeit mittels des Rotors gemessen werden. Das erfordert, daß, eine ordnungsgemäße Funktionsweise des Gerätes vorausgesetzt, es bei einer Strömungsgeschwindigkeit, die der Ansprechschwelle des Rotors entspricht, in die Strömungsrichtung einschwenkt. Da beim LSK 801.2 das ganze Gerät in die Strömungsrichtung einschwenken muß, ist naturgemäß die Lagerreibung relativ hoch, und es muß durch Leitflächen ein hinreichend großes Drehmoment erzeugt werden. Bei der früheren Version des LSK 801 waren die Richtflossen zu klein, um dieses Moment zu erzeugen. Sie wurden deshalb vergrößert. Beim LSK 801.2 liegt die Ansprechschwelle für die Richtungseinstellung bei einer Strömungsgeschwindigkeit von ca. 5 cm/s. Sie liegt damit über der Ansprechschwelle des Rotors von $< 2,5$ cm/s.

Der Trägheitsweg für die Richtungseinschwenkung beträgt ca. 1,5 m. Im Strömungskanal wurde für das vollkommene Einschwenken aus einer 90° Auslenkung in die Strömungsrichtung eine Laufstrecke von 7,5 bis 10 m beobachtet. Die bei einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit von 10 cm/s resultierende Trägheitszeit von 15 s ist natürlich zu gering, um bei einer Richtungsabtastzeit von $\Delta t = 300$ s Aliasing bezüglich der Richtungsmessung des LSK 801.2 zu verhindern. Der Aliasing-Effekt muß zu einer scheinbaren Erhöhung des Rauschpegels der Richtungsregistrierung führen. Dieser Effekt ist gut in Abb. 6 zu erkennen. Abb. 6 stellt zwei Spektren der Energiedichte für die Richtung dar, die aus einem in situ-Strömungsmesservergleich zwischen 2 LSK 801 gewonnen wurden.

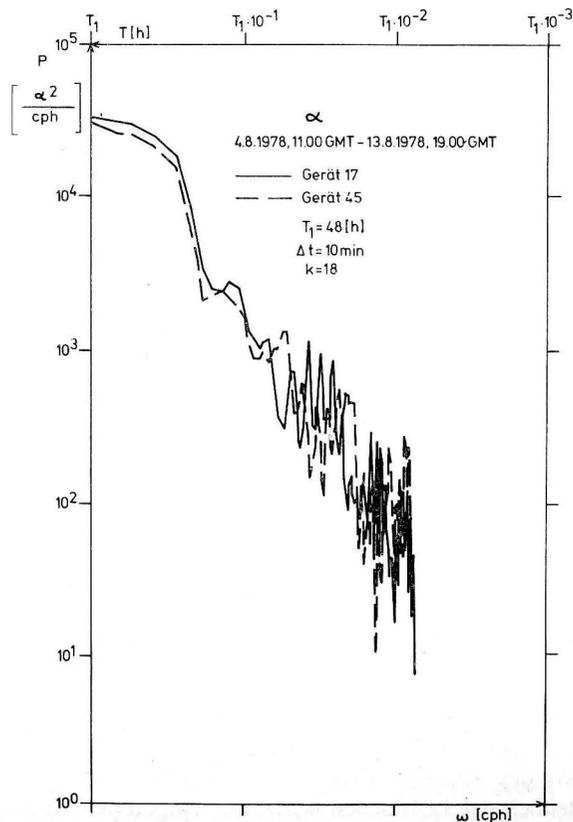


Abb. 6. Energiespektrum der Richtung von zwei Strömungsmessern des Typs LSK 801.2

Neben der scheinbaren Erhöhung des Rauschens in der Richtungsmessung tritt beim LSK 801.2 ein unkontrollierbarer Fehler in der Messung des über die Abtastzeit von $\Delta t = 10$ min. gemittelten Strömungsvektors dann auf, wenn sich während Δt starke Richtungsschwankungen in der Strömung ereignen. Denn der aus einer gemittelten Richtungsmessung und einer gemittelten Geschwindigkeitsbetragsmessung bestimmte Strömungsvektor weicht dann beträchtlich von dem exakten mittleren Strömungsvektor ab. Dieser Fehler kann nur durch eine Abtaststrategie beseitigt werden, die dem Samplingtheorem für einen Vektor in stärkerem Maße entspricht, wie es bei modernen Strömungsmessern (wie z. B. dem Vector Averaging Current Meter VACM) der Fall ist.

Bei einem internationalen Strömungsmesservergleich zeigte sich, daß die Spektren der Energiedichte im hochfrequenten Bereich im Vergleich zu Strömungsmeßgeräten mit senkrechter Rotorachse ungewöhnlich niedrige Werte aufweisen. Abb. 7 zeigt drei derartige Spektren von einem Strömungsmesservergleich, der durch SCOR, IAPSO und UNESCO 1970 mit dem sowjetischen Forschungsschiff „Akademik Kurtschatow“ im Atlantik durchgeführt wurde (FRANCKE et al. 1977, UNESCO-Berichte 1974 und 1975). Sowohl das sowjetische Gerät als auch das US-amerikanische Standardinstrument Geodyne weisen im Frequenzbereich $> 0,5$ cph um 1 bis 2 Zehnerpotenzen höhere Werte auf.

Die Ursachen für dieses Verhalten konnten nicht eindeutig ermittelt werden. Es kommen aber verschiedene Möglichkeiten in Betracht, die zu diesem Verhalten führen könnten. Das ist einmal die manuelle und damit subjektive Glättung der auf dem Wachspapier aufgezeichneten Registrierkurven beim Umzeichnen. Zum anderen kann das relativ be-

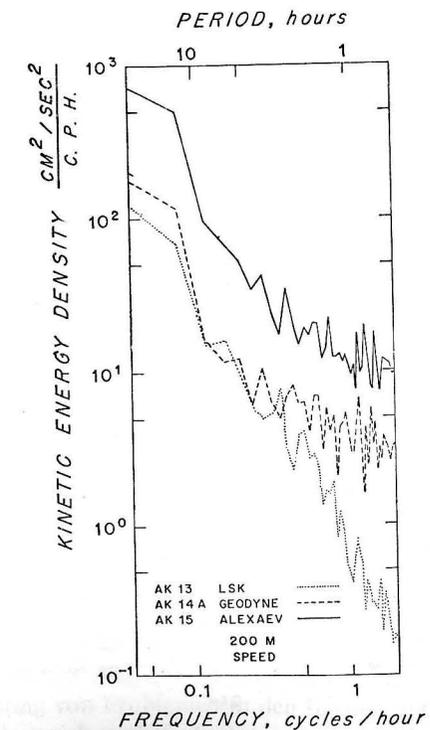


Abb. 7. Geschwindigkeitsspektren von drei Strömungsmessertypen während des 2. SCOR-Geräte-Vergleiches

friedigende \cos -Verhalten des LSK 801.2, in Abb. 8 dargestellt, in bezug auf vom Seegang induzierte Strömungen die niedrige Energie in hochfrequenten Bereich des Spektrums bewirken.

Es sei hier vermerkt, daß der Propeller bei Ausströmung von hinten die Integrations-scheibe wieder zurückstellt, d. h. bei oszillierender Strömung nicht den Strömungsvektor gleichrichtet.

Auf Grund des guten \cos -Verhaltens scheint es sinnvoll, den LSK 801.2 mit der starren Aufhängung (die vertikale Auslenkungen des Gerätes verhindert) einzusetzen, wenn er oszillatorischen Strömungen ausgesetzt ist. Dies ist der Fall in der Nähe der Meeresoberfläche und wenn das Gerät an Oberflächenbojen eingesetzt wird.

Verwendet man dagegen die kardanische Aufhängung, sollte der LSK 801.2 nach Möglichkeit nur an Bojen eingesetzt werden, die durch Unterwasserauftriebskörper von der Oberflächenbewegung des Meeres entkoppelt sind. Auf Grund der mechanischen Arbeitsweise ergeben sich beim Strömungsmesser dieser Generation eine Anzahl von Verschleißstellen. Hinzu kommen einige Bestandteile des Gerätes, die kommerziell für andere Zwecke gefertigt werden und nicht voll den Ansprüchen eines exakt und zuverlässig arbeitenden Meßinstrumentes genügen. Dadurch ist ein relativ hoher Wartungsaufwand bedingt, um den langjährigen Durchschnitt von 70% auswertbarer Registrierungen zu sichern.

Insgesamt haben die bereits zitierten internationalen Strömungsmesservergleiche jedoch gezeigt, daß unter Berücksichtigung des überalterten Meßprinzips gute und nutzbare Ergebnisse gewonnen werden können, wenn die LSK zur Lösung von Aufgabenstellungen eingesetzt werden, die ihrem Leistungsniveau entsprechen. Gegenwärtig laufen am Institut für Meereskunde Vergleichsuntersuchungen zwischen einzelnen Exemplaren des LSK, um damit die Breite der Exemplarstreuungen und eventuell unerkannte Fehlerquellen zu ermitteln. Die Ergebnisse werden nach Abschluß der Arbeiten veröffentlicht.

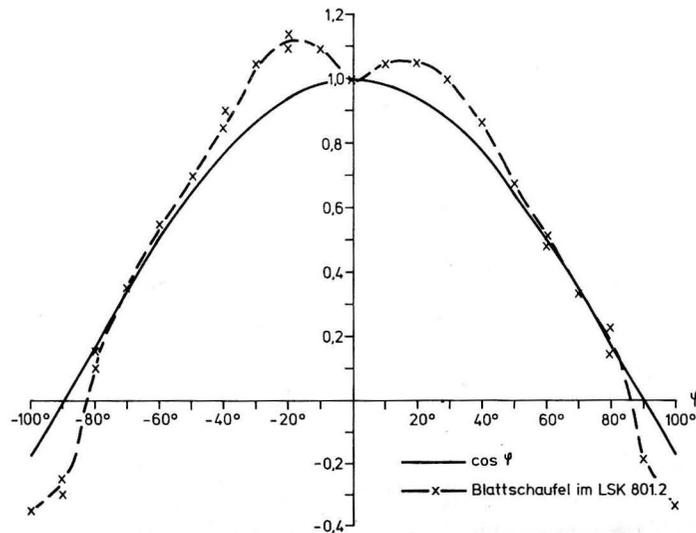


Abb. 8. \cos -Verhalten des Rotors im Strömungsmesser Typ LSK 801.2

5. Applikationserfahrungen unter verschiedenen Einsatzbedingungen

Seit 1967 werden Strömungsmesser vom Typ LSK 801 für unterschiedliche Aufgabenstellungen eingesetzt. Das geschieht vor allen Dingen an autonomen Bojen in der Ostsee, aber auch für Untersuchungen auf dem afrikanischen Schelf und im äquatorialen Gebiet des Atlantik während des ersten globalen atmosphärischen Programms (FGGE) 1978/79. Insbesondere aus der Ostsee liegen eine große Anzahl von Registrierungen vor, da neben einer ständigen Meßboje, die seit 1973 mit 4 Geräten im Gebiet der Darßer Schwelle betrieben wird, mehrere spezielle Experimente zu Problemen des Austausches und der Vermischung, der Variabilität und im Rahmen internationaler Programme realisiert wurden. Dazu gehören auch einige Mehrbojenunternehmen.

Wie oben bereits angeführt, sind etwa 65–70% aller Registrierungen brauchbar. Dieser Anteil setzt jedoch neben der sorgfältigen Wartung auch ein genaues Austarieren der Strömungsmesser voraus. Infolge der nicht sehr stabilen Lage des Gerätes in der Aufhängung und der unterschiedlichen Gewichte der zur Stromversorgung des Aufzugsmotors erforderlichen Batterien muß das vor jedem Einsatz geschehen. Trotz dieser Bemühungen sind Geräterneigungen über 8° eine der häufigsten Ausfallursachen (ca. 30% aller Ausfälle), weil dabei der Kompaß durch den Abtasthebel blockiert werden kann. Andere empfindliche Stellen sind das Uhrwerk, der Aufzugsmotor (zusammen 40%) und die Mechanik der Geschwindigkeitsintegrationsscheibe (ca. 20%).

Diesen kontrollierbaren Mängeln und dem relativ hohen Auswerteaufwand stehen jedoch die leichte Handhabung beim Einsatz und besonders der geringe Preis des Gerätes als positive Faktoren gegenüber.

Es hat sich gezeigt, daß der Gerätetyp zur Untersuchung von Strömungsvorgängen mit Perioden größer als 5 Stunden, also besonders für Langzeituntersuchungen, gut geeignet ist. Die meisten der möglichen Fehlmessungen sind bei einiger Erfahrung sofort aus dem unausgewerteten Registrierstreifen zu erkennen.

Der LSK ist nicht für den Einsatz in Küstengewässern, speziell in der Brandungszone, geeignet. Hier wird er u. U. schnell mechanisch zerstört (vorwiegend die Leitwerke) oder der Rotor versandet bald (ähnlich wie beim Einsatz in unmittelbarer Grundnähe). Dagegen wurden Bewucherscheinungen, insbesondere des Metallkörpers, selten oder nicht festgestellt. Auch gegen Korrosion ist er gut geschützt, wenn die Oberflächenveredlung aller Teile mit der erforderlichen Sorgfalt ausgeführt wurde. Eichungen von zuvor verschmutzten und dann gereinigten Rotoren haben ergeben, daß durch Bewuchs, Korrosion u. ä. im Mittel bis zu 4% und in starken Fällen, besonders im niedrigen Geschwindigkeitsbereich, über 10% Abweichung von der ursprünglichen Eichung auftreten können, sofern der Propeller nicht vollkommen gestoppt wird.

Der Strömungsmesser kann auf Grund seiner Befestigungsweise nicht für Bojentechniken verwendet werden, bei denen die Geräte beim Auslegen zeitweilig auf dem Kopf stehen; er würde dann aus der Halterung fallen. Ebenso ist ein Einsatz in ozeanischen Gebieten bei starkem Seegang wegen der großen Beschädigungsfahr der langen Leitflossen nicht günstig. Für Langzeitmessungen ist es jedoch möglich, die Geräte wegen ihrer leichten Handhabbarkeit durch Taucher in Schelfgebieten innerhalb kurzer Frist unter Wasser zu wechseln und damit das aufwendige Aufnehmen und Aussetzen von Bojanlagen zu vermeiden. Speziell für die Lösung von Problemen in den flachen und stark geschichteten Teilen der westlichen Ostsee hat sich mehrfach die geringe vertikale Ausdehnung des LSK bewährt. Die Genauigkeit der Uhren liegt in dem Bereich, der vom Hersteller vor-

gegeben wurde (siehe Technische Daten, Punkt 3.), wenn die Uhrwerke regelmäßig gewartet und eingestellt werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß dieser Strömungsmessertyp, auch wenn er den heutigen Anforderungen an die Meßtechnik nicht mehr voll entspricht, für geeignete Aufgabenstellungen erfolgreich eingesetzt werden kann. Dafür sprechen eine Anzahl von veröffentlichten Ergebnissen, die im Kaltwasserauftriebsgebiet an der afrikanischen Atlantikküste gewonnen wurden (HAGEN u. a. 1974—1978). Ebenfalls erfolgreich verliefen Experimente im Küstengebiet der Ostsee und im Schwarzen Meer, bei denen Teilprobleme mit LSK-Strömungsmessern bearbeitet wurden (SCHÖNFELD, KREMSER) sowie zu Diffusionsprozessen im Meer (KREMSER, KAYSER 1979). Ergebnisse der Bojenstation an der Darßer Schwelle wurden bisher auszugsweise veröffentlicht (FRANCKE u. a. 1976—1978), eine zusammenfassende Arbeit befindet sich in Vorbereitung. Darüber hinaus wurden für Advektionsuntersuchungen im Küstenvorfeld der DDR bis zu 22 Geräte parallel ausgelegt, deren Ergebnisse gegenwärtig ausgewertet werden. Auch in Verbindung mit komplexen ökologischen Experimenten im Arkonabecken waren Strömungsmesser vom Typ LSK 801 mit gutem Erfolg an Bojenstationen ausgelegt (BREUL u. a. 1978). Für die Beurteilung des LSK sind die Ergebnisse der SCOR-Strömungsmesservergleiche aufschlußreich (UNESCO 1974, 1975, FRANCKE u. a. 1977, HALPERN 1977).

6. Folgerungen für zukünftige Entwicklungen

Der Strömungsmesser LSK 801 arbeitet nach mechanischen Prinzipien. Die bei ihm erreichten Relationen zwischen Geräteaufwand, Qualität und Quantität der Daten, Hantierbarkeit des Gerätes unter verschiedenen Einsatzbedingungen, wartungsfreie Betriebsdauer und Aufwand zur Datenaufbereitung dürfte die Grenze des mit mechanisch arbeitenden, universell anwendbaren Strömungsmessern Erreichbaren sein. Die aktuellen Aufgaben der Ozeanologie erfordern Meßgeräte, welche außer den Strömungskomponenten eine weitere Anzahl Variabler gleichzeitig erfassen und die Daten intern speichern, zumindest Nord- und Ost-Komponente der Strömung, statischen Wasserdruck, Wassertemperatur, elektrische Leitfähigkeit, dazu problemorientiert weitere 3 bis 4 Parameter, wie z. B. gelösten Sauerstoff, Schallgeschwindigkeit und andere.

Als Lösungsweg für Strömungskomponenten scheinen Laufzeitdifferenzmessungen oder Dopplerverschiebung (akustisch, evtl. auch optisch) oder das elektromagnetische Induktionsprinzip geeignet. Die Richtungsorientierung der Geräte ist mit kleinen Magnetometern optimal lösbar, Modelle dazu wurden vom Geomagnetischen Observatorium Niemeck der Akademie der Wissenschaften der DDR bereits experimentell untersucht. Steuerung, Aufbereitung und Speicherung erheblich größerer Datenmengen ($>10^7$ Bit) ist lösbar geworden mit den inzwischen entwickelten elektronischen Baugruppen (LSI), Mikroprozessoren sowie Operationsverstärkern mit extrem niedrigem Energiebedarf. Neben der Auslegung als tiefengestufte Geräte an bodenverankerten, unbemannten Stationen und von schwimmenden Geräteträgern ist die Nutzbarkeit zur kontinuierlichen Erfassung von Profilen mit langsam absinkendem Gerät erforderlich.

Literatur

- [1] SCOR-Working Group 21, An intercomparison of some current meters II. UNESCO Techn. Paps. in Marine Su., 17 UNESCO Paris, 1974, 116pp.

- [2] SCOR-Working Group 21, An intercomparison of some current meters III. UNESCO Techn. Paps. 23 UNESCO Paris, 1975, 42pp.
- [3] BREUL u. a., Preliminary results on variations of physical, chemical and biological parameters in the time range of days in the Arkona Sea. XI. Conf. of the Baltic Oceanogr., Paper No. 24, 379 to 390 Rostock 1978.
- [4] FRANCKE, E., NEHRING, D. BÖHL, D., 1976: On the Problem of the Exchange of Water in the Deep Basins of the Baltic Sea during the Winter of 1975/76. Producing of the 10th Conf. of the Baltic Oceanogr., Göteborg 1978.
- [5] FRANCKE, E., BÖHL, D., LASS, U., MÖCKEL, F., VOIGT, K., Bericht über internationale Experimente zum Vergleich von Geräten zur Messung der Meeresströmung. Beitr. Meereskunde. 39 (1977), 103—106.
- [6] FRANCKE, E., NEHRIG, D., RECHLIN, O., Oceanographic and fishery-biological effects of the inflow pattern in the western Baltic in autumn 1976 Ann. Biol. XXXIII 1976 (1978), 40—41.
- [7] HAGEN, E., Ein einfaches Schema der Entwicklung von Kaltwasserauftriebszellen vor der nordwestafrikanischen Küste. Beitr. Meereskunde H. 33 (1974), 115—125.
- [8] HAGEN, E., Einige Ergebnisse der 1971 im Kaltwasserauftriebsgebiet vor Cap Blanc durchgeführten Strömungsmessungen. Beitr. Meereskunde H. 33 (1973), 127—133.
- [9] HAGEN, E., der Dopplereffekt auf der Trägheitsfrequenz in Geschwindigkeitsspektren des küstennahen Kaltwasserauftriebsgebietes auf dem Schelf vor Cap Blanc. Gerl. Beitr. d. Geophysik 84 (1975), 431—436.
- [10] HAGEN, E., Ein Beitrag zur Erkundung des Kaltwasserauftriebs vor Nordwestafrika, speziell für das Schelfgebiet vor Cap Blanc. Beitr. Meereskunde H. 37 (1976), 29—72.
- [11] HAGEN, E. und KAISER, W., Untersuchungen zur raum-zeitlichen Struktur ozeanologischer Felder im Rahmen der mesoskalen Auftriebsdynamik — speziell für das Schelfgebiet vor Cap Blanc. Geod. Geoph. Veröff. R. IV. H. 19. (1976), 435.
- [12] HAGEN, E., Einige charakteristische Parameter (zeitlich und räumlich gemittelt) des mesoskalen küstennahen Kaltwasserauftriebs vor Nordwestafrika im Frühjahr 1976. Geod. Geoph. Veröff. R. IV H. 26. (1978), 3—18.
- [13] HAGEN, E., Die Schichtungs- und Strömungsverhältnisse im Frühjahr 1976 auf dem Schelf vor Bahia de Gossei im Rahmen der mesoskalen Auftriebsdynamik und der damit verbundenen biologischen Aktivitäten. Beitr. Meereskunde H. 42 (1979), 133—166.
- [14] HALPERN, D., Review of Intercomparisons of Moored Current Measurements Oceans 77, Conf. Record Marine Technology Society Washington, D. C.
- [15] KREMSER, U., KAISER, B., Zur Interpretation der Diffusionsexperimente in der westlichen Ostsee vom März 1979. Geod. Geoph. Veröff., Reihe IV, H. 30 (1980).
- [16] SCHÖNFELD, H.-J., KREMSER, U., Das internationale Küstenexperiment „Kamtschia 77“. Beitr. Meereskunde H. 44/45 (1980), 123—125.

Anschriften der Verfasser:

Dipl.-Met. EBERHARD FRANCKE, Dr. ULRICH LASS,
Dr. FRIEDRICH MÖCKEL und GÜNTER PLÜSCHKE
Institut für Meereskunde der AdW der DDR
DDR-2530 Rostock-Warnemünde

Zur Anwendung der Korrelationsanalyse für die Bestimmung der dreidimensionalen Drift von Temperaturinhomogenitäten in der ufernahen Zone des Meeres

Von H. BAUDLER

Zusammenfassung: Die Registrierungen kurzperiodischer Wassertemperaturfluktuationen an vier räumlich getrennten Meßpunkten an einem Meßmast in 100 m Uferentfernung in der Ostsee vor Zingst werden einer vollständigen Korrelationsanalyse unterzogen. Die Driftgeschwindigkeit der temperaturinhomogenen Wasserkörper wird ermittelt und mit der mittleren Strömungsgeschwindigkeit verglichen.

1. Methodik

In der ufernahen Zone des Meeres sind Messungen der Komponenten der mittleren Strömung vornehmlich im Übergangsbereich von der Mikro- zur Mesoturbulenz notwendig. Einen Überblick über die Strömungsmeßprinzipien in küstennahen Gewässern geben G. KRAUSE und B. STRUCK 1969. Unter den herkömmlichen Strömungsmessern messen nur die Systeme den Mittelwert der Strömung, die auf dem Kraftwirkungsprinzip beruhen wie z. B. der Rotorströmungsmesser. Einer ihrer entscheidenden Nachteile ist aber der, daß die Eichung im Strömungskanal nur bei quasilaminarer Anströmung des Meßfühlers möglich ist, da die Turbulenz, die in der ufernahen Zone auftritt, nicht nachgebildet werden kann. Zur Zeit existiert kein geeignetes Meßsystem, das auch unter den Bedingungen turbulenter Strömung in der Brandungszone des Meeres zuverlässige Werte ergibt. Ein von diesem Nachteil freies Meßprinzip stellt die Bestimmung der Strömung aus der Driftbewegung von temperaturinhomogenen Wasserkörpern (Temperaturinhomogenitäten) dar. Diese Methode, die als Thermodriftmethode bezeichnet wird (H. BAUDLER 1978), verwendet die Temperatur als Tracer. Dazu wird nach der Hypothese von der „eingefrorenen Turbulenz“ (G. J. TAYLOR 1938) vorausgesetzt, daß sich das Turbulenzelement während der Durchdriftung der Meßstrecke zwischen zwei Temperaturmeßfühlern nicht verändert. Zur Messung der Temperaturfluktuationen wurde das bei H. BAUDLER 1977 beschriebene Meßsystem Thermosonde verwendet. Die Sonde besteht aus vier Temperaturmeßfühlern, die Thermistore als temperaturempfindliches Element enthalten. Untersuchungen über die Bestimmung der driftenden Bewegung kleinmaßstäblicher Turbulenzen in der bodennahen Schicht der Atmosphäre der ufernahen Zone des Meeres auf der Grundlage synchroner räumlicher Registrierungen der turbulenten Lufttemperaturfluktuationen wurden bei H. BAUDLER und H. J. SCHÖNFELDT 1978 dargelegt. Die Grundlagen dazu sind vor längerer Zeit in der Ionosphärendriftforschung und in der industriellen Meßtechnik erarbeitet worden.

2. LAGRANGESCHER ZEITMAßSTAB DER TURBULENZELEMENTE

Zum Nachweis der Gültigkeit der Taylor-Hypothese von der „eingefrorenen Turbulenz“ für die ufernahe Zone des Meeres wurden die Wassertemperaturfluktuationen an vier räumlich getrennten Meßpunkten in Strömungsrichtung registriert. Die Abstände der Meßfühler A, B, C zu einem Bezugsmeßfühler O betragen $L_{OA} = 10$ cm, $L_{OB} = 40$ cm und $L_{OC} = 90$ cm, so daß sich die drei zusätzlichen Abstandskombinationen $L_{AB} = 30$ cm, $L_{BC} = 50$ cm und $L_{AC} = 80$ cm ergaben. Die Temperaturfluktuationen wurden an einem Meßmast in ca. 100 m Uferentfernung in der Ostsee vor Zingst bei einer Wassertiefe von ca. 270 cm gemessen und synchron auf einem Meßtonbandgerät EMM 141 von Tesla (ČSSR) registriert. Die mittlere Meßtiefe betrug 150 cm. Die Ergebnisse wurden aus der Registrierung vom 17. 8. 1976/18.23 Uhr MEZ gewonnen. Als äußere Bedingungen lagen für diese Messungen eine mittlere Wellenhöhe von 10 cm, eine mittlere Strömung von 7,16 cm/s nach 122° und ein Bedeckungsgrad von 0/8 vor.

Die Registrierungen wurden auf einem Analog/Digitalwandler (H. J. SCHÖNFELDT und H. BAUDLER 1978) digitalisiert, so daß vier Zeitreihen von je 2970 Werten mit einem Zeitintervall von 0,1 s zur Korrelationsanalyse zur Verfügung standen. Hieraus wurden auf einer EDVA CDC 1604 A des Instituts für Schiffbau Rostock sechs Kreuzkorrelationsfunktionen (zur Definition siehe z. B.: J. TAUBENHEIM 1969) mit $m = 256$ Korrelationspunkten berechnet. Das entspricht einem Freiheitsgrad $n = 23$. Eine Bestimmung der Zeitdifferenzen zwischen zwei Meßsignalen durch den Vergleich ähnlicher Maxima oder Minima, wie bei Ionosphärendriftmessungen üblich, war bei Messungen der Wassertemperaturfluktuationen auf Grund des geringeren Ähnlichkeitsgrades nicht möglich. Bei Gültigkeit der Hypothese nach TAYLOR muß zwischen der von den Turbulenzelementen zurückgelegten Driftstrecke und der dafür benötigten Driftzeit eine lineare Beziehung bestehen, wie sie im unteren Teil der Abb. 1 dargestellt ist. Es sind darin die aus den

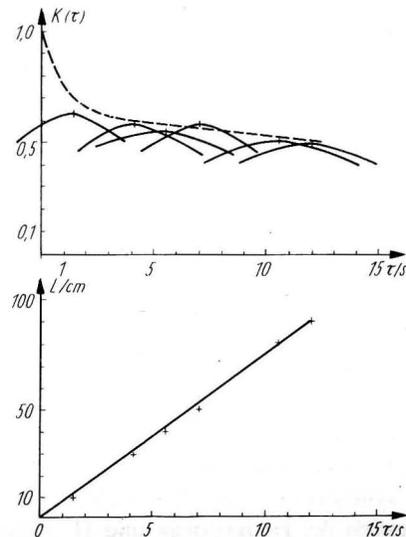


Abb. 1. Raum-Zeitkorrelation in Strömungsrichtung für die Meßfühlerabstände 10 cm, 30 cm, 40 cm, 50 cm, 80 cm und 90 cm

berechneten sechs Kreuzkorrelationsfunktionen bestimmten Zeitdifferenzen τ_{ij} (ergibt sich aus der Lage des Maximums der Funktion) gegen die Meßfühlerentfernung L_{ij} aufgetragen. Aus diesen Werten ergibt sich nach der Beziehung

$$v_{ij} = L_{ij}/\tau_{ij} \quad (1)$$

die scheinbare Driftgeschwindigkeit zu 7,32 cm/s. Die Vergleichsgeschwindigkeit mit dem Komponentenströmungsmesser ergab den Wert 7,16 cm/s.

Mit Hilfe der Thermodriftmethode erhält man eine für die Untersuchung von Diffusionsprozessen wichtige Größe, den LAGRANGESCHEN ZEITMAßSTAB. Zu seiner Bestimmung werden die sechs Kreuzkorrelationsfunktionen in der Nähe ihres Maximums aufgetragen (oberer Teil der Abb. 1). Als einhüllende Funktion erhält man nach M. J. FISHER und P. O. A. L. DAVIES 1963 eine sogenannte „moving frame autocorrelation“. Durch Integration über diese Funktion entsprechend der Gleichung

$$T_L = \int_0^{\infty} K(\tau) d\tau \quad (2)$$

wird der Zeitmaßstab ermittelt. Die Approximation der Funktion $K(\tau)$ erfolgt mit der Exponentialfunktion (s. z. B.: A. FAVRE 1965, JU. A. VOLKOV u. a. 1975)

$$K(\tau) = \exp(-\beta\tau). \quad (3)$$

Der LAGRANGESCHE ZEITMAßSTAB ergab sich zu $T_L = 11$ s. Diese Methode untersucht die Korrelation der Temperaturfluktuationen entlang einer Geraden. Da die Temperaturinhomogenitäten aber nur näherungsweise eine solche Trajektorie besitzen, stellt der so ermittelte Maßstab eine untere Schranke dar.

3. Driftvektor der Turbulenzelemente

Für die Bestimmung der dreidimensionalen Driftbewegung der Temperaturinhomogenitäten setzen wir im einfachsten Fall ein isotropes Temperaturfeld voraus. Dann stellen die Flächen gleicher Korrelation Kugelflächen dar, die mit Isoflächen der Temperatur zu identifizieren sind. Die Tangentenebene an diese Kugelfläche wird als Wellenfrontebene bezeichnet; sie steht senkrecht auf der Driftrichtung des Turbulenzelementes. Die zeitliche und räumliche Veränderung der Wellenfrontebene läßt sich mit vier in einem kartesischen Koordinatensystem x, y, z angeordneten Temperaturfühlern in den Meßpunkten O, A, B, C erfassen. Für den ebenen Fall sind diese Verhältnisse in Abb. 2 dargestellt. Hierin bedeuten W die Wellenfronten und γ die Driftrichtung. Die Wassertemperaturfluktuationen wurden an einem Meßmast in ca. 100 m Uferentfernung bei einer Wassertiefe von ca. 270 cm gemessen und synchron auf einem 8 Kanal-Lichtstrahloszillographen registriert. Die mittlere Meßtiefe betrug 100 cm. Die Temperaturfühler waren so orientiert, daß die x-Richtung (Meßpunkte O, A) eines kartesischen Koordinatensystems mit der Ost-Richtung (entspricht unter den Bedingungen von Zingst der Uferparallelen), die y-Richtung (Meßpunkte O, B) mit der Nordrichtung und die z-Richtung (Meßpunkte O, C) mit der Vertikalen am Meßmast übereinstimmten. Der Fühler O stellte den Bezugsmeßpunkt dar. Die Abstände der drei Meßfühler zum Bezugsmeßpunkt betragen: $L_{OA} = 50$ cm, $L_{OB} = 50$ cm und $L_{OC} = 10$ cm.

Die vorliegenden Ergebnisse wurden aus einer Registrierung vom 15. 8. 1975/10.54 Uhr

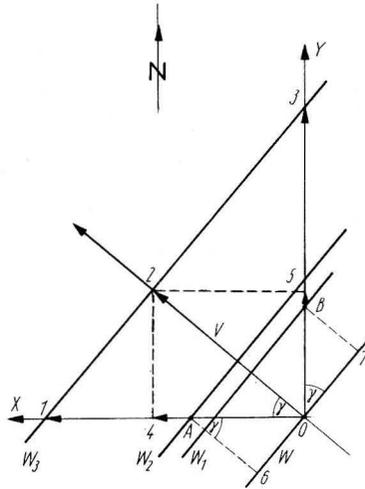


Abb. 2. Zur Bestimmung des Driftvektors in der Ebene (O, A, B — Meßpunkte; W-Wellenfront; γ -Driftrichtung)

MEZ gewonnen. Hierzu wurden bei H. BAUDLER 1979 die Strukturparameter der Turbulenzelemente berechnet, so daß auf Einzelheiten weiterer Meß- und Auswertebedingungen verwiesen werden kann. Aus den dort berechneten sechs Kreuzkorrelationsfunktionen wurden die Zeitdifferenzen τ_{ij} bestimmt und in die Tabelle eingetragen. Mit diesen Werten ergibt sich der Betrag des räumlichen Driftvektors (vgl. H. BAUDLER 1978) zu 4,17 cm/s und die Driftrichtung zu 235° rechtweisend. Der Vektor ist um 2,4° von Nord nach Süd abfallend geneigt. Das entspricht einer Vertikalkomponente von 0,18 cm/s. Zum Vergleich wurde mit dem Savoniusrotorströmungsmesser (ohne Komponentenregistrierung) ein Wert von 6,8 cm/s mit einer Strömungsrichtung von 290° rechtweisend ermittelt.

Die angewandte Methode zur Bestimmung des Driftvektors entspricht der „similar fade-Methode“ bei Ionosphärendriftmessungen (K. SPRENGER u. a. 1974). Sie besitzt neben dem Vorteil der relativ einfachen Auswertung von Registrierungen Fehlerquellen, die u. a. in der Anisotropie der Turbulenzelemente begründet liegen. Die Anisotropie bewirkt, daß im allgemeinen Fall die Wellenfront nicht mehr senkrecht auf der Driftrichtung steht, sondern mit ihr einen Winkel einschließt. Zur Eliminierung der bei Annahme eines isotropen Turbulenzmusters auftretenden Fehler ist die Kenntnis der Form und Orientierung der Temperaturinhomogenitäten notwendig, wie sie durch die Korrelationsanalyse nach BRIGGS (B. H. BRIGGS u. a. 1950) ermittelt werden kann und in den Ergebnissen bei H. BAUDLER 1979 dargestellt wurden. Die sechs Geschwindigkeiten v'_{ij} bestimmen eine Wellenfront. Die Driftgeschwindigkeit berechnet sich nach K. SPRENGER u. a. 1974 aus

$$v = v_c^2 (v')^{-1} . \quad (4)$$

Die Geschwindigkeit v'_c ergibt sich aus dem Tangentenberührungspunkt des v'_c Ellipsoids mit einer Parallelebene der Wellenfront. Dieser Berührungspunkt bestimmt die Driftrichtung. Die Geschwindigkeit v' ergibt sich aus dem Durchstoßpunkt des v'_c Vektors durch die Wellenfrontebene. Beide Vektoren v' und v'_c haben die Richtung, die der

Tabelle
Ergebnisse nach der vollständigen Korrelationsanalyse von BRIGGS.

Korrelation	O—A	O—B	O—C	A—B	B—C	C—A
τ_{ij}/s	−9,8	−6,9	−0,1	+3,0	+7,0	−8,0
$v'_{ij}/\text{cm s}^{-1}$	−3,99	−5,41	−15,79	+21,52	+5,93	−4,28

Driftrichtung zuzuordnen ist. Aus den Tabellenwerten und den Parametern des v'_c Ellipsoids wurde eine Driftgeschwindigkeit von 6,94 cm/s nach 259° rechtweisend mit einem Neigungswinkel von 16,5° von Nord nach Süd ansteigend ermittelt. Es ergab sich eine Vertikalkomponente von 1,98 cm/s.

4. Diskussion der Ergebnisse

Die mit relativ einfachen Mitteln gewonnenen Ergebnisse über das Driftverhalten der Temperaturinhomogenitäten zeigen, daß die TAYLOR-Hypothese von der „eingefrorenen Turbulenz“ unter den vorgestellten Meßbedingungen gültig und die Methode der BRIGGSschen vollständigen Korrelationsanalyse auf Messungen der kurzperiodischen Wassertemperaturfluktuationen anwendbar ist. Die errechnete Driftgeschwindigkeit stimmt nicht mit der gemessenen Strömungsgeschwindigkeit überein. Für die auftretende Abweichung werden vor allem folgende Ursachen gesehen. Zum einen sind die Ergebnisse der Korrelationsmethode mit den Werten des Rotorströmungsmessers nicht direkt vergleichbar, da bei beiden Methoden trotz gleicher Mittelungszeit prinzipiell unterschiedlich gemittelt wird. Die Eigenständigkeit beider Messungen trifft besonders dann zu, wenn nicht die Komponenten der Strömung direkt, sondern Betrag und Richtung getrennt registriert werden. Nach H. J. SCHÖNFELDT 1979 ergibt sich dadurch eine etwa um den Faktor 1,5 zu große Ost-Westkomponente. Weiterhin kann als Ursache für die auftretende Abweichung zwischen berechneter Driftgeschwindigkeit und gemessener Strömungsgeschwindigkeit eine fehlerhafte Bestimmung der τ_{ij} angesehen werden. Trotz gleicher Zeitreihenlänge kann das Auftreten von zusätzlichen Werten in den Zeitreihen nicht vollkommen ausgeschlossen werden (H. J. SCHÖNFELDT und H. BAUDLER 1978).

Da die Messung mit dem Rotorströmungsmesser keinen Vergleich mit der berechneten vertikalen Driftkomponente zuläßt, wurde eine untere Schranke für die Vertikalkomponente mit Hilfe der Kontinuitätsgleichung abgeschätzt. Sie wurde zu 0,06 cm/s bestimmt. Der hohe Wert der vertikalen Driftkomponente dürfte darauf zurückzuführen sein, daß der Meßmast vor einem Riff lag.

Die Arbeit entstand während der Tätigkeit des Verfassers an der Sektion Physik der Karl-Marx-Universität Leipzig, Arbeitsgruppe Ozeanologie, Maritimes Observatorium Zingst. Für die stete Unterstützung beim Fortgang dieser Arbeit sei besonders Herrn Doz. Dr. sc. P. HUPFER sehr gedankt.

Literatur

- BAUDLER, H., Über eine Anlage zur Messung kurzperiodischer Wassertemperaturfluktuationen. Beitr. Meereskunde (1977) H. 39, 17—23.
- BAUDLER, H., Beitrag zur Kenntnis der Eigenschaften der kurzperiodischen Fluktuationen der Wassertemperatur in der ufernahen Zone der Ostsee bei Zingst. Diss. A Sektion Physik, Karl-Marx-Universität Leipzig (1978), 127 S.
- BAUDLER, H., Zur Bestimmung der dreidimensionalen Struktur von Temperaturinhomogenitäten in der ufernahen Zone des Meeres. (1979) In Vorbereitung.
- BAUDLER, H. und SCHÖNFELDT, H. J., Ein Beispiel der Anwendung der Methode der BRIGG'schen vollständigen Korrelationsanalyse auf Messungen kurzperiodischer Temperaturfluktuationen in Luft., Z. f. Met., 28 (1978) H. 2, 127—130.
- BRIGGS, B. H., PHILLIPS, G. J. und SHIN, D. H., The analysis of observations on spaced receivers of the fading of radio signals. Proc. Phys. Soc. B 63 (1950), 106—121.
- FAVRE, A., Prostranstvenno — vremennye korreljacii v turbulentnych potokach židkosti. Sb. st. Mechanika, Moskva T. 2 (1965) No. 90, 70—99.
- FISHER, M. J. und DAVIES, P. O. A. L., Correlation measurement in a non — frozen pattern turbulence. J. Fluid. Mech. 18 (1964) 97—116.
- KRAUSE, G. und STRUCK, B., Physikalische Prinzipien zur Messung von Strömungsgeschwindigkeiten in flachen Meeresgebieten. Kieler Meeresforschungen (1969) H. 1, 143—165.
- SCHÖNFELDT, H. J., Über die bisherigen Ergebnisse eines Vergleichs zwischen einem herkömmlichen Strömungsmesser mit einem Komponentenströmungsmesser. Beitr. Meereskunde (1979) im Druck.
- SCHÖNFELDT, H. J. und BAUDLER, H., Beiträge zum Problem Digitalisierung von Meßreihen. Z. msr 21 (1978) H. 1, 2—4.
- SPRENGER, K., SCHMINDER, R., GREISIGER, K. M.; KÜRSCHNER, D. und SCHÄNING, B., Die Windsysteme in der oberen Mesopausenregion mittlerer Breiten nach Ionosphären-driftmessungen im Langwellenbereich. AdW der DDR, Zentralinstitut für Solar — Terrestrische Physik, Berlin (1974), 323 S.
- TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig Akademie Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G. (1969), 386 S.
- TAYLOR, G. J., The spectrum of turbulence. Proc. Roy. Soc. A 164 (1938), 476.
- VOLKOV, Ju. A.; KOPROV, B. M. und KRAVČENKO, T. K., O vertikal'nych korreljacionnych funkcijach turbulentnych polej v prižemnom sloe atmosfery. Fiz. atmos. i okeana 11 (1975) No. 8, 794—801.

Anschrift des Verfassers:

Dr. H. BAUDLER
Sektion Biologie der Wilhelm-Pieck-Universität Rostock
Biologische Forschungsstation Zingst
DDR-2385 Zingst, Mühlenstr. 6.

On the Filtering of Stochastic Processes and the Applicability of the REYNOLD'S Rules

H. U. LASS and W. FENNEL

ZUSAMMENFASSUNG: Es wird ein Filteroperator mit Spaltfunktionskern eingeführt und seine Eigenschaften diskutiert. Es zeigt sich, daß dieser Operator die Idempotenzforderung am besten im Vergleich zu anderen, in der Literatur häufig genutzten Verfahren erfüllt. Die REYNOLDS-Regeln gelten bekanntlich nicht für Prozesse mit beliebigen Spektren. Es werden die genauen Forderungen an die Struktur dieser Spektren erarbeitet, die erfüllt sein müssen, um den REYNOLDS-Regeln exakt zu genügen.

SUMMARY: A filter operator with a spalt function kernel is introduced and its properties are discussed. It is shown that this operator best fulfills the idempotence requirement when compared with other methods frequently used in the literature. It is well known that the REYNOLD'S rules do not apply for processes with arbitrary spectra. This paper presents the requirements the structures of these spectra must fulfill in order to satisfy exactly the REYNOLD'S rules.

Резюме: Исследуются свойства фильтрового оператора с ядром $\frac{\sin x}{x}$. Оказывается, что такой

оператор лишь выполняет нужные для фильтрового оператора свойства проекционного оператора чем другие, часто использовавшиеся в литературе.

Кроме того обсуждается применимость правил Рейнолдса. Последние — как известно — не действительны для процессов любого спектра. выводятся условия, которым должны удовлетворять спектры, чтобы правила Рейнолдса были точными.

1. Introduction

Dynamic processes in the seas and other geophysical systems such as the atmosphere are characterized by the following properties.

1. Their spatial and time scales vary immensely (from 10^{-3} to 10^7 m and from 1 to 10^8 s).
2. Processes of different scales have different causes (small-scale turbulence, wind-generated waves, internal waves, tides, Rossby waves, mesoscalar eddies, global circulation).
3. They are largely stochastic in nature.

We base our considerations on the assumption that physical processes taking place in the sea are governed by fundamental hydrodynamic and thermodynamic laws, particularly the Navier-Stoke's equation

$$\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{w} + \mathbf{w} \cdot \nabla \mathbf{w} + 2\Omega \times \mathbf{w} = \frac{1}{\rho} \nabla p + \nu \Delta \mathbf{w} + \mathbf{g} \quad (1)$$

where \mathbf{w} is the velocity field, Ω is the Coriolis frequency, ρ is the density, p is the pressure, ν is the kinematic viscosity, and \mathbf{g} is the gravity field.

Let the velocity field w satisfy the incompressibility condition

$$\nabla \cdot w = 0. \quad (2)$$

The transport of heat, materials, etc. is modelled by the flux equation for the intensities S_i concerned:

$$\frac{\partial}{\partial t} S_i + w \cdot \nabla S_i = q_i. \quad (3)$$

Let q_i be the corresponding source and sink density. The thermodynamic parameters are related by an equation of state

$$F(\varrho, T, S_i, p) = 0. \quad (4)$$

The transition to averaged equations frequently involves the calculation of an ensemble average value.

$$w = \bar{w} + w'. \quad (5)$$

Here \bar{w} is the mean value and the supplementary quantity w' is called fluctuation quantity. The rules for calculating averages must satisfy elementary conditions:

$$1. \overline{w_1 + w_2} = \overline{w_1} + \overline{w_2}, \quad (6)$$

$$2. \overline{cw} = c\overline{w}, \quad (7)$$

$$3. \frac{\partial}{\partial \xi} \overline{w(\xi)} = \overline{\frac{\partial}{\partial \xi} w(\xi)}. \quad (8)$$

Furthermore, the so called Reynold's rules must also be satisfied:

$$4. \overline{\overline{w}} = \overline{w}, \quad (\text{idempotence}) \quad (9)$$

$$5. \overline{w w'} = 0, \quad (10)$$

$$6. \overline{w w} = \overline{w} \overline{w}. \quad (11)$$

Since coupled values of the pattern $\overline{w w} = \overline{w} \overline{w} + \overline{w w'} + \overline{w' w} + \overline{w' w'}$ or $\overline{w s} = \overline{w} \overline{s} + \overline{w' s} + \overline{s' w} + \overline{s' s'}$ arise when the averages are determined for equations (1) and (3), the use of rules (10) and (11) leads to great simplification. Unfortunately, the calculation of ensemble average values is not suitable for use in oceanology for the following reasons:

1. the number of elements in the ensemble is usually unity;
2. ensemble averaging is no powerful tool to separate processes of different scales occurring simultaneously in the ocean.

Methods used for calculating values of oceanological fields should be capable of filtering certain frequency ranges or wave number ranges of the fields by filtering. The limits of these ranges must be determined by physical considerations. As an example let us consider the internal waves lying between the Brunt-Väisälä and inertial frequencies. The filtered values are generally still stochastic quantities which vary in time and space. The application of filtering to time-series and the fundamental equations (1) to (4) permit adequate theoretical discussion of results obtained by measurement.

Unfortunately, Reynold's rules (10) and (11) cannot be assumed to apply for suitable filter operators. Rules (9) to (11) already apply only for means calculated from values at

infinitely large intervals in the case of the well known running mean (cf. for instance ROBINSON [1]). The corresponding averages are then constants.

In the following we shall introduce a suitable filter operator and discuss its properties. The conditions under which (10) and (11) can be satisfied will be considered in section three. Finally, in the fourth section, we shall discuss quantitative aspects by means of an example using current measurements.

2. Representation of the filter operator.

Let $f(t)$ be a stochastic quantity with a broad frequency spectrum. We define an average quantity \bar{f} by

$$A[\omega] f(t) = \bar{f} \quad (12)$$

so that \bar{f} contains only frequencies smaller than the cutoff frequency ω_c .

$$(1 - A[\omega_c]) f(t) = f' \quad (13)$$

defines fluctuations containing only frequencies greater than ω_c . Since decomposition of the identity is just possible by A and $1 - A$, the equations

$$f = \bar{f} + f' \quad (14)$$

and

$$\bar{\bar{f}} = \bar{f} \text{ (idempotence)} \quad (15)$$

must apply.

The ansatz

$$\bar{f}(t) = A[\omega_c] f(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} dt' G(t - t'; \omega_c) f(t') \quad (16)$$

is used to express $A[\omega_c]$.

By Fourier transformation, this supplies

$$\bar{f}(\omega) = G(\omega; \omega_c) f(\omega). \quad (17)$$

According to (12),

$$f(\omega) = \begin{cases} f(\omega) & \text{for } |\omega| < \omega_c \\ 0 & \text{for } |\omega| > \omega_c \end{cases}$$

This means

$$G(\omega, \omega_c) = \Theta[\omega_c - |\omega|] \quad (18)$$

or

$$G(\tau, \omega_c) = \frac{\sin \omega_c \tau}{\pi \tau}. \quad (19)$$

The filtering is thus defined as integral transformation (16) with a spalt function kernel (19).

By means of

$$2\pi\delta(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} dt e^{i\omega t} \quad \text{and} \quad \frac{\sin \omega_c t}{\pi t} = \int_{-\omega_c}^{\omega_c} \frac{d\omega}{2\pi} e^{i\omega t}$$

the idempotence (9)

$$\begin{aligned} A^2[\omega_c] f(t) &= \int_{-\infty}^{+\infty} dt' dt'' \frac{\sin \omega_c(t' - t'')}{\pi(t' - t'')} \frac{\sin \omega_c(t - t')}{\pi(t - t')} f(t'') = \\ &= \int_{-\infty}^{+\infty} dt'' \frac{\sin \omega_c(t - t'')}{\pi(t - t'')} f(t'') = A[\omega_c] f(t) \end{aligned} \quad (20)$$

is easily demonstrated.

$A[\omega_c]$ is thus idempotent and symmetric, i. e. it is a projection operator projecting the quantity f onto subspaces. Obviously, $A[\omega_c]$ satisfies conditions (6) to (8).

Furthermore,

$$A[\infty] = 1 \quad (21)$$

$$A[\omega_c]C = C \quad C = \text{constant} \quad (22)$$

$$A[0] = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} dt' \quad (\text{DC filter}) \quad (23)$$

For $\omega_c \rightarrow 0$, $A[\omega_c]$ becomes the usual running mean. High pass, low pass, and band pass filters can thus be defined by $A[\omega_c]$, $(1 - A[\omega_c])$ and, $A[\omega_1, \omega_2] = A[\omega_2] - A[\omega_1]$, ($\omega_2 > \omega_1$).

When working with time-series, the integration in (16) can naturally be performed only over a finite interval.

The real filter operator is defined by

$$A_r[\omega_c] f(t) = \int_{-T}^{+T} dt' G_r(t', \omega_c) f(t - t'). \quad (24)$$

In the frequency space, the integration kernel assumes the form

$$G_r(\omega, \omega_c) = \frac{1}{\pi} \{Si(\omega_c T + \omega T) + Si(\omega_c T - \omega T)\}, \quad (25)$$

where

$$Si(x) = \int_0^x \frac{\sin \xi}{\xi} d\xi.$$

(24) can be made as exact as necessary (i.e. can be made to approach the ideal filter (16)) by using sufficiently long time-series. The filter operator A has already been mentioned at various points in the literature (cf. for instance CHARNOK [2], ALEKSEJEV, NIKOLAJEV, SCHERNIN [3]).

If we define the smallest frequency which can still be resolved by a time-series of length $2T$ as $\omega_{\hat{E}} = \frac{\pi}{2T}$, we obtain, analogous to the averaging of the directed current (23)

$$A[\omega_G] f = \frac{1}{2T} \int_{-T}^{+T} f(t - t') dt', \quad \omega_G = \frac{\pi}{2T}. \quad (26)$$

This is precisely the well known running average.

It can be seen that for (26), the cut-off frequency is determined by the filter length $2T$. It is thus, in contrast to (25), impossible to improve the properties of the running average at a fixed cut-off frequency. So far we have discussed only filtering in respect of time. The relationships so far presented can obviously also be applied easily to spatial filtering. In this case, the cut-off frequency is replaced by a cut-off wave number.

3. The Reynold's rules

The Reynold's rules (10) and (11) do not generally apply to filtered quantities. This can be shown by a simple example. Let $U = U_0(\cos \omega_1 t + \cos \omega_2 t)$ and $V = V_0(\cos \omega_3 t + \cos \omega_4 t)$. Low pass filtering then results in $\bar{U} = U_0 \cos \omega_1 t$ and $\bar{V} = V_0 \cos \omega_3 t$ where $\omega_1 < \omega_c < \omega_2$ and $\omega_3 < \omega_c < \omega_4$. Furthermore, $\overline{UV} = \frac{U_0 V_0}{2} [\cos(\omega_1 - \omega_3)t + \cos(\omega_1 + \omega_3)t]$ while $A\bar{u}\bar{v} = \bar{u}\bar{v} = \frac{u_0 v_0}{2} \cos(\omega_1 - \omega_3)t$ so that $\overline{u\bar{v}} \neq \bar{u}\bar{v}$.

In order to show that this also applies for the generalized case, let us calculate the Fourier transform of $\bar{u}\bar{v}$

$$\overline{u\bar{v}}|_{\omega} = \int dt e^{-i\omega t} A\bar{u}\bar{v}. \quad (27)$$

Consequently,

$$\overline{u\bar{v}}|_{\omega} = \Theta[\omega_c - |\omega|] (\bar{u}\bar{v})_{\omega}. \quad (28)$$

Rule (11) obviously applies only if the convolution $(\bar{u}\bar{v})_{\omega}$ contains no frequencies greater than ω_c . On the other hand,

$$(\bar{u}\bar{v})_{\omega} = \int_{-\omega_c}^{\omega_c} \frac{d\omega'}{2\pi} \Theta[\omega_c - |\omega - \omega'|] u(\omega') v(\omega - \omega'). \quad (29)$$

This integral includes quantities in the range $\omega_c + \omega' > \omega > \omega' - \omega_c$. Since $\omega_c \geq \omega' \geq -\omega_c$, ω can assume values from $-2\omega_c$ to $+2\omega_c$. (11) cannot therefore apply generally.

Analogous proof can be offered that (10) does not always apply. We shall now show that rules (10) and (11) can only be satisfied for processes expressed by spectra with distinct gaps. Let us consider fields with the following structure:

$$u(\omega) = \Theta[\omega_a - |\omega|] u_1(\omega) + \Theta[|\omega| - \omega_b] u_2(\omega), \quad (30)$$

$$v(\omega) = \Theta[\omega_x - |\omega|] v_1(\omega) + \Theta[|\omega| - \omega_\beta] v_2(\omega). \quad (31)$$

The spectra contain gaps between ω_a and ω_b , and ω_α and ω_β respectively. If we form the expressions $\overline{u\bar{v}}_\omega$ and $\overline{u\bar{v}'}_\omega$, elementary mathematics shows that

$$\overline{u\bar{v}}_\omega = \overline{u\bar{v}}_\omega, \tag{32}$$

$$\overline{u\bar{v}'}_\omega = 0 \tag{33}$$

if

$$\omega_\alpha + \omega_a \leq \omega_c, \tag{34}$$

$$\omega_c + \omega_\alpha < \omega_b \tag{35}$$

and

$$\omega_c + \omega_a < \omega_\beta. \tag{36}$$

Thus, Reynold's rules (10) and (11) can be satisfied for quantities with spectra containing gaps on the condition that the cut-off frequency and the gap width satisfy (34), (35), and (36).

4. A quantitative example

The general considerations presented so far shall now be illustrated by means of an actual time series. The time series involves current measurements taken for 16 days on the Atlantic shelf off the Namibia coast. The currents were measured at 30 m depth 34 km from the coast. The water depth was 81 m. The energy spectra of the component V parallel to the coast and the component U perpendicular to the coast are shown in fig. 1. Peaks coincide with the semidiurnal tide ($T = \text{ca. } 12 \text{ h}$) and the inital frequency ($T = \text{ca. } 33 \text{ h}$). Let us first check the idempotence of the real filter (24). This is done by forming the quantity ε and considering the mean square variation $\langle \varepsilon^2 \rangle_n$.

Let the symbol $\langle \rangle$ be the arithmetic mean over the whole duration of the recordings.

$$\varepsilon(t) = A_r[\omega_c, T]U(t) - A_r^2[\omega_c, T]U(t). \tag{37}$$

To increase the independence of $\langle \varepsilon^2 \rangle$ from the special variance, we also divide the mean square deviation from (37) by the variance $\langle u^2 \rangle - \langle u \rangle^2$:

$$\langle \varepsilon^2 \rangle_n = \frac{\langle \varepsilon^2 \rangle - \langle \varepsilon \rangle^2}{\langle u^2 \rangle - \langle u \rangle^2}. \tag{38}$$

In fig. 2, the quantity $\langle \varepsilon^2 \rangle_n$ is presented as a function of $\omega_c T$. We see that in our example, the real filtration is practically idempotent for $\omega_c T \geq 5$. We stress that the specified value $\omega_c T \geq 5$ need not apply for all time series since (38) can also depend on the specific nature of the series. It is therefore actually necessary to determine the $\omega_c T$ at which the idempotence condition is satisfied for each time series.

We shall now investigate Reynold's rules (10) and (11) for different cut-off frequencies. Due to the length of the time series in our example the cut off frequencies can be selected only between 0.05 ... 0.4 c/h.

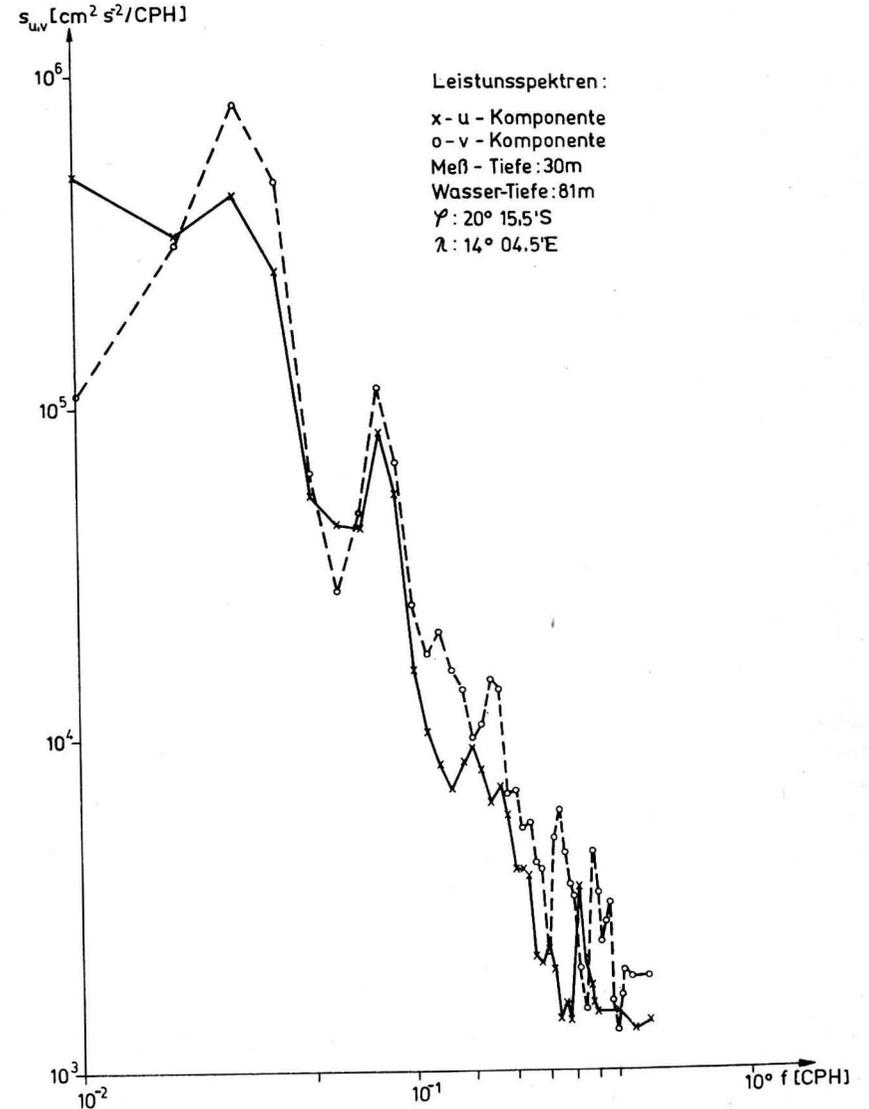


Fig. 1. Energy spectra of the time series for horizontal current components used for checking the REYNOLD'S rules.

Let the following quantities be defined:

$$F_1(\omega_c) = \frac{\langle \delta^2 \rangle - \langle \delta \rangle^2}{\frac{1}{2}(A + B)}, \tag{39}$$

$$F_2(\omega_c) = \frac{1}{A} (\langle \overline{u\bar{v}'}^2 \rangle - \langle \overline{u\bar{v}'} \rangle^2), \tag{40}$$

$$F_3(\omega_c) = \frac{1}{A} (\langle \overline{u'v'^2} \rangle - \langle \overline{u'v'} \rangle^2), \quad (41)$$

$$F_4(\omega_c) = \frac{1}{A} (\langle \overline{u'v'^2} \rangle - \langle \overline{u'v'} \rangle^2), \quad (42)$$

where

$$\delta = \overline{\overline{uv}} - \overline{uv},$$

$$A = \langle \overline{\overline{uv}^2} \rangle - \langle \overline{\overline{uv}} \rangle^2,$$

$$B = \langle \overline{(\overline{uv})^2} \rangle - \langle \overline{uv} \rangle^2.$$

The validity of rules (10) and (11) can be tested by means of F_1 , F_2 , and F_3 . To facilitate comparison, the quantity F_4 corresponding to the classical Reynold's shear tension has also been introduced. Since the filtered quantities obtained are also functions of time, their variations in time are taken into account by the variances A and B .

The quantities (39) to (42) are shown in fig. 3. Our example obviously satisfies Reynold's rule (10) easily, but rule (11) is far from satisfied. The error is not reduced to about 10% until the cut-off frequency $f_c = \frac{\omega_c}{2\pi} \geq 0.15$ c/h.

It can probably be concluded that correlations within a frequency band are frequently large compared with correlations between frequency bands.

5. Conclusions

A filter operator with a spalt function kernel can be used to distinguish processes taking place simultaneously but on different time and space scales in geophysical systems. Filtering can be applied as well to measured data as to the basic equations. The quantities

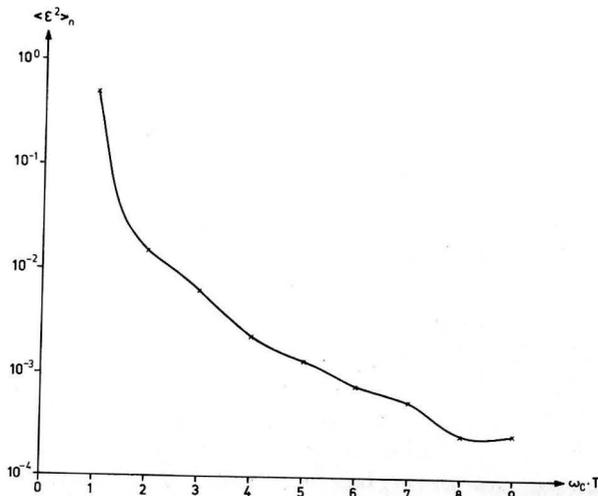


Fig. 2. Relative error between time series averaged once and twice by the filter as a function of filter quality.

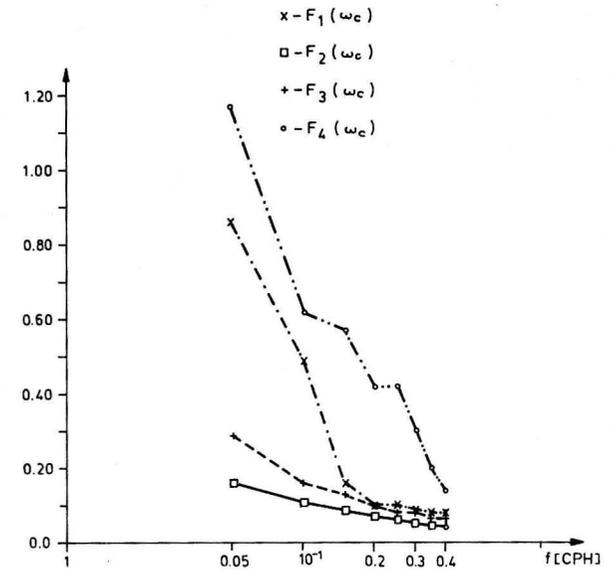


Fig. 3. Relative error of the REYNOLD's rules and turbulent shear stress as a function of the cut-off frequency.

thus obtained are generally themselves stochastic since filtering will not necessarily separate deterministic phenomena.

The real filter operator can satisfy the idempotence condition with any precision required if the duration of the measurements is sufficiently large. Reynold's rules (10) and (11) are not generally satisfied, however. They can be satisfied only for processes with spectra containing gaps. Thus, their formal application for simplifying averaged (filtered) basic equations can lead to substantial errors. For the purpose of actual discussions it is obviously necessary to ascertain whether they apply at least approximately or not.

A numerical example is used to show that use of the Reynold's rules can lead to errors of 80%. The discussion of our example leads to the physically plausible conclusion that correlations between frequency bands are probably small compared with correlations within frequency bands. Rule (10) is thus less problematic than rule (11).

The authors wish to express their thanks to Dr. E. Hagen for supplying the time series.

Abschluß der Arbeit: 10. 11. 1978

References

[1] ROBINSON, G. D., "Weather and Climate Forecasting as Problems in Hydrodynamics" Month. Weather Rev. 106, 4 (1978), 00 448—457.
 [2] CHARNOCK, H., "Notes on the specification of atmospheric turbulence". Journ. Roy. statis. Soc. A 120, Soc. A 120, 1957, pp 398—408 (cited acc. to ROBINSON).

- [3] ALEKSEJEV, G. V., NIKOLAJEW, I. V. and CHERNIN, K. E., „Einige Fragen der statistischen Analyse hydrometeorologischer Prozesse (in russisch) in „Hydrodynamische und phys.-stat. Untersuchungen hydrometeorol. Prozesse. Trudi, Teil 332, S. 119—126. Gidrometeoizdat, Leningrad 1976.

Anschrift der Verfasser:

Dr. HANS ULRICH LASS und Dr. WOLFGANG FENNEL
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-2530 Rostock Warnemünde

RENATE WAHSNER

Mensch und Kosmos — die copernicanische Wende

(Wissenschaftliche Taschenbücher, Reihe Texte u. Studien)

1978. 489 Seiten — 19 Abbildungen auf Tafeln — kl. 8° — 25,— M
 Bestell-Nr. 7623846 (7213)

Die Autorin gibt einen umfassenden Überblick über die Geschichte der Astronomie. Sie verknüpft dabei weltanschauliche Fragen mit astronomischen Erkenntnissen.

Die Arbeit ist in drei große Abschnitte eingeteilt:

1. Geozentrisches Weltbild, Entwicklung der Klassengesellschaft mit Begründung der Philosophie der rationalen Weltbetrachtung
2. Das heliozentrische Weltbild des Copernicus, das die Naturwissenschaft ermöglichte und begründete
3. Modernes Weltbild.

Die Schlußfolgerungen werden mit Textauszügen aus den Werken bedeutender Wissenschaftler vom Altertum bis in die Neuzeit belegt.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



Akademie-Verlag

DDR-1080 Berlin, Leipziger Straße 3—4