

Wechselwirkungen zwischen Meer und Atmosphäre im Ostseegebiet

Herausgegeben von einem Autorenkollektiv

(Veröffentlichungen des Geophysikalischen Instituts
der Karl-Marx-Universität Leipzig, Zweite Serie)

1970. 107 Seiten — 20 Abbildungen — 5 Tabellen — 6 Karten
8° — Bestell-Nr. 761 321 8 (2018/XIX/4)

Die im Heft enthaltenen Beiträge sind größtenteils Vorträge zu dem am 10. 1. 1969 in Leipzig durchgeführten 8. Sonderkolloquium mit Absolvententreffen des Geophysikalischen Instituts, das diesmal den Wechselwirkungen zwischen Meer und Atmosphäre im Ostseegebiet gewidmet war.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG BERLIN

DAW
Institut für Meereskunde
Warnemünde
— Bibliothek —

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 28



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1971

2-511 (28)

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 28

mit 53 Abbildungen, 10 Tabellen und 4 Tafeln



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1971

7-511 (28) (Hainisch)

Inhalt

Widmung	
EDGAR BENGELSDORFF, Anlagen zur Nachbildung von Tiefsee-Verhältnissen	9
HANS BERGE, LUTZ BRÜGMANN, Polarographische Methoden zur Bestimmung von Bromidionen im Meerwasser . . .	19
EBERHARD FRANCKE, DIETWART NEHRING, Erste Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereinbruch in die Ostsee im Februar 1969	33
WOLFGANG MATTHÄUS, Extreme Durchflußkoeffizienten bei Rohrpegelanlagen. II. Durchflußtuben mit Strahlführung	49
DIETWART NEHRING, Untersuchungen über die Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen im Hinblick auf zunehmende Wasserverschlechterung in der Ostsee .	57
DIETWART NEHRING, EBERHARD FRANCKE, HANS-JÜRGEN BROSI, Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969.	75
GÜNTHER SAGER, WOLFGANG MATTHÄUS, Zur Arbeitsweise von Pegelanlagen bei veränderlichem Durchmesser des Verbindungsrohres	83
MANFRED STURM, Extremsituationen im Wärmehaushaltsregime der südlichen Ostsee (Fehmarnbelt) in ihrer Beziehung zur Großwetterlage.	91

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH, DDR-108 Berlin, Leipziger Straße 3-4

Copyright 1971 by Akademie-Verlag GmbH

Lizenznummer: 202 · 100/537/71

Kartengenehmigung: Nr. P 443/71

Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 582 Bad Langensalza

Bestellnummer: 2105/28, ES 18 E 4

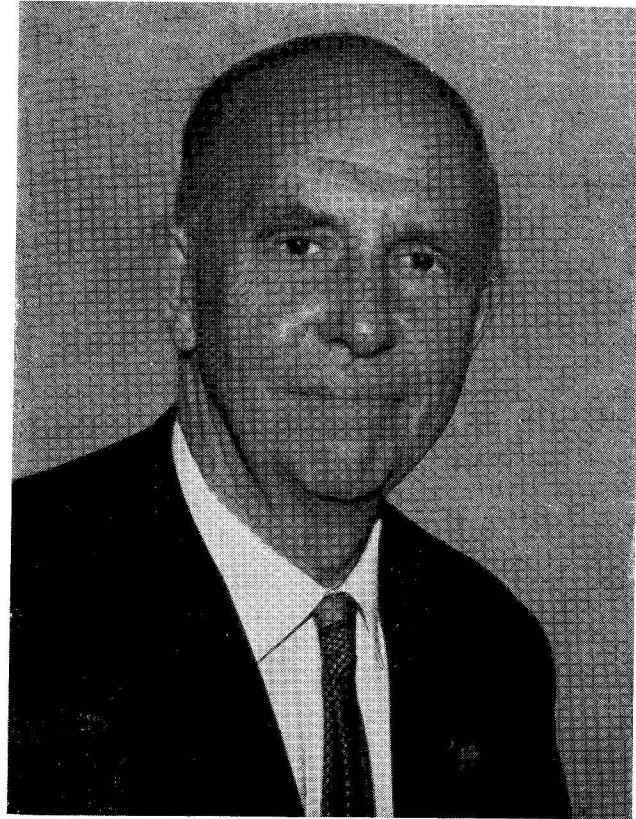
EDV 761 586 2

35,-

DAW
Institut für Meereskunde
Warnemünde
- Bibliothek -

Printed in German Democratic Republic

1971 M13



Prof. Dr. ERICH BRUNS — 70 Jahre

Widmung

Das vorliegende Heft enthält im wesentlichen wissenschaftliche Mitteilungen, die auf einem Sonderkolloquium zum 70. Geburtstag des Herausgebers der BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE in Warnemünde vorgetragen wurden. Lebenslauf und wissenschaftlicher Werdegang von ERICH BRUNS wurden an gleicher Stelle (Heft 2/3, 1961) aus Anlaß seines 60. Geburtstages ausführlich gewürdigt und durch eine Liste seiner Publikationen vervollständigt.

Das nun beendete Jahrzehnt brachte dem Jubilar weitere Erfolge in seiner Forschungsarbeit und bei der Leitung des Akademie-Instituts für Meereskunde. Ich erwähne nur die erste internationale synoptische Aufnahme der Ostsee im August 1964 sowie die Grundsteinlegung zum neuen Laborgebäude des Instituts im gleichen Jahr. Nach Erreichen der Altersgrenze 1965 wurde Prof. Dr. ERICH BRUNS durch den Präsidenten der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin ehrenvoll von den Geschäften des Direktors entpflichtet.

Er fand in der zweiten Hälfte der 60er Jahre nun auch Zeit für die Abschlußarbeiten an seiner mehrbändigen OZEANOLOGIE in seinem Heim in Berlin-Grünau, ohne sich allerdings vom allgemeinen wissenschaftlichen Leben zurückzuziehen.

Er pflegt weiterhin ständigen Kontakt zu allen Fachkollegen, sei es als Hochschullehrer und Betreuer, im DDR-Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik und seiner Fachkommission für Ozeanographie oder als Herausgeber.

Es war für ihn eine große Freude, 1970 die Indienststellung des ozeanischen Forschungsschiffes des Instituts, der „ALEXANDER VON HUMBOLDT“, und die Verabschiedung und Begrüßung der ersten 5monatigen Expedition mitzuerleben.

Der 70. Geburtstag des Jubilars war für die ersten Persönlichkeiten des Staates und der Wissenschaften in der Deutschen Demokratischen Republik Anlaß, die beispielhafte Leistung von ERICH BRUNS beim Aufbau der Meeresforschung in der DDR umfassend zu würdigen. Seinen Mitarbeitern bleibt wenig hinzuzufügen. Sie danken ihm für die sich so fruchtbringend entwickelte Zusammenarbeit mit den sowjetischen Meeresforschern, für das Vertrauen in die Leistungsfähigkeit des jungen Mitarbeiterkollektivs bei der Entwicklung der internationalen Zusammenarbeit in der Ostsee und in ozeanischen Gebieten.

Alle, die ERICH BRUNS kennenlernten und mit ihm zusammenarbeiten, danken ihm auch für das vorgelebte Beispiel an Einfachheit, nie erlahmender Einsatzfreude und für die ständige Ermunterung zur Lösung jedes Problems.

Möge es dem Jubilar vergönnt sein, die sich abzeichnende umfassende Weiterentwicklung der Meeresforschung noch lange bei voller Gesundheit mitzuerleben.

Warnemünde, d. 8. April 1970

KLAUS VOIGT

Anlagen zur Nachbildung von Tiefsee-Verhältnissen

Von EDGAR BENGELSDORFF

Zusammenfassung: Nach kurzem Überblick über den Entwicklungsstand von Unterwasser-Test- und Simulationsanlagen wird über 2 Anlagen im Institut für Meereskunde in Warnemünde berichtet. Diese werden für die Überwachung und Entwicklung von Geräten und Meßverfahren eingesetzt, wobei die größere Anlage mit einem Nenndruck von 810 kp pro cm², einem Innendurchmesser von 600 mm und einer Innenhöhe von 1600 mm für Einsatz mit Seewasser geeignet ist. Über Erfahrungen wird berichtet.

Mit der Entwicklung der Ozeanographie und der Ausbeutung der Meere steigt der erforderliche technische Aufwand sprunghaft an.

Der Einsatz im Meer erfolgt für Anlagen und Geräte unter besonderen Bedingungen. Jede, auch nur harmlos erscheinende Störung kann zu enormen Schäden und Verlusten führen. Deshalb sind Entwickler und auch Anwender vor die Entscheidung gestellt, sich Test- und Simulationsanlagen zur Gewährleistung einer sicheren Funktion ihrer Anlagen und Geräte zu schaffen. Zum anderen steigt die Notwendigkeit, wissenschaftlich-technische und wissenschaftliche Untersuchungen vielfältigster Art in Simulationsanlagen durchführen zu können. Geräteentwicklung und wissenschaftliche Arbeiten werden in Zukunft Test- und Nachbildungsanlagen nicht mehr entbehren können, sollen sie modern und rationell durchgeführt werden.

In anderen Disziplinen arbeitet man seit langem mit Umwelt-Simulationsanlagen und Modellen, und es ist naheliegend, derartige Möglichkeiten auch für die Unterwasser-Forschung zu erschließen. Seit 1920 setzt man Druckkessel zum Testen von Torpedos, Minen, Hydrophonen, Meßgrößwandlern und Teilen von Unterwasserfahrzeugen ein [1]. Diese Prüfungen erstreckten sich zunächst ausschließlich auf Material- und Geräteeigenschaften.

Mit der Entwicklung der Unterwassertechnik nach dem zweiten Weltkrieg entstand die Notwendigkeit, die tatsächlichen Verhältnisse der Hydrosphäre nachzubilden. Die inzwischen zahlreich entstandenen Unterwasserforschungsfahrzeuge und Unterwasserlaboratorien [2, 3] gestatten zwar einen Einblick, eine systematische Erforschung der Ozeane wird jedoch ohne Test- und Simulationsanlagen nicht durchführbar sein.

Etwa 90% aller existierenden Anlagen sind als Drucktestanlagen für die Entwicklung von Geräten und Instrumenten eingesetzt [1]. In den anderen Anlagen

wird versucht, einen oder mehrere Parameter der Hydrosphäre nachzubilden. Der zur Zeit erreichte Stand gestattet die Nachbildung der Temperatur, einzelner chemischer Parameter, Strömung, Variierung statischer und dynamischer Belastungen von Konstruktionen, Verunreinigungen u. a. sowie die Untersuchung mariner Organismen unter hohem Druck [4, 5].

Während die ersten Prüfkessel klein und umständlich in der Handhabung waren, gibt es heute schon automatisch arbeitende Anlagen, in denen ganze Geräte und Fahrzeugprototypen getestet werden können [6, 7]. Die größte bekannte Anlage besitzt einen Druckkessel mit einem Innendurchmesser von 3,05 m und einer Länge der Innenbohrung von 6,70 m für einen Druck von 840 kp/cm^2 [8]. In den USA besteht bereits ein leistungsfähiger Industriezweig für ozeanologische Ausrüstungen, der komplette Test- und Simulationsanlagen anbietet [2, 9, 10, 11]. In anderen Ländern wird der Bau derartiger Anlagen zur Zeit noch von der anlagenbauenden Industrie in Einzelfertigung durchgeführt.

Diese objektiven Forderungen führten auch im Institut für Meereskunde dazu, Testanlagen für die Überwachung und Entwicklung von Geräten und Meßverfahren zu schaffen. Heute besitzt das Institut 2 Anlagen, über die im folgenden berichtet werden soll.

Kenntnis über bereits vorhandene Anlagen bestanden zum Zeitpunkt der Konzipierung nicht. Möglichkeiten, komplette Anlagen fertigen zu lassen bzw. zu importieren, waren auch nicht gegeben. Es blieb somit nur die Wahl, nach Entwicklung eigener Vorstellungen und Konzeptionen, Anlagen aus entsprechend gefertigten Einzelteilen zu komplettieren, so wie sie von der Industrie als Serienprodukt oder in Sonderfertigung zu beziehen waren. Die dominierende Rolle spielten die Druckkessel, deren Größe und Verschlußkonstruktion den finanziellen Aufwand und die Technologie der Anlage bestimmten.

Aufgaben- und Einsatzgebiet sind die Geräteüberwachung sowie die Entwicklung von Geräten und Meßverfahren. Das Schema der Anlage ist in Abb. 1 dargestellt. Sie ist erweiterungsfähig, so daß auch mehrere Parameter variiert werden können. Die Anlage ist in einem Nebengebäude des Institutes untergebracht. Sie wurde im Frühjahr 1968 in Betrieb genommen, Beginn der Planung 1964.

Abb. 2 zeigt die Gesamtansicht. Für den in einer Montagegrube stehenden Druckkessel wird der Druck durch eine Hochdruckpreßpumpe erzeugt. Die Druckanzeige erfolgt auf einer Manometertafel, der Anschluß von Druckwaagen ist möglich. Die Anlage kann mit Frisch- oder Seewasser betrieben werden. Der Deckel des Druckkessels wird mit einem Hand-Hebezeug abgehoben und in eine fahrbare Montageschwenkvorrichtung abgesetzt. Der Enddruck von 810 kp/cm^2 wird in etwa 25 Minuten erreicht. An der Entwicklung dieser Anlage hat Herr Dipl.-Ing. G. WALTER von der Universität Rostock, Sektion Schiffstechnik, maßgeblichen Anteil.

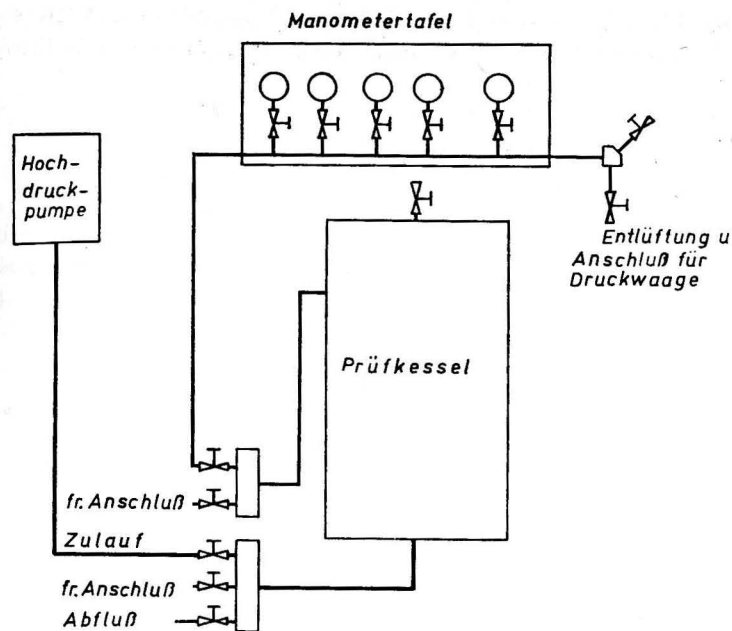


Abb. 1. Schema der Hochdruckprüfanlage

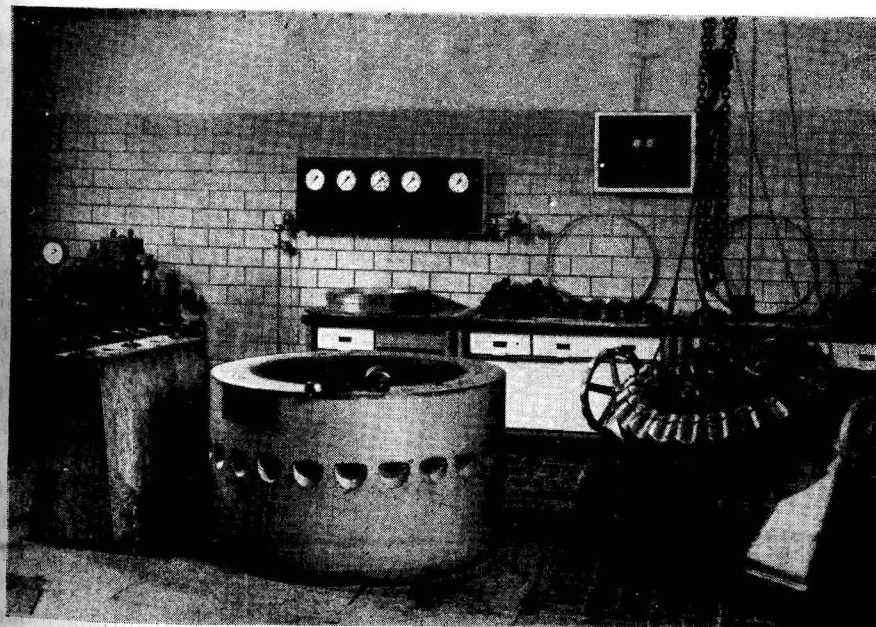


Abb. 2. Gesamtansicht der großen Hochdruckprüfanlage

Der Druckkessel, dargestellt in Abb. 3, hergestellt vom VEB Germania Chemieanlagen- und Apparatebau, Karl-Marx-Stadt, hat folgende Daten:

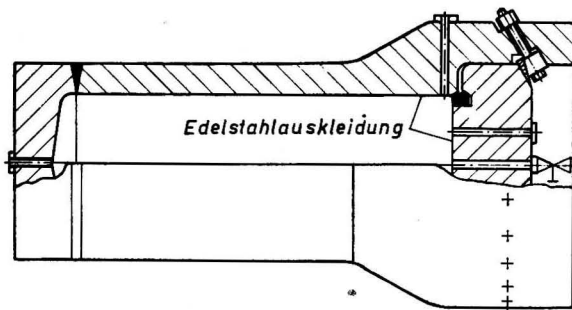


Abb. 3. Prinzipskizze des großen Druckkessels

Gesamtbauhöhe:	2455 mm
Zylinderdurchmesser, unten:	865 mm
Zylinderdurchmesser, oben:	1250 mm
Innendurchmesser:	600 mm
Innenhöhe:	1600 mm
Gesamtgewicht:	12000 kg
Deckelgewicht:	ca. 1500 kg
Nennndruck:	810 kp/cm ²
Prüfdruck:	1055 kp/cm ²
Betriebstemperatur:	max. 50 °C
Inhalt:	ca. 450 l
Medium:	Frisch- oder Seewasser
Material des Kessels, Deckels, Keile u. Bolzen:	Chrom-Molybdän-Legierungen
Material der Auskleidung des Kessels:	Edelstahl

Der Kessel wird mit einem Deckel verschlossen, in dem ein linsenförmiger Edelstahlring als Doppelkonusdichtung eingelegt ist. Zwischen Dichtungsflächen und Dichtungsring werden auf beide Seiten Aluminium-(oder Silber-)Ringe von etwa 2 mm Stärke gelegt. Diese bewirken, daß die Dichtflächen beim oftmaligen Öffnen und Schließen geschont werden. Der Deckel wird mit 24 gleichmäßig auf dem Umfang verteilten Bolzen angezogen, die abgeschrägte Stahlklötze zwischen Deckel und Mantel treiben.

Die Dichtung wird bei dieser Konstruktion durch Vorspannung erreicht, d. h., der Deckel muß mit einer größeren Kraft auf die Dichtungen gepreßt werden, als der im Kessel herrschende Druck aufzuheben vermag.

Im Deckel befindet sich in der Mitte eine Bohrung für den Anschluß des Entlüftungsventils. Weitere 3 Bohrungen mit einem Durchmesser von 24, 16 und 10 mm sind für Kabeldurchführungen oder auch Gestängedurchführungen oder Einbau einer Optik usw. vorgesehen. Die Bohrungen sind auf der Innenseite des Deckels mit Kegelbohrungen von 30° zur Aufnahme von Abdichtungen oder ähnlichem versehen. Auf dem Umfang des Deckels sind axial 2 konische Boh-

rungen angebracht. Diese dienen zum Einhängen des Deckels in die Zapfen der Montageschwenkvorrichtung. Der Zylindermantel des Druckkessels ist geschmiedet und der Boden angeschweißt. Der Innenraum ist mit korrosionsfreiem Edelstahl ausgekleidet. Dicht unter dem Deckel in der Zylinderwand sowie in der Mitte des Bodens befinden sich je eine Bohrung von 10 mm Durchmesser. Diese beiden Bohrungen dienen dem Anschluß der Druck- und Meßleitungen. Sie sind getrennt, um einmal eine ruhigere Anzeige und zum anderen bei Erweiterung der Anlage einen Zwangsumlauf für Temperierung, Austausch von Wasser usw. zu erreichen.

Die Hochdruckpreßpumpe, hergestellt im VEB (K) Hydro-Pumpenwerk Triebes, ist eine durch Drehstrommotor angetriebene Doppelkolbenpumpe mit folgenden Daten:

Doppelkolben:	50/10 mm
Kolbenhub:	90 mm
max. Betriebsdruck:	810 kp/cm ²
einstellbarer Betriebsdruck:	20...810 kp/cm ²
Fördermenge:	18,5 l/min (bis 20 kp/cm ²) 0,7 l/min (bis 810 kp/cm ²)
Leistung des Antriebsmotors:	3,0 kW
Abmessungen des Flüssigkeitsbehälters:	900 × 600 × 500 mm
nutzbare Flüssigkeitsmenge:	ca. 200 l
Nettogewicht:	etwa 550 kg

Auf einer auf dem Flüssigkeitsbehälter ruhenden Grundplatte von 20 mm Stärke sind Drehstrommotor und Schneckengetriebe aufgebaut. Beidseitig befinden sich die Pumpengehäuse, wobei ein Pumpenkolben als Vorfüll-(Niederdruck-) und der andere als Hochdruck-Preßkolben ausgebildet ist. Einstellbare Sicherheitsventile verhindern Drucküberschreitung. Die Pumpe ist durch Verwendung von Edelstahl für den Betrieb mit Seewasser geeignet.

Rohrleitungen, Armaturen und Ventile wurden ebenfalls aus Edelstahl, teilweise als Sonderkonstruktion mit Nennweiten von 10 und 6 mm hergestellt. Der Anschluß und die Verbindung der einzelnen Elemente erfolgt durch Flanschverbindungen mit Dichtungslinsen. Alle Rohrleitungen und Ventile sind soweit wie möglich unter Flur verlegt worden. Die Abdeckung der Montagegrube und der Rohrleitungskanäle ist mit trittsicheren, verzinkten Stahlplatten ausgeführt, aufgelegt auf verzinkte Doppel-T-Träger, die eine Tragfähigkeit von mindestens 1500 kp garantieren.

Ein Handhebezeug dient zum Abheben und Einsetzen des Druckkesseldeckels und zum Einsetzen und Ausheben von zu prüfenden Geräten. Der etwa 1500 kg schwere Deckel wird in eine fahrbare Montageschwenkeinrichtung abgesetzt, in der sich der Deckel zur Montage der Kabeldurchführungen und zum Montieren der Doppelkonusdichtung entsprechend drehen läßt.

Alle in dieser Anlage verarbeiteten Einzelteile sowie der Druckkessel und das Hebezeug als ganzes sind entsprechend den in der DDR bestehenden Sicher-

heitsvorschriften geprüft. Der Betrieb der Anlage erfolgt nur durch entsprechend eingewiesenes Personal.

Während des Baues der oben beschriebenen Anlage entstand zwischenzeitlich eine kleine transportable Druckprüfeinrichtung, die ausschließlich der Geräteüberwachung und -entwicklung dient. Abb. 4 zeigt die Gesamtansicht der Anlage, die auch an Bord einsetzbar ist. Für den auf einem fahrbaren Gestell stehenden Druckkessel wird der Druck durch eine Handpumpe erzeugt. Die Druckanzeige erfolgt mittels Manometer bzw. Druckwaage. Als Verbindungselemente dienen Hydraulik-Schlauchleitungen. Die Einzelteile der Anlage (Pumpe, Druckkessel und Druckwaage) sind aus Stahl gefertigt und nicht für die Benutzung mit Seewasser geeignet. Sie wird z. Z. mit Silikonöl betrieben. Der Druckkessel, Abb. 5, hat folgende Daten:

Gesamtbauhöhe:	etwa 500 mm
Zylinderdurchmesser, unten:	280 mm
Durchmesser der Mutter:	370 mm
Innendurchmesser:	185 mm
Innenhöhe:	310 mm
Gesamtgewicht:	etwa 300 kg
Gewicht der Mutter:	45 kg
Gewicht des Dichtungseinsatzes:	25 kg
Nenndruck:	500 kp/cm ²
Prüfdruck:	750 kp/cm ²
Inhalt:	etwa 10 l
Abmessung der O-Ringe für Deckeldichtung:	180 × 5
für Flanschdichtung:	32 × 3 und 18 × 3
Material:	Stahl C 35

Die für diesen Druckkessel gewählte Dichtungsstruktur arbeitet nach dem Selbstdichtungsprinzip. Es wird eine nur geringe Vorspannung zur Überwindung des Anfangsdruckes benötigt. Mit ansteigendem Druck tritt Selbstdichtung ein. Zwei auf dem Dichtungseinsatz befindliche O-Ringe dichten den Prüfkessel ab. Durch die selbsthemmende Mutter wird der Dichtungseinsatz gegen axiale Verschiebung gesichert. Die Entlüftung erfolgt durch eine Entlüftungsöffnung, die durch eine Linsenschraube verschließbar ist. Die Bohrung in der Mitte des Dichtungseinsatzes dient als Kabeldurchführung, wofür ein speziell entwickelter und gefertigter Durchführungsflansch mit 4 elektrischen Adern verwendet wird. Im Boden des Druckkessels befinden sich zwei Bohrungen für Leitungsanschlüsse. Die Einzelteile des Prüfkessels sind einem geprüften Stück Rundmaterial aus Stahl C 35 entnommen und aus dem Vollen gedreht.

Die Druckpumpe ist eine Prüfpumpe mit Doppelkolben bis 1000 kp/cm² für Handbetrieb mit Vorratsbehälter des VEB Hydraulische Geräte Thartun.

Nenndruck:	1000 kp/cm ²
Fassungsvermögen des Vorrats:	etwa 65 l
Nettogewicht:	etwa 23 kp

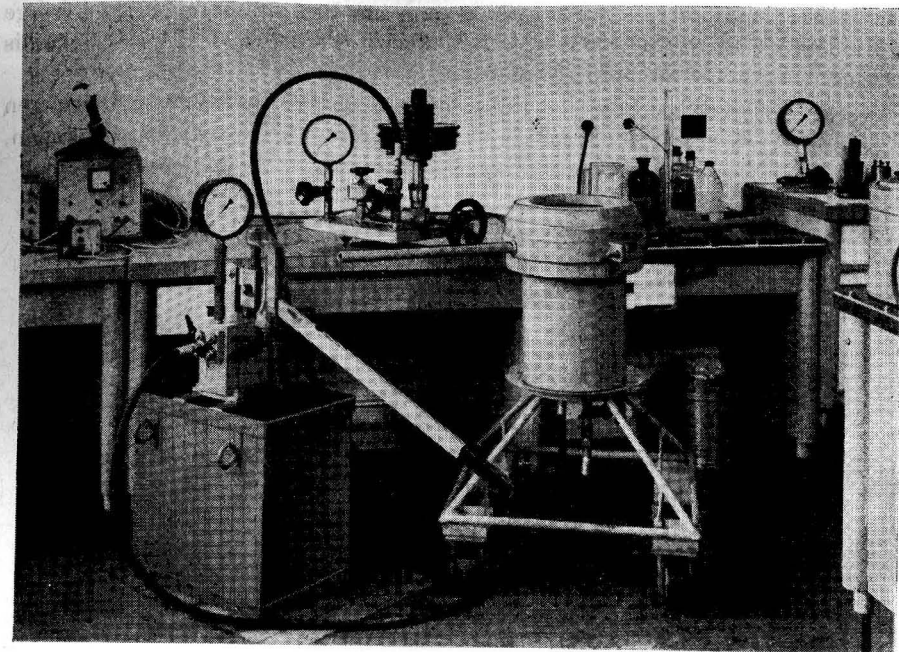


Abb. 4. Gesamtansicht der kleinen Druckprüfanlage

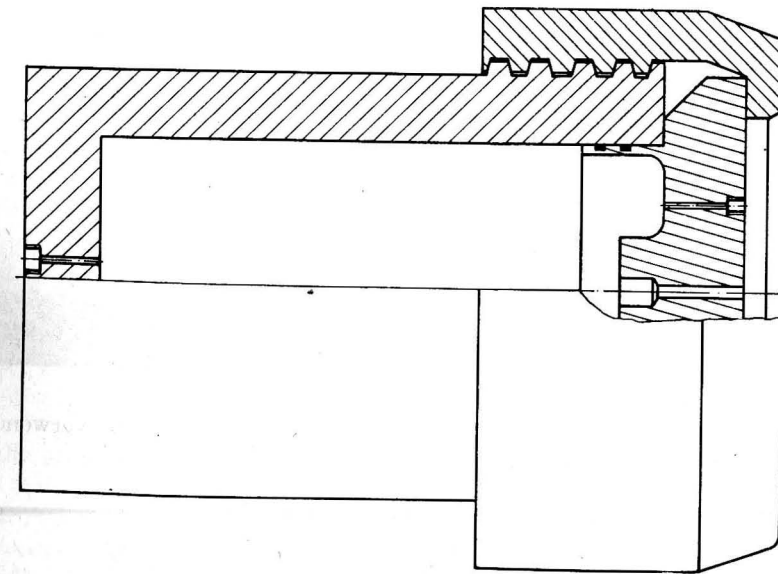


Abb. 5. Prinzipskizze des kleinen Druckkessels

Bei der Druckwaage handelt es sich um eine Prüfpumpe mit Druckwaage für Manometer Typ 3/PD 500 des VEB Meßgerätewerk Beierfeld für Drücke bis 500 kp/cm^2 und einer Meßunsicherheit von $\pm 0,1\%$.

Die zur Verbindung der Einzelteile dienenden Hydraulikschlauchleitungen kommen von der Fa. Techno Chemie Plauen. Sie sind in verschiedenen Längen,

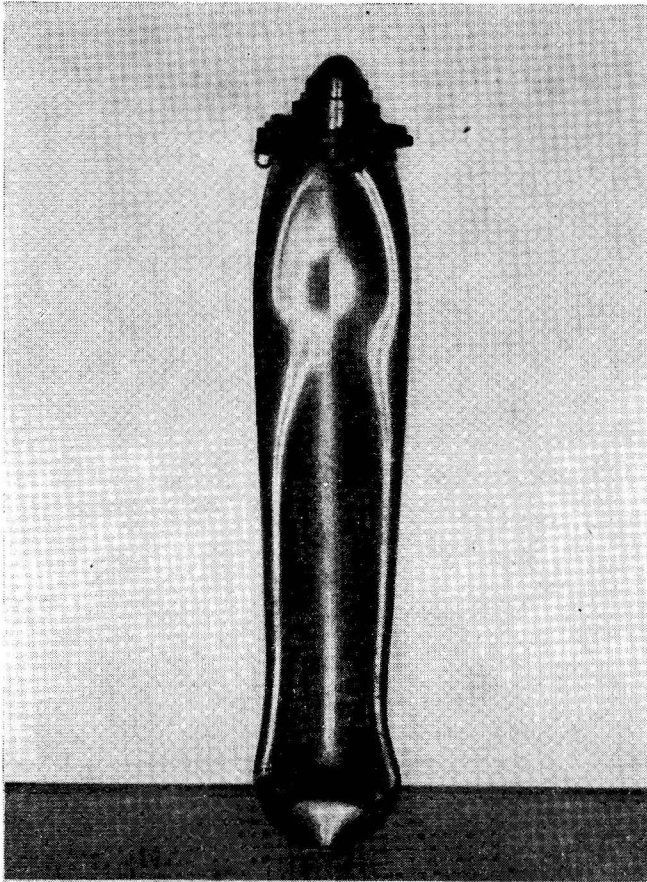


Abb. 6. Deformiertes Strömungsmessergehäuse

Nennweiten und Nenndrücken erhältlich. Die in dieser Anlage verwendeten Schlauchleitungen haben folgende Daten:

Nenndruck:	400 kp/cm^2
Nennweite:	8 mm
kleinster Innendurchmesser:	7 mm
Länge:	2,50 m

Als Absperrventile werden Manometerventile verwendet. Anschlüsse und Verbindungen erfolgen mit Elementen eigener Konstruktion und Fertigung, die einen schnellen Auf- und Abbau der Anlage erlauben.

Wie die durchgeführten Erprobungen und inzwischen laufend durchgeführten Versuche ergaben, erfüllen beide Anlagen die für sie bestimmten Aufgaben, wobei sich die Arbeit mit der kleinen Anlage wegen ihrer leichteren und schnellen Handhabung sehr effektiv gestaltet. Ursachen dafür sind unseres Erachtens der geteilte Kesselverschluß und die gewählte Dichtungsart. Es ergeben sich ohne Hilfsmittel hantierbare Gewichte. Der Dichtungseinsatz mit den zu prüfenden Geräten kann eingesetzt werden, ohne daß er beim Montieren noch gedreht wird und herausgeführte Leitungen verdreht werden.

Nicht bewährt hat sich die Verwendung eines Wasser-Glyzeringemisches als Druckmedium. Schon nach kurzer Zeit bildeten sich Ausflockungen, die später verkrusteten und die ganze Anlage verschmierten und verstopften.

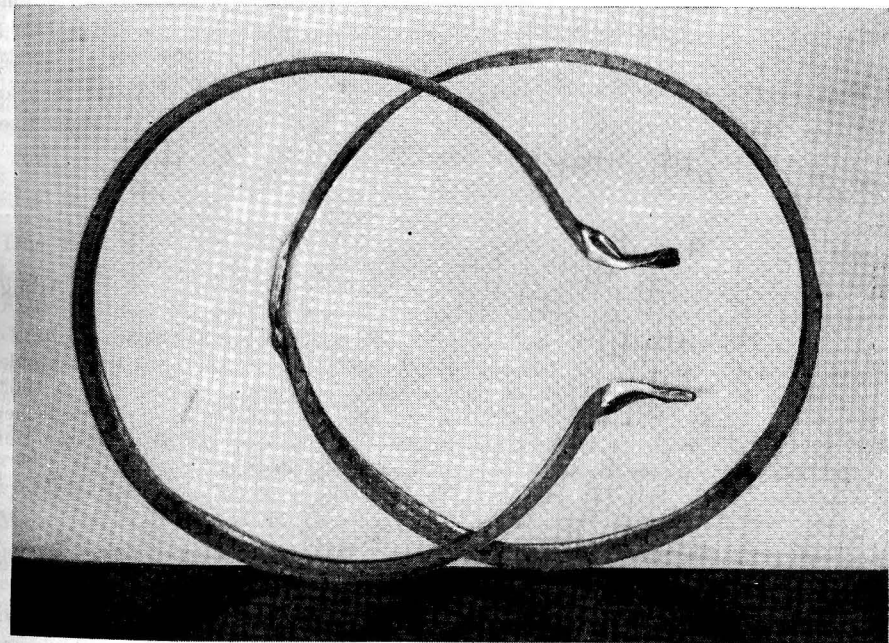


Abb. 7. Deformierter und zerstörter Dichtungsring

Die große Anlage verlangt wegen ihrer Dimensionen Konsequenzen in bezug auf Sicherheitstechnik und Technologie. Durch eine zusätzliche Arbeitsschutzinstruktion werden die Forderungen der Sicherheit berücksichtigt. Die im Versuchs- und Routinebetrieb gesammelten Erkenntnisse und Erfahrungen wurden ausgewertet, Verbesserungen im Arbeitsablauf eingeführt und die Hilfs-

mittel systematisch ergänzt. Hierdurch konnte ein immer effektiverer und umfangreicherer Einsatz der Anlage erreicht werden.

Nach [1] ist für Anlagen dieser Dimensionen für einen Druckzyklus ein Tag erforderlich. Dieses entspricht etwa auch unseren Erfahrungen. Eine Druckprüfung z. B. eines Instrumentengehäuses über 10 bis 20 Minuten, wie häufig von Benutzern gewünscht, bietet keine Gewähr dafür, daß diese Gehäuse in Ordnung sind. Bei durchgeführten Versuchen zeigten sich Fehler durch poröses Material, Lunker oder ähnliches erst nach 1 bis 2 Tagen. Nicht alle Gehäuse offenbaren ihr Versagen so deutlich wie das in Abb. 6 dargestellte Strömungsmessergehäuse.

Der eingebaute Handflaschenzug entspricht nicht dem technischen Höchststand, wurde jedoch bewußt gewählt, damit nicht durch zu schnelles Absenken und Aufsetzen des Deckels die Dichtungsflächen zerstört werden.

Wird beim Aufsetzen des Deckels der Aluminiumring nicht richtig fixiert, kann es vorkommen, daß er herausgedrückt wird. Abb. 7 zeigt zwei Beispiele. Der deformierte Ring wurde bei 500 kp/cm², der aufgerissene bei 600 kp/cm² beim Hochfahren der Anlage herausgedrückt. Dabei entstand über dem Deckel eine 1,5 bis 2 Meter hohe Schaumkrone, die nach einigen Sekunden in sich zusammenfiel.

Grundsätzlich werden auch Instrumente und Geräte anderer Interessenten geprüft. Über die erfolgten Prüfungen werden auf Verlangen Prüfberichte, Bescheinigungen, Gutachten usw. angefertigt.

Literatur

- [1] BRAHTZ, J. F., Ocean Engineering. John Wiley & Sons. Inc. New York; 1968.
- [2] Under Sea Technology Handbook Directory 1968. Compass Publications, Inc. Arlington; 1968.
- [3] Submersible Fleet Needs More Use. Under Sea Technology, H. 4 (1969) 36—40.
- [4] SCHLIEPER, C., Biologische Wirkungen hoher Wasserdrücke. Veröff. Inst. f. Meereskunde, Bremerhaven, Sonderband 1963, 3. meeresbiologisches Symposium 23.—25. 10. 1962.
- [5] NAROSKA, V., Vergleichende Untersuchungen über den Einfluß des hydrostatischen Druckes auf Überlebensfähigkeit und Stoffwechselintensität mariner Evertibraten und Teleosteer. Kieler Meeresforschungen, H. 2 (1968) 95—123.
- [6] JAHNSTON, D. H. and IMBACH, M. G., A Deep Ocean Environmental Laboratory. Ocean Science and Ocean Engineering 1965, S. 1205—1211.
- [7] ALT, F., Instrument Test Center. Geo Marine Technology, H. 11 (1966) 22—26.
- [8] BOODA, L. L., World's Largest Pressure Test Complex Being Built at Marine Engineering Lab. Under Sea Technology, H. 9 (1966) 30—31.
- [9] Precision Calibration for Deep-Sea-Instruments. Firmenreklame der Atlantic Research Corporation. Under Sea Technology, H. 5 (1966) 73.
- [10] Firmenreklame der Benthos, Inc., Under Sea Technology, H. 5 (1968) 11; H. 5 (1969) 96.
- [11] 100000 Gallon Test Tank. Firmenreklame der Scientific-Atlanta, Inc. Under Sea Technology, H. 7 (1969) 64.

Abschluß der Arbeit: 30. 9. 1969

Anschrift des Verfassers:

Dipl. Ing. EDGAR BENGELSDORFF,
Institut für Meereskunde der DAW,
DDR-253 Rostock-Warnemünde, Seestr. 15

Polarographische Methoden zur Bestimmung von Bromidionen im Meerwasser

VON HANS BERGE und LUTZ BRÜGMANN

Zusammenfassung: Zwei Methoden auf der Grundlage der Polarographie können zur Bestimmung kleiner Bromidmengen neben einem großen Überschuß an Chloridionen in wäßriger Lösung dienen. Durch eine alkalische Hypochloritlösung wird einmal eine Oxydation des Bromidions zum Bromat durchgeführt. Zur quantitativen Analyse kann das Oxydationsprodukt an einer Quecksilbertropfenelektrode reduziert werden. Das andere Verfahren beruht auf einer selektiven Oxydation des Bromidions zu elementarem Brom unter Verwendung von Kaliumpermanganat in saurer Lösung. Nach dem Ausfällen des überschüssigen Permanganats in Form von Braunstein wird das Halogen an einer rotierenden nadelförmigen Platinelektrode bestimmt. Beide Methoden lassen sich zur Bromidanalyse im Meerwasser verwenden.

1. Einleitung

Das Bromidion gehört zu den anionischen Hauptkomponenten des Meeressalzes. Sein molares Verhältnis zum Chlorid beträgt im Meerwasser ungefähr 0,00154 und das Massenverhältnis $\approx 0,00348$, wobei im Brackwasser, besonders in küstennahen Gebieten unter dem Einfluß des Süßwassers, Abweichungen von dieser Relation zu höheren Werten auftreten [1]. Da beide Elemente chemisch gesehen eng verwandt sind und sehr ähnlich reagieren, ergeben sich grundsätzliche Schwierigkeiten für eine eindeutige quantitative Bromidbestimmung. Dieses Problem wurde in der Vergangenheit vor allem auf zwei verschiedenen Wegen bearbeitet.

Man versuchte zuerst, durch die Auswahl eines geeigneten Oxydationsmittels Reaktionsbedingungen zu schaffen, die eine möglichst quantitative und auch selektive Oxydation der Bromidionen zu elementarem Brom neben dem Chlorid zuließen. Zur Freisetzung des Halogens dienten Chromsäure oder Kaliumpermanganat in saurer Lösung. Das Brom wurde dann durch einen Gasstrom im Verlauf von einigen Stunden aus der Lösung in eine entsprechende Vorlage destilliert und dort kolorimetrisch oder volumetrisch bestimmt [2, 3, 4]. Vor allem wegen der langen Destillationszeiten erwies sich diese Methode als ungeeignet für die serienweise Bromidanalyse in einer größeren Anzahl von Meerwasserproben. Die neueren Methoden zur Bestimmung des Bromids basierten auf einer Oxydation zum Bromat mit nachfolgender jodometrischer Bestimmung. Die Anwesenheit von Chlorid störte hierbei nicht. Eine zumeist in alkalischer Lö-

sung unter Verwendung von Hypochlorit vorgenommene Oxydation lieferte zufriedenstellende Analysenwerte [5, 6]. Daneben kamen als Oxydationsmittel der elektrische Strom [4] und elementares Chlor [7] zur Anwendung, die sich jedoch auf dem Gebiet der Meerwasseranalyse nicht durchsetzen konnten.

Zur Durchführung der erforderlichen Untersuchungen wollten wir uns der Oxydationsmethode mit Hypochlorit bedienen, die entsprechend den Erfordernissen der nachfolgenden polarographischen Messungen abgewandelt werden mußte. Das entstandene Bromat sollte an einer Quecksilbertropfelektrode reduziert werden und der dabei registrierte Strom Aussagen über die ursprünglich in der Lösung vorhandene Bromidmenge gestatten. Außerdem wollten wir versuchen, mit Kaliumpermanganat in saurer Lösung eine Oxydation des Bromidions zum elementaren Halogen durchzuführen und das entstandene Brom an einer Platinelektrode bestimmen.

2. Experimenteller Teil

2.1 Meßanordnung und verwendete Lösungen

Alle erforderlichen Strom-Spannungs-Kurven wurden mit einem Gleich- und Wechselstrompolarographen vom Typ GWP 563 aufgenommen. Bei der Bromidbestimmung über das Bromation fand eine Quecksilbertropfelektrode Anwendung, deren Tropfzeit mit dem Tropfzeitgeber TZG 1 konstant bei $t = 0,2$ s gehalten wurde, wodurch ein Verzicht auf die Dämpfung des registrierten Stroms möglich war. Der Innendurchmesser der silikonisierten Tropfkapillare betrug 0,06 mm, die Höhe des Quecksilberniveaus (h) 55 cm und die Masse des in einer Sekunde ausfließenden Quecksilbers (m) 1,42 mg. Als Gegenelektrode diente eine gesättigte Kalomelektrode (G.K.E.). Der Widerstand der gesamten Meßanordnung mit 0,4 m Natriumchloridlösung als Leitelektrolyt betrug 400 Ohm. Der in den polarographisch zu messenden Proben vorhandene Sauerstoff wurde mit Hilfe von Argon entfernt.

Als Oxydationsmittel diente bei dieser Methode eine käufliche alkalische Natriumhypochloritlösung. Dieses Reagenz enthielt 0,44 m Natriumhypochlorit und 0,36 m Natriumhydroxid pro Liter. Beide Analysenwerte wurden nach der Vorschrift von HASLAM und MOSES [4] erhalten. Weiterhin fanden jeweils 2 m Salz- und Ameisensäure sowie pulverisiertes Calciumcarbonat zur Einstellung eines konstanten pH-Wertes Verwendung.

Die Meßkette bei der quantitativen polarographischen Analyse des Broms enthielt als Arbeitselektrode eine rotierende nadelförmige Platinelektrode nach LAITINEN und KOLTHOFF [17] und als Bezugslektrode eine G.K.E., die durch eine Elektrolytbrücke mit gesättigter Kaliumchloridlösung stromleitend mit der Meßzelle verbunden war (Abb. 1). Der Platindraht wurde in die Unterseite eines KPG-Rührers eingeschmolzen, der durch einen Synchronmotor über eine Riemenscheibe angetrieben wurde. Die Rotationsgeschwindigkeit betrug 600 U/min. Der aus dem Glas in die Lösung ragende Platinstift war ungefähr

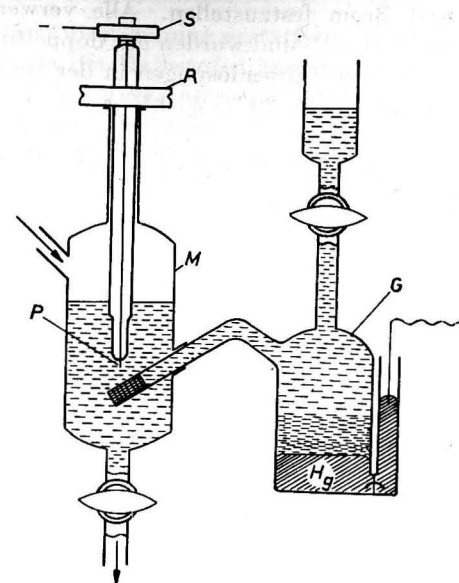


Abb. 1. Meßanordnung zur Brombestimmung
(G Gegenelektrode; M Meßzelle; P Platinelektrode; R Riemenscheibe; S Schleifkontakt)

2,5 mm lang, 0,5 mm im Durchmesser und an der Spitze halbkugelförmig abgerundet. Innerhalb des Glasrührers wurde der Stromtransport durch einen an den Platindraht gelöteten Kupferdraht ermöglicht. Ein Schleifkontakt hatte die Aufgabe, den Kontakt zwischen dem Katodeneingang am Polarographen und der rotierenden Elektrode herzustellen. Der Widerstand der Meßanordnung mit 0,4 m Natriumchloridlösung betrug in diesem Falle 550 Ohm.

Zur Oxydation des Bromidions zum Brom diente 0,02 m Kaliumpermanganatlösung. Die Proben wurden jeweils mit Kaliumhydrogensulfat (1,25 m) angesäuert. Zur Ausfällung des Permanganatüberschusses fand außerdem eine 1 m Manganchloridlösung Verwendung.

Am vorteilhaftesten erwies sich für beide Bestimmungen eine Potentiometerablaufgeschwindigkeit von 100 mV/min. Die pH-Werte wurden mit einer Meßkette kontrolliert, die aus einer Glaselektrode mit Ag/AgCl-Ableitung und einer G.K.E. als Bezugslektrode bestand. Als Probenlösungen dienten künstliches Meerwasser nach LYMAN und FLEMING [8], eine 0,02 m Kaliumbromidstandardlösung, deren Bromidgehalt auf gravimetrischem Wege ermittelt wurde, Meerwasser mit einem Salzgehalt nach MOHR und KNUDSEN [9] von $S = 32,14$ ‰ sowie mehrere Flußwasserproben aus der Unterwarnow. Außerdem bereiteten wir eine Natriumsulfidlösung, um den Schwefelwasserstoffeinfluß auf die beiden Methoden zu überprüfen. Daneben wurde eine 4-m-Kochsalzlösung benötigt, um den Einfluß einer erhöhten Salz- und Chloridkonzentration auf die Stufen-

höhen von Bromat und Brom festzustellen. Alle verwendeten Reagenzien besaßen den Reinheitsgrad „z. A.“ und wurden mit doppeltdestilliertem Wasser angesetzt. Die Temperatur der Probenlösungen in der thermostierten polarographischen Meßzelle betrug jeweils $20\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0,1$.

2.2. Analyse des Bromidions nach der Oxydation zum Bromat

Bei der Oxydation des Bromidions zum Bromat kam es vor allem darauf an, optimale pH-Wert-Bedingungen während der Oxydation einzuhalten und anschließend eine möglichst vorteilhafte Zusammensetzung der Elektrolytlösung für die polarographische Reduktion des Bromations zu erreichen. Die Methoden nach KOLTHOFF und YUTZY [5] und nach HÖFER [10], bei denen ein Phosphatpuffer verwendet wurde, erschienen uns für polarographische Zwecke ungeeignet, da die Ausbildung der Bromatreduktionsstufe mangelhaft war. Nach den Untersuchungen von HASLAM und MOSES [4] verläuft die Oxydation des Bromids im pH-Bereich von 4,12 bis 7,35 quantitativ. Eine Lösung, die mit Calciumcarbonat gesättigt war und anschließend mit Salz- und Ameisensäure so versetzt wurde, daß noch ein CaCO_3 -Überschuß in der Lösung verblieb, erhielt dadurch einen konstanten pH-Wert (6,4) und eine bestimmte Menge an Calciumsalzen als Grundelektrolyt. Da die Reduktion von Bromationen am Quecksilbertropfen bei pH-Werten um den Neutralpunkt und bei der Anwesenheit eines Leitelektrolyten auf der Basis von Calciumsalzen ungestört unter Ausbildung einer gut auswertbaren Stufe verläuft, lieferte diese Analysendurchführung auch optimale Bedingungen für eine polarographische Bestimmung.

Versuchsdurchführung:

25 ml einer Probenlösung mit einem Bromidgehalt von 10^{-5} – 10^{-3} m werden in einen 100-ml-Erlenmeyerkolben gegeben und mit 5 ml Natriumhypochloritlösung sowie mit einer Spatelspitze Calciumcarbonat versetzt. Man durchmischt die Probe und fügt unter weiterem Umschwenken 2 ml einer 2 m Salzsäure hinzu. Anschließend wird die Lösung kurz aufgeköcht, 10 Minuten am langsamen Sieden gehalten und dabei mehrmals gerührt. Man nimmt die Probe vom Feuer und versetzt tropfenweise mit 5 ml einer 2 m Ameisensäure, hält noch einmal 5 Minuten am Sieden und läßt dann abkühlen. In der Lösung muß zu diesem Zeitpunkt noch ein geringer Überschuß an CaCO_3 vorhanden sein. Die temperierte Probe wird quantitativ in einen 50-ml-Meßkolben überführt. Man füllt zur Marke auf und filtriert sofort oder läßt den Niederschlag ungefähr 2 Stunden absetzen. Aus dem Filtrat bzw. von der überstehenden Lösung werden mit einer Pipette 10 ml abgenommen und in die polarographische Zelle gebracht. Man entlüftet 10 Minuten intensiv und registriert im Potentialbereich von $-1,00$ bis $-1,92$ V die Reduktionsstufe der Bromationen.

2.3. Analyse des Bromidions nach der Oxydation zum elementaren Brom

Für unsere Zwecke benötigten wir ein Verfahren, das sowohl eine quantitative Oxydation zum elementaren Halogen ermöglichte als auch eine nachfol-

gende polarographische Bestimmung gestattete. Dabei durfte das Chlorid nicht angegriffen werden, da die Halbstufenpotentiale von Chlor und Brom zu eng beieinander liegen, um beide getrennt quantitativ zu bestimmen. Wir benutzten zuerst Oxydationsverfahren mit Chromsäure in schwefelsaurer Lösung und nur mit starker Chromsäure (vgl. [4]). In einer 0,5-m-Lösung von Chromsäure war die Oxydation nach ungefähr 3 Stunden vollständig abgelaufen, wenn eine 10^{-3} -m-Bromidlösung eingesetzt wurde. Jedoch erschien bei der Reduktion an einer Platinelektrode die Chrom(VI)-Stufe schon bei einem ziemlich positiven Potential und störte die Ausbildung eines gut wahrnehmbaren Grenzstroms der Bromstufe. Bei geringeren Chromsäurekonzentrationen (10^{-3} – 10^{-2} m) war zwar eine isolierte Bromstufe zu erhalten, jedoch wurde nur ein Bruchteil der Bromidmenge im Verlaufe von mehreren Stunden oxydiert. Bei Zugabe von Schwefelsäure, die eine schnellere Oxydation ermöglichte, verschob sich die Chromstufe auf Grund des fallenden pH-Werts zu positiveren Werten und überlagerte sich völlig mit der Reduktionsstufe des Halogens (Abb. 2). Ähnliche Schwierigkeiten traten bei der Verwendung von Kaliumpermanganat als Oxydations-

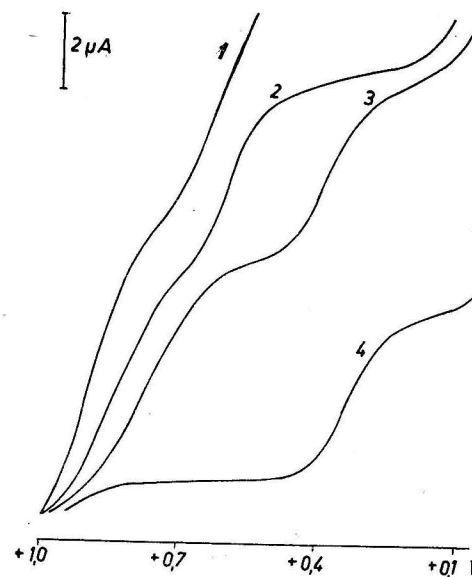


Abb. 2. Reduktion des Systems Brom/Chromsäure an der rotierenden Platinelektrode:

1 $5 \cdot 10^{-4}$ m Br_2 , 0,5 m CrO_3 ; 2 $3 \cdot 10^{-4}$ m Br_2 , 10^{-3} m CrO_3 , 0,1 m H_2SO_4 ;
3 $3 \cdot 10^{-4}$ m Br_2 , 10^{-3} m CrO_3 ; 4 10^{-3} m CrO_3

mittel auf [2, 3]. Überschüssiges Permanganat wurde schon bei +1,0 V reduziert und verfälschte die Gestalt der Bromstufe. Außerdem bedeckte sich die Elektrodenoberfläche nach wenigen Minuten mit einer dicken Schicht von Braunstein, so daß die zur Bromreduktion zur Verfügung stehende Platinfläche

stark abnahm und ein verringerter Grenzstrom registriert wurde. Wir suchten deshalb nach einem Reduktionsmittel, das den Permanganatüberschuß in der Lösung beseitigte, aber gleichzeitig das entstandene Brom nicht beeinflusste. Reduktionsmittel wie Sulfit, Nitrit, Eisen(II)-Salze, Wasserstoffperoxid, Oxalsäure, Hydroxylaminhydrochlorid und Äthylalkohol zerstörten zwar das Permanganat, reduzierten jedoch auch das Brom sofort bzw. nach mehreren Minuten (Oxalsäure). Durch eine Symproportionierungsreaktion fiel dagegen bei der Zugabe von Mangan(II)-Salz das Permanganat nach kurzer Zeit quantitativ als Braunstein aus und störte die Bromreduktion nicht mehr. Das überschüssige Reagenz und auch das entstehende Reaktionsprodukt blieben ohne Einfluß auf das in der Lösung vorhandene Brom.

Versuchsdurchführung:

25 ml einer bromidhaltigen Probenlösung werden in einen 50-ml-Erlenmeyerkolben gegeben und mit 1 ml 1,25-m-Kaliumhydrogensulfatlösung versetzt. Man gibt 5 ml einer 0,02-m-Lösung von Kaliumpermanganat hinzu, verschließt den Kolben mit einem Glasstopfen und schwenkt kurz um. Nach 90 Minuten werden 2 ml einer 1-m-Mangan(II)chloridlösung hinzugegeben. Man durchmischt die Probe gründlich und zentrifugiert nach ungefähr 5 Minuten in einem verschlossenen Zentrifugenglas. Dann gibt man etwa 10 ml der Probenmenge in die polarographische Zelle. Anschließend wird sofort ohne vorheriges Entlüften der Lösung das Polarogramm im Bereich von $+0,90$ bis $+0,20$ V¹⁾ aufgenommen.

3. Versuchsergebnisse und Diskussion

Die in Abschnitt 2.2. für die Bestimmung des Bromidions über das Bromat angeführten Versuchsbedingungen ergaben relativ gute Analysenwerte. Eichkurven unter Verwendung von künstlichem Meerwasser, Nordatlantikwasser und Kaliumbromidstandardlösungen zeigten bei Bromidkonzentrationen von 10^{-5} bis 10^{-3} m eine vollkommen lineare Abhängigkeit zwischen dem Grenzstrom und der Bromidmenge (Abb. 3). Der Reststrom betrug $0,08 \mu\text{A}$, was einer Bromidkonzentration von ungefähr 10^{-5} m entsprach. Bei der Feststellung der optimalen Oxydationszeit ergab sich, daß nach 10 Minuten keine weitere Stufenerhöhung mehr eintrat. Dabei wurden 98% der vorhandenen Bromidmenge ($5 \cdot 10^{-4}$ m) schon in der ersten halben Minute oxydiert und die restlichen 2% in den verbleibenden $9\frac{1}{2}$ Minuten. Die Menge des entstehenden Bromats war auch von der eingesetzten Natriumhypochloritkonzentration abhängig. Bis zu 3 ml der 0,44-m-NaClO-Lösung auf 25 ml Probenlösung ($5 \cdot 10^{-4}$ m Br⁻) war ein linearer Zusammenhang zwischen der zugegebenen Hypochloritmenge und der Konzentration des Oxydationsproduktes festzustellen. Ab 3 ml verlief die Oxydation quantitativ. Wir verwendeten jeweils 5 ml Reagenz, um auch bei höheren Bromidkonzentrationen die Gewähr einer voll-

1) Alle in der Arbeit angegebenen Potentialwerte beziehen sich auf die G.K.E.

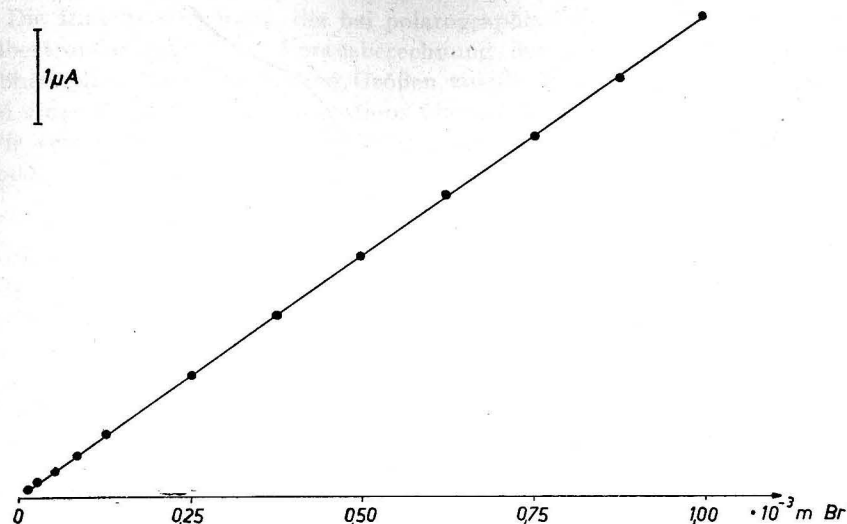


Abb. 3. Eichkurve für die Bestimmung von Bromidionen im Meerwasser

ständigen Oxydation zu haben. Der Temperaturkoeffizient der Meßwerte lag bei einem für die Normalpolarographie charakteristischen Wert von 1,2% der Gesamtstufenhöhe pro Grad Celsius. Außerdem wurde eine Abhängigkeit der Stufenhöhe von der Gesamtsalzkonzentration in der Probenlösung festgestellt, die aber relativ gering war. Bei der Erhöhung der Elektrolytkonzentration um 1 Mol/l durch Zugabe von Natriumchlorid trat eine Abnahme des Grenzstroms von 4% ein. Die relative Standardabweichung, die aus 40 Proben sowohl mit Meerwasser als auch mit Bromidstandardlösung (jeweils etwa $4 \cdot 10^{-4}$ m Br⁻) ermittelt wurde, betrug in beiden Fällen $\pm 0,6\%$, was auch ungefähr die Genauigkeitsgrenze der verwendeten polarographischen Meßanordnung widerspiegelt. Störungen durch im Meerwasser vorhandene Salze konnten nicht festgestellt werden. So trat z. B. bis zu einer Schwefelwasserstoffkonzentration von $5 \cdot 10^{-3}$ m keine Abnahme der Bromatstufe ein.

Die unter den vorliegenden experimentellen Bedingungen erhaltene Bromatstufe zeichnete sich durch einen für die Auswertung günstigen Grundstrom und einen leicht ansteigenden Grenzstrom aus (Abb. 4). Die Auswertung der Stromspannungs-Kurven wurde ebenfalls durch das Fehlen der Stromoszillationen erleichtert, die bei der Polarographie mit einer normal tropfenden Quecksilber-elektrode üblich sind. Das schnelle Abschlagen der Tropfen bei der Rapidpolarographie ermöglichte den Verzicht auf jegliche Dämpfung des Stroms. Das Halbstufenpotential ($E_{1/2}$) war infolge der Beteiligung von Wasserstoffionen an der Elektrodenreaktion [vgl. Gl. (2)] stark von der Säurekonzentration in der Lösung abhängig. Tab. 1 zeigt die Verschiebung der $E_{1/2}$ -Werte bei verschiedenen Mengen Salzsäure in der Probe. Mit steigenden HCl-Konzentra-

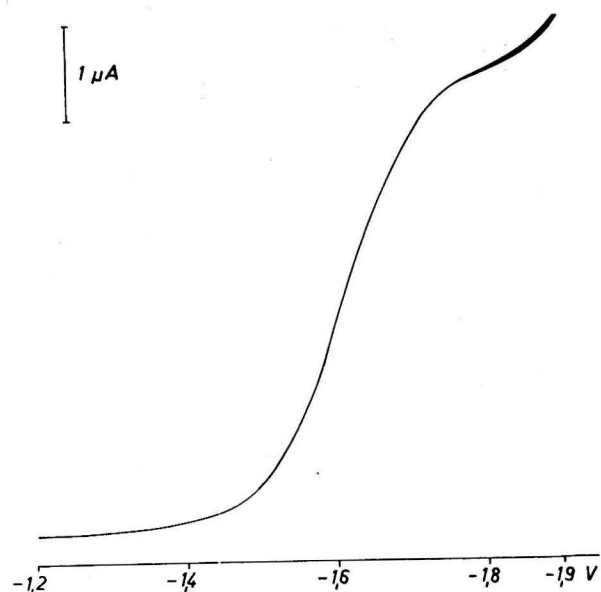


Abb. 4. Reduktion des Bromations ($[\text{BrO}_3^-] = 3,74 \cdot 10^{-4} \text{ m}$; $\text{pH} = 6,4$)

tionen verschob sich das Wasserstoffabscheidungspotential zu positiveren Werten und überlagerte zuletzt völlig die Bromatstufe (Pr. 5–8). Bei einer Wasserstoffionenkonzentration von mehr als $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}$ trat bei positiveren Potentialen wieder eine Reduktionsstufe auf, die gegenüber der Stufenhöhe bei geringerer Säuremenge niedriger und außerdem schlecht ausgebildet war. Bei weiterer Säurezugabe verlagerte sich das Halbstufenpotential zu noch positiveren Werten, die Gestalt der polarographischen Kurve wurde deutlicher und die Stufenhöhe nahm dabei zu.

TABELLE 1

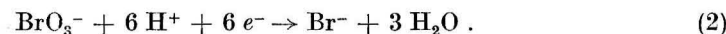
Abhängigkeit des Halbstufenpotentials ($E_{1/2}$) und der Stufenhöhe (H) von der Salzsäurekonzentration ($[\text{HCl}]$) in der Probenlösung ($5 \cdot 10^{-4} \text{ m Br}^-$)

Nr. der Probe	$[\text{HCl}]$ (m)	$E_{1/2}$ (V)	H (cm)
1	—	—1,64	11,50
2	$5 \cdot 10^{-4}$	—1,61	10,85
3	$7 \cdot 10^{-4}$	—1,61	10,70
4	$1 \cdot 10^{-3}$	—1,61	10,55
5–8	$2 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-2}$	—	—
9	$1,5 \cdot 10^{-2}$	—1,26	4,70
10	$2 \cdot 10^{-2}$	—1,24	5,25
11	$3 \cdot 10^{-2}$	—1,18	7,70

Die ILKOVIC-Gleichung, die bei polarographischen Analysen mit der Quecksilbertropfenelektrode die Vorausberechnung der Höhe eines Grenzstroms in Abhängigkeit von bestimmten Größen zuläßt, diente uns dazu, die Zahl der bei einer Reduktion des Bromations übergehenden Elektronen zu bestimmen. Wir verwendeten diese für die Polarographie fundamentale Beziehung in der Form

$$i_D = 0,627 \cdot n \cdot F \cdot c \cdot D^{1/2} \cdot m^{2/3} \cdot t^{1/6}, \quad (1)$$

worin i_D den Grenzstrom, n die Zahl der Elektronen, F die FARADAY-Konstante, c die Konzentration des Depolarisators, D den Diffusionskoeffizienten des sich bei der Elektrodenreaktion verändernden Ions, m die ausfließende Quecksilbermenge pro Sekunde und t die Tropfzeit bedeuten. Es wurde beispielsweise bei einer fast neutralen Lösung ($\text{pH} 6,4$) ein Grenzstrom von $3,60 \mu\text{A}$ bei einem für $n = 6$ angenommenen Wert berechnet, der nur wenig von der experimentell gefundenen Größe von $3,54 \mu\text{A}$ abwich. Das bestätigte die erstmals von RYLICH [11] für die Reduktion von Bromationen angegebene Reaktionsgleichung gemäß



Die ungefähr bei mehr als $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}$ Salzsäure bei positiveren Potentialen auftretende Stufe könnte, wie SHANOW [12] vermutete, die Reduktion der undissoziierten Bromsäuremoleküle, die durch die höheren Wasserstoffionenkonzentrationen in der Meßlösung gebildet wurden, anzeigen.

Bei der Oxydation des Bromidions zum Brom und dessen nachfolgender polarographischen Reduktion an einer Platinelektrode gab es mehrere Faktoren, die einen bestimmenden Einfluß auf die Meßergebnisse hatten. So war es z. B. unbedingt erforderlich, für die Oxydation, das Zentrifugieren der Proben und die direkte polarographische Bestimmung nur geschlossene Gefäße zu verwenden, da anderenfalls unkontrollierbare Mengen an Brom entwichen. Ferner mußte die Rotationsgeschwindigkeit der Elektrode konstant gehalten werden, da bis zu ungefähr 400 U/min eine starke Abhängigkeit der Stufenhöhe von der Anzahl der Umdrehungen pro Minute bestand (Abb. 5). Ab etwa 1000 U/min erhöhte sich der Grenzstrom bei zunehmender Umlaufgeschwindigkeit der Kathode nur noch unwesentlich. Eine laufende Temperaturkontrolle der zu messenden Probe war ebenfalls notwendig, da zwischen 15 und 33 °C eine geradlinig verlaufende Temperaturabhängigkeit der Gesamtstufenhöhe von $4,7\%/^{\circ}\text{C}$ registriert wurde. Das überraschte allerdings nicht, da dieser Wert bei der Polarographie mit Festelektroden allgemein in einer solchen Größenordnung angetroffen wird. Die Zugabe von Natriumchlorid zur Probenlösung nach abgeschlossener Oxydation rief eine der NaCl-Konzentration direkt proportionale Erhöhung der Bromstufe hervor. So verursachten $0,25 \text{ m}$ Natriumchlorid eine Zunahme der ursprünglichen Stufenhöhe um 17,8%.

Besonderen Einfluß auf die Analyse des Bromidions hatten auch die direkten Oxydationsbedingungen. Da die Bestimmung bei Anwesenheit größerer Chloridmengen anwendbar sein sollte, mußte die Beständigkeit einer konzentrierten

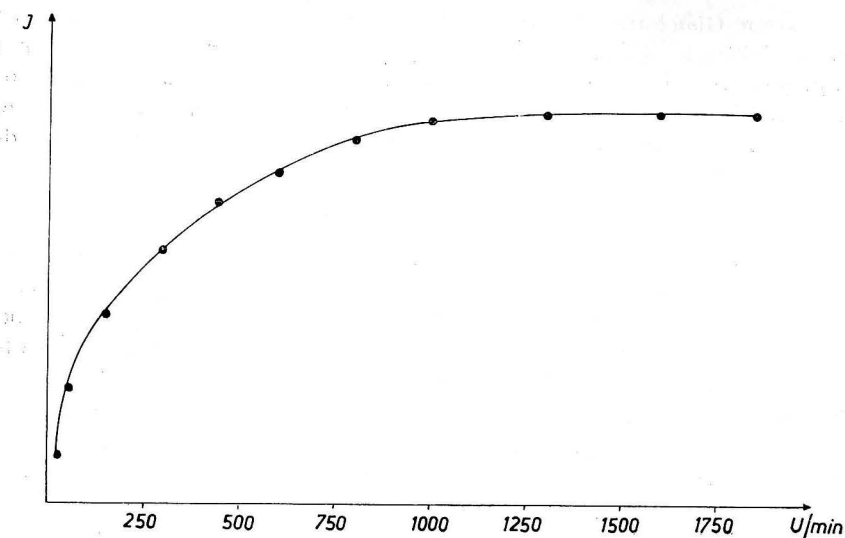


Abb. 5. Abhängigkeit der registrierten Stromstärke von der Rotationsgeschwindigkeit der Platinelektrode

Chloridlösung gegenüber verschiedenen Konzentrationen an Kaliumpermanganat und Kaliumhydrogensulfat überprüft werden. In einer 0,45 m NaCl enthaltenden Probe trat noch kein meßbarer Chloranteil auf, wenn gleichzeitig $3 \cdot 10^{-3}$ m KMnO_4 , $7 \cdot 10^{-2}$ m KHSO_4 und $5 \cdot 10^{-4}$ m Bromid vorlagen, wie es in den vorliegenden Untersuchungen der Fall war. Bei einer weiteren Zugabe von primärem Sulfat wurde das Chlorid ebenfalls angegriffen, allerdings nur in Anwesenheit von Bromidionen. Bei einer Hydrogensulfatkonzentration von 0,2 m KHSO_4 in der Lösung trat eine Erhöhung des Grenzstroms auf. Mit zunehmender Permanganatmenge bis auf 0,1 m in der Probe nähert sich die Stufenhöhe einem Grenzwert, der nach Berücksichtigung des Reststroms fast genau dem doppelten Betrag der ursprünglichen Bromstufenhöhe in Abwesenheit von Chloridionen bei der Oxydation entsprach. Diese Erscheinung ließ sich nach unserer Meinung nur dadurch erklären, daß jedes entstandene Brommolekül mit je einem Chloridion zu einer unter den angegebenen Reaktionsbedingungen relativ stabilen Interhalogenverbindung zusammentritt, die ungefähr ein Br/Cl-Verhältnis von 1:1 besitzen muß. Dadurch wurde eine doppelte Brommenge vorgetäuscht, da ja für die Reduktion von x Br_2 -Molekülen genauso viel Elektronen notwendig sind, wie beispielsweise für die Überführung von einem Molekül des Typs $(\text{BrCl})_x$ in die entsprechenden Chlorid- und Bromidionen. Es zeigte sich, daß bei dieser Empfindlichkeitssteigerung für die Oxydation eine Mindestmenge an Chlorid vorhanden sein mußte, die von der Bromidkonzentration abhängig war. Im vorliegenden Fall ($2 \cdot 10^{-4}$ m Br^-) waren 0,25 m Natriumchlorid notwendig. Wir verwendeten diese Methode nicht weiter für die Bromidanalyse im Meerwasser, da große Mengen an Reagenzien zugegeben

werden mußten, welche die gesamte Arbeitsweise behinderten. Durch die Steigerung der Empfindlichkeit ist diese Methode wahrscheinlich bei anderen Untersuchungen durchaus zur Bromidbestimmung in wäßrigen Lösungen akzeptabel.

Bei den verwendeten Reaktionsbedingungen ($3 \cdot 10^{-3}$ m KMnO_4 , $7 \cdot 10^{-2}$ m KHSO_4) stieg der Grenzstrom der Bromreduktion mit zunehmender Oxydationszeit parabelförmig an und erreichte nach ungefähr 90 Minuten seinen Maximalwert. Das ließ darauf schließen, daß diese Oxydationsdauer ausreichte, um die überwiegende Menge an Bromid in Brom zu überführen. Die mit Meerwasser und Bromidstandardlösungen (Tab. 2) aufgenommenen Eichkurven verliefen von $2,5 \cdot 10^{-5}$ – $2,5 \cdot 10^{-3}$ m Br^- linear. Unter Verwendung von Bromidstandardlösungen ergab sich eine relative Standardabweichung von $\pm 0,80\%$ bei 40 Proben. Bei der Bestimmung einer gleichen Anzahl Meerwasserproben mit dem ungefähr identischen Bromidgehalt ($5 \cdot 10^{-4}$ m Br^-) betrug dieser Wert $\pm 1,0\%$. Der pH-Wert der Lösungen wurde während der Oxydation bei 1,60 gehalten.

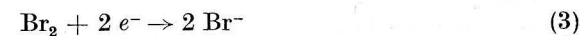
TABELLE 2

Abhängigkeit des Grenzstroms (i_D) von der Konzentration der Bromidionen in der Lösung ($[\text{Br}^-]$)

$[\text{Br}^-]$ (10^{-4} m)	i_D (μA)	$i_D/[\text{Br}^-]$ (10^{-4} $\mu\text{A}/\text{m}$)
0,25	0,15	0,60
0,50	0,40	0,80
1,00	0,90	0,90
2,50	2,15	0,86
5,00	4,25	0,85
7,50	6,50	0,87
10,00	8,60	0,86
12,50	10,85	0,87
15,00	13,00	0,87

Die polarographischen Kurven wurden von $+0,90$ bis $+0,20$ V registriert. Das Strom-Spannungs-Diagramm der Bromreduktion (Abb. 6) zeigte, daß die Kurve schon im Bereich der anodischen Oxydation der Halogenide begann und ohne erkennbaren Grundstrom in die Reduktion des Halogens einmündete. *Als untere Bezugsgröße für die entsprechenden Auswertungen wurde immer die Aufzeichnung des Blindwertes zugrunde gelegt, da dieser in dem interessierenden Bereich nahezu parallel zur Spannungsordinate verlief. Wir bestimmten auf ähnliche Art und Weise das Halbstufenpotential und erhielten einen Wert von $+0,725$ V bei $5 \cdot 10^{-4}$ m Br^- und bei einem pH-Wert von 1,58.

Das System



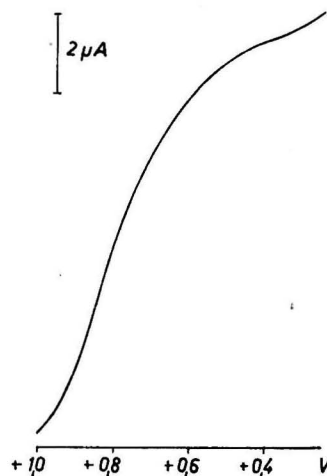


Abb. 6. Reduktion des Broms an einer rotierenden Platinelektrode

wurde bisher vor allem an Festelektroden (*Pt*) untersucht, da Quecksilberelektroden wegen ihrer anodischen Auflösung in positiven Bereichen nicht eingesetzt werden können [7, 13, 14, 15]. In Übereinstimmung mit den angeführten Arbeiten zeigte sich eine Abhängigkeit der Reaktion von der Säurekonzentration in der Lösung. So verschob sich mit fallendem *pH*-Wert das Halbstufenpotential zu positiveren Werten, während die Stufenhöhe zunahm.

Bei einem Vergleich der in der vorliegenden Arbeit dargelegten beiden Methoden zur Bromidbestimmung schien das Verfahren, das über die Oxydation zum Bromat verläuft, für die Analyse von Meerwasserproben vorteilhafter zu sein. Die Reproduzierbarkeit war zufriedenstellend und erlaubte die Feststellung von Anomalieerscheinungen (Tab. 3). Außerdem übten die im Meerwasser vorhandenen Stoffe keinen störenden Einfluß auf die Analysenergebnisse aus.

Demgegenüber hatte die Methode über das Halogen den Vorteil eines geringeren Zeitbedarfs pro Probe. Es konnten innerhalb desselben Zeitraums die doppelte Probenzahl im Vergleich zum Bromatverfahren bewältigt werden. Während eine Einzelbestimmung auf Grund der langen Oxydationszeit noch rund zwei Stunden dauerte (Bromatverfahren: 40 Minuten), verschob sich diese Relation bei kontinuierlichem Betrieb mit einer größeren Anzahl von Proben beträchtlich. So konnten pro Stunde 7–8 Bromidproben (Bromatverfahren: 3–4) analysiert werden. Dieses wurde vor allem durch ein Fehlen der für die Entlüftung der Lösungen benötigten Zeit verursacht.

Aus Tab. 3 geht hervor, daß die beiden verwendeten Methoden nur im Meerwasser ziemlich übereinstimmende Resultate lieferten. Im Brackwasser der Unterwarnow versagte das Verfahren über das Brom. Dieser Umstand ist unserer Meinung nach auf die Anwesenheit größerer Mengen organischer Stoffe

TABELLE 3
Bromidanalysen in 7 Wasserproben

Probe ²⁾	Cl	Br ⁻ (über BrO ₃ ⁻)		Br ⁻ (über Br ₂)	
	(‰)	(g/kg)	Br/Cl	(g/kg)	Br/Cl
Nordatlantikwasser	17,97	0,0629	0,00350	0,0624	0,00347
Warnow I	6,75	0,0240	0,00355	0,0231	0,00342
Warnow II	5,94	0,0212	0,00357	0,0190	0,00319
Warnow III	3,35	0,0121	0,00360	0,0035	0,00103
Warnow IV	1,80	0,0066	0,00368	0,0003	0,00017
Warnow V	0,94	0,0034	0,00366	—	—
Warnow VI	0,80	0,0030	0,00371	—	—

im Wasser zurückzuführen, die vom entstandenen Halogen oxydiert bzw. bromiert werden konnten. So fanden beispielsweise ROY und BAUER [16] schon im Jahre 1959 in der Unterwarnow 0,095 mg Phenol/l und registrierten einen Kaliumpermanganatverbrauch von ungefähr 40 mg/l an der Oberfläche. Bei Laboruntersuchungen stellten wir fest, daß Phenolkonzentrationen, die in der Größenordnung der vorhandenen Bromidmengen lagen, eine starke Verminderung des beobachteten Bromidgehalts hervorriefen. Es zeigte sich also, daß eine Bromidanalyse über das elementare Halogen auf Gewässer beschränkt ist, die keinen hohen Verschmutzungsgrad aufweisen.

Die vorliegenden Untersuchungen ergaben, daß eine Bromidbestimmung über die Oxydation zum Bromat universell anwendbar ist und eine hohe Reproduzierbarkeit gewährleistet. Die über das Brom verlaufende Methode zeichnet sich demgegenüber durch einen geringeren Arbeitsaufwand für die Vorbereitung und Messung der einzelnen Probenlösungen aus, was auch in der Zahl der in einer Stunde maximal zu bewältigenden Proben seinen Ausdruck findet. Bei einem zweckmäßigen Einsatz unter Berücksichtigung der jeweiligen Vorteile können beide Methoden mit Erfolg zur Bromidbestimmung in wäßrigen Lösungen verwendet werden.

4. Literatur

- [1] RILEY, J. P. und SKIRROW, G., Chemical Oceanography. Vol. I. Academic Press, London-New York, 1965, S. 152.
- [2] BERGLUND, E., Methode, um Chlor und Brom quantitativ zu scheiden. Z. anal. Chem. 24 (1885) S. 184–195.
- [3] WINKLER, L. W., Der Bromid-Iongehalt des Meerwassers. Angew. Chem. 29 (1916) S. 68.
- [4] HASLAM, J. und MOSES, G., The analytical chemistry of bromine manufacture. Part I. The determination of bromine in brine. Analyst 75 (1950) S. 347–352.
- [5] KOLTHOFF, I. M. und YUTZY, H., Volumetric determination of bromide. Ind. Eng. Chem. (Anal. Ed.) 9 (1937) S. 75–76.

²⁾ Die Proben Warnow I–VI wurden auf der Unterwarnow von der Mündung aus stromaufwärts genommen.

- [6] THOMPSON, T. G. und KORPI, E., The bromine-chlorinity ratio of sea water. *J. Mar. Res.* 5 (1942) S. 28—36.
- [7] SZABO, Z. G. und CSANYI, L., On the iodimetric determination of the bromide ion. *Anal. Chim. Acta* 6 (1952) S. 208—216.
- [8] LYMAN, J. und FLEMING, R. H., zit. n. RILEY, J. P. und SKIRROW, G., *Chemical Oceanography*. Vol. I. Academic Press, London-New York, 1965, S. 648.
- [9] KNUDSEN, M., FORCH, C. und SÖRENSEN, S. P. L., Bericht über die chemische und physikalische Untersuchung des Seewassers und die Aufstellung der neuen Hydrographischen Tafeln. *Wiss. Meeresunters. Kiel, N.F.* 6 (1902) S. 1—62.
- [10] HÖFER, P., Die maßanalytische Bestimmung kleinster Mengen von Bromiden und Jodiden in Trink- und Mineralwässern. *Ges. Ing.* 74 (1953) S. 224.
- [11] RYLICH, A., *Coll. Czech. Chem. Comm.* 7 (1935) S. 288, zit. n. KOLTHOFF, I. M. und LINGANE, J. J., *Polarography*. Vol. II. Intersc. Publ., New York-London, 1952, S. 574.
- [12] SHDANOW, S. I., zit. n. KRJUKOWA, T. A., SINJAKOWA, S. I. und AREFJEW, T. W., *Polarographische Analyse*. Leipzig 1964, S. 402.
- [13] MUSSINI, T., Studio della cinetica del processo di riduzione catodica del bromo su platino con il metodo del disco rotante. *Chim. Ind.* 45 (1963) S. 1075—1083.
- [14] RASPI, G. und PERGOLA, F., Determinazione di ioduri, bromuri e cloruri mediante il microelettrodo di platino con rinnovo periodico dello strato di diffusione. *Chim. Ind.* 50 (1968) S. 349—352.
- [15] RASPI, G., PERGOLA, F. und COZZI, D., Anodic oxidation of chlorides, bromides and iodides on a platinum microelectrode with periodical renewal of the diffusion layer. *J. Electroanal. Chem.* 15 (1967) S. 35—48.
- [16] ROY, H. und BAUER, W., Phenolhaltige Abwässer in den Küstengewässern der DDR. *Deutsche Fischereizeitung* 6 (1959) S. 230—232.
- [17] LAITINEN, H. A. und KOLTHOFF, I. M., Voltammetric determinations and amperometric titrations with a rotating micro-electrode of platinum wire. *J. Phys. Chem.* 45 (1941) S. 1079—1093.

Abschluß der Arbeit: 28. 11. 1969

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. H. BERGE, Sektion Chemie der Universität Rostock
Dipl.-Chem. L. BRÜGMANN, Institut für Meereskunde der DAW
DDR — 253 Rostock-Warnemünde

Erste Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereinbruch in die Ostsee im Februar 1969¹⁾

VON EBERHARD FRANCKE UND DIETWART NEHRING

Zusammenfassung: Nach Erörterung der meteorologischen Bedingungen, die Anfang Februar 1969 zu einem Salzwassereinbruch in die Ostsee führten, wird die Einstromsituation an Hand von Feuerschiffsbeobachtungen geschildert. Mitte Februar 1969 waren während der etwa 5tägigen Einstromperiode rund 30 km³ Wasser mit einem Salzgehalt von 20—25 ‰ in das Arkonabecken eingeströmt. Im März 1969 wurde die Wassererneuerung im Bornholmbecken nachgewiesen. Dabei trat ein intermediäres Sauerstoffminimum auf, das mit einem Phosphat- und Silikatmaximum korreliert war. Im Gotlandtief erfolgte die Wasserumschichtung erst im Oktober 1969, wobei als wenig stabiler Zwischenzustand in 175—200 m Tiefe eine schwefelstoffhaltige Zwischenschicht auftrat. Spätestens im November 1969 war das gesamte östliche Gotlandbecken frei von Schwefelwasserstoff.

Durch die Wasserumschichtung im östlichen Gotlandbecken wurden etwa 97 000 t P und 240 000 t Si, aber nur 26 000 t anorganisch gebundener Stickstoff reaktiviert und zusätzlich dem Nährstoffkreislauf der Ostsee zugeführt. Das hieraus berechnete Stickstoff-Phosphorverhältnis von 0,6:1 (µg-at./l) liegt weit unter der ozeanischen Relation von 13 bis 16:1 und zeigt erneut, daß wahrscheinlich der Stickstoff in der Ostsee der produktionsbegrenzende Minimumfaktor ist.

Der Salzwassereinbruch vom Februar 1969 führte nur zu einer geringen Zunahme des Salzgehalts und der Stabilisierung des Tiefenwassers. Bei einem weiteren Einstrom kann daher verhältnismäßig leicht eine erneute Wasserumschichtung erfolgen.

1. Einleitung

Seit KALLE (1943) über die große Wasserumschichtung im Gotlandtief berichtete und damit erneut auf die Möglichkeit eines episodischen Einstroms größerer Mengen salzreichen Wassers in die Ostsee hinwies, ist eine ganze Reihe derartiger Salzwassereinbrüche bekannt geworden. Der größte Einstrom salzreichen Wassers, der bisher beobachtet worden ist, erfolgte im November/Dezember 1951 (WYRTKI, 1954a). Über weitere Einbrüche unterschiedlicher Intensität wird insbesondere von FONSELIUS (1962, 1967 und 1969) berichtet. Daß gerade in den letzten Jahrzehnten immer häufiger der schubweise Einstrom salzreichen Wassers in die Ostsee beobachtet wurde, liegt einerseits an der Intensivierung der ozeanographischen Meßtätigkeit. Andererseits wird von WYRTKI (1954b) angedeutet,

¹⁾ Die Beobachtungen wurden im Rahmen des „International Baltic Year (IBY) 1969/70“ durchgeführt.

daß sich durch die zunehmende Intensität und Variabilität der atmosphärischen Zirkulation kein stabiler salzreicher Tiefenstrom ausbilden kann. Der Einschub salzreichen Wassers in die Ostsee erfolgt vielmehr im zunehmenden Maße episodisch in Form größerer oder kleinerer Salzwassereintrübe und fällt daher stärker ins Auge.

Klimatische Veränderungen im Einzugsgebiet der Ostsee haben in den letzten Jahrzehnten im Mittel auch zu einer Verringerung der Süßwasserzufuhr, verbunden mit einer Abnahme des Ausstromes salzärmeren Oberflächenwassers und einem verstärkten Einstrom salzreicheren Tiefenwassers, geführt (WYRTKI, 1954b, SCHEMAINDA, 1956 und FONSELIUS, 1969). Diese Faktoren spielen eine wichtige Rolle bei der zunehmenden Versalzung der Ostsee seit Beginn dieses Jahrhunderts. Während SEGERSTRÅLE (1951) eine Erhöhung des mittleren Salzgehalts um $0,5\text{‰}$ angibt, weist FONSELIUS (1969) bereits eine Zunahme von rund 1‰ nach. Von sowjetischen Forschern werden noch höhere Werte genannt, wobei Perioden mit niedrigen und hohen Salzgehalten einander ablösen (NIKOLAJEW, 1956 und SOSKIN, 1963). Auch SCHEMAINDA (1960) weist auf eine Periode hohen Salzgehalts im Bornholmbecken hin, die von 1935–1955 dauerte und gegenüber dem Zeitraum von 1902–1930 eine Zunahme von etwa $0,5\text{‰}$ aufwies.

WYRTKI (1954a und 1954b) und WOLF (1966) untersuchten die Voraussetzungen, unter denen ein Salzwassereintruch in die Ostsee erfolgen kann. Die Bedingungen hierfür sind besonders im Winter günstig, da zu dieser Jahreszeit intensive Westwindwetterlagen vorherrschen und außerdem der Wasserstand und der resultierende Ausstrom infolge der geringen Süßwasserzufuhr niedrig sind. Als weitere Voraussetzung ist eine stark positive Anomalie in bezug auf den jährlichen Gang des Bodensalzgehalts in der Beltsee zu nennen. Nur dann können nach Auflösung der Salzgehaltsschichtung durch anhaltende stürmische Winde aus westlichen Richtungen größere Mengen salzreichen Wassers über die Darßer Schwelle in die tiefen Becken der Ostsee gelangen.

2. Beobachtungsergebnisse

Soweit aus dem uns zugänglichen Material zu erkennen ist, waren die einleitend genannten Voraussetzungen für einen Salzwassereintruch Ende Januar/Anfang Februar 1969 vorhanden. Über der gesamten Ostsee herrschten während der 2. und zu Beginn der 3. Januardekade schwache umlaufende Winde vor. Über dem nördlichen Teil der Ostsee lag ein kräftiges Hoch mit sehr niedrigen Temperaturen (-25 °C). Ein Tief über Island verlagerte sich langsam nach Osten und brachte für die Ostsee ab 27. 1. 1969 stetige südliche Winde (Täglicher Wetterbericht, 1969). Infolgedessen staute sich das Ostseewasser im Nordteil, und im Arkonabecken bestanden alle Voraussetzungen für einen Niedrigwasserstand. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß die Pegel in Warnemünde und Darßer Ort im Mittel 35–45 cm unter Normal registrierten.

Am 29. 1. 1969 bewirkte das Tief eine starke Windzunahme in der westlichen Ostsee mit gleichzeitiger Drehung auf westliche Richtungen (Tab. 1). Der Nie-

drigwasserstand östlich der Darßer Schwelle, die anhaltenden südlichen Winde in der östlichen und nördlichen Ostsee und der Weststurm in Skagerak, Kattegat und Beltsee bewirkten einen starken Einstrom von salzreichem Wasser in das Arkonabecken, wobei am Feuerschiff „Fehmarnbelt“ Strömungsgeschwindigkeiten von über 150 cm/s gemessen wurden¹⁾. Der kräftige Oststrom dauerte vom 29. 1.—3. 2. 1969. Diese Strömungsverhältnisse bewirkten ein Ansteigen der Salzgehaltswerte im Fehmarnbelt (Abb. 1) nicht nur am Boden (bis $26,4\text{‰}$), sondern auch an der Oberfläche (bis $19,4\text{‰}$).

TABELLE I

Wind- und Strömungsverhältnisse am 29. Januar 1969 gemessen auf dem Feuerschiff „Fehmarnbelt“

Uhrzeit GMT	Wind		Strom	
	Richtung	Geschwindigkeit (Knoten)	Richtung	Geschwindigkeit (cm/s)
4	160°	18	60°	70
8	180°	17	85°	67
12	230°	21	79°	67
16	270°	31	93°	100
20	270°	31	141°	107
24	290°	33	140°	100

Die weitere Ausbreitung des Salzwassereintruchs konnte während der Meßfahrten des FS. „Prof. Albrecht Penck“ des Instituts für Meereskunde, Warnemünde, sehr gut verfolgt werden. Diese Untersuchungen wurden im Rahmen des „International Baltic Year 1969/70“ (IBY) und der internationalen Termin-

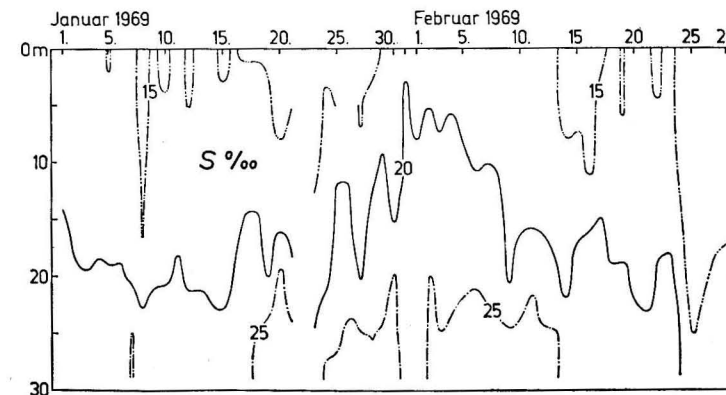


Abb. 1. Salzgehaltsverteilung am Feuerschiff „Fehmarnbelt“ im Januar und Februar 1969

¹⁾ Für die freundliche Überlassung der Feuerschiffswette möchten wir auch an dieser Stelle dem Deutschen Hydrographischen Institut in Hamburg danken.

fahrten durchgeführt. Im Mai und August 1969 wurden die Terminfahrten bis ins Gotlandtief (Station BY 15 A) ausgedehnt. Die Karte mit den Stationen, auf denen während dieser Meßfahrten Untersuchungen erfolgten, ist in Abb. 2 dargestellt. Mitte Februar 1969 hatte das Wasser mit einem Salzgehalt von 15–25 ‰ das Arkonabecken erreicht und bildete eine Schicht von etwa 15 m Mächtigkeit. Die hydrographische Situation konnte auf einem Nord-Süd-

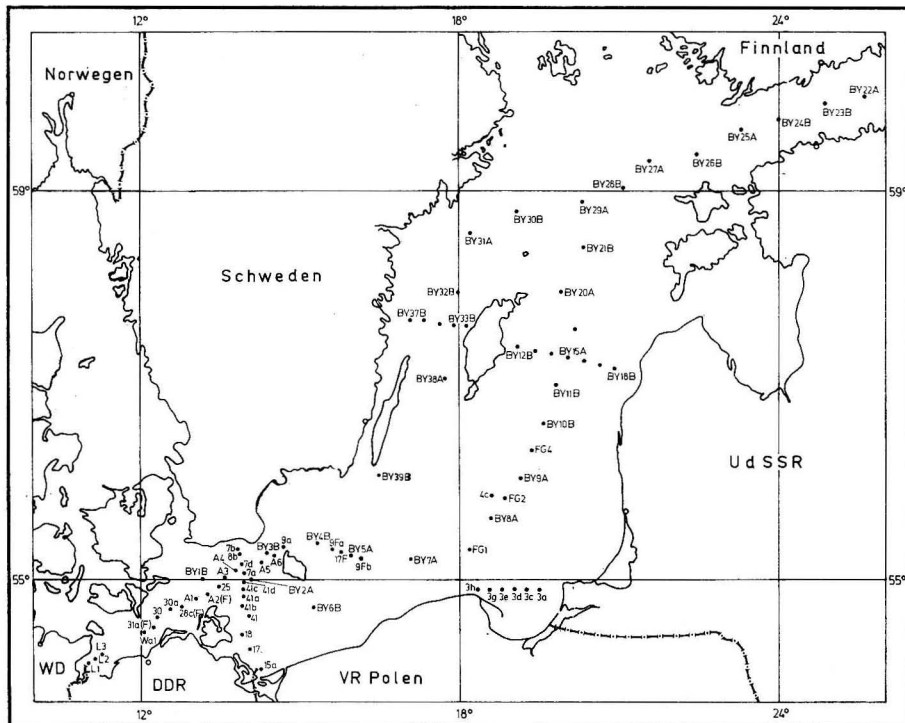


Abb. 2. Stationskarte

Schnitt zwischen Ystad und Swinoujście (Abb. 3) und einem Ost-West-Schnitt zwischen Bornholmstätt und Gjedser Rev (Abb. 4) gut erfaßt werden. Da auf der östlichen Station der Salzgehalt am Boden nur 12 ‰ betrug, sind wir der Ansicht, daß noch keine nennenswerten Mengen salzreichen Wassers in das Bornholmbecken abgefließen waren und haben das Ausmaß des Salzwassereintruchs grob abgeschätzt. Insgesamt scheinen bei diesem Salzwassereintruch etwa 30 km³ Wasser mit einem Salzgehalt von über 20 ‰ in die Ostsee eingedrungen zu sein. Diese Menge ist gegenüber dem großen Salzwassereintruch im November/Dezember 1951, bei dem etwa 200 km³ Wasser mit einem mittleren Salzgehalt von 22 ‰ einströmten (WYRTKI, 1954a), verhältnismäßig klein. Dabei muß jedoch berücksichtigt werden, daß 1951 die intensive Einstromsitua-

tion 26 Tage dauerte, während sie 1969 bereits nach etwa 5 Tagen beendet war. Unter Berücksichtigung dieses Zeitfaktors kommt man durchaus zu vergleichbaren Werten.

Ende Februar 1969 war bereits fast das gesamte salzreiche Tiefenwasser aus dem Arkonabecken abgefließen. Lediglich in Tiefen über 40 m wurde am Boden eine etwa 5 m mächtige Schicht mit Salzgehalten zwischen 15 und 20 ‰ angetroffen.

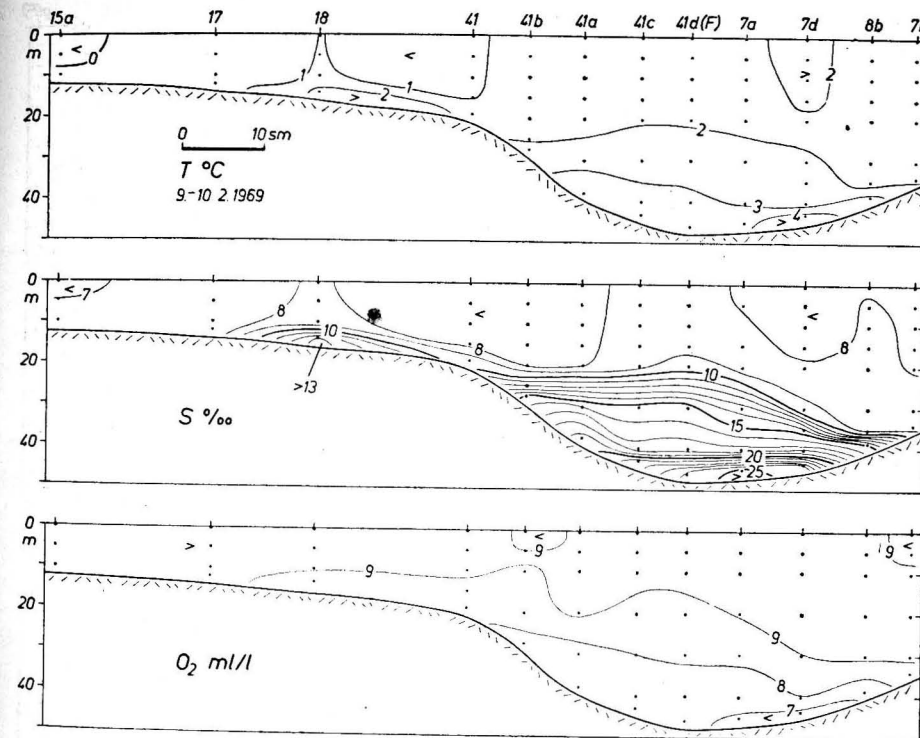


Abb. 3. Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff auf dem Schnitt Swinoujście-Ystad im Februar 1969

Im März 1969 konnte die durch den Salzwassereintruch bedingte Erneuerung des Tiefenwassers auch im Bornholmbecken nachgewiesen werden (Abb. 5 und 6). Diese Wassererneuerung zeichnete sich weniger bei den hydrographischen Parametern als vielmehr bei den chemischen Größen ab (vgl. auch KALLE, 1943 und FONSELIUS, 1967). So ergab die Sauerstoffbestimmung (nach WINKLER) in Bodennähe eine sauerstoffreiche Schicht frischen Wassers, die in 60–80 m Tiefe von einer sauerstoffärmeren Zwischenschicht überlagert war. Dieses intermediäre Sauerstoffminimum ist durch die Unterwanderung und teilweise Vermischung des stagnierenden Tiefenwassers mit eingeströmtem frischem

Wasser entstanden und wurde auch von SCHEMAINDA (1956) nach dem großen Salzwassereintrich 1952 im Bornholmbecken beobachtet.

Wie der Gehalt an Phosphat (nach MURPHY und RILEY, 1962) und Silikat (nach STRICKLAND und PARSONS, 1965) zeigte, war die sauerstoffarme Zwischenschicht mit einem Nährstoffmaximum korreliert. Nur der Nitratgehalt (nach MORRIS und RILEY, 1963 bzw. GRASSHOFF, 1964) zeigte diese Schichtung nicht, da das eingeströmte salzreiche Wasser durch seinen hohen Gehalt an Nordsee-

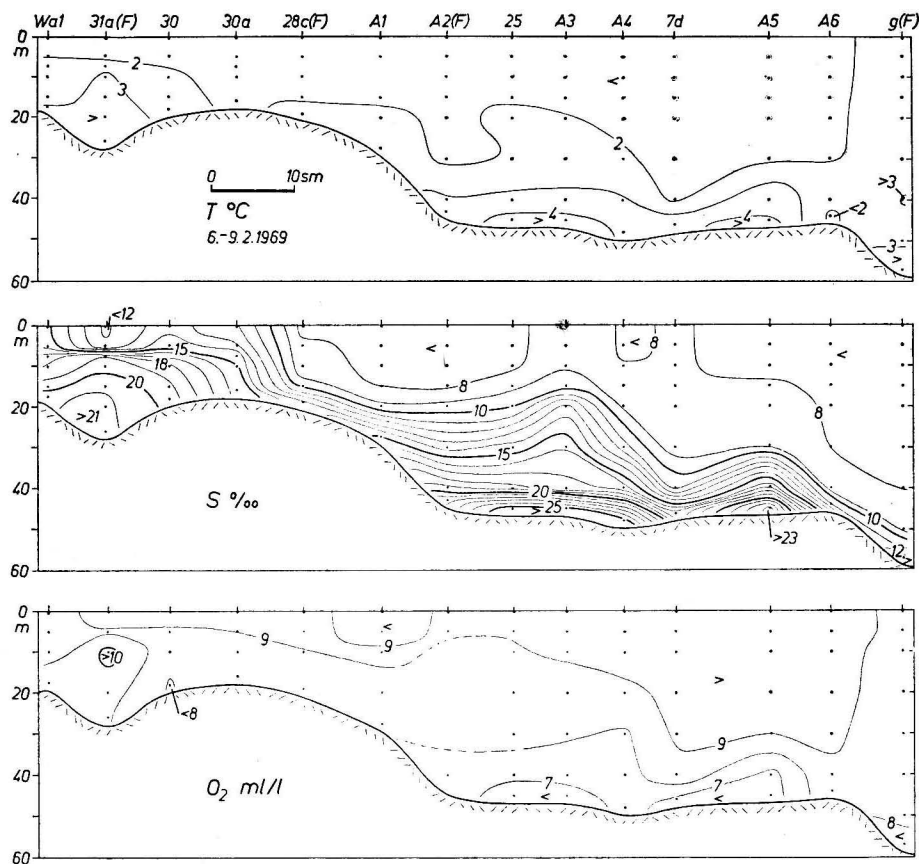


Abb. 4. Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoff auf dem Schnitt Gjedser Rev — Bornholmstätt im Februar 1969

wasser offenbar ebensoviel oder mehr Nitratstickstoff enthielt als das verdrängte Tiefenwasser. Mindestens bis Ende März 1969 blieb diese Verteilung des Sauerstoffs und der Mikronährstoffe erhalten.

Aber nicht nur bei den chemischen Größen, sondern auch aus der Vertikalverteilung des Salzgehalts ist der Salzwassereinstrom zu erkennen, wenn unsere Messungen vom November 1968 zum Vergleich herangezogen werden. Wie

Abb. 7 erkennen läßt, ist der Salzgehalt nach der Wassererneuerung im Bornholmbecken um 2–2,5 ‰ im Tiefenwasser angestiegen. Verglichen mit den Mittelwerten, die von RUPPIN (1912) und im Ostseeatlas (1952) veröffentlicht wurden, zeigt sich, daß nur in mittleren Wassertiefen der Salzgehalt merklich zugenommen hat. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß nach schwedi-

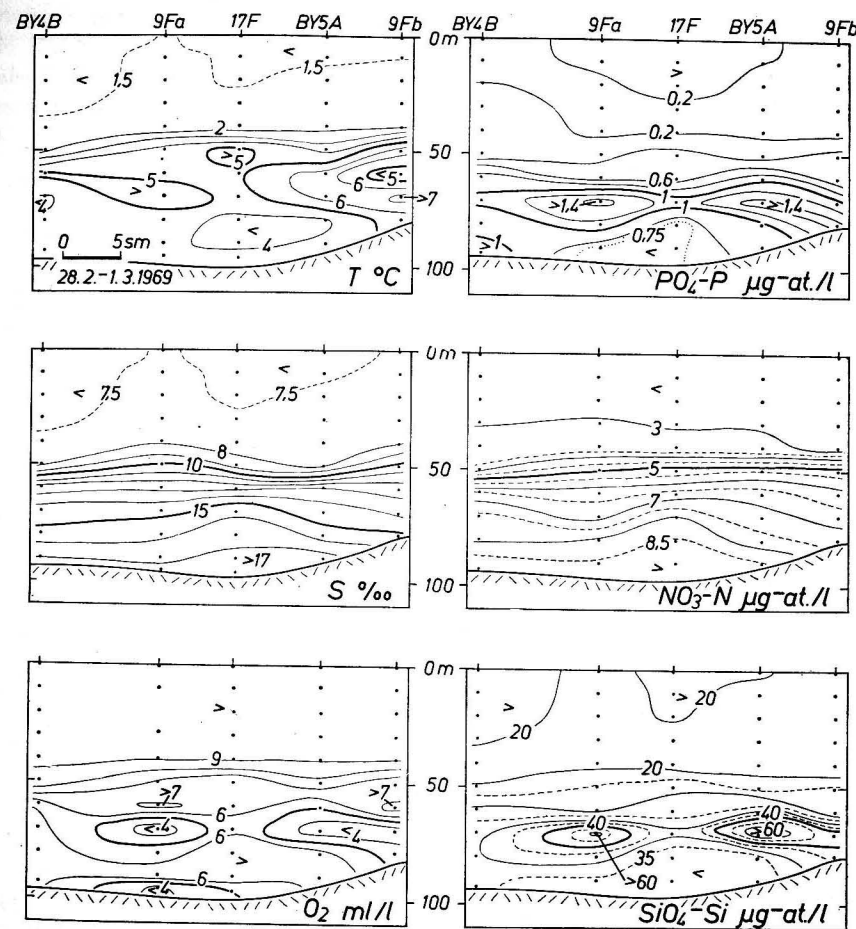


Abb. 5. Verteilung verschiedener ozeanologischer Parameter im Bornholmbecken Anfang März 1969

sehen Beobachtungen (FONSELIUS, Vortrag auf der 7. Konferenz der Ostseeoceanographen in Helsinki 1970) bereits Ende November 1968 ein stärkerer Salzwassereinstrom stattgefunden hat, der jedoch infolge seines geringen Salzgehaltes zu keiner durchgreifenden Erneuerung des Tiefenwassers im Bornholmbecken führte.

Wie unsere weiteren Untersuchungen ergaben, war im Mai 1969 die ozeanologische Umschichtung im Bornholmbecken abgeschlossen. Das intermediäre Sauerstoffminimum und Nährstoffmaximum waren fast vollständig abgebaut. Der Sauerstoffgehalt lag von wenigen Ausnahmen abgesehen über 6 ml/l , der Phosphatgehalt war auch in Bodennähe im allgemeinen kleiner als $0,6 \mu\text{g-at./l}$.

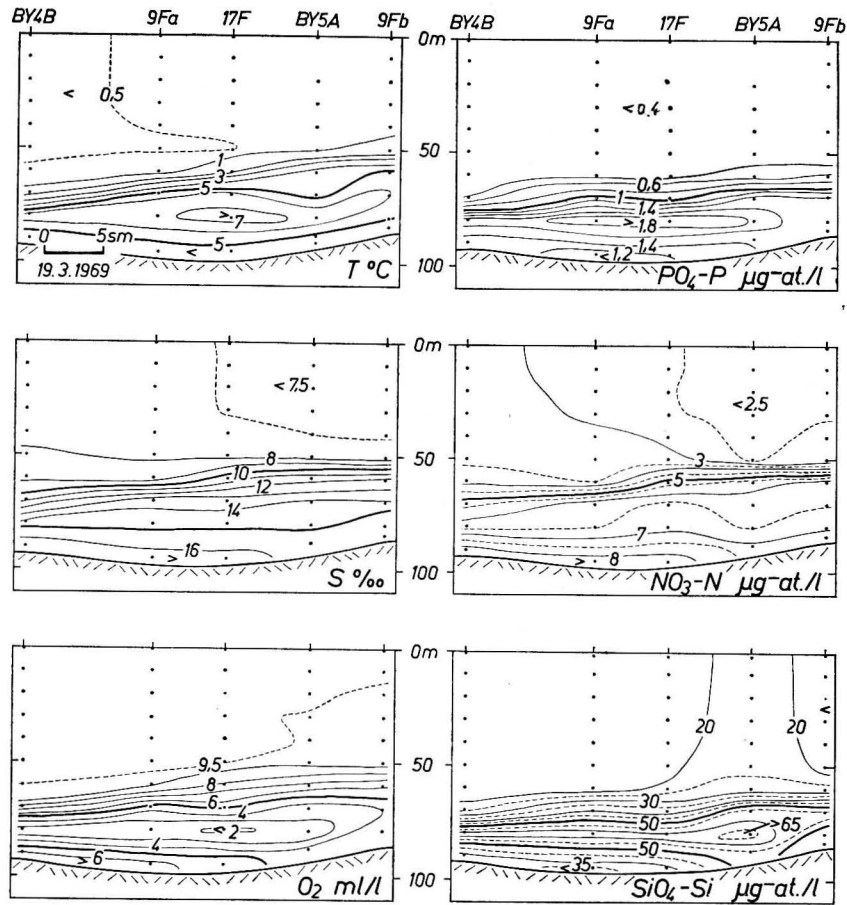


Abb. 6. Verteilung verschiedener ozeanologischer Parameter im Bornholmbecken in der 2. Märzhälfte 1969

Im Laufe des Sommers und Herbstes erfolgte dann im Tiefenwasser eine Abnahme der Sauerstoffkonzentration auf $2-3 \text{ ml/l}$, während der Phosphatgehalt auf $1,7-1,9 \mu\text{g-at./l}$ anstieg.

Die Folgen des Salzwassereintruchs ließen sich im März auch bereits im Südteil des östlichen Gotlandbeckens nachweisen. Sie waren ebenso wie im Bornholmbecken sehr deutlich an Hand der chemischen Größen zu erkennen. So

konnten am Boden Wasserkörper nachgewiesen werden, die sauerstoffreicher, jedoch phosphat- und silikatärmer waren als die darüber lagernden Schichten. Das eingeströmte Wasser konnte infolge seines geringen Salzgehalts und der dadurch bedingten niedrigen Dichte das Bodenwasser zunächst nicht verdrängen und schichtete sich in mittleren Wassertiefen (90 bis 140 m) ein. Während des Frühjahrs und Sommers gelangten immer mehr salz- und sauerstoffreichere, aber nährstoffärmere Wassermassen in das östliche Gotlandbecken, die nunmehr auch das stagnierende Tiefenwasser mit einem hohen Gehalt an Schwefelwasserstoff (nach FONSELIUS, 1962) und Mikronährstoffen immer weiter nordwärts zurückdrängen konnten. Auf Station BY 10 B, wo Anfang März

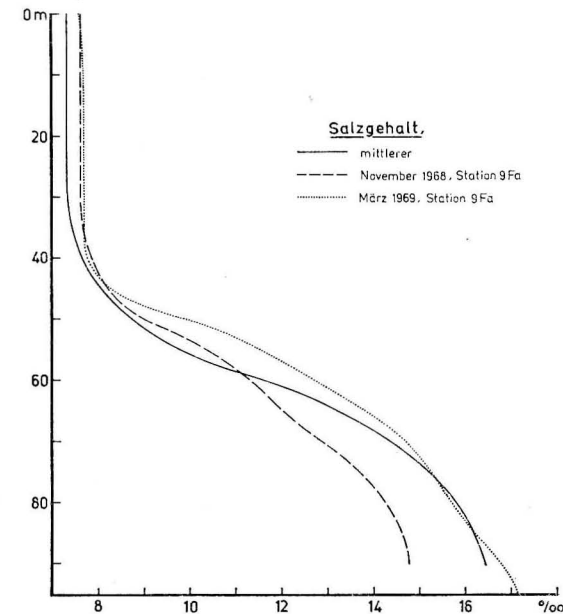


Abb. 7. Vertikale Salzgehaltsverteilung vor und nach der Wasserumschichtung im Bornholmbecken

1969 in 145 m Tiefe noch $1 \text{ mg H}_2\text{S/l}$ vorhanden war, wurden im Mai bereits $2,5 \text{ ml O}_2/\text{l}$ nachgewiesen. Erst nördlich von dieser Station trat ab 125 m Tiefe Schwefelwasserstoff auf.

Eine weitere Besserung wurde im August 1969 beobachtet, obgleich der Sauerstoffgehalt unterhalb der halinen Sprungschicht immer noch sehr niedrig war. Schwefelwasserstoff wurde nur auf den Stationen BY 11 B und BY 15 A nachgewiesen (weiter nordwärts wurden keine Messungen durchgeführt). Er trat erst ab 150–200 m Tiefe auf, seine Höchstwerte waren von $2,2 \text{ mg/l}$ im März auf $0,8 \text{ mg/l}$ abgesunken. Tafel 1 (Tafeln s. Beilage) vermittelt einen Überblick über

die ozeanologische Situation in diesem Monat. Deutlich zeichnet sich das schwefelwasserstoffhaltige Tiefenwasser mit hohen Phosphatkonzentrationen ab. Nitratstickstoff liegt im reduzierenden Milieu nicht vor. Am Hang des Gotlandbäckens ist ferner der Einstrom salz- und sauerstoffreicherer Wassermassen zu erkennen. Oberhalb dieser Wasserkörper ist eine sauerstoffarme Zwischenschicht angedeutet, die mit höheren Phosphatkonzentrationen korreliert ist.

Die eigentliche Wasserumschichtung im östlichen Gotlandbecken erfolgte erst im Oktober 1969. Über die eigenartige Verteilung frischer und alter Wassermassen während unserer Messungen auf Ankerstation BY 15 A wird gesondert berichtet (NEHRING, FRANCKE und BROSI, 1971). Die in Tafel 2 dargestellte Verteilung war offensichtlich nur ein relativ unbeständiger Zwischenzustand während der Wasserumschichtung; denn im Verlauf der 5tägigen Dauerstationsmessungen wurde mehrfach ein Wechsel zwischen aeroben und anaeroben Bedingungen beobachtet.

Während auf Station BY 11 B am Boden noch Schwefelwasserstoff in Konzentrationen von 1,3 mg/l vorhanden war, befand sich auf Station BY 15 A nur in 175–200 m Tiefe eine schwach H₂S-haltige Zwischenschicht mit 0,1–0,4 mg/l. Über eine ähnliche Schwefelwasserstoff-Sauerstoffverteilung auf der letztgenannten Station wurde bereits von FONSELIUS (1967 und 1969) berichtet. Erwartungsgemäß wiesen die schwefelwasserstoffhaltigen Wassermassen hohe Phosphat- und Silikatkonzentrationen auf. Andererseits zeichnete sich das schwach sauerstoffhaltige Bodenwasser auf Station BY 15 A bereits durch einen etwas niedrigeren Phosphat- und Silikatgehalt und durch höhere Nitratwerte aus. Als die Messungen auf Station BY 11 B nach 14 Tagen wiederholt wurden, war hier in der gesamten Wassersäule kein Schwefelwasserstoff mehr vorhanden.

Auf den Stationen FG 1–BY 10 B wurden in den bodennahen Schichten ebenso wie im August verhältnismäßig hohe Sauerstoffwerte gemessen. In 90 bis 125 m Tiefe war dagegen wiederum ein intermediäres Sauerstoffminimum zu beobachten, das mit einem Phosphat- und Silikatmaximum zusammenfiel.

Spätestens im November 1969 war im gesamten östlichen Gotlandbecken kein Schwefelwasserstoff mehr vorhanden. Anfang Dezember 1969 lag der Sauerstoffgehalt gemäß Tafel 3 auf Station BY 15 A in Bodennähe bei etwa 1,3 m/l. Darüber befand sich in 175–200 m Tiefe ein intermediäres Sauerstoffminimum mit 0,2–0,3 m/l, das mit einem Phosphat- und Silikatmaximum (3,3–3,8 µg-at. PO₄-P/l und 90–100 µg-at. SiO₄-Si/l) korreliert war. Entsprechend den geringeren Tiefen wurden auf den Stationen BY 10 B und BY 11 B sowie auf BY 19 B und BY 20 A die niedrigsten Sauerstoffwerte in Bodennähe angetroffen. Außerdem zeigt die Sauerstoffverteilung ein weiteres intermediäres Minimum, das ähnlich wie bei früheren Messungen in 80–125 m Tiefe lag.

Im Mai, August, Oktober und Ende November 1969 wurden auch im Gdansk-Becken ozeanologische Messungen durchgeführt. Die vorliegenden Meßwerte lassen jedoch nicht erkennen, welche Auswirkungen der Salzwassereintrich in diesem Becken hatte.

3. Diskussion

Wie sich der Einstrom salzreichen Wassers insgesamt gesehen auf die Sauerstoffverhältnisse ausgewirkt hat, zeigt Abb. 8. Im September 1968 herrschten in der gesamten Ostsee sehr ungünstige Sauerstoffverhältnisse (FONSELIUS, 1969). Im Bornholmbecken, in der gesamten Gotlandsee sowie eingangs des Finnischen Meerbusens war im Tiefenwasser ab 100–175 m Schwefelwasserstoff vorhanden. Dabei wurde erstmals auch im Landsorttief Schwefelwasserstoff nachgewiesen. Diese Gebiete sind in Abb. 8 durch Schraffur gekennzeichnet. Durch den Salzwassereintrich verbesserten sich die Sauerstoffverhältnisse

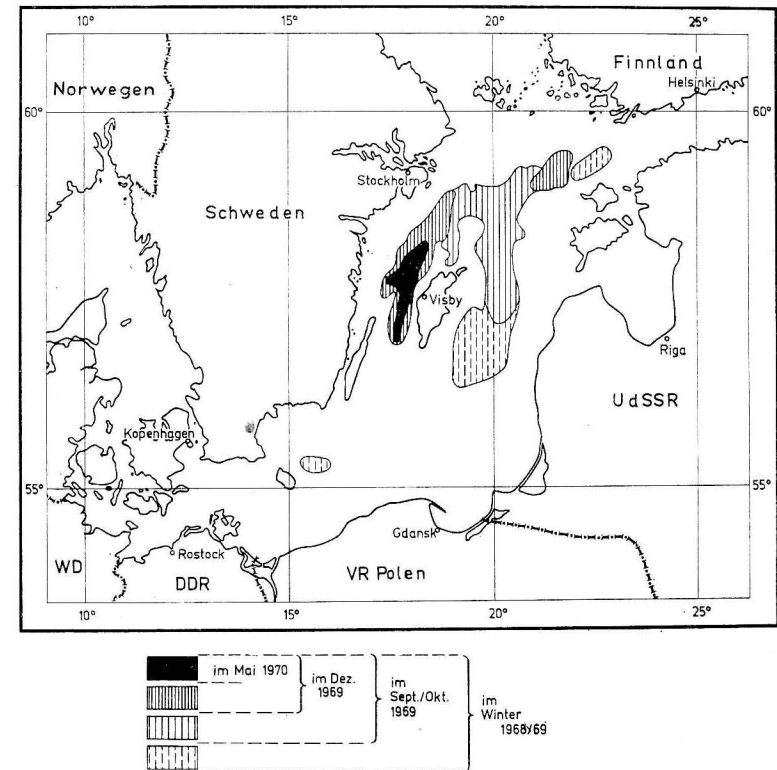


Abb. 8. Gebiete mit Schwefelwasserstoff im Tiefenwasser im September 1968 (schraffiert, nach FONSELIUS, 1969) und im Dezember 1969 (fein schraffiert, eigene Beobachtungen)

im Tiefenwasser der Ostsee erheblich. Nur in den fein schraffierten Gebieten, insbesondere westlich von Gotland, wurde im Dezember 1969 noch Schwefelwasserstoff nachgewiesen, aber auch hier war das Ausmaß der H₂S-haltigen Tiefenschicht geringer geworden und ihre Schwefelwasserstoffkonzentration

abgesunken. In den grob schraffierten Gebieten war dagegen bereits eine durchgreifende Wassererneuerung eingetreten.

Der Austausch des Tiefenwassers führte jedoch nicht nur zu einer Verbesserung der Sauerstoffverhältnisse. Gleichzeitig wurden auch die während der Stagnation in der Tiefe akkumulierten Mikronährstoffe, insbesondere Phosphat, Silikat und Ammonium, wieder reaktiviert und zusätzlich dem Nährstoffkreislauf der Ostsee zugeführt.

Aus der Abnahme des Phosphatgehalts von März bis Dezember auf Station BY 15 A haben wir die durch die Wassererneuerung im Jahre 1969 reaktivierte Phosphatmenge berechnet. Dabei wurden die von MEYER und KALLE (1950) für die verschiedenen Tiefenschichten angegebenen Volumina benutzt. Der ermittelte Wert von 97000 t P liegt wesentlich über der von MEYER und KALLE für das Jahr 1934 berechneten Phosphatmenge von 34000 t. Er ist jedoch mit den Werten von FEDOSOV und ZAITSEV (1959) sowie von FONSELIUS (1967), die bei früheren Salzwassereintrüben eine Reaktivierung von 110000 t P angeben, durchaus vergleichbar. Die zunehmende Phosphatanreicherung, die in den letzten Jahren im Gotlandtief beobachtet wurde, ist außer auf die Remineralisierung von organischer Substanz in erster Linie auf die Schwefelwasserstoffbildung im stagnierenden Tiefenwasser, bei der Phosphat aus dem Sediment herausgelöst wird (FONSELIUS, 1967 und 1969), zurückzuführen. Daneben ist sicherlich auch die verstärkte Nährstoffzufuhr durch die abwasserbelasteten Flüsse von Bedeutung (z. B. VOIPPO, 1969).

Obleich durch die Wasserumschichtung im Gotlandbecken erhebliche Phosphatmengen reaktiviert wurden, konnte im Dezember 1969 keine oder nur eine relativ geringe Erhöhung des Phosphatgehalts in der Oberflächenschicht beobachtet werden. Östlich von Gotland betragen die Oberflächenwerte 0,2–0,3 $\mu\text{g-at./l}$, und nordöstlich und westlich der Insel wurden 0,4–0,5 $\mu\text{g-at./l}$ gemessen. Die Erhöhung der Oberflächenwerte nordöstlich und westlich von Gotland stimmt mit der großräumigen Wasserzirkulation überein, die an der Oberfläche der Ostsee im Mittel entgegen dem Uhrzeigersinn verläuft. Die von uns beobachteten Konzentrationen sind erheblich niedriger als die nach dem Salzwassereintrüben im Jahre 1962 von FONSELIUS (1969) beobachteten Oberflächenwerte, die zwischen 0,65 und 0,9 $\mu\text{g-at./l}$ lagen.

In gleicher Weise, wie beim Phosphatgehalt beschrieben, wurde auch die reaktivierte Silikatmenge berechnet. Der dabei ermittelte Wert von 240000 t Si täuscht über die wahren Silikatunterschiede zwischen der Stagnationsperiode und der Wassererneuerung hinweg. Dieser relativ hohe Wert ist auf die erheblichen Silikatkonzentrationen im Tiefenwasser der Ostsee zurückzuführen, während die eigentlichen Unterschiede verhältnismäßig gering waren.

Mit nur 26000 t N war die Menge des reaktivierten, anorganisch gebundenen Stickstoffs äußerst gering. SEN GUPTA (1968) berechnete für den 1962 beobachteten Salzwassereintrüben 300000 t mineralischen Stickstoff. Ob diese Unterschiede teilweise durch analytische Unzulänglichkeiten bedingt sind (vgl. NEHRING, 1971), kann nicht entschieden werden.

Das Verhältnis der 1969 im östlichen Gotlandbecken reaktivierten anorganischen Stickstoff- und Phosphorverbindungen beträgt 0,6:1 ($\mu\text{g-at./l}$) und liegt in Übereinstimmung mit früheren Untersuchungen (NEHRING, SCHULZ und ROHDE, 1969) weit unter der ozeanischen Relation von 13 bis 16:1. Da die Phytoplankter des Meeres bei ihrer Entwicklung Stickstoff und Phosphor in einem ähnlichen Verhältnis wie dem ozeanischen verwerten, sind die anorganischen Stickstoffverbindungen wahrscheinlich die produktionsbegrenzenden Minimumfaktoren in der Ostsee und können die düngende Wirkung des reaktivierten Phosphats beeinträchtigen. Als Ursachen für das Stickstoffdefizit sind die unter anaeroben Bedingungen erfolgende Denitrifikation und Stickstoffentbindung sowie das Herauslösen von Phosphat aus dem Sediment zu nennen (FONSELIUS, 1969).

Aber nicht nur im Gotlandtief, sondern auch im Bornholmbecken kam es infolge der Wassererneuerung im Frühjahr 1969 zu einer Reaktivierung von Phosphat und Silikat aus dem Tiefenwasser. Diese Reaktivierung war jedoch nur von kurzer Dauer. Bereits im Laufe des Sommers und Herbstes konnte im Bornholmbecken eine erneute Nährstoffanreicherung in der Tiefe beobachtet werden.

Wie lange die günstigen Auswirkungen eines Salzwassereintrübens, bei denen die Sauerstoffzufuhr und Reaktivierung der Nährstoffe an erster Stelle stehen, vorhalten, ist von der Menge und dem Salzgehalt des eingeströmten Wassers abhängig. Der große Salzwassereintrüben, der im Dezember 1951 beobachtet wurde (WYRTKI, 1954a), führte beispielsweise im Bornholmbecken zu einer so starken Zunahme des Salzgehalts und der Dichte im Tiefenwasser, daß dieses von nachfolgenden kleineren Einbrüben zunächst nicht verdrängt werden konnte. Erst nach einigen Jahren hatte sich der Bodensalzgehalt durch allmählichen Vertikalaustausch von 21 auf 14,5 ‰ so weit erniedrigt, daß 1956 eine durchgreifende Erneuerung erfolgen konnte (Autorenkollektiv, 1962). Durch die Stagnation war der Sauerstoffgehalt in Bodennähe jedoch schon nach einem Jahr so stark abgesunken, daß sehr ungünstige Lebensbedingungen herrschten (SCHEMAINDA, 1956).

Der 1969 erfolgte Einstrom salzreichen Wassers führte im Bornholmbecken nur zu einer geringen Erhöhung des Bodensalzgehalts über den langjährigen Mittelwert hinaus (Abb. 7). FONSELIUS (1969) beobachtete in den Jahren 1964–1968 im Gotlandtief drei Salzwassereintrüben, bei denen der Salzgehalt am Boden auf über 13 ‰ anstieg. Nach dem großen Salzwassereintrüben wurden hier im Mai 1952 in 210–220 m Tiefe sogar Salzgehalte von 14 ‰ gemessen (SCHEMAINDA, 1956). Derartig hohe Werte wurden weder während der Wasserumschichtung im Oktober noch nach der Erneuerung im Dezember 1969 angetroffen; die Höchstwerte des Bodensalzgehalts im Gotlandtief lagen bei unseren Untersuchungen zwischen 12,8 und 12,9 ‰.

Da nach dem 1969 beobachteten Salzwassereintrüben sowohl im Bornholmbecken als auch im Gotlandtief der Salzgehalt nur wenig angestiegen ist, hat auch die Stabilisierung in der Tiefenschicht nicht nennenswert zugenommen.

Ein erneuter Einstrom salzreichen Wassers kann daher das jetzt stagnierende Tiefenwasser verhältnismäßig leicht verdrängen. Der 1969 erfolgte Salzwassereintritt führte somit im Gegensatz zum Einstrom 1951 zu einer „günstigen“ Wassererneuerung in den tiefen Becken der Ostsee.

Abschließend sollen einige Überlegungen bezüglich der Zeitdauer angestellt werden, die nach einem Salzwassereintritt an der Darßer Schwelle bis zur Erneuerung des Tiefenwassers im Gotlandtief verstreicht. Im vorliegenden Fall erfolgte Anfang Februar der Einstrom größerer Salzwassermengen in das Arkonabecken. Nach 3–4 Wochen, Ende Februar – Anfang März, begann die Umschichtung im Bornholmbecken, wobei Ende Februar nahezu das gesamte salzreiche Tiefenwasser aus dem Arkonabecken abgeflossen war. Die Wassererneuerung im Gotlandtief konnte erst im Oktober 1969, 8–9 Monate nach dem Salzwassereintritt, beobachtet werden.

Wahrscheinlich ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit von der Menge und der Dichte des eingeströmten Tiefenwassers abhängig. Wegen der relativ geringen Wassermenge bzw. des niedrigen Salzgehalts dauerte es verhältnismäßig lange, bis nach dem 1969 erfolgten Salzwassereintritt die Wasserumschichtung im Gotlandtief eintrat.

4. Literatur

- [1] Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nord- und Ostsee. Dt. Seewarte Hamburg 1952.
- [2] FEDOSOV, M. und ZAITSEV, G., Water balance and chemical regime of the Baltic Sea and its Gulfs. ICES C.M. 1959, Hydrogr. Comm., No. 66.
- [3] FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. **13** (1962) 41 S.
- [4] FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins II. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. **20** (1967) 31 S.
- [5] FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydr. **23** (1969) 97 S.
- [6] GRASSHOFF, K., Zur Bestimmung von Nitrat in Meer- und Trinkwasser. Kieler Meeresforsch. **20** (1964) S. 5–11.
- [7] KALLE, K., Die große Wasserumschichtung im Gotlandtief vom Jahre 1933–34. Ann. Hydrogr. **71** (1943) S. 6–17.
- [8] MEYER, P. F. und KALLE, K., Die biologische Umstimmung der Ostsee in den letzten Jahrzehnten – eine Folge hydrographischer Wasserumschichtungen? Archiv Fischereiwiss. **2** (1950) S. 1–9.
- [9] MORRIS, A. W. und RILEY, J. R., The determination of nitrate in sea water. Anal. Chim. Acta **29** (1963) S. 273–279.
- [10] MURPHY, J. und RILEY, J. P., A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. Anal. Chim. Acta **27** (1962) S. 31–36.
- [11] NEHRING, D., Untersuchungen über die Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen im Hinblick auf die zunehmende Wasserverschlechterung in der Ostsee. Beiträge Meeresk., H. 28 (1971) S. 57–74.
- [12] NEHRING, D., SCHULZ, S. und ROHDE, K.-H., Untersuchungen über die Produktivität der Ostsee. I. Chemisch-biologische Untersuchungen in der mittleren Ostsee und in der Bottensee im April/Mai 1967. Beiträge Meeresk., H. 23 (1969) S. 5–36.

- [13] NEHRING, D., FRANCKE, E. und BROSIK, H.-J., Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969. Beiträge Meeresk., H. 28 (1971) S. 75–82.
- [14] NIKOLAJEW, I. I., Die Ursachen für die Schwankungen des Salzgehalts in der Ostsee (in russ.). Trudy Baltiuro, Kaliningrad **2** (1956) S. 96–106.
- [15] RUPPIN, E., Ein Beitrag zur Hydrographie der Belt- und Ostsee. Wiss. Meeresunters. N.F. **14** (1912).
- [16] SCHEMAINDA, R., Die ozeanographischen Veränderungen im Bornholm-tief in den Jahren 1951–1955. Ann. Hydrogr. **8** (1956) S. 48–64.
- [17] SCHEMAINDA, R., Zur rezenten Aussüßung der Ostsee. Fischereiforsch. Rostock-Marienehe **3** (1960) S. 19–22.
- [18] SEGERSTRÄLE, S. G., The recent increase in salinity off the coasts of Finland and its influence upon the fauna. J. Conseil. Intern. Explor. Mer. **17** (1951) S. 103–110.
- [19] SEN GUPTA, R., Inorganic nitrogen compounds in ocean stagnation and nutrient re-supply. Sci. **160** (1968) S. 884–885.
- [20] SOSKIN, I. M., Mehrjährige Veränderungen der Charakteristika der Ostsee (in russ.). Gidrometeorolog, izdat. 1963, 160 S.
- [21] STRICKLAND, J. D. H. und PARSONS, T. R., A manual of sea water analysis. Fishery Res. Board of Canada Bull. **125** (1965) 203 S.
- [22] Täglicher Wetterbericht des Meteorologischen Dienstes der DDR **8** (1969).
- [23] VOIPIO, A., On the cycle and the balance of phosphorus in the Baltic Sea. Suomen Kem. A **42** (1969) S. 48–53.
- [24] WOLF, G., Salzeintritte in die Ostsee. Bericht des Instituts für Meereskunde 1966, unveröff.
- [25] WYRTKI, K., Der große Salzeintritt in die Ostsee im November und Dezember 1951. Kieler Meeresforsch. **10** (1954a) S. 19–25.
- [26] WYRTKI, K., Schwankungen im Wasserhaushalt der Ostsee. D.H.Z. **7** (1954b) S. 91 bis 129.

Abschluß der Arbeit: 15. 3. 1970

Anschrift der Verfasser:

E. FRANCKE und Dr. D. NEHRING, Institut für Meereskunde der DAW
DDR – 253 Warnemünde

Extreme Durchflußkoeffizienten bei Rohrpegelanlagen

II. Durchflußtuben mit Strahlführung

Von WOLFGANG MATTHÄUS

Zusammenfassung: Es werden Untersuchungsergebnisse zum Durchflußkoeffizienten von Rohrpegelanlagen bei scharfkantigen Durchflußtuben mit Strahlführung mitgeteilt. Die Experimente erfolgten bei vertikaler Durchflußrichtung, horizontalem Pegelrohrboden und bei Wassertemperaturen $\vartheta_w = 18^\circ\text{C}$. Der Durchflußkoeffizient μ wird in Abhängigkeit vom Neigungswinkel α_t der Strahlführung am Tubus und der Wasserstands-differenz z zwischen Pegelrohr und Gewässer für $10^\circ \leq \alpha_t \leq 90^\circ$ wiedergegeben. Eine empirische Beziehung $\mu = f(\alpha_t)$ für $10^\circ \leq \alpha_t \leq 90^\circ$ und $10 \leq z \leq 50$ cm wird abgeleitet. Extreme Durchflußkoeffizienten von 0,73 bis 0,77 ($\alpha_t = 90^\circ$) und 0,82 bis 0,89 ($5^\circ < \alpha_t < 10^\circ$) wurden beobachtet.

Bei Untersuchungen zum Durchflußverhalten von Pegelanlagen [2] wurde die Aufmerksamkeit auch auf die Durchflußeigenschaften von Verbindungsrohren mit Strahlführungen am Einlauf gelenkt. Unter Durchflußtuben mit Strahlführung sollen Rohre verstanden werden, die sich in Ausflußrichtung kegelförmig verjüngen und deren Dimensionen durch den Neigungswinkel α_t gegen die Vertikale und die Innenlänge l_α des Kegels gegeben sind (vgl. Abb. 1). An den konischen Teil schließt sich dann ein zylindrischer Tubus der Innenlänge l_t und des Durchmessers d_t an.

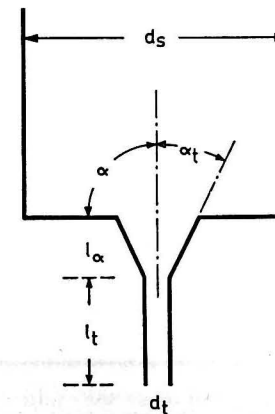


Abb. 1. Schema eines Durchflußtubus mit Strahlführung

Die in der Literatur [1, 5] mitgeteilten Koeffizienten beim Ausfluß von Wasser in Luft durch kegelige Ansatzstücke sowohl mit scharfkantigen als auch mit abgerundeten Öffnungen gehen meist auf WEISBACH [6] zurück. Sie zeigen — wie das für Durchflußöffnungen anderer Form auch gilt —, daß beim Ausfluß durch Tuben mit abgerundeten Kanten größere Durchflußkoeffizienten μ zu erreichen sind als mit scharfkantigen Öffnungen, denn bei letzteren treten stets schwache Einschnürungen auf, die das μ verringern. WEISBACH fand jedoch, daß für scharfe Übergangskanten der Durchflußkoeffizient in Abhängigkeit von α_t ein Maximum von $\mu = 0,946$ bei $\alpha_t = 6,75^\circ$ aufweist [1, 4], das für abgerundete Einlauföffnungen nicht nachweisbar war.

Bei den vorliegenden Untersuchungen handelt es sich um Messungen, die mit dem in [2] beschriebenen Rohrpegelmodell ausgeführt wurden und an die dort mitgeteilten Ergebnisse anknüpfen. Es hatte sich gezeigt, daß das Durchflußverhalten von Rohrpegelanlagen — vertikaler Ausfluß unter Einwirkung der Schwerkraft vorausgesetzt — durch Verwendung von Trichtern, die den Pegelrohrdurchmesser kontinuierlich auf den Tubusdurchmesser verjüngen, verbessert wird. Praktisch gleiche Durchflußeigenschaften können im allgemeinen aber bereits durch Strahlführungen direkt am Durchflußtubus erzielt werden, wobei der überwiegende Teil des Pegelrohrbodens horizontal bleibt. Vergrößerungen des Durchflußkoeffizienten zwischen 10 und 20% gegenüber zylindrischen Durchflußtuben in Abhängigkeit vom Tubusdurchmesser d_t wurden beobachtet.

Zur Untersuchung des Durchflußverhaltens als Funktion einer Strahlführung am Tubus bieten sich zwei Möglichkeiten an. Einerseits können die Durchmesser an den Enden der konischen Strahlführung konstant gehalten werden; dann verändert sich aber mit α_t die Länge l_α . Zum anderen kann man l_α und d_t unverändert lassen, dann wird mit wachsendem α_t der Öffnungsdurchmesser größer. Für die vorliegenden Untersuchungen ist die erste Variante gewählt worden, wobei der Öffnungsdurchmesser zu 3 cm und $d_t \approx 0,85$ cm festgelegt wurde. An jedes konische Ansatzstück schließt sich ein zylindrischer Tubus der Abmessungen $l_t = 10$ cm und $d_t \approx 0,85$ cm an.

Die Durchflußtuben (vgl. auch Abb. 2) mit den in Tab. 1 angegebenen Daten wurden aus gezogenem Rundmessing (Ms 58 F 44) gefertigt. Die Gesamtlänge wurde mit einer Schieblehre ausgemessen, die Länge l_α errechnet. Der Tubusdurchmesser d_t wurde mit Hilfe einer Mikrometerschraube bestimmt, deren zulässige Abweichung bei $5 \cdot 10^{-4}$ cm lag.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zeigt Abb. 3. Der Durchflußkoeffizient ist in starkem Maße vom Neigungswinkel α_t des konischen Tubusteiles abhängig. μ überstreicht bei Neigungswinkeln zwischen 40 und 60° und Wasserstandsdifferenzen z von 10 bis 90 cm nur einen relativ schmalen Bereich von $\Delta\mu \approx 0,02$. Der Kurvenverlauf fächert aber bei $\alpha_t \rightarrow 90^\circ$ ($\Delta\mu \approx 0,04$) und besonders bei $\alpha_t \rightarrow 10^\circ$ ($\Delta\mu \approx 0,07$) auf. Die größte Änderung von μ mit α_t beträgt $d\mu/d\alpha_t \approx 0,002$ pro Grad und verschiebt sich mit wachsendem z gegen kleinere Neigungs-

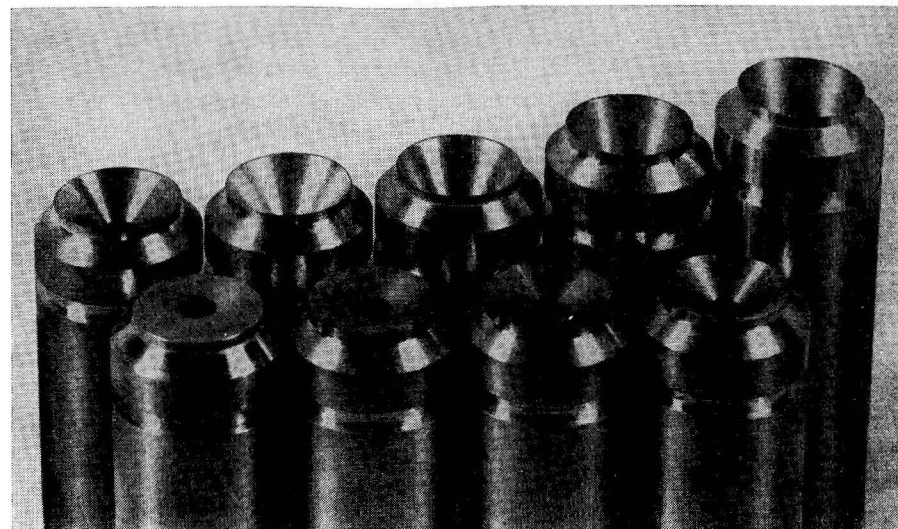


Abb. 2. Durchflußtuben mit verschiedener Strahlführung

TABELLE I

Abmessungen der Durchflußtuben mit Strahlführung

α_t [°]	d_t [cm]	l_α [cm]	$\lambda = \frac{f}{F} = \frac{d_t^2}{d_s^2}$
10	0,853	6,10	1:1002
15	0,851	4,01	1:1007
20	0,851	2,95	1:1007
25	0,853	2,31	1:1002
30	0,852	1,82	1:1004
35	0,853	1,54	1:1002
40	0,852	1,28	1:1004
45	0,853	1,08	1:1002
50	0,852	0,90	1:1004
60	0,853	0,62	1:1002
70	0,852	0,39	1:1004
80	0,853	0,19	1:1002
90	0,854	0	1:1000

winkel. Wie bei der Untersuchung von μ als Funktion des Quotienten l_t/d_t zeigt sich auch hier, daß die Abhängigkeit des Durchflußkoeffizienten von z mit wachsenden Wasserstandsdifferenzen geringer wird.

Für Wasserstandsdifferenzen größer als etwa 40 bis 50 cm und Neigungswinkel zwischen 20 und 40° zeigt der Kurvenverlauf bemerkenswerte Unregelmäßigkeiten. Bei diesen Strahlführungen wurden auch die größten Streuungen der gemessenen Werte beobachtet. Die Darstellung $\mu = f(z)$ mit α_t als Parameter (Abb. 4) ergibt in diesem Bereich Maxima, auf die bereits früher [2] hin-

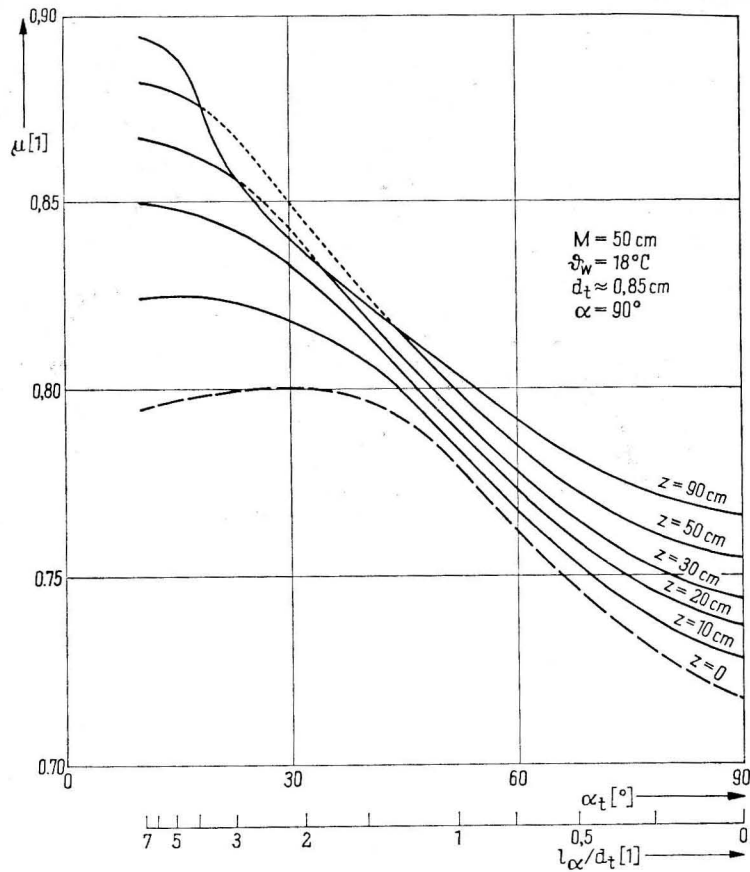


Abb. 3. Durchflußkoeffizient μ als Funktion des Neigungswinkels α_t der Strahlführung mit Parameter z

gewiesen wurde. Dabei ist der Teil der Kurven in Abb. 4 punktiert wiedergegeben, der bei festem α_t den Wert des Durchflußkoeffizienten bei $z = 90$ cm überschreitet. Die punktierten Kurvenzüge der Darstellung $\mu = f(\alpha_t)$ in Abb. 3 entsprechen dem hervorgehobenen Teil der Darstellung $\mu = f(z)$ in Abb. 4. Für $20^\circ < \alpha_t < 40^\circ$ liegen die Längen der Strahlführung zwischen $2,95 > l_\alpha > 1,28$ cm. Bezieht man l_α auf einen mittleren Durchmesser des konischen Tubusteiles, so erhält man bei dem Winkel $\alpha_t = 20^\circ$ für den Quotienten aus Länge l_α und mittlerem Durchmesser etwa 1,5. Für $\alpha_t = 15^\circ$ liegt dieser Quotient über 2 und für $\alpha_t = 40^\circ$ bereits unter 0,7. Zylindrische Ansatzrohre zeigen gerade bei Quotienten um 1,5 ein Maximum des Durchflußkoeffizienten [3].

Die Beobachtungsergebnisse lassen folgende Erklärung des Durchflußverhaltens zu: Bei $\alpha_t = 90^\circ$ handelt es sich um zylindrische Ansatzrohre. Es tritt eine relativ starke Einschnürung des Durchflußstrahles auf Grund der geome-

trischen Verhältnisse auf. Wird α_t kleiner, so werden die in der Nähe der Wandung fließenden Wasserteilchen durch die Strahlführung immer mehr in die Durchflußrichtung umgelenkt. Obwohl — schon durch die scharfen Kanten bedingt — noch eine Einschnürung zu erwarten ist, wird das Durchflußverhalten verbessert und der Durchflußkoeffizient größer. Der anwachsende Wert des Durchflußkoeffizienten erreicht in Abhängigkeit vom Neigungswinkel maximale Änderungen pro Grad zwischen 60 und 30° . Für kleinere Neigungswinkel wächst μ weiter. Die Änderung $d\mu/d\alpha_t$ wird aber wieder kleiner, denn die Strahlführung kann ihren Zweck nicht mehr voll erfüllen; der Kegel wird zu steil. Lediglich für diesen Bereich könnten Neigungen des gesamten Pegelrohrbodens weitere Verbesserungen des Durchflußverhaltens bringen.

Dieser regelmäßige Verlauf ist bis zu Wasserstandsdifferenzen von etwa 50 cm zu beobachten. Während bei $z > 50$ cm und großen Winkeln α_t zunächst der zu erwartende Verlauf auftritt, bleibt bereits ab $\alpha_t = 60^\circ$ der Anstieg der Kurven hinter demjenigen bei geringeren Wasserstandsdifferenzen zurück, so

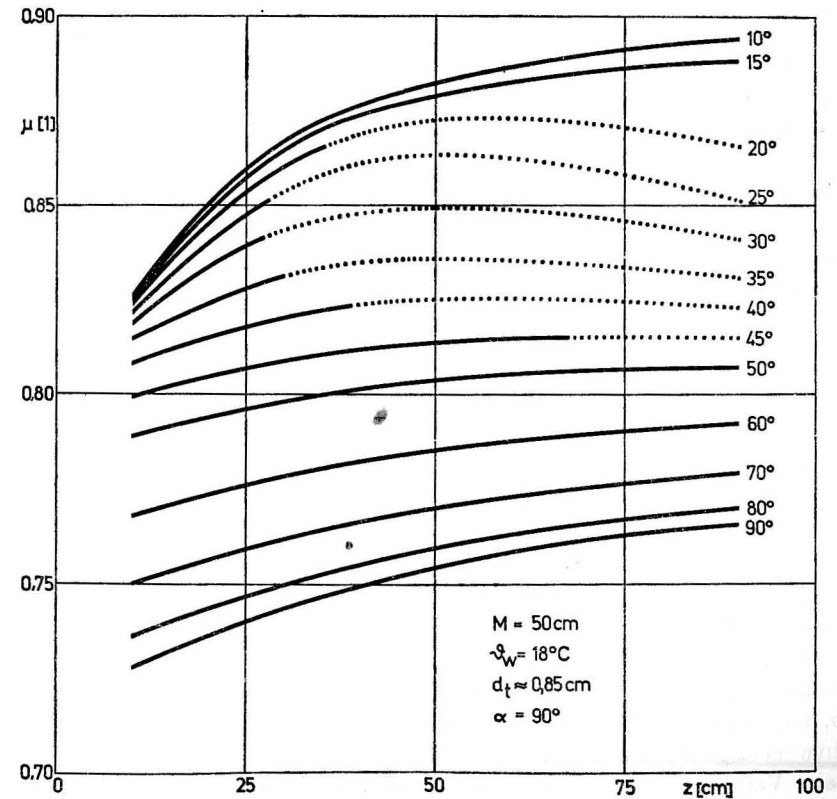


Abb. 4. Durchflußkoeffizient μ in Abhängigkeit von der Wasserstandsdifferenz z mit Parameter α_t

daß es zu Überschneidungen kommt. Erst für $\alpha_t < 20^\circ$ paßt sich der Kurvenverlauf wieder etwas mehr an.

Die Störungen im Kurvenverlauf dürften sich durch den Einfluß der geometrischen Verhältnisse auf das Durchflußverhalten erklären lassen. Bei flachen Kegeln erfüllt die Strahlführung ihren Zweck, sie lenkt die Wasserteilchen in die Durchflußrichtung um. Wie bereits erwähnt, wird wahrscheinlich durch die scharfen Kanten stets eine Einschnürung auftreten, und zwar bei großem α_t zunächst im zylindrischen Teil des Tubus. Mit kleinerem Neigungswinkel wird auch an der Eintrittsöffnung eine Einschnürung des Strahles hervorgerufen. Die Unregelmäßigkeiten im Kurvenverlauf sind vermutlich gerade bei den Dimensionen des Tubus zu erwarten, bei denen die Summe der Verluste durch Einschnürung an der Eintrittsöffnung und im zylindrischen Teil ihr Maximum erreicht, offenbar bei Neigungswinkeln um 25° . Bei $\alpha_t < 20^\circ$ wird die Einschnürung im zylindrischen Teil immer geringer.

Die Durchflußkoeffizienten bei $\alpha_t < 10^\circ$ konnten aus fertigungstechnischen Gründen für die Tuben nicht untersucht werden. μ muß aber für kleine α_t ein Maximum haben, denn $\alpha_t = 0^\circ$ entspricht einem zylindrischen Tubus unendlicher Länge, also $\mu = 0$. Von MICHAILOW und BOGOMOLOV [4] werden für konische Ansatzrohre mit Neigungswinkeln α_t von $2,5$ bis $3,5^\circ$ Durchflußkoeffizienten zwischen $0,45$ und $0,50$ mitgeteilt.

Für die in Abb. 3 dargestellte Verteilung von μ über α_t läßt sich bei den regelmäßig verlaufenden Kurven von $z = 10$ cm bis $z = 50$ cm eine empirische Beziehung ableiten. Die Kurvenschar genügt dem Polynom

$$\mu = b_0(z) + b_1(z) \alpha_t + b_2(z) \alpha_t^2 + b_3(z) \alpha_t^3,$$

wobei α_t in Grad einzusetzen ist und die Koeffizienten des Polynoms der folgenden Tabelle zu entnehmen sind.

TABELLE 2

z [cm]	b_0	b_1	b_2	b_3
10	0,8074	0,002 182	-0,000 072 91	0,000 000 431 0
20	0,8439	0,001 220	-0,000 066 41	0,000 000 442 4
30	0,8715	0,000 265	-0,000 054 06	0,000 000 394 9
40	0,8858	-0,000 232	-0,000 046 71	0,000 000 363 6
50	0,8956	-0,000 644	-0,000 040 03	0,000 000 334 0

Damit ist eine Möglichkeit gegeben, die Durchflußkoeffizienten für Tuben mit Strahlführung bei beliebigem z in den Grenzen $10 \leq z \leq 50$ cm und $10^\circ \leq \alpha_t \leq 90^\circ$ zu bestimmen. Aus den Koeffizienten des Polynoms ist zu ersehen, daß eine lineare Interpolation nicht zur Anwendung kommen kann. Die in Abb. 3 extrapolierte Abhängigkeit von μ und α_t bei $z = 0$ darf nur als grober Richtwert angesehen werden.

Beim Vergleich dieser Ergebnisse mit den bei zylindrischen Durchflußtuben erzielten Werten [3] tragen letztere einen allgemeineren Charakter. Es ist aber festzustellen, daß durch Strahlführungen mit Neigungswinkeln α_t kleiner 90°

und größer 10° das Durchflußverhalten von Pegelanlagen verbessert werden kann. Die Durchflußkoeffizienten können gegenüber den Werten bei zylindrischen Durchflußtuben um 13 bis 17% zwischen $10 \leq z \leq 90$ cm vergrößert werden.

Ein Vergleich der Formeln zur Berechnung der Durchflußkoeffizienten zylindrischer Durchflußtuben und solcher mit Strahlführung ist bei einem Neigungswinkel von $\alpha_t = 90^\circ$ und den Dimensionen $l_t = 10$ cm und $d_t = 0,85$ cm möglich. Für diese Abmessungen ergeben sich bei $10 \leq z \leq 50$ cm zwischen den Ergebnissen aus beiden Gleichungen Abweichungen, die unter 1% des berechneten Wertes bleiben.

Bei Rohrpegelanlagen mit vertikaler Durchflußrichtung, horizontalem Pegelrohrboden und scharfkantigen Tuben mit Strahlführung treten extreme Durchflußkoeffizienten auf, wenn

1. $\alpha_t = 90^\circ$ (0,73 < μ < 0,77 für $10 \leq z \leq 90$ cm)
2. $5^\circ < \alpha_t < 10^\circ$ (0,82 < μ < 0,89 für $10 \leq z \leq 90$ cm)
3. $\alpha_t \rightarrow 0$.

Werden darüber hinaus abgerundete Kanten verwendet, so bilden sich keine Einschnürungen des Durchflußstrahles aus. Mit solchen Tuben sind Durchflußkoeffizienten $\mu > 0,95$ zu erreichen [1, 4].

Literatur

- [1] HÜTTE, des Ingenieurs Taschenbuch, Bd. 1: Theoretische Grundlagen. 28. Aufl., Berlin 1955, S. 802.
- [2] MATTHÄUS, W., Der Durchflußkoeffizient bei Rohrpegelanlagen. Beitr. Meereskunde, H. 26 (1969) S. 59–95.
- [3] MATTHÄUS, W., Extreme Durchflußkoeffizienten bei Rohrpegelanlagen. I. Zylindrische Durchflußtuben. Beitr. Meereskunde, H. 27 (1970) S. 15–21.
- [4] Михайлов К. А., и Богомолов, А. И., Гидравлика, гидрология и гидрометрия. Часть I, Москва 1950, стр. 197–199.
- [5] MOSTKOW, M. A., Handbuch der Hydraulik. Berlin 1956, S. 231.
- [6] WEISBACH, J., Lehrbuch der Ingenieur- und Maschinenmechanik. 1. Teil: Theoretische Mechanik. Braunschweig 1855 und 1896.

Abschluß der Arbeit: 1. 11. 1969

Anschrift des Verfassers:

Dr. W. MATTHÄUS, Institut für Meereskunde der DAW
DDR – 253 Warnemünde

Untersuchungen über die Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen im Hinblick auf die zunehmende Wasserverschlechterung in der Ostsee

Von DIETWART NEHRING

Zusammenfassung: Größere Mengen an Ammonium- und Nitritstickstoff sind unter oxydierenden Bedingungen Anzeichen einer unvollständigen Nitrifikation und ein Hinweis darauf, daß eine vorangegangene organische Belastung des Wassers noch nicht vollständig überwunden ist. Unter Verwendung dieser chemischen „Verschmutzungsindikatoren“ wurde festgestellt, daß das in die westliche und mittlere Ostsee einströmende Tiefenwasser im Jahre 1969 zumindest zeitweilig stark mit organischen Stoffen belastet war. Erst östlich von Bornholm scheint die Mineralisierung und Nitrifikation dieser Stoffe abgeschlossen zu sein. Eine stärkere organische Belastung wurde Ende November 1969 auch in der Lübecker Bucht beobachtet.

Angeregt durch die intensiven ozeanologischen Arbeiten im Rahmen des Internationalen Ostseejahres wurden 1969 in verstärktem Maße Beobachtungen über die Verteilung des Ammonium-, Nitrit- und Nitratstickstoffs durchgeführt. Obgleich diese Untersuchungen nur sporadisch erfolgten, sind die Schlußfolgerungen, die sich daraus ableiten lassen, von einigem Interesse für die zunehmende Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee. Abb. 1 zeigt eine Karte mit den Stationen, auf denen in unregelmäßigen Abständen Stickstoffbestimmungen durchgeführt wurden. Die genauen Meßpositionen können aus dem Tabellenanhang ersehen werden.

Über die Verteilung aller drei Stickstoffverbindungen im Meerwasser wird verhältnismäßig selten berichtet. Der Hauptgrund ist in analytischen Unzulänglichkeiten zu suchen. Erst in den letzten Jahren wurden auf dem Gebiet der Stickstoffanalytik sehr wesentliche Fortschritte erzielt. Deshalb ist eine Beurteilung älterer Meßwerte häufig nicht möglich. Besonders schwierig gestaltete sich bis vor kurzem die Bestimmung des Ammoniumstickstoffs, da die verwendeten Methoden entweder zu wenig empfindlich waren oder durch Aminostickstoff und andere Wasserinhaltsstoffe organischer Natur (vgl. Seite 64) gestört wurden oder routinemäßig im Bordlaboratorium nicht eingesetzt werden konnten. Erst die Modifizierung der Indophenolblaumethode durch SAGI (1966) führte zu einem einfachen, hochempfindlichen und nahezu spezifischen Nachweis des Ammoniumstickstoffs im Meerwasser. Diese Methode sowie die Nitritbestimmung nach BENTSCHNEIDER und ROBINSON (1952) und die Nitratbestimmung nach MORRIS und RILEY (1963) bzw. GRASSHOFF (1964) haben sich

bereits jahrelang im Routineinsatz auf unserem Forschungsschiff „Prof. Albrecht Penck“ bewährt.

Von den anderen ozeanologischen Parametern wurde der Sauerstoffgehalt nach einem modifizierten WINKLER-Verfahren ermittelt, die Schwefelwasserstoffbestimmung erfolgte nach FONSELIUS (1962). Zur Bestimmung des Chloridgehalts wurde die MOHR-KNUDSEN-Methode benutzt.

Die zur Diskussion benötigten Meßwerte sind in einem Tabellenanhang zusammengefaßt. Von 5 charakteristischen Stationen wurde außerdem die Ver-

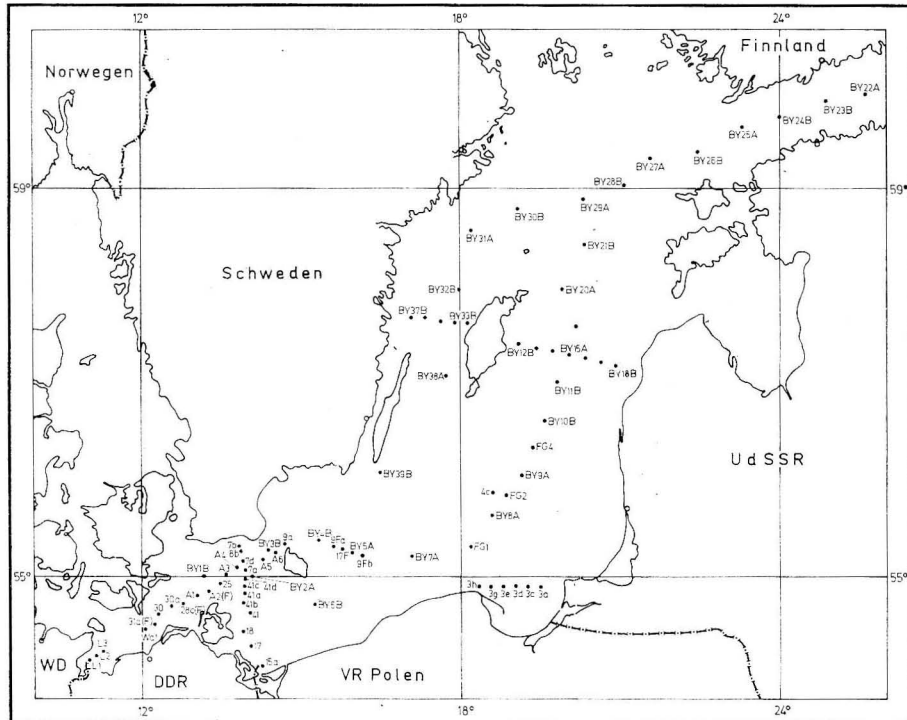


Abb. 1. Stationskarte (die Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen wird nur an einigen speziell ausgewählten Stationen erörtert)

tikalverteilung der beobachteten Stickstoffverbindungen graphisch dargestellt und zum Sauerstoff- und Chloridgehalt in Beziehung gesetzt (Abb. 2–6). Ferner wurde mit BY 15 A eine Station ausgewählt, auf der bis Mitte Oktober 1969 reduzierende Bedingungen im Tiefenwasser vorlagen (Abb. 7).

Im Bornholmbecken wurden bei allen unseren Untersuchungen niedrige Ammonium- und Nitritkonzentrationen beobachtet. Der Nitratgehalt zeigte dagegen eine unterschiedliche Verteilung. Während er in der Oberflächenschicht in Abhängigkeit von der Jahreszeit und dem Vegetationsrhythmus des Phytoplanktons schwankte, war mit Beginn der Salzgehaltssprungschicht stets ein

kräftiger Konzentrationsanstieg festzustellen. Diese Verhältnisse werden durch die Station BY 5 A, die im März, Oktober und Dezember 1969 zur Probenentnahme angelaufen wurde, hinreichend beschrieben (Abb. 2).

Zur Charakterisierung der Situation im Arkonabecken wurden mehrere Stationen herangezogen, auf denen ebenfalls zu verschiedenen Jahreszeiten Messungen erfolgten. Alle Beobachtungen zeigten übereinstimmend, daß der Ge-

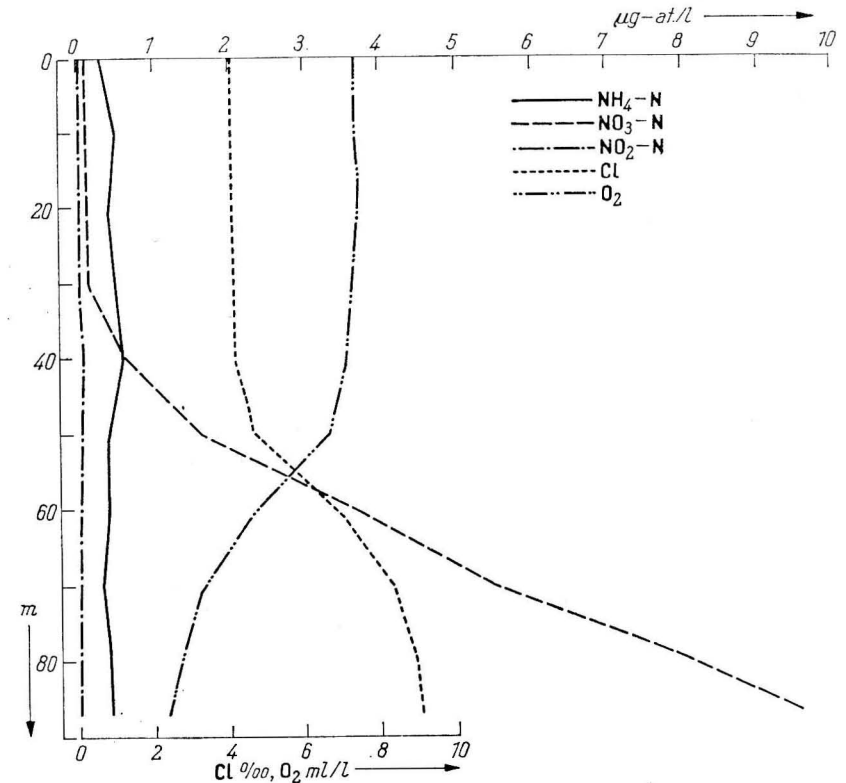


Abb. 2. Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen am 21. 10. 1969 auf Station BY 5 A im Bornholmbecken

halt an Ammoniumstickstoff im salzreichen Tiefenwasser dieses Seegebietes relativ hoch war, wenn eine kräftige Salzgehaltsschichtung vorlag (Abb. 3 und 4). Die höchsten Werte mit 5,4, 4,0 und 3,9 $\mu\text{g-at. NH}_4\text{-N/l}$ wurden im Oktober 1969 auf den Stationen A 2 (F), 7 d bzw. 25 gemessen. Diese Werte waren sogar noch höher als die Nitratkonzentrationen in der gleichen Tiefe. Zusammen mit dem Ammoniumgehalt stiegen auch die Nitritwerte mit Beginn der Salzgehaltssprungschicht an (Abb. 3 und 4). Im Gegensatz zum Ammoniumstickstoff wurden die höchsten Nitritkonzentrationen nicht immer in Bodennähe angetroffen.

Wie Untersuchungen auf den Stationen BY 1 B und 25 im Dezember zeigten, war zu diesem Zeitpunkt das Wasser des Arkonabeckens gut durchmischt und wies nur geringe Salzgehaltsgradienten auf. Gleichzeitig war der Ammoniumgehalt im Tiefenwasser gering. Bei diesen Untersuchungen wurden jedoch in der gesamten Wassersäule auffällig hohe Nitritwerte gemessen.

In Fortsetzung früherer Arbeiten zum Verschmutzungsproblem der Ostsee (SCHULZ, 1968) erfolgten auch in der Lübecker Bucht Beobachtungen. Auf den

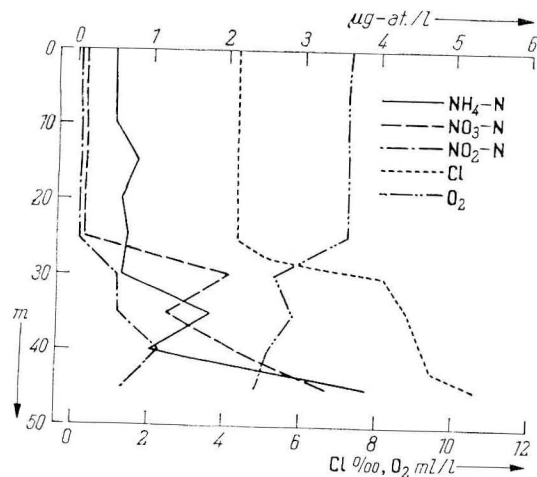


Abb. 3. Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen am 24. 10. 1969 auf Station 25 im Arkonabecken

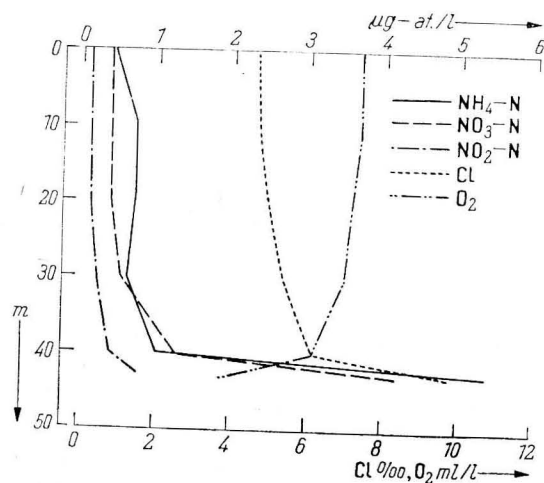


Abb. 4. Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen am 28. 10. 1969 auf Station A 2 (F) im Arkonabecken

Stationen L 1—L 3 war der Gehalt an Ammoniumstickstoff unterschiedlich. Während Anfang April verhältnismäßig niedrige Konzentrationen gemessen wurden, die auch unterhalb der Salzgehaltssprungsschicht nur knapp $1 \mu\text{g-at./l}$ erreichten, wurden Ende November bei geringer Salzgehaltsschicht bedeutend höhere Werte festgestellt. Mit $2,6 \mu\text{g-at./l}$ an der Oberfläche und $2,0 \mu\text{g-at./l}$ in Bodennähe unterschieden sich diese Werte auf Station L 1 nur wenig von den Nitratkonzentrationen (Abb. 5). Im Gegensatz dazu wurden im April sehr hohe Nitratwerte in Bodennähe gemessen ($> 8 \mu\text{g-at./l}$), die die Oberflä-

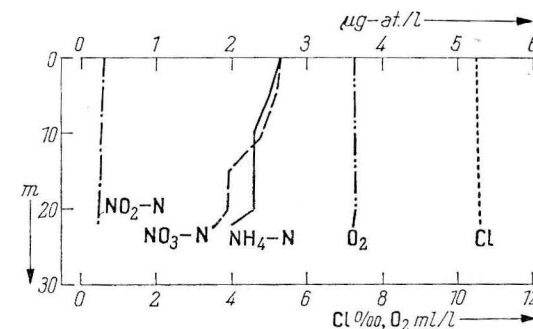


Abb. 5. Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen am 28. 11. 1969 auf Station L 1 in der Lübecker Bucht

chenwerte um ein Vielfaches übertreffen (vgl. Tabellenanhang). Beim Nitritgehalt, der auch verhältnismäßig hoch lag, waren die Unterschiede zwischen beiden Messungen geringer. Die Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen auf den Stationen L 2 und L 3 war ähnlich.

Im Gdansker Tief wurden im Oktober und Ende November 1969 Untersuchungen über die Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen durchgeführt. Im Gegensatz zu den Stationen im Arkonabecken enthielt das salzreiche Tiefenwasser auf Station 3 d beide Male nur geringe Mengen an Ammoniumstickstoff, während oberhalb der Salzgehaltssprungsschicht höhere Werte angetroffen wurden (Abb. 6). Im Oktober war die Oberflächenschicht noch an Nitrat verarmt. Dagegen war im November erwartungsgemäß ein Anstieg erfolgt, so daß Ammonium- und Nitratstickstoff nun etwa im gleichen Verhältnis vorlagen. Eine stärkere Zunahme der Nitratkonzentration wurde in und unterhalb der Salzgehaltssprungsschicht beobachtet. Es sei ferner darauf hingewiesen, daß im November verhältnismäßig hohe Nitritwerte in der Oberflächenschicht gemessen wurden.

Die Verteilung der Stickstoffkomponenten unter anaeroben Verhältnissen ist in Abb. 7 dargestellt. Die Zunahme des Ammoniumstickstoffs und das Fehlen von Nitrit- und Nitratstickstoff ab 160 m Tiefe sind hier offensichtlich auf die Nitratreduktion im stagnierenden Tiefenwasser zurückzuführen. Diese Verteilung war für alle Stationen charakteristisch, auf denen Schwefelwasser-

stoff nachgewiesen werden konnte. Unter oxydierenden Bedingungen normalisieren sich die Verhältnisse wieder.

Ammoniumstickstoff ist das erste anorganische Abbauprodukt organisch gebundenen Stickstoffs und entsteht im Verlauf der Ammonifikation insbesondere aus Eiweißverbindungen. Im oxydierenden Milieu wird er im Verlauf der

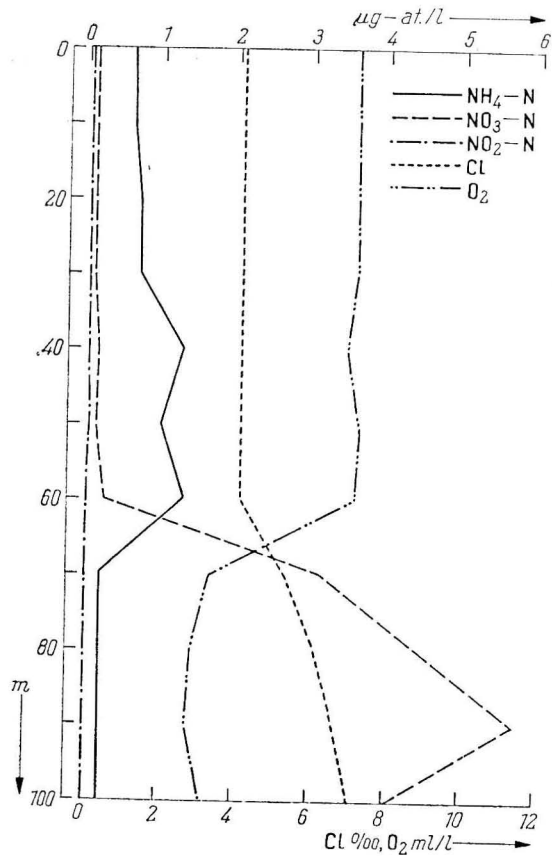


Abb. 6. Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen am 20. 10. 1969 auf Station 3 d im Gdanker Tief

Nitritation, der ersten Stufe der Nitrifikation, zu Nitrit oxydiert. Hieran schließt sich die Nitratation, die zweite Nitrifikationsstufe, an, die zum Nitrat, dem Endprodukt der Stickstoffmineralisierung, führt.

Unter reduzierenden Bedingungen bleibt die Stickstoffmineralisierung auf der Stufe der Ammonifikation stehen. Außerdem wird Nitrat biochemisch reduziert. Bei dieser Denitrifikation kommt es durch die Bildung molekularen Stickstoffs zu einer Stickstoffentbindung. Im freien Wasser des Weltmeeres

sind Denitrifikationsprozesse selten. Sie wurden beispielsweise in der sauerstoffarmen Zwischenschicht des tropischen Pazifiks (BRANDHORST, 1959, THOMAS, 1966, WOOSTER, 1967 und GOERING, 1968) sowie in der Kontaktzone Wasser-Sediment nachgewiesen. Außerdem können sie auch im stagnierenden Tiefenwasser des Schwarzen Meeres und der Ostsee (Abb. 7) sowie in einigen Norwegischen Fjorden und im Cariacograben (Golf von Venezuela) beobachtet werden. Da die Denitrifikation im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen eine Sonderstellung einnimmt, soll die hierdurch bedingte Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen nicht näher erörtert werden.

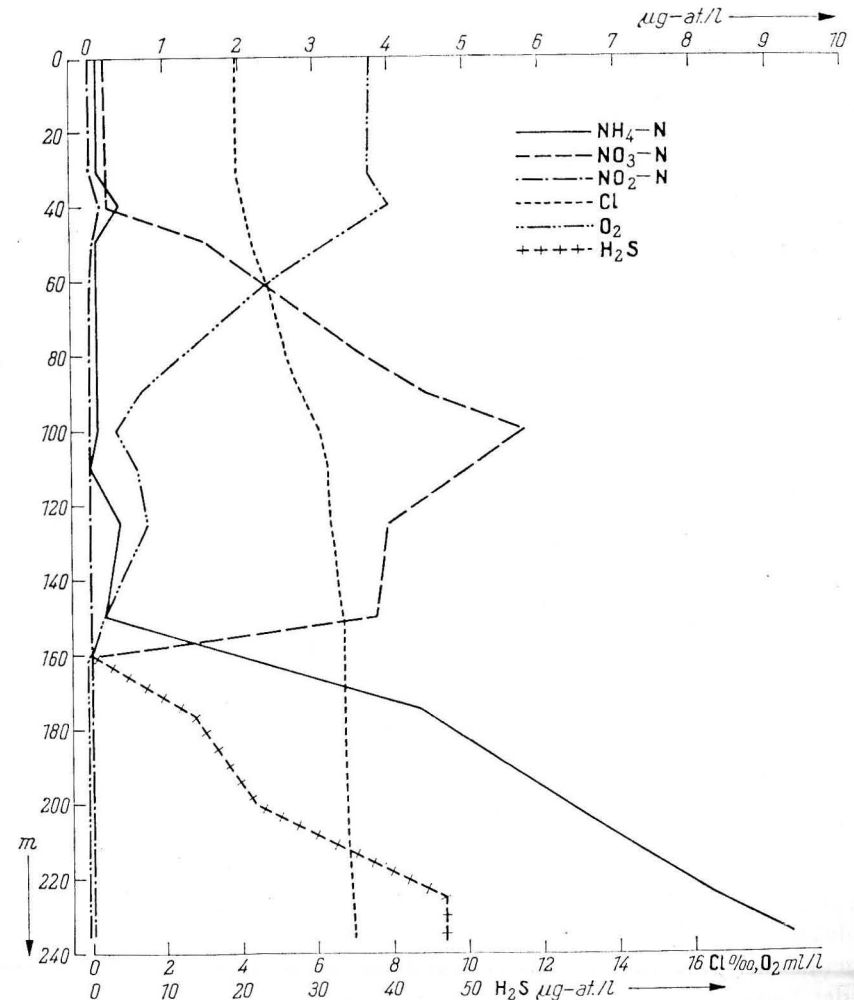


Abb. 7. Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen am 11. 10. 1969 auf Station BY 15 A im östlichen Gotlantief

Die Untersuchungen auf Station BY 15 A sind jedoch in anderer Hinsicht von Bedeutung. Sie zeigen nämlich, daß trotz der sehr niedrigen Sauerstoffkonzentration von 0,34 ml/l in 150 m Tiefe nahezu der gesamte anorganisch gebundene Stickstoff als Nitrat vorliegt. Auch nach SEN GUPTA (1968) setzt im Gotlandtief eine Denitrifikation erst ein, wenn der Sauerstoffgehalt niedriger als 0,5 ml/l ist. Es sei ferner auf die sauerstoffarme Zwischenschicht im tropischen Pazifik hingewiesen, in der Denitrifikationsprozesse und Stickstoffbindung erst bei weniger als 0,2 ml O₂/l beobachtet wurden (BRANDHORST, 1959, THOMAS, 1966, WOOSTER, 1967 und GOERING, 1968). Diese Ausführungen lassen erkennen, daß das Verhältnis der Stickstoffkomponenten untereinander in weiten Grenzen vom Sauerstoffgehalt unabhängig ist.

Im Nitrifikationsprozeß ist die Oxydation des Ammoniumstickstoffs zu Nitrit der geschwindigkeitsbestimmende Schritt, während die weitere Oxydation zu Nitrat sehr schnell vonstatten geht. Unter aeroben Bedingungen stellen Ammonium- und Nitritstickstoff mehr oder weniger instabile Zwischenglieder des Stickstoffkreislaufs dar, die meistens nur in geringen Mengen im Meerwasser vorkommen, während Nitrat als stabiles Endprodukt der Nitrifikation besonders im Tiefenwasser auch in höheren Konzentrationen auftreten kann. Diese „normale“ Verteilung der anorganischen Stickstoffverbindungen wurde bei unseren Untersuchungen im Bornholmbecken, in der Oberflächenschicht des Arkona- und Gotlandbeckens sowie unterhalb der Salzgehaltssprungschicht im Gdanker Tief angetroffen. Während unsere Nitrit- und Nitratwerte gut mit den Messungen von SEN GUPTA (1967, 1968 und 1969) im Arkona-, Bornholm- und Gotlandbecken vergleichbar sind, bestehen, was den Ammoniumgehalt anbelangt, größere Unterschiede. Wir meinen, daß diese Abweichungen methodisch bedingt sind (NEHRING, 1968). Von den Ostseeoceanographen (KÄNDLER, 1963, RHEINHEIMER, 1968, SEN GUPTA, 1967, 1968 und 1969 u. a.) wird die sogenannte Bordeauxrot-B-Methode (KOROLEFF und VOIPPO, 1957, GILLBRICHT, 1961 und KOROLEFF, 1968) häufig zur Bestimmung von Ammoniumstickstoff angewendet. Bei dieser Methode wird die Meerwasserprobe mit alkalischer Hypobromitlösung versetzt. Unter Verbrauch des Oxydationsmittels wird der Ammoniumstickstoff zerstört. Das überschüssige Hypobromit wird nach kurzer Zeit mit saurer Bordeauxrot-B-Lösung zur Reaktion gebracht. Je mehr Ammoniumstickstoff vorhanden war, um so mehr Oxydationsmittel wird verbraucht und um so weniger Farbstoff wird oxydativ abgebaut.

Als starkes Oxydationsmittel reagiert Hypobromit nicht nur mit Ammoniak, sondern auch Aminostickstoff und andere organische Verbindungen können angegriffen werden. In Meeresgebieten hoher Produktivität oder mit Abwasserzuführung wird deshalb häufig ein zu hoher Gehalt an Ammoniumstickstoff vorgetäuscht. Aus diesem Grunde sind auch die Werte von KÄNDLER (1963) aus der Flensburger Förde und von RHEINHEIMER (1967) aus der Kieler Bucht hinsichtlich des Ammoniumgehalts nicht mit unseren Untersuchungen in der Lübecker Bucht zu vergleichen.

Wie bereits im methodischen Teil erwähnt wurde, ist dagegen die Indophenolblaumethode (SAGI, 1966) nahezu spezifisch für den Nachweis des Ammoniumstickstoffs. Bei der Erprobung seiner Methode in der Tokiobucht, die durch Abwasser stark verunreinigt ist, fand SAGI nur im Oberflächenwasser im Inneren der Bucht sehr hohe Ammoniumkonzentrationen, während die Werte unmittelbar außerhalb unter 0,5 µg-at./l absanken. In diesem Zusammenhang sei auch auf unsere Messungen im Gebiet der Norwegischen Rinne und im Kattegat hingewiesen (FRANCK, NEHRING, SCHULZ und KAISER, 1970). Im Gegensatz zu früheren Untersuchungen, die nach der Bordeauxrot-Methode erfolgten (NEHRING und FRANCK, 1968), wurden bei Anwendung der Indophenolblaumethode intermediäre NH₄-Maxima (1–2,6 µg-at./l) nur im Bereich der Dichtesprungschicht festgestellt, die mit Nitritmaxima korreliert waren. Derartige Nitritmaxima wurden auch im Frühjahr 1967 in der Ostsee nachgewiesen (NEHRING, SCHULZ und ROHDE, 1969). An Dichtesprungschichten wurde außerdem häufig die Anreicherung von abgestorbener organischer Substanz beobachtet (z. B. GILLBRICHT, 1951; SOROKIN, 1960 und LENZ, 1965). Nach BRUJEWITSCH (1954) ist dieser Detritus die Nahrungsgrundlage für das Zooplankton, dessen Stoffwechselprodukte für die höheren Ammonium- und Nitritwerte verantwortlich gemacht werden. Daneben spielen aber sicher auch die verstärkten Mineralisierungsvorgänge in dieser Schicht eine wichtige Rolle.

In der Abwasserbiologie sind größere Mengen an Ammoniumstickstoff und erhöhte Nitritwerte unter aeroben Verhältnissen Anzeichen einer unvollständigen Nitrifikation und ein Hinweis darauf, daß eine vorangegangene organische Verschmutzung noch nicht vollständig überwunden ist. Unter diesen Gesichtspunkten stellen Ammonium- und Nitritstickstoff Indikatoren dar, die zum indirekten Nachweis einer natürlichen oder anthropogenen organischen Belastung im Meerwasser dienen können. Wünschenswerter wäre natürlich eine direkte Bestimmung des organisch gebundenen Kohlenstoffs. Die Möglichkeiten hierzu sind jedoch begrenzt, weil die nasse Verbrennung nur zu einer unvollständigen Oxydation führt und die trockene Verbrennung mit einem großen apparativen Aufwand verbunden ist.

In bezug auf die Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse in den tiefen Becken der Ostsee läßt der Gehalt an Ammonium- und Nitritstickstoff erkennen, daß das in die westliche und mittlere Ostsee einströmende Tiefenwasser zumindest zeitweise stark mit organischen Stoffen belastet ist. Hierauf deuten auch die niedrigen Sauerstoffwerte (1,4 ml/l) am Boden hin, die im Gebiet des Fehmarnbelts im August 1969 gemessen wurden. Die biochemische Oxydation dieser organischen Substanz ist im Arkonabecken noch im vollen Gange. Erst östlich von Bornholm scheint die Nitrifikation im Tiefenwasser abgeschlossen zu sein.

Untersuchungen, die Ende November in der Lübecker Bucht durchgeführt wurden, lassen auf Grund der hohen Ammonium- und Nitritwerte ebenfalls auf eine stärkere organische Belastung des Wassers schließen. Dabei war die Ober-

flächenschicht sogar etwas stärker betroffen als das Tiefenwasser. Wahrscheinlich handelt es sich in diesem Fall um eine Verschmutzung durch die Trave. Diese Schlußfolgerung stimmt mit Beobachtungen von KÄNDLER (1952) überein, wonach die Trave stark durch Abwässer der Stadt Lübeck und der Industriewerke von Schlutup belastet wird. Dadurch gelangen größere Nährstoffmengen bis in die Lübecker Bucht und führen zu einer Erhöhung der Planktonproduktion. Die abgestorbene Biomasse kann nach SCHULZ (1968) zeitweilig zu Sauerstoffmangel an der Sedimentoberfläche führen und ist damit indirekt die Ursache für den Rückgang des Benthos in der Lübecker Bucht. Ob auch die verhältnismäßig hohen Ammonium- und Nitritwerte im Oberflächenwasser des Gdansker Tief auf anthropogenen Verunreinigungen beruhen oder ob sie natürlichen Ursprungs sind, kann zur Zeit noch nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Unsere Beobachtungen deuten an, daß nicht nur hydrographische Veränderungen, deren wichtigste die allmähliche Zunahme des mittleren Salzgehaltes seit Beginn dieses Jahrhunderts darstellt (FONSELIUS, 1962), die Ursache für die Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse im Tiefenwasser der Ostsee sind. Große Bedeutung kommt auch der zunehmenden organischen Belastung des salzreichen Tiefenwassers zu¹⁾, das aus dem Kattogat kommend in die Ostsee einströmt. Wie die unvollständige Nitrifikation erkennen läßt, hat dieses Wasser noch einen erheblichen Sauerstoffbedarf. Es geht, wenn es in den tiefen Becken der Ostsee zur Ruhe kommt, schneller als unbelastetes Wasser in Fäulnis über.

Aber der erhöhte Sauerstoffbedarf des einströmenden Tiefenwassers ist sicher nicht die alleinige Ursache für die zunehmende Wasserverschlechterung in der Ostsee. Auch die Einleitung von gereinigten und ungereinigten Abwässern spielt dabei eine wichtige Rolle, wie am Beispiel der Lübecker Bucht vermutet wurde. Organisch belastete Abwässer, die direkt in Küstennähe eingeleitet werden oder über die Flußläufe in die Ostsee gelangen, werden sich infolge ihres niedrigen Salzgehalts und der dadurch bedingten geringen Dichte stets im Oberflächenwasser einschichten und durch die gute Vermischung verhältnismäßig schnell oxydiert und mineralisiert werden. Die damit verbundene Eutrophierung führt jedoch in der lichtdurchfluteten Oberflächenschicht zu einer vermehrten Produktion von organischer Substanz. Nach ihrem Absterben und Absinken verursacht diese Biomasse einen schnelleren Verbrauch der Sauerstoffvorräte im stagnierenden Tiefenwasser, und die Perioden ungünstiger Lebensbedingungen werden länger. Diese Überlegungen zeigen aber auch, daß es gar nicht so sehr die direkt eingeleiteten sauerstoffzehrenden Verunreinigungen sind, die in den letzten Jahrzehnten zu einer Wasserverschlechterung in der Ostsee beigetragen haben. Sie werden verhältnismäßig schnell biochemisch abgebaut. Der Ostsee zugeführte Abwässer sind vielmehr indirekt durch

¹⁾ Vgl. auch „Report of the Working Group on Pollution of the Baltic“. ICES Council Meeting, E: 5 (1970).

die großen Mengen an Mikronährstoffen schädlich, die bei der Mineralisierung frei werden und das natürliche biologische Gleichgewicht in diesem Vorfluter empfindlich stören können. Da durch die Flüsse ebenfalls umfangreiche Mikronährstoffmengen in die Ostsee gelangen, die vorzugsweise von Abwässern herühren, wird man sich in Zukunft bei der Abwasseraufbereitung nicht nur auf die Klärung und biologische Reinigung beschränken können, sondern in einer dritten Reinigungsstufe werden auch die Mikronährstoffe entfernt werden müssen. Dies ist auf chemischem Wege durchaus möglich, erfordert jedoch einen erheblichen technischen Mehraufwand.

Literatur

- [1] BENTSCHNEIDER, K. und ROBINSON, R. J. A., A new spectrophotometric method for the determination of nitrite in sea water. *J. Marine Res.* **11** (1952) S. 87—96.
- [2] BRANDHORST, W., Nitrification and denitrification in the Eastern tropical North Pacific. *J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer* **25** (1959) S. 3—20.
- [3] BRUJEWITSCH, S. W., Nitrit und die Nitrifikation im Meer (in russ.). *Trudi JOAN* **8** (1954).
- [4] FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins. *Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr.* **13** (1962) 41 S.
- [5] FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. *Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr.* **23** (1969) 97 S.
- [6] FRANCK, H., NEHRING, D., SCHULZ, S. und KAISER, W., Ozeanologische Untersuchungen im Gebiet der Norwegischen Rinne von 1959—1969. *Bericht des Instituts für Meereskunde 1970* (unveröffentl.)
- [7] GILLBRICHT, M., Untersuchungen zur Produktionsbiologie des Planktons in der Kieler Bucht. I. Die zeitliche und räumliche Verteilung des Planktons und die quantitativen Beziehungen zwischen Plankton-, Chlorophyll- und Sestonbestimmungen. *Kieler Meeresforsch.* **8** (1951) S. 173—191.
- [8] GILLBRICHT, M., Eine Methode zum direkten Nachweis von Ammoniak in Seewasser. *Helgoländer wiss. Meeresunters.* **8** (1961) S. 58—67.
- [9] GOERING, J. J., Denitrification in the oxygen minimum layer of the Eastern tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.* **15** (1968) S. 157—164.
- [10] GRASSHOFF, K., Zur Bestimmung von Nitrat im Meer- und Trinkwasser. *Kieler Meeresforsch.* **20** (1964) S. 5—11.
- [11] KÄNDLER, R., Hydrographische Untersuchungen zum Abwasserproblem in den Buchten und Förden der Ostküste Schleswig-Holsteins. *Kieler Meeresforsch.* **9** (1952) S. 176—200.
- [12] KÄNDLER, R., Hydrographische Untersuchungen in der Flensburger Förde. *Kieler Meeresforsch.* **19** (1963) S. 142—157.
- [13] KOROLEFF, F. und VOIPIO, A., in: Hydrographical and chemical data collected in 1957 on board the R/V Aranda in the Barents Sea. *Merentutk. Julk.* **179** (1957) S. 7.
- [14] KOROLEFF, F., Notes on the determination of nitrate, nitrite and ammonia. *ICES Interlaboratory Rep.* **2** (1968) S. 12—15.
- [15] LENZ, J., Zur Ursache der an die Sprungschicht gebundenen Echostreuschichten in der westlichen Ostsee. *Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch.* **18** (1965) S. 111—161.
- [16] MORRIS, A. W. und RILEY, J. P., The determination of nitrate in sea water. *Anal. Chim. Acta* **29** (1963) S. 273—279.
- [17] NEHRING, D. und FRANCK, H., Beziehungen zwischen dem hydrographisch-chemischen Aufbau und der Phytoplanktonproduktion in der Norwegischen Rinne im Frühjahr 1966. *Z. Fischerei N.F.* **16** (1968) S. 119—133.

- [18] NEHRING, D., Some remarks on the determination of nitrate and ammonia in sea water. ICES Interlaboratory Rep. 2 (1968) S. 16—17.
- [19] NEHRING, D., SCHULZ, S. und ROHDE, K.-H., Untersuchungen über die Produktivität der Ostsee. I. Chemisch-biologische Untersuchungen in der mittleren Ostsee und in der Bottensee im April/Mai 1967. Beiträge Meeresk., H. 23 (1969) S. 5—36.
- [20] RHEINHEIMER, G., Ökologische Untersuchungen zur Nitrifikation in Nord- und Ostsee. Helgoländer wiss. Meeresunters. 15 (1967) S. 243—252.
- [21] SAGI, T., Determination of ammonia in sea water by the indophenol method and its application to coastal and off-shore waters. Oceanogr. Magazine (Japan) 18 (1966) S. 43—51.
- [22] SCHULZ, S., Rückgang des Benthos in der Lübecker Bucht. Monatsber. Dt. Akad. Wiss. zu Berlin 10 (1968) S. 748—754.
- [23] SEN GUPTA, R., Inorganic nitrogen compounds in the Baltic. Part of thesis for the degree of Filosofie licentiat in Oceanography at Göteborgs University, 1967, 50 S. (Mimeo).
- [24] SEN GUPTA, R., Inorganic nitrogen compounds in ocean stagnation and nutrient resupply. Sci. 160 (1968) S. 884—885.
- [25] SEN GUPTA, R., Biochemical relationships and inorganic nitrogen equilibrium in semi-enclosed basins. Tellus 21 (1969) S. 270—281.
- [26] SOROKIN, J. I., Vertical distribution of phytoplankton and the primary organic production in the sea. J. Cons. Perm. Int. Explor. Mer 26 (1960) S. 49—56.
- [27] THOMAS, W. H., On denitrification in the Northeastern tropical Pacific Ocean. Deep-Sea Res. 13 (1966) S. 1109—1114.
- [28] WOOSTER, W., Further observations on the secondary nitrite maximum in the North-eastern equatorial Pacific. J. Marine Res. 25 (1967) S. 154—161.

Abschluß der Arbeit: 15. 2. 1970

Anschrift des Verfassers:

Dr. D. NEHRING, Institut für Meereskunde der DAW
DDR — 253 Warnemünde

Tabellenanhang

Positionen, Beobachtungstermine, Meßtiefen und Meßwerte

Station	Tiefe m	Cl ‰	O ₂ ml/l	NH ₃ -N µg-at./l	NO ₂ -N µg-at./l	NO ₃ -N µg-at./l
L 1	54° 03,5'N		11° 03,3'E		1. April 1969	
	0,5	7,48	9,57	0,2	0,31	5,63
	5	7,49	8,87	0,2	0,28	5,75
	10	7,51	8,80	0,2	0,28	4,70
	15	7,61	9,03	0,4	0,25	4,18
	20	8,42	6,93	1,0	0,19	7,80
	22,5	8,42	7,44	0,9	0,17	8,11
	28. November 1969					
	0,5	10,49	7,28	2,6	0,33	2,66
	5	10,52	—	2,5	0,27	2,58
10	10,54	7,25	2,3	0,27	2,40	
15	10,55	7,25	2,3	0,27	1,97	
20	10,60	7,28	2,3	0,23	1,95	
22	10,60	7,26	2,0	0,23	1,79	
L 2	54° 06,4'N		11° 10,9'E		1. April 1969	
	0,5	7,36	7,74	0,1	0,20	2,81
	5	7,36	7,81	0,1	0,20	2,89
	10	7,38	7,43	0,3	0,21	3,29
	15	7,86	7,23	0,8	0,21	6,55
	20	8,39	7,36	1,3	0,22	7,91
	22	8,43	7,64	1,0	0,16	8,12
	28. November 1969					
	0,5	10,60	7,27	2,1	0,23	1,83
	5	10,60	7,25	2,1	0,23	1,83
10	10,60	7,26	2,1	0,23	1,83	
15	10,59	7,23	2,1	0,23	1,83	
20	10,60	7,25	2,1	0,22	1,80	
22	10,60	7,27	1,9	0,34	1,35	
L 3	54° 09,3'N		11° 17,7'E		1. April 1969	
	0,5	6,74	9,96	0,1	0,14	0,82
	5	6,76	9,89	0,1	0,15	0,82
	10	7,64	9,64	0,1	0,24	3,70
	15	8,20	9,06	0,7	0,20	6,78
	20	8,51	8,69	1,0	0,17	7,82
	23	9,10	8,84	0,9	0,15	8,13
	28. November 1969					
	0,5	10,57	7,27	2,1	0,22	1,41
	5	10,58	7,27	1,9	0,31	1,32
10	10,58	7,27	2,1	0,22	1,48	
15	10,60	7,25	2,0	0,31	1,41	
20	10,60	7,29	2,1	0,22	1,50	
23	10,60	6,60	2,1	0,22	1,60	

Station	Tiefe m	Cl ‰	O ₂ ml/l	NH ₄ -N µg-at./l	NO ₂ -N µg-at./l	NO ₃ -N µg-at./l	
30	54° 36,1'N		12° 19,9'E	28. Oktober 1969			
	0,5	7,60	6,87	0,6	0,07	0,34	
	5	7,60	6,85	0,6	0,07	0,34	
	10	7,70	6,82	0,6	0,07	0,34	
	15	8,66	6,47	0,9	0,09	0,68	
	18	9,73	5,89	1,3	0,17	1,21	
28 c (F)	54° 43,4'N		12° 47,0'E	28. Oktober 1969			
	0,5	5,17	7,32	0,4	0,07	0,38	
	5	5,17	7,35	0,4	0,07	0,38	
	10	5,68	7,25	0,4	0,07	0,38	
	15	5,83	7,11	0,6	0,07	0,42	
	21	7,28	6,93	0,6	0,07	0,63	
A 2 (F)	54° 51,6'N		13° 16,6'E	28. Oktober 1969			
	0,5	4,60	7,35	0,4	0,12	0,37	
	10	4,67	7,32	0,7	0,12	0,37	
	20	4,92	7,17	0,7	0,12	0,37	
	30	5,37	6,99	0,6	0,21	0,53	
	40	6,19	6,13	1,6	0,39	1,26	
	43	9,70	3,73	5,4	0,54	4,18	
BY 1 B	55° 00'N		13° 18'E	21. März 1969			
	0,5	4,45	9,75	0,4	0,19	3,24	
	10	4,46	9,78	0,3	0,17	3,28	
	20	4,49	9,73	0,4	0,19	3,37	
	30	4,61	9,66	0,6	0,18	3,43	
	40	4,81	9,66	0,4	0,22	3,37	
	44	11,60	7,69	1,8	0,00	2,52	
		0,5	4,69	6,75	0,7	0,12	0,16
		10	4,75	6,77	0,5	0,04	0,12
		20	4,93	6,72	0,7	0,03	0,17
	29	6,30	5,71	1,6	0,08	0,51	
	39	10,34	3,97	1,8	0,40	3,84	
	43,5	10,51	4,41	2,6	0,32	2,87	
				1. Oktober 1969			
	2	4,72	8,54	0,4	0,43	1,82	
	10	4,72	8,81	0,5	0,43	1,82	
	20	4,72	8,38	0,7	0,44	1,81	
	30	4,87	8,31	0,8	0,53	1,72	
	40	5,47	8,03	0,5	0,70	2,12	
				16. Dezember 1969			
	2	4,72	8,54	0,4	0,43	1,82	
	10	4,72	8,81	0,5	0,43	1,82	
	20	4,72	8,38	0,7	0,44	1,81	
	30	4,87	8,31	0,8	0,53	1,72	
	40	5,47	8,03	0,5	0,70	2,12	
25	54° 55,5'N		13° 30,0'E	25. April 1969			
	1	4,60	9,20	0,1	0,02	0,02	
	10	4,62	9,21	0,1	0,02	0,02	
	20	4,63	9,23	0,1	0,01	0,03	
	30	8,48	8,13	0,5	0,04	1,71	
	35	10,52	7,68	1,2	0,04	1,72	
	40	12,11	7,12	1,4	0,04	1,73	
	45	12,34	6,58	1,5	0,03	2,17	

Station	Tiefe m	Cl ‰	O ₂ ml/l	NH ₄ -N µg-at./l	NO ₂ -N µg-at./l	NO ₃ -N µg-at./l
				24. Oktober 1969		
	0,5	4,25	7,22	0,5	0,05	0,11
	10	4,25	7,19	0,5	0,04	0,12
	20	4,26	7,15	0,6	0,05	0,11
	25	4,25	7,18	0,7	0,05	0,11
	30	8,12	5,30	0,6	0,56	2,23
	35	8,77	5,77	1,8	0,58	1,23
	40	9,17	5,10	1,0	1,08	2,15
	45	10,56	4,77	3,9	0,65	3,35
					29. November 1969	
	0,5	5,74	7,58	0,5	0,83	1,55
	10	5,74	7,60	0,3	0,83	1,55
	20	5,79	7,51	0,3	0,84	1,54
	30	5,89	7,49	0,3	0,83	1,55
	35	6,77	7,05	0,5	0,86	1,81
	40	9,64	5,79	0,1	0,93	4,10
	45	11,14	4,94	2,8	0,71	4,44
				16. Dezember 1969		
	2	4,70	8,42	0,4	0,49	1,62
	10	4,71	8,37	0,4	0,49	1,62
	20	4,74	8,36	0,4	0,48	1,63
	30	4,85	8,36	0,5	0,43	1,88
	40	5,77	7,65	0,3	0,46	2,31
	45	6,04	7,46	0,4	0,26	2,77
7 b	55° 19,3'N		13° 50,8'E	23. Oktober 1969		
	0,5	4,33	7,30	0,6	0,03	0,07
	10	4,33	7,28	0,2	0,01	0,09
	20	4,60	6,97	0,9	0,02	0,16
	30	4,70	6,46	1,0	0,11	0,58
	35	4,75	6,36	1,0	0,11	0,79
8 b	55° 15,1'N		13° 53,2'E	23. Oktober 1969		
	0,5	4,28	7,21	0,4	0,03	0,09
	10	4,38	7,19	0,5	0,03	0,09
	20	4,38	7,17	0,4	0,03	0,09
	30	4,70	6,53	0,6	0,23	0,52
	39	5,04	6,32	0,2	0,29	1,07
7 d	55° 00,9'N		13° 56,5'E	23. Oktober 1969		
	0,5	4,31	7,20	0,4	0,01	0,05
	10	4,31	7,25	0,4	0,01	0,05
	20	4,32	7,18	0,3	0,01	0,05
	30	4,52	6,89	0,5	0,01	0,26
	40	10,68	3,97	2,6	0,45	4,19
	43	11,35	3,75	4,0	0,24	3,58

Station	Tiefe m	Cl ‰	O ₂ ml/l	NH ₄ -N µg-at./l	NO ₂ -N µg-at./l	NO ₃ -N µg-at./l
7 a	55° 03,8'N		13° 59,3'E		23. Oktober 1969	
	0,5	4,26	7,18	0,3	0,03	0,06
	10	4,26	7,16	0,2	0,03	0,06
	20	4,30	7,09	0,3	0,03	0,06
	30	4,90	6,43	0,5	0,19	0,25
	40	9,18	5,07	1,3	0,71	2,03
	45	10,09	4,65	2,7	0,65	2,81
BY 2 A	55° 00'N		14° 05'E		21. März 1969	
	0,5	4,32	9,59	0,3	0,12	2,91
	10	4,32	9,59	—	0,12	2,93
	20	4,38	9,68	0,3	0,20	3,02
	30	4,53	9,85	0,3	0,20	3,03
	40	6,09	9,15	0,7	0,10	4,41
	45	10,91	8,31	1,0	0,15	2,29
					23. Oktober 1969	
	0,5	4,25	7,18	0,5	0,03	0,08
	10	4,25	7,15	0,5	0,04	0,08
	20	4,25	7,19	0,6	0,04	0,10
	30	5,88	6,08	0,7	0,42	0,12
	40	8,93	5,62	1,1	0,45	0,95
	44	9,45	5,19	1,7	0,81	1,72
41 d (F)	54° 58,6'N		13° 58,7'E		23. Oktober 1969	
	0,5	4,27	7,15	0,3	0,05	0,11
	10	4,27	7,14	0,4	0,05	0,11
	20	4,27	7,10	0,3	0,03	0,13
	30	6,99	5,73	1,0	0,13	0,59
	40	8,87	5,73	1,4	0,33	0,97
	42	9,02	5,57	1,8	0,59	1,10
41 c	54° 53,4'N		13° 58,1'E		23. Oktober 1969	
	0,5	4,20	7,23	0,2	0,02	0,08
	10	4,20	7,24	0,2	0,04	0,10
	20	4,29	6,93	0,5	0,09	0,30
	30	6,79	5,59	0,9	0,21	1,60
	39	8,36	5,21	2,3	0,38	1,70
41 a	54° 48,2'N		13° 57,5'E		23. Oktober 1969	
	0,5	4,22	7,26	0,1	0,09	0,00
	10	4,22	7,26	0,2	0,06	0,02
	20	4,41	6,61	0,1	0,13	0,77
	30	7,60	5,84	1,1	0,41	0,85
	36	7,91	5,46	0,3	0,32	1,39
41 b	54° 42,6'N		13° 56,8'E		23. Oktober 1969	
	0,5	4,29	7,20	0,2	0,03	0,39
	10	4,29	7,17	0,3	0,03	0,44
	20	6,21	5,98	0,6	0,28	0,91
	30	7,59	5,49	0,4	0,28	1,43

Station	Tiefe m	Cl ‰	O ₂ ml/l	NH ₄ -N µg-at./l	NO ₂ -N µg-at./l	NO ₃ -N µg-at./l
BY 5 A	55° 15'N		15° 59'E		19. März 1969	
	1	4,13	9,53	0,1	0,11	2,25
	10	4,13	9,52	0,1	0,11	2,55
	20	4,13	9,52	0,1	0,12	2,26
	30	4,13	9,49	0,2	0,13	2,25
	40	4,15	9,48	0,1	0,13	2,29
	50	4,17	9,37	0,2	0,09	2,42
	60	6,48	6,86	0,2	0,06	5,75
	70	7,83	3,40	0,3	0,07	6,37
	80	8,26	2,08	0,4	0,00	6,44
	88	8,48	4,20	0,3	0,00	7,15
					21. Oktober 1969	
	0,5	4,08	7,38	0,3	0,02	0,12
	10	4,08	7,36	0,5	0,01	0,13
	20	4,08	7,45	0,4	0,01	0,13
	30	4,13	7,29	0,5	0,01	0,13
	40	4,14	7,12	0,6	0,08	0,62
	50	4,61	6,66	0,4	0,03	1,60
	60	6,82	4,69	0,4	0,02	3,66
	70	8,29	3,30	0,3	0,01	5,46
	80	8,90	2,67	0,3	0,00	8,03
	87	9,03	2,35	0,4	0,00	9,55
					13. Dezember 1969	
	0,5	4,39	8,19	0,3	0,23	1,57
	10	4,39	8,04	0,2	0,23	1,57
	20	4,41	7,98	0,2	0,22	1,63
	30	4,45	7,90	0,2	0,11	1,75
	40	4,47	7,89	0,2	0,02	1,84
	50	5,11	6,43	0,2	0,01	2,48
	60	7,49	3,62	0,3	0,01	5,26
	70	8,60	3,42	0,4	0,02	6,54
	80	9,10	2,40	0,4	0,00	7,15
	88	9,29	2,39	0,4	0,00	7,32
3 d	54° 52,0'N		19° 05,1'E		20. Oktober 1969	
	0,5	4,12	7,16	0,6	0,03	0,11
	10	4,12	7,13	0,6	0,03	0,11
	20	4,12	7,17	0,7	0,03	0,11
	30	4,12	7,19	0,7	0,04	0,10
	40	4,12	6,99	1,3	0,03	0,17
	50	4,13	7,27	1,0	0,07	0,13
	60	4,13	7,17	1,3	0,01	0,25
	70	5,34	3,34	0,2	0,01	3,16
	80	6,15	2,85	0,2	0,01	4,42
	90	6,65	2,74	0,2	0,01	5,71
	100	7,07	3,14	0,2	0,00	4,04

Station	Tiefe m	Cl ‰	O ₂ ml/l	NH ₄ -N µg-at./l	NO ₂ -N µg-at./l	NO ₃ -N µg-at./l
30. November 1969						
	0,5	4,23	7,74	0,9	0,33	1,02
	10	4,23	7,67	1,0	0,33	1,02
	20	4,23	7,69	0,9	0,33	1,02
	30	4,24	7,72	1,0	0,35	1,00
	40	4,24	7,72	0,9	0,34	1,01
	50	4,23	7,67	1,0	0,36	0,99
	60	4,23	7,73	0,9	0,43	0,92
	70	4,23	7,66	0,9	0,34	1,01
	80	6,10	2,30	0,3	0,03	5,91
	90	6,64	2,22	0,4	0,02	6,01
	100	6,76	2,27	0,4	0,02	6,10

Station	Tiefe m	Cl ‰	O ₂ ml/l	NH ₄ -N µg-at./l	NO ₂ -N µg-at./l	NO ₃ -N µg-at./l	H ₂ S µg-at./l
BY 15 A 57° 20' N		20° 03' E		11. Oktober 1969			
	0,5	3,98	7,50	0,1	0,01	0,21	
	10	3,97	7,48	0,1	0,01	0,21	
	20	3,98	7,48	0,1	0,01	0,21	
	30	3,97	7,45	0,1	0,01	0,21	
	40	4,14	7,98	0,4	0,16	0,23	
	50	4,36	6,35	0,1	0,05	1,58	
	60	4,71	4,84	0,1	0,01	2,26	
	80	5,26	2,49	0,1	0,01	3,65	
	100	6,12	0,71	0,1	0,01	5,80	
	125	6,42	1,51	0,4	0,01	3,96	0,0
	150	6,75	0,34	0,2	0,01	3,81	0,0
	175	6,75	0,00	4,4	0,01	0,00	13,5
	200	6,77	0,00	6,3	0,01	0,00	22,2
	225	6,97	0,00	8,3	0,00	0,00	47,1
	235	6,97	0,00	9,3	0,00	0,00	47,1

Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969¹⁾

Von DIETWART NEHRING, EBERHARD FRANCKE und HANS-JÜRGEN BROSIEN

Zusammenfassung: Die Wasserumschichtung im östlichen Gotlandtief scheint ein komplizierter ozeanologischer Vorgang zu sein. Auf einer 5tägigen Dauerstation im Oktober 1969 wechselten dabei oxydierende und reduzierende Verhältnisse einander ab. Gleichzeitig wurden innerhalb von 3 Stunden starke Variabilitäten insbesondere bei den chemischen Faktoren beobachtet. Schwefelwasserstoff und Phosphat änderten sich etwa proportional in einem Verhältnis von H₂S:ΔPO₄-P = 12:1 (µg-at./l). Obgleich die Wassererneuerung im östlichen Gotlandbecken vom Süden her erfolgt, wurden im Tiefenwasser des Färötiefs bereits oxydierende Bedingungen angetroffen, bevor die Wasserumschichtung im Gotlandtief beendet war.

Im Februar 1969 strömten größere Mengen salzreichen Wassers in das Arkonabecken ein. Dieser Salzwassereinbruch führte Ende Februar/Anfang März auch zu einer Erneuerung des Tiefenwassers im Bornholmbecken (FRANCKE und NEHRING, 1971). Gleichzeitig konnte abgeschätzt werden, daß dieser Salzwassereinbruch nicht auf das Bornholmbecken beschränkt bleiben würde. So konnten noch im gleichen Monat im südöstlichen Gotlandbecken am Boden Wasserkörper nachgewiesen werden, die sauerstoffreicher, jedoch phosphat- und silikatärmer waren als die darüber lagernden Wasserschichten. Das einströmende Wasser konnte infolge seines niedrigen Salzgehalts und der dadurch bedingten geringeren Dichte zunächst das Bodenwasser nicht verdrängen und schiebt sich in mittlere Wassertiefen ein.

Im Verlauf des Sommers drang immer mehr salz- und sauerstoffreicheres, aber nährstoffärmeres Wasser vom Süden her in das östliche Gotlandbecken ein und konnte das stagnierende Tiefenwasser mit einem hohen Gehalt an Schwefelwasserstoff und Mikronährstoffen immer weiter nordwärts zurückdrängen. Die eigentliche Wasserumschichtung im Gotlandtief erfolgte jedoch erst im Oktober 1969. Während einer 5tägigen Ankerstation des FS. „Prof. Albrecht Penck“ im Gotlandtief wurden dabei interessante ozeanologische Veränderungen beobachtet.

Die Untersuchungen auf Station BY 15 A (57° 20' N, 20° 03' E) begannen am 6. 10. 1969 um 03.00 Uhr GMT. Gemäß den Vorschlägen für das Internationale Ostseejahr wurden alle drei Stunden Wasserproben aus 1, 10, 30, 50, 70, 100, 125, 150, 175, 200 und 225 m Tiefe

¹⁾ Die Beobachtungen wurden im Rahmen des „International Baltic Year (IBY) 1969/70“ durchgeführt (NEHRING, 1969).

sowie dicht über dem Boden entnommen. Da das Schiff durch vorübergehende Windzunahme verdriftete (insgesamt 4,2 sm) nahm die Wassertiefe von ursprünglich 243 m auf 238 m ab. Als die Ankerstation nach 5 Tagen, am 11. 10./03.00 Uhr GMT, abgebrochen wurde, waren 42 Serien mit jeweils 12 Wasserproben entnommen worden. Neben der Temperatur wurde in den Proben der Gehalt an Salz (MOHR-KNUDSEN und konduktometrisch), Sauerstoff (WINKLER-Verfahren) und Phosphat (MURPHY und RILEY, 1962) bestimmt. Ab 150 m Tiefe wurde auch der Schwefelwasserstoffgehalt analysiert (FONSELIUS, 1962). Jeweils zu Beginn und am Ende der Dauerstation wurden ferner engabständigere Messungen durchgeführt und außerdem die Vertikalverteilung von Nitrat (MORRIS und RILEY, 1969 bzw. GRASSHOFF, 1964), Nitrit (BENTSCHEIDER und ROBINSON, 1952), Ammonium (SAGI, 1966) und Silikat (STRICKLAND und PARSONS, 1965) untersucht.

Die Wasserumschichtung im Gotlandtief scheint ein sehr komplizierter ozeanologischer Vorgang zu sein. Wie Tafel 1 (s. Beilage) zeigt, wechselten dabei im Tiefenwasser oxydierende und reduzierende Verhältnisse verbunden mit starken Änderungen in der Phosphatverteilung einander ab. Erst in 150 m Tiefe wurde bei unseren Untersuchungen kein Schwefelwasserstoff mehr angetroffen. Der Wechsel zwischen anaeroben und aeroben Bedingungen erfolgte in den verschiedenen Tiefenhorizonten durchaus nicht gleichmäßig. Häufig wurde sauerstoffhaltiges Bodenwasser von einer schwefelwasserstoffhaltigen Zwischenschicht überlagert (vgl. auch Abb. 2 und 3).

Die größten Variabilitäten traten in der bodennahen Wasserschicht auf. Am 8. und 9. Oktober 1969 änderte sich hier beispielsweise innerhalb von 3 Stunden die Phosphatkonzentration um $5 \mu\text{g-at./l}$, der Sauerstoffgehalt um $200 \mu\text{g-at./l}$ und die Wassertemperatur um $0,7^\circ\text{C}$. Nur der Salzgehalt zeigte praktisch keine Veränderungen.

In den darüberliegenden Wasserschichten nahmen die dreistündigen Variabilitäten im allgemeinen ab. Nur beim Salzgehalt und bei der Wassertemperatur war in der Sprungschicht (50 m) eine Zunahme der Veränderlichkeiten zu beobachten (vgl. auch GIESKES, 1967, NEHRING, SCHULZ und ROHDE, 1968 und GIESKES und GRASSHOFF, 1969). Während der Sauerstoffgehalt auch in 50 m Tiefe noch nennenswerte Variabilitäten aufwies, zeigte der Phosphatgehalt von 0–125 m Tiefe praktisch keine Konzentrationsänderungen mehr in Abhängigkeit von der Zeit.

Die dreistündigen Variabilitäten im Tiefenwasser des Gotlandtiefs waren mit Ausnahme des Schwefelwasserstoffgehalts im Oktober 1969 wesentlich stärker ausgeprägt als während unserer Dauerstationsmessungen im März und Dezember des gleichen Jahres, wobei im Frühjahr reduzierende und im Spätherbst oxydierende Verhältnisse vorlagen. In Bodennähe wurden bei den chemischen Komponenten im März maximale Veränderlichkeiten von rund 25 (zumeist jedoch <10) $\mu\text{g-at. H}_2\text{S/l}$ sowie $1 \mu\text{g-at. PO}_4\text{-P/l}$ und im Dezember solche von $18 \mu\text{g-at. O}_2/l$ sowie $0,13 \mu\text{g-at. PO}_4\text{-P/l}$ beobachtet.

Tafel 1 läßt ferner erkennen, daß das sauerstoffhaltige und damit frischere Wasser stets mit niedrigeren Phosphatkonzentrationen korreliert war. Außerdem zeichnete sich dieses Wasser auch durch niedrigere Temperaturen aus. Somit war das schwefelwasserstoffhaltige, ehemals stagnierende Wasser

wärmer. Im Gegensatz zu diesen Beobachtungen berichtete SEN GUPTA (1968), daß die Wassererneuerung im Gotlandtief, die im April 1965 erfolgte, von einem Temperaturanstieg um etwa $0,7^\circ\text{C}$ (in 245 m Tiefe) begleitet war. Diese Angaben stehen nicht im Widerspruch zu unseren Ergebnissen. Rechnet man mit einer Zeitdauer von einem halben Jahr seit Übertritt der salzreichen Wassermassen über die Darßer Schwelle bis zum Erreichen des Gotlandtiefs (vgl. auch FRANCKE und NEHRING, 1971), so muß dieser Salzwassereinbruch im Herbst 1964 eingetreten sein, zu einer Jahreszeit also, in der die Wassermassen des Kattegats noch verhältnismäßig hohe Temperaturen aufweisen.

Neben dem Temperaturanstieg war der Übergang zu reduzierenden Verhältnissen auch durch einen starken Anstieg der Phosphatkonzentration gekennzeichnet. Der höchste Phosphatgehalt von über $10 \mu\text{g-at./l}$, der am Ende unserer 5tägigen Untersuchungen auf Station BY 15 A in Bodennähe gemessen wurde, fällt mit einem Schwefelwasserstoffmaximum von über $50 \mu\text{g-at./l}$ zusammen. Schwefelwasserstoff und Phosphat änderten sich etwa proportional im Verhältnis $\text{H}_2\text{S}:\Delta \text{PO}_4\text{-P} = 12:1$ ($\mu\text{g-at./l}$). Dieses Verhältnis ist wesentlich größer als das von GIESKES und GRASSHOFF (1969) ermittelte von 4,35:1. Durch die unterschiedlichen Bedingungen während der Stagnationsperioden kann wahrscheinlich auch keine konstante Relation erwartet werden.

Aber nicht nur beim Phosphatgehalt, sondern auch bei den anderen Mikronährstoffen wurden im Tiefenwasser starke Konzentrationsänderungen festgestellt, die mit dem Wechsel zwischen dem oxydierenden und reduzierenden Milieu verbunden waren. Zu Beginn unserer Dauerstationsmessungen wurde nur in 175–220 m Tiefe eine schwefelwasserstoffhaltige Zwischenschicht angetroffen, während das Bodenwasser bereits geringe Mengen an Sauerstoff enthielt. Wie die Vertikalverteilung in Abb. 1 zeigt, ist dieses sauerstoffhaltige Bodenwasser durch verhältnismäßig niedrige Phosphat-, Silikat- und Ammoniumgehalte sowie durch ansteigende Nitratkonzentrationen gekennzeichnet. Am Ende unserer Untersuchungen auf Station BY 15 A lagen dagegen auch in Bodennähe anaerobe Verhältnisse vor. Die Vertikalverteilung in Abb. 2 läßt erkennen, daß zusammen mit dem Schwefelwasserstoffgehalt auch die Konzentrationen an Phosphat, Silikat und Ammonium in dieser Schicht stark angestiegen waren. Gleichzeitig sank der Nitratgehalt auf Null ab.

Die in das Gotlandtief eingeströmten Wassermassen unterschieden sich hinsichtlich des Salzgehalts kaum von dem in der Tiefe lagernden, stagnierenden Wasser. Da auch die Temperaturdifferenz 1°C nicht überschritt, waren die Dichteunterschiede nur gering und die Möglichkeit zur Abspaltung einzelner kleinerer Wasserkörper besonders günstig. Das Auftreten solcher abgespaltenen Wasserkörper ist wahrscheinlich für die Wasserumschichtung charakteristisch und die Ursache für den raschen Wechsel von oxydierenden und reduzierenden Verhältnissen sowie für die starken Variabilitäten im Tiefenwasser der Station BY 15 A. Auch bei den von GIESKES und GRASSHOFF (1969) durchgeführten Dauerstationsmessungen im Gotlandtief, die im September 1967 und im Mai 1968 erfolgten, wurden außer bei den hydrographischen Parametern insbesondere bei der

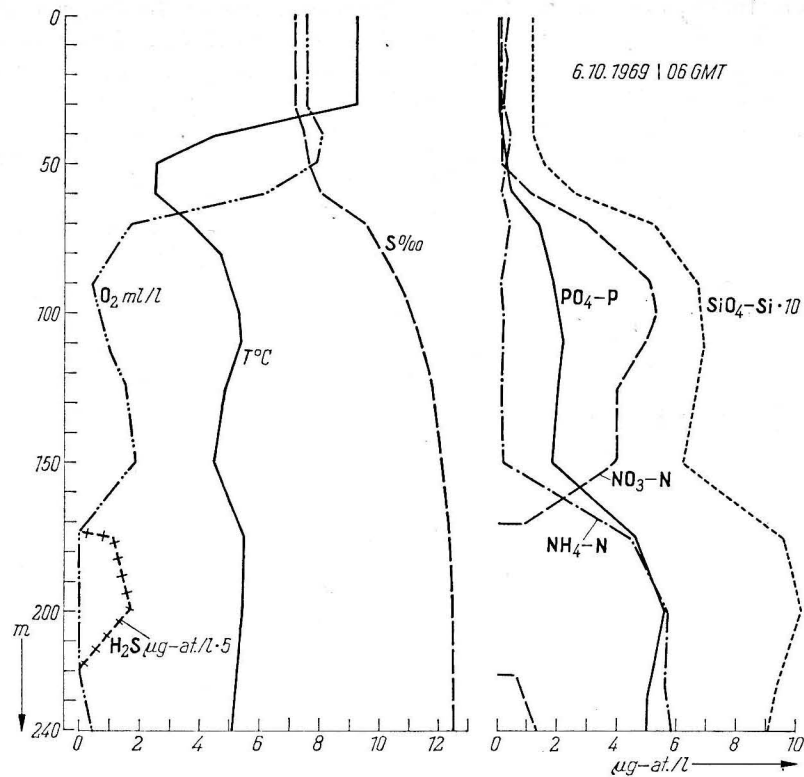


Abb. 1. Vertikalverteilung verschiedener ozeanologischer Parameter zu Beginn von Dauerstation BY 15 A im Gotlandtief im Oktober 1969

Verteilung von Sauerstoff, Schwefelwasserstoff, Phosphat und Nitrat starke Variabilitäten innerhalb von 3 Stunden nachgewiesen. Diese Variabilitäten werden in den oberflächennahen Schichten auf langperiodische interne Schwingungen, die nach HOLLAN (1969) eine Periode von 13,5 bis 14 h besitzen, zurückgeführt, während sie im Tiefenwasser vorrangig durch eine unterschiedliche biologische Aktivität bedingt sein sollen. Obgleich im September 1967, ebenso wie bei unseren Messungen, in 175–200 m Tiefe eine intermediäre Schwefelwasserstoffschicht vorhanden war, erreichten die von GIESKES und GRASSHOFF beobachteten dreistündigen Veränderlichkeiten nicht das Ausmaß wie im Oktober 1969.

Zusätzlich zu den hydrographisch-chemischen Untersuchungen erfolgten auf Station BY 15 A auch Strommessungen mit selbstregistrierenden Geräten vom verankerten Schiff aus. Dauerregistrierungen liegen aus 60 und 100 m Tiefe vor, sporadische Messungen auch aus den oberflächen- und bodennahen Schichten. Wegen eines Geräteschadens waren bedauerlicherweise in Bodennähe nur wenige

Messungen möglich. Die Bearbeitung der Meßwerte ist noch nicht abgeschlossen, so daß ein Vergleich mit den Strommessungen von HOLLAN (1969) erst später erfolgen kann. Hier sollen daher nur einige allgemeine Bemerkungen zu den Stromverhältnissen erfolgen.

Zu Beginn der Dauerstation wurden bei schwachen nordöstlichen oder umlaufenden Winden, die später unter Zunahme auf 3 Beaufort auf SW drehten, bis 100 m Tiefe nur schwache, nach $140\text{--}220^\circ$ setzende Strömungen unter 10 cm s^{-1} gemessen. Im Verlauf des 7. 10. 1969 kam es bis 100 m Tiefe zu einer Zunahme der Stromgeschwindigkeit auf Werte um 15 cm s^{-1} , wobei der Strom weiterhin nach $150\text{--}180^\circ$ setzte. Während in der Folgezeit bis zum 10. 10. 1969 der Strom in den obersten 60 m bei Geschwindigkeiten von $15\text{--}20\text{ cm s}^{-1}$ etwas nach W drehte und nach $200\text{--}240^\circ$ setzte, wurde in 100 m Tiefe eine größere Veränderlichkeit der Stromrichtung festgestellt. Messungen in 200 und 235 m Tiefe ergaben in Bodennähe am 9. 10. 1969 nach $300\text{--}340^\circ$ setzende Strömungen um 10 cm s^{-1} , deren Geschwindigkeit am 10. 10. abnahm. Auch in den obersten 100 m nahmen unter Rückdrehung der Stromrichtung auf $130\text{--}180^\circ$ im

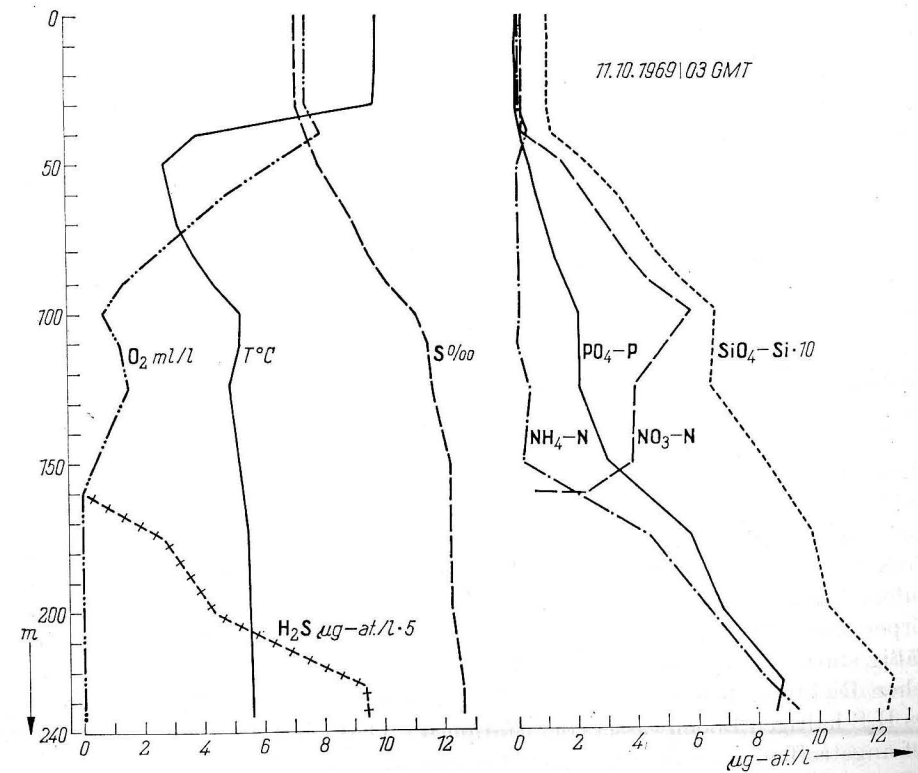


Abb. 2. Vertikalverteilung verschiedener ozeanologischer Parameter am Ende von Dauerstation BY 15 A im Gotlandtief im Oktober 1969

Verläufe des 10. 10. 1969 die Geschwindigkeiten ab. Sie lagen bei Beendigung der Messungen in Oberflächennähe bei $8-9 \text{ cm s}^{-1}$, während darunter nur die Ansprechempfindlichkeit der Meßgeräte (5 cm s^{-1}) erreicht wurde.

Trotz der zeitweise 5 Beaufort erreichenden südwestlichen Winde verlief der Strom während des gesamten Meßzeitraums entgegengesetzt zur Windrichtung. Ein direkter Zusammenhang mit den vorstehend beschriebenen Veränderungen im chemischen Aufbau konnte bisher nicht festgestellt werden. Außerdem kann noch nicht entschieden werden, ob der mehrfach beobachtete Wechsel zwischen oxydierenden und reduzierenden Bedingungen im Tiefenwasser vorrangig durch den Zustrom von unterschiedlichen Wasserkörpern aus südöstlicher Richtung verursacht wurde oder ob dabei die Verdriftung des Schiffs um insgesamt $4,2 \text{ sm}$ in nordöstlicher bis nördlicher Richtung eine größere

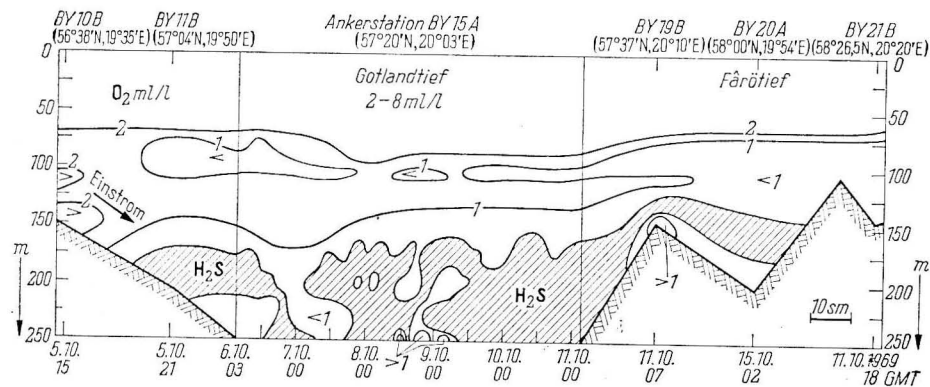


Abb. 3. Verteilung von Sauerstoff und Schwefelwasserstoff während der Wasserumschichtung im Gotlandtief im Oktober 1969

Rolle spielte. Das ändert jedoch nichts an der Tatsache, daß insbesondere die chemischen Parameter während der Wassererneuerung im Gotlandtief im Oktober 1969 sehr starke räumliche Inhomogenitäten aufwiesen.

Wie eigenartig die Wasserumschichtung im östlichen Gotlandbecken im Oktober 1969 verlief, geht auch aus Abb. 3 hervor (Stationskarte vgl. FRANCKE und NEHRING, 1971). Die Erneuerung des Tiefenwassers in diesem Becken kann nur vom Süden her erfolgen. Der Einstrom des sauerstoffhaltigen frischen Wassers in das Gotlandtief braucht offensichtlich nicht kontinuierlich zu verlaufen. Nach einem Salzwassereinbruch können sich vielmehr einzelne Wasserkörper, die möglicherweise durch die langgestreckte Form und das verhältnismäßig starke Gefälle des Beckens entstanden sind, am Boden entlang in nördlicher Richtung bewegen. Ein solcher Wasserkörper wurde nach Passieren des H_2S -haltigen Bodenwassers der Station BY 11 B am 6. 10. 1969 im Gotlandtief angetroffen.

Der rasche Wechsel zwischen oxydierenden und reduzierenden Bedingungen im Tiefenwasser der Station BY 15 A insbesondere zu Beginn der Messungen

ist im Isoplethendiagramm der Abb. 3 sehr deutlich zu erkennen. Später herrschten dann reduzierende Verhältnisse vor. Auch auf Station BY 19 B, die auf der Schwelle zwischen dem Gotland- und dem Färötief liegt, wurden in 125 m Tiefe noch geringe Mengen an Schwefelwasserstoff ($0,02 \text{ mg/l}$) beobachtet, während unmittelbar über dem Boden bereits mehr als $1 \text{ ml O}_2/\text{l}$ nachgewiesen wurde. Im Färötief selbst (Station BY 20 A) wurden bis in 175 m Tiefe geringe Mengen an Sauerstoff ($0,1 \text{ ml/l}$) angetroffen, nachdem noch Mitte September 1969 ab 150 m Tiefe Schwefelwasserstoff vorhanden war (vgl. Fahrtbericht des FS „Birkut“, Polen, vom 7.—24. 9. 1969). Überraschenderweise war also im Färötief die Erneuerung des Tiefenwassers erfolgt, bevor die Umschichtung im Gotlandtief beendet war. FONSELIUS (1969) konnte dagegen im Jahre 1967 nachweisen, daß noch während der Wassererneuerung im Gotlandtief schwefelwasserstoffhaltiges Wasser in das benachbarte Färötief gedrückt wurde, der Austausch des Tiefenwassers im östlichen Gotlandbecken also von Süd nach Nord verläuft.

Um Zweifel an der Richtigkeit unserer Messungen auszuschließen, wurden die Untersuchungen auf Station BY 20 A vier Tage später, am 15. 10. 1969, wiederholt. Auch bei diesen Untersuchungen war sauerstoffhaltiges Bodenwasser vorhanden, das in 150–175 m Tiefe jedoch von einer schwach H_2S -haltigen Zwischenschicht überlagert wurde ($0,01-0,03 \text{ mg H}_2\text{S/l}$). Obgleich eine Synoptik nicht mehr voll gewährleistet ist, haben wir diese Meßwerte in Abb. 3 verwendet, insbesondere auch, weil der Bodenwasserschöpfer bei den Untersuchungen am 11. 10. 1969 nicht ordnungsgemäß geschlossen hatte.

Auf welchem Wege das frische Wasser in das Färötief gelangt ist, kann nur vermutet werden. Wahrscheinlich handelt es sich um sauerstoffhaltige Wasserkörper, die nach dem Salzwassereinbruch im Winter und Frühjahr 1969 aus dem Bornholmbecken verdrängt wurden und die sich infolge ihrer verhältnismäßig geringen Dichte in mittleren Wassertiefen ($90-140 \text{ m}$) einschichteten (FRANCKE und NEHRING, 1971). Sie gelangten im Laufe des Sommers bis ins Färötief und erneuerten dort das Tiefenwasser. FONSELIUS und SEN GUPTA (Vorträge auf der 7. Konferenz der Ostseeoceanographen in Helsinki 1970) führten den Wasseraustausch im Färötief, der auch nach ihren Beobachtungen 1969 vor der Umschichtung im Gotlandtief erfolgte, ebenfalls auf eine Wasserbewegung in mittleren Tiefen zurück. In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen, daß im Tiefenwasser der Station BY 21 B (125 m Tiefe) kein Schwefelwasserstoff mehr angetroffen wurde, während die weiter nördlich gelegene Station BY 29 A bereits ab 100 m Tiefe reduzierende Bedingungen aufwies.

Insgesamt gesehen ist die eigentliche Wasserumschichtung im Gotlandtief anscheinend sehr schnell erfolgt. Als die Messungen auf den Stationen BY 11 B und BY 15 A am 20. 10. 1969 wiederholt wurden, war auf der ersten Station überhaupt kein Schwefelwasserstoff mehr vorhanden, während im Gotlandtief selbst ähnlich wie zu Beginn der Dauerstationsmessungen nur in 175 bis 200 m Tiefe ein reduzierendes Milieu angetroffen wurde. Spätestens im No-

vember 1969 war das gesamte Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens frei von Schwefelwasserstoff.

Literatur

- [1] BENTSCHNEIDER, K. und ROBINSON, R. J., A new spectrophotometric method for the determination of nitrite in sea water. *J. Marine Res.* **11** (1952) S. 87–96.
- [2] FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. **13** (1962), 41 S.
- [3] FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. **23** (1969), 97 S.
- [4] FRANCKE, E. und NEHRING, D., Erste Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereintritt in die Ostsee im Februar 1969. *Beiträge Meeresk.*, H. 28 (1971) S. 33–47.
- [5] GIESKES, J. M. und GRASSHOFF, K., A study of the variability in the hydro-chemical factors in the Baltic Sea on the basis of two anchor stations September 1967 and May 1968. *Kieler Meeresforsch.* **25** (1969) S. 105–132.
- [6] GIESKES, J. M., Der Membran-Salzfänger als geeignetes Gerät zur Registrierung der Schichtung im Meere. *Kieler Meeresforsch.* **23** (1967) S. 75–79.
- [7] GRASSHOFF, K., Zur Bestimmung von Nitrat im Meer- und Trinkwasser. *Kieler Meeresforsch.* **20** (1964) S. 5–11.
- [8] HOLLAN, E., Die Veränderlichkeit der Strömungsverteilung im Gotlandbecken am Beispiel von Strömungsmessungen im Gotland-Tief. *Kieler Meeresforsch.* **25** (1969) S. 19–70.
- [9] MORRIS, A. W. und RILEY, J. P., The determination of nitrate in sea water. *Anal. Chim. Acta* **29** (1963) S. 273–279.
- [10] MURPHY, J. und RILEY, J. P., A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Anal. Chim. Acta* **27** (1962) S. 31–36.
- [11] NEHRING, D., Internationales Ostseejahr 1969/70. *Urania* **32** (1969) S. 60–63.
- [12] NEHRING, D., SCHULZ, S. und ROHDE, K.-H., Untersuchungen über die Produktivität der Ostsee. I. Chemisch-biologische Untersuchungen in der mittleren Ostsee und in der Bottensee im April/Mai 1967. *Beiträge Meeresk.* **23** (1969) S. 5–36.
- [13] SEN GUPTA, R., Inorganic nitrogen compounds in ocean stagnation and nutrient re-supply. *Sci.* **160** (1968) S. 884–885.
- [14] STRICKLAND, J. D. H. und PARSONS, T. R., A manual of sea water analysis. Fisheries Res. Board of Canada, Bull. **125** (1965) 203 S.

Abschluß der Arbeit: 20. 3. 1970

Anschrift der Verfasser:

Dr. D. NEHRING, E. FRANCKE und Dr. H.-J. BROSIK,
Institut für Meereskunde der DAW
DDR – 253 Warnemünde

Zur Arbeitsweise von Pegelanlagen bei veränderlichem Durchmesser des Verbindungsrohres

VON GÜNTHER SAGER und WOLFGANG MATTHÄUS

Zusammenfassung: In Fortsetzung früherer Untersuchungen der Verfasser über Einschwingvorgänge bei Rohrpegelanlagen wird die Differentialgleichung $\dot{z} = k \sqrt{a \sin \omega t - z}$ für veränderliche Dämpfungskoeffizienten k mit Hilfe des RUNGE-KUTTA-Verfahrens gelöst. Damit wird das Verhalten einer im Pegelschacht abgebildeten Wasserstandsstörung bei langsam verstopfendem Verbindungsrohr mathematisch erfaßt. Die Ergebnisse werden in Tabellen und Diagrammen mitgeteilt.

Das Verbindungsrohr von Registrierpegelanlagen unterliegt, insbesondere bei größeren Entfernungen zwischen Gewässer und Pegelschacht bzw. Pegelrohr, einer langsamen Verstopfung durch Bewuchs und Ablagerung von Sand und Schlamm. Das trifft in erster Linie auf Pegelanlagen in geschützten Buchten und an stark verschmutzten Wasserläufen zu. Selbst bei den im Bereich der Ostseeküste der DDR verwendeten Verbindungsrohren von 8 bis 10 cm Länge und Durchmessern zwischen 0,3 und 1 cm hat sich gezeigt, daß mit einer völligen Verstopfung in etwa einem halben (geschützte Buchten) bis einem dreiviertel Jahr (offene Küste) zu rechnen ist. Von praktischem Interesse für die Funktion von Pegelanlagen ist daher das Verhalten einer im Pegelschacht abgebildeten periodischen Störung des Außenwasserstandes bei langsam verstopfendem Verbindungsrohr.

Ausgangspunkt für die Berechnungen ist wiederum die Differentialgleichung

$$\dot{z} = k \sqrt{a \sin \omega t - z} \quad (1)$$

mit

- | | |
|-----------------------------|--|
| a | Amplitude der periodischen Störung in [cm] |
| f, F | Querschnitte des Verbindungsrohres bzw. des Pegelschachtes in [cm ²] |
| $g = 981,3$ | Erdbeschleunigung [cm s ⁻²] |
| $k = \mu \lambda \sqrt{2g}$ | Dämpfungskoeffizient in [cm ^{1/2} s ⁻¹] |
| t | Zeit in [s] |
| T | Periode der Störung in [s] oder [min] |
| z | Wasserstand im Pegelschacht über ungestörtem Außenniveau in [cm] |
| $\lambda = f/F$ | Dämpfungsverhältnis [1] |

μ Durchflußkoeffizient [1]
 $\omega = 2\pi/T$ Kreisfrequenz der periodischen Störung in [s⁻¹].

Eine Verstopfung des Verbindungsrohres ist mit einer Verringerung des Durchmessers verbunden, wodurch eine Abnahme des Durchflußkoeffizienten zu verzeichnen ist [3, 4]. Gleichzeitig führt ein kleinerer Durchmesser zu einer stärkeren Dämpfung des Systems, d. h., das Dämpfungsverhältnis wird ebenfalls kleiner. Ein sich kontinuierlich schließendes Verbindungsrohr kann also durch einen kleiner werdenden Dämpfungskoeffizienten k in Gl. (1) mathematisch realisiert werden.

Die Lösung der Differentialgleichung erfolgte nach der in [6] ausführlich dargelegten Methode unter Anwendung des RUNGE-KUTTA-Verfahrens. Die Extremwerte des Innenwasserstandes wurden durch parabolische Interpolation bis zum Erreichen des eingeschwungenen Zustandes berechnet. Vom eingeschwungenen Zustand wird gesprochen, wenn die aufeinanderfolgenden Extremwerte ihrem Betrag nach um weniger als 1 ‰ der Störungsamplitude auseinanderliegen.

Auch bei diesen Untersuchungen gilt gleiches Verhalten im Pegelrohr für alle Störungen, bei denen das Produkt $k \cdot T = \text{const}$ ist. Es ergeben sich dadurch bedeutende Vereinfachungen in der Behandlung des Problems, so daß der in Tab. 1 zusammengestellte Periodenbereich in Betracht gezogen werden kann. Sowohl die Störungsperioden als auch die Störungsamplituden – in diesem Falle 10, 25 und 50 cm – sind den in der Natur auftretenden Werten angepaßt, die zum Teil den Untersuchungen von ENDRÖS [1], LETTAU [2] und NEUMANN [5] entnommen sind.

TABELLE 1

Zuordnung von Dämpfungskoeffizient k in [cm^{1/2} s⁻¹] und Störungsperiode T in [min]

k [cm ^{1/2} s ⁻¹]	Nr.							
	1	2	3	4	5	6	7	8
0,32								5
0,16							5	10
0,08					5	10	20	20
0,04					5	10	20	40
0,02				5	10	20	40	80
0,01			5	10	20	40	80	160
0,005		5	10	20	40	80	160	320
0,0025	5	10	20	40	80	160	320	640
$k \cdot T$ [cm ^{1/2}] (T [s])	0,75	1,5	3	6	12	24	48	96

Die Ergebnisse der Berechnungen sind in den Tab. 2a und 2b sowie in den Abb. 1 bis 5 dargestellt. Es zeigt sich bei den Amplituden a_0 und bei der Phasenverschiebung φ_0 , daß sowohl mit wachsender Störungsperiode als auch mit größerem Dämpfungskoeffizienten die Amplitudendämpfung und die Phasen-

verschiebung geringer werden. Die in Tab. 2 bei $a = 10$ cm im Vergleich zwischen Nr. 8 und den übrigen Ergebnissen zu beobachtende Unregelmäßigkeit ist auf das der RUNGE-KUTTA-Methode zugrunde liegende Näherungsverfahren in Verbindung mit der an die Störungsamplitude gebundenen Schranke für dessen Abbruch zurückzuführen (vgl. Fehlerbetrachtungen in [6]).

Die Aufmerksamkeit bei den vorliegenden Untersuchungen galt in erster Linie dem Einfluß, den die Änderung des Dämpfungskoeffizienten k auf Amplitude a_0 und Phasenverschiebung φ_0 im eingeschwungenen Zustand ausübt. Abb. 1 zeigt den speziellen Fall der Abhängigkeit des Quotienten a_0/a direkt

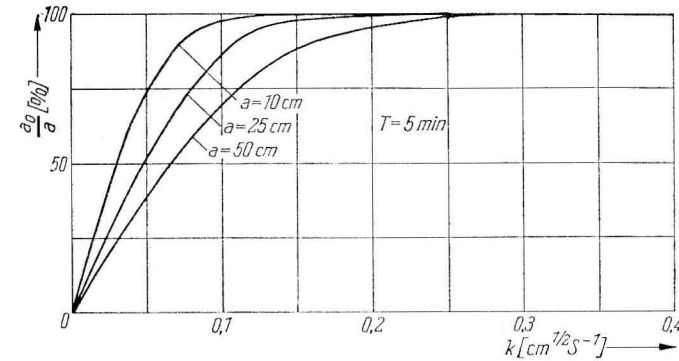


Abb. 1. Quotient a_0/a in Abhängigkeit vom Dämpfungskoeffizienten k für verschiedene Störungsamplituden a und Störungsperiode $T = 5$ min im eingeschwungenen Zustand

vom Dämpfungskoeffizienten bei einer Störungsperiode von $T = 5$ min. Während bei $k = 0,3$ praktisch keine Amplitudendämpfung bei Störungsamplituden unter 50 cm auftritt, können bei $k = 0,1$ und $a = 10$ cm noch 98%, bei $a = 25$ cm noch 86% und bei $a = 50$ cm noch 70% der Störungsamplitude im Pegelrohr registriert werden; bei $k = 0,02$ jedoch nur noch jeweils 35%, 23% bzw. 16%. Mit weiter wachsender Dämpfung, also zunehmender Verstopfung des Verbindungsrohres, werden die Amplituden im Pegelrohr schnell klein und

TABELLE 2a

Amplitude a_0 der erzwungenen Schwingung im Pegelrohr in [cm] und der Quotient a_0/a in Prozent (in Klammern) im eingeschwungenen Zustand

a [cm]	Nr.							
	2	3	4	5	6	7	8	
10	0,90 (9,0%)	1,80 (18,0%)	3,51 (35,1%)	6,41 (64,1%)	9,36 (93,6%)	10,00 (100,0%)	9,99 (99,9%)	
25	1,44 (5,8%)	2,86 (11,4%)	5,66 (22,6%)	10,89 (43,6%)	18,90 (75,6%)	24,52 (98,1%)	24,97 (99,9%)	
50	2,00 (4,0%)	4,05 (8,1%)	8,06 (16,1%)	15,77 (31,5%)	29,36 (58,7%)	45,07 (90,1%)	49,95 (99,9%)	

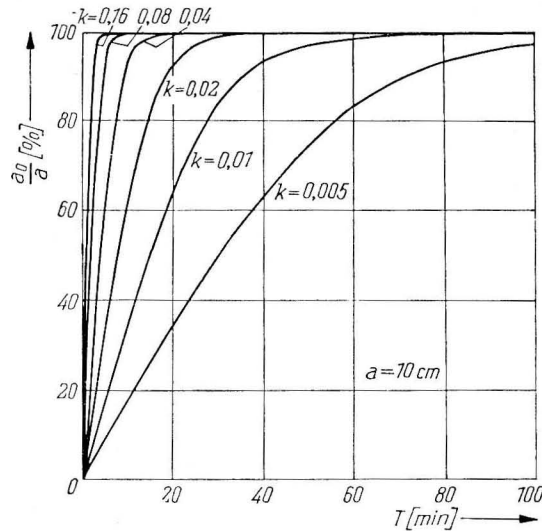


Abb. 2a. Quotient a_0/a in Abhängigkeit von der Störungsperiode T bei verschiedenen Dämpfungskoeffizienten k und Störungsamplitude $a = 10$ cm im eingeschwungenen Zustand

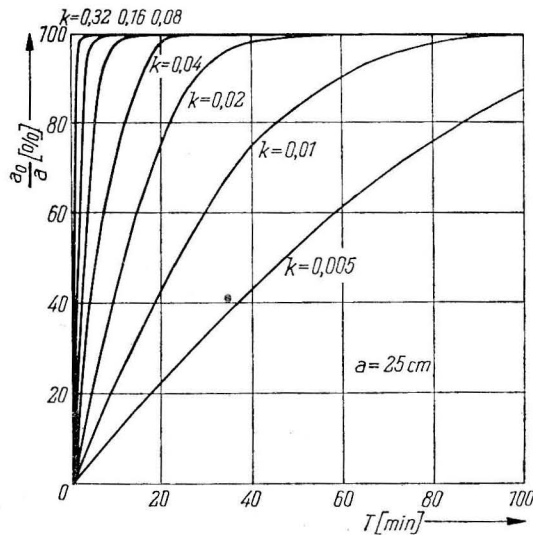


Abb. 2b. Quotient a_0/a in Abhängigkeit von der Störungsperiode T bei verschiedenen Dämpfungskoeffizienten k und Störungsamplitude $a = 25$ cm im eingeschwungenen Zustand

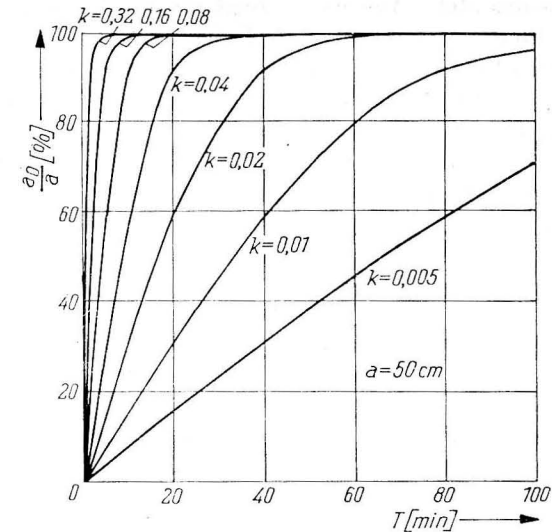


Abb. 2c. Quotient a_0/a in Abhängigkeit von der Störungsperiode T bei verschiedenen Dämpfungskoeffizienten k und Störungsamplitude $a = 50$ cm im eingeschwungenen Zustand

TABELLE 2b

Phasenverschiebung φ_0 der erzwungenen Schwingung im Pegelrohr in [grd] und der Quotient $\varphi_0 \cdot T/4$ in Prozent (in Klammern) im eingeschwungenen Zustand

a[cm]	Nr.						
	2	3	4	5	6	7	8
10	84,62° (94,0%)	79,92° (88,8%)	69,37° (77,1%)	50,40° (56,0%)	20,76° (23,1%)	0,72° (0,8%)	0,96° (1,1%)
25	86,75° (96,4%)	83,58° (92,9%)	77,22° (85,8%)	63,90° (71,0%)	41,22° (45,8%)	11,29° (12,5%)	1,04° (1,2%)
50	87,52° (97,3%)	85,07° (94,5%)	80,77° (89,7%)	71,70° (79,7%)	54,09° (60,1%)	25,73° (28,6%)	2,34° (2,6%)

gehen für $k = 0$ auch gegen Null. In verallgemeinerter Darstellung enthält Abb. 2a–c die Abhängigkeit des Quotienten a_0/a von der Störungsperiode T bei ausgewählten Dämpfungskoeffizienten k .

Bei langsam verstopfendem Verbindungsrohr wird im Laufe der Zeit auch die Phasenverschiebung φ_0 zwischen Störung und Wasserbewegung im Pegelrohr – speziell für $T = 5$ min als $\varphi_0 : T/4$ über k in Abb. 3 dargestellt – immer größer. Bereits bei $k = 0,3$ treten Phasenverschiebungen auf, die bei $k = 0,1$ und $a = 10$ cm 14%, bei $a = 25$ cm 35% und bei $a = 50$ cm 51% der maximalen Phasenverschiebung von $T/4$ erreichen. Bei $k = 0,02$ werden Phasenverschiebungen $\varphi_0 : T/4$ von 77%, 86% bzw. 90% bei den jeweiligen Störungs-

amplituden a beobachtet. Abb. 4a–c zeigt als Verallgemeinerung der Untersuchungen die Phasenverschiebung $\varphi_0:T/4$ über der Störungsperiode T mit Dämpfungskoeffizient k als Parameter.

Abb. 5 zeigt am Beispiel einer Wasserstandsstörung der Amplitude $a = 10$ cm und der Periode $T = 5$ min die Größe der Fehler, die durch falsch dimensionierte Anlagen auftreten können. Dämpfungskoeffizienten von $k = 0,04$ bzw. $k = 0,02$ können z. B. bei einem Dämpfungsverhältnis von $\lambda = 1:1000$ mit

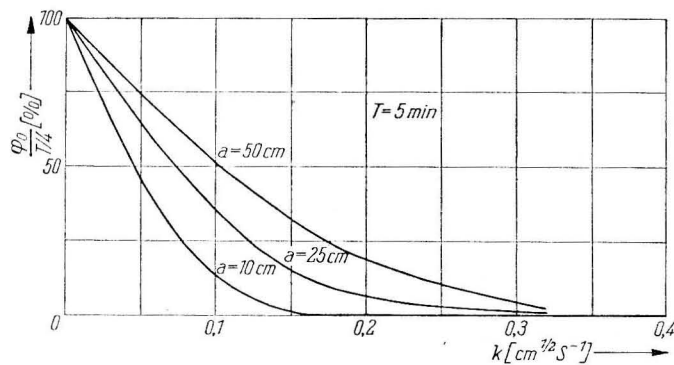


Abb. 3. Quotient $\varphi_0:T/4$ in Abhängigkeit vom Dämpfungskoeffizienten k für verschiedene Störungsamplituden a und Störungsperiode $T = 5$ min im eingeschwungenen Zustand

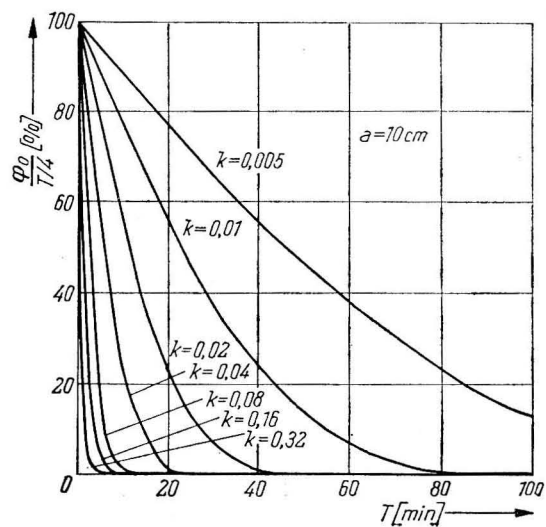


Abb. 4a. Quotient $\varphi_0:T/4$ in Abhängigkeit von der Störungsperiode T bei verschiedenen Dämpfungskoeffizienten k und Störungsamplitude $a = 10$ cm im eingeschwungenen Zustand

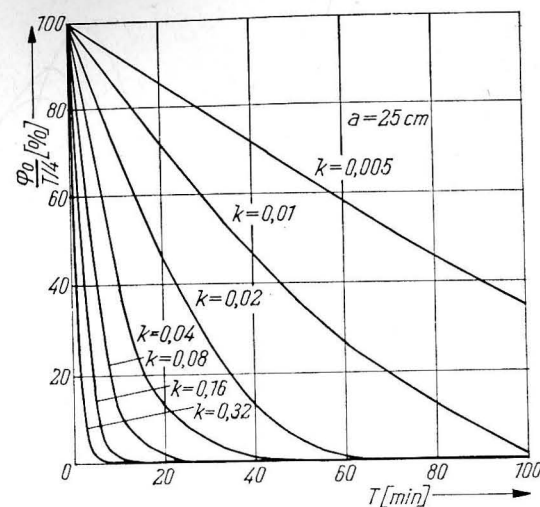


Abb. 4b. Quotient $\varphi_0:T/4$ in Abhängigkeit von der Störungsperiode T bei verschiedenen Dämpfungskoeffizienten k und Störungsamplitude $a = 25$ cm im eingeschwungenen Zustand

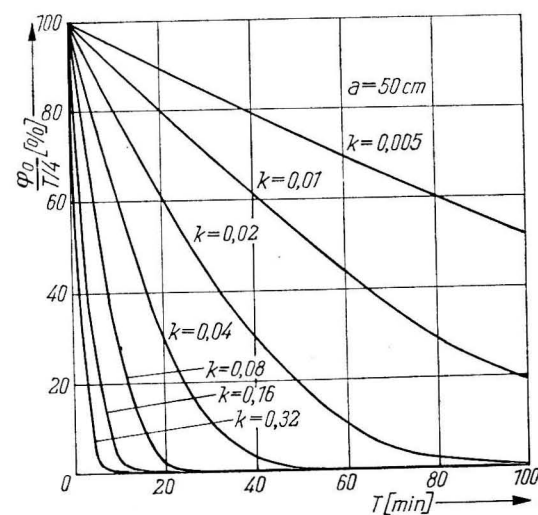


Abb. 4c. Quotient $\varphi_0:T/4$ in Abhängigkeit von der Störungsperiode T bei verschiedenen Dämpfungskoeffizienten k und Störungsamplitude $a = 50$ cm im eingeschwungenen Zustand

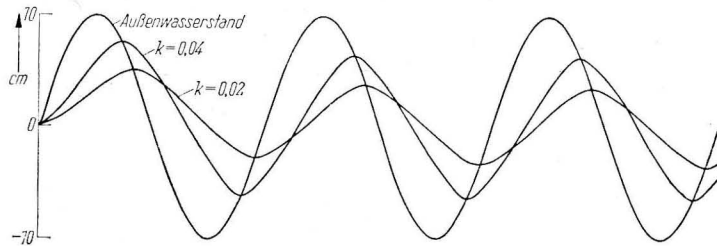


Abb. 5. Verlauf des Innenwasserstandes bei Dämpfungskoeffizienten $k = 0,04$ bzw. $k = 0,02$ der Pegelanlage und einer Wasserstandsstörung der Amplitude $a = 10$ cm und der Periode $T = 5$ min

Durchflußkoeffizienten von $\mu \approx 0,9$ bzw. $\mu \approx 0,45$ realisiert werden. Für $k = 0,04$ werden noch 64,1% der Störungsamplitude mit einer Phasenverschiebung von 42 s im eingeschwingenen Zustand registriert. Hat die Anlage dagegen einen Dämpfungskoeffizienten $k = 0,02$, dann werden nur noch 35,1% der Störungsamplitude mit einer Phasenverschiebung von einer knappen Minute abgebildet.

Literatur

- [1] ENDRÖS, A., Beobachtungen über die Dämpfung der Seiches in Seen. Gerlands Beitr. Geophys., Leipzig, **41** (1934), S. 130–148.
- [2] LETTAU, H., Seiches des Frischen Haffes. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol., Berlin, **60** (1932), S. 229–240.
- [3] MATTHÄUS, W., Der Durchflußkoeffizient bei Rohrpegelanlagen. Beitr. Meereskunde, Berlin, H. 26 (1969), S. 59–95.
- [4] MATTHÄUS, W., Die Bedeutung des Durchflußkoeffizienten für Registrierpegelanlagen. Wasserwirtschaft-Wassertechnik, Berlin, **20** (1970), S. 15–18.
- [5] NEUMANN, G., Freie Schwingungen (Seiches) der Putziger Wiek. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol., Berlin, **72** (1944), S. 225–235.
- [6] SAGER, G., MATTHÄUS, W. und SAMMLER, R., Die Berechnung von Einschwingvorgängen bei Rohrpegeln. Beitr. Meereskunde, Berlin, H. 22 (1968), S. 61–101.

Abschluß der Arbeit: 20. 2. 1970

Anschrift der Verfasser:

Dr. W. MATTHÄUS, Dr. habil. G. SAGER, Institut für Meereskunde der DAW
DDR – 253 Warnemünde

Extremsituationen im Wärmehaushaltsregime der südlichen Ostsee (Fehmarnbelt) in ihrer Beziehung zur Großwetterlage

VON MANFRED STURM

Zusammenfassung: Es wird anhand des Beobachtungs- und Meßmaterials des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“ (54° 36' N, 11° 09' E) aus dem Zeitraum 1952–1961 und darauf aufgebauter Abschätzungen der Hauptkomponenten des Wärmehaushaltes des Meeres der Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Extremsituationen im Wärmehaushalt der südlichen Ostsee und charakteristischen Großwetterlagen untersucht. Die für vier Hauptkomponenten der Wärmehaushaltsgleichung (Strahlungsumsatz, konvektiver und latenter Wärmestrom, Wärmebilanz der Meeresoberfläche) gesondert durchgeführte Analyse gestattet eine Typisierung jener Großwetterlagen, unter deren Regime im Bereich der südlichen Ostsee mit dem Auftreten extremer Wärmehaushaltsverhältnisse zu rechnen ist. Es wird ferner kurz auf die jahreszeitliche Zuordnung der Extremabweichungen der einzelnen Wärmehaushaltskomponenten von den mehrjährigen Mittelwerten eingegangen.

Summary: Basing on observation data of the Baltic lightship „Fehmarnbelt“ (54° 36' N, 11° 09' E) in the period 1952–1961 and on estimates of main components of the ocean heat economy the relationship between extreme situations of the heat budget of southern Baltic and characteristic general weather situations has been studied. The investigation considering separately four main components of the heat balance equation (balance of radiation, sensible and latent heat, heat balance at sea surface) permits a classification of those general weather situations with extreme conditions of heat economy in the southern Baltic area. Moreover the seasonal coordination of extreme anomalies of the several heat budget components is discussed.

1. Einleitung

Analysen des Wärmehaushaltes eines gegebenen Meeres oder Meeresgebietes gewinnen sehr erheblich an Aussagekraft, wenn neben der eigentlichen Untersuchung der Prozesse des Wärmeenergieaustausches an der Meeresoberfläche und in der Wassermasse der enge Zusammenhang zwischen dem lokalen maritimen Wärmehaushaltsregime und der großräumigen Wettersituation in die Betrachtungen mit einbezogen wird. Die methodischen Möglichkeiten erstrecken sich hierbei in einem gegebenen Untersuchungszeitraum von einer bloßen Gegenüberstellung Wärmehaushaltskomponente/Wetterlage bis zu einer detaillierten Wetterlagenstatistik. Untersuchungen dieser Art sind aus dem Ostseeraum bislang nur vereinzelt bekannt geworden. Sie beschränkten sich überdies zu meist auf die Analyse von Einzelproblemen, so z. B. auf die Erkundung der Einflußnahme einer einzelnen Extremwetterlage auf das lokale Wärmehaus-

haltsregime (HANKIMO, 1964) oder aber auf die Untersuchung des Zusammenhangs zwischen der Großwetterlage und einer einzelnen Wärmehaushaltskomponente (HELBIG, 1966).

Die Aufgabe der vorliegenden Untersuchung ist darin gesehen worden, auf der Grundlage von Abschätzungen der Hauptkomponenten des Wärmehaushaltes des Meeres (Dekadensummen) im Bereich der südlichen Ostsee (Feuerschiff „Fehmarnbelt“, s. Abb. 1) (vgl. STURM, 1968, 1970a, b) eine Typisierung jener Großwetterlagen vorzunehmen, bei denen mit größerer Wahrscheinlichkeit in bestimmten Perioden des Jahres mit dem Auftreten extremer Wärme-

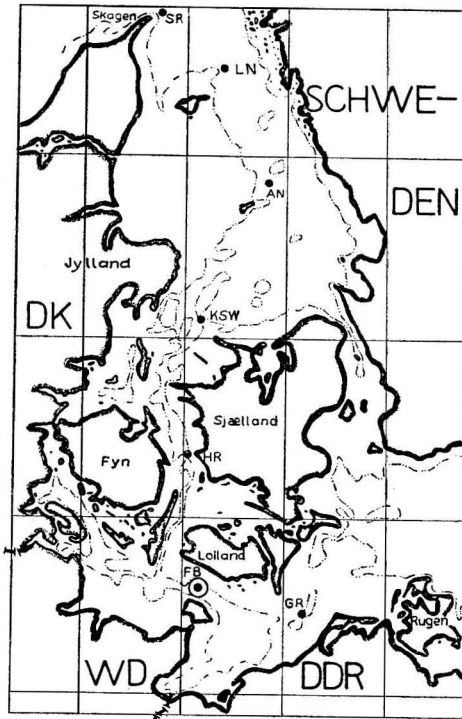


Abb. 1. Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes

haushaltsverhältnisse im südlichen Ostseeraum zu rechnen sein dürfte. Im einzelnen wurden aus dem Dezennium 1952–1961 für jede der vier Wärmehaushaltskomponenten Q_{us} (Strahlungsumsatz an der Meeresoberfläche), Q_k (konvektiver Wärmestrom), Q_v (latenter Wärmestrom) und Q_B (Wärmebilanz der Meeresoberfläche¹⁾) die drei dekadenbezogenen Tagessummen mit den jeweils

¹⁾ Unter dem nicht ganz korrekten, aber im internationalen Sprachgebrauch üblichen Terminus „Wärmebilanz der Meeresoberfläche“ wird im folgenden der Saldo aller die Meeresoberfläche in der Vertikalen passierenden Wärmeströme verstanden.

größten Abweichungen vom langjährigen Mittelwert (1932–1961, ohne 1939 bis 1946), d. h. die drei größten positiven und negativen Anomalien der betreffenden Wärmehaushaltskomponente, ausgewählt und tabelliert. Parallel dazu sind in den betreffenden Dekaden anhand der 7 Uhr-Karten des täglichen Wetterberichtes des MHD der DDR die weitgehend dekadencharakteristischen Großwetterlagen ermittelt und nach dem Katalog der Großwetterlagen Europas von HESS und BREZOWSKY (1952) klassifiziert worden. Darüber hinaus wurden für denselben Zeitraum 1952–1961 die dekadenbezogenen Extremabweichungen der genannten vier Wärmehaushaltskomponenten von den mehrjährigen Mittelwerten unter besonderer Kennzeichnung der jeweiligen drei Extremwetterlagen in gesonderten Darstellungen veranschaulicht. Eine Bezugnahme der extremen Wärmehaushaltsverhältnisse auf die mittlere Luftdruckverteilung im betreffenden Dekadenzeitraum erschien unter den gegebenen Umständen wenig sinnvoll; die Analysen des wechselseitigen Zusammenhangs Wärmehaushaltsanomalie/Großwetterlage stützen sich ausnahmslos auf die jeweilige charakteristische Einzelwetterlage innerhalb der betreffenden Dekade.

2. Strahlungsumsatz und Großwetterlage

2.1. Positive Anomalien

Es kann von vornherein erwartet werden, daß auf Grund des dominierenden Anteils der Globalstrahlungskomponente am Strahlungsumsatz hohe positive Anomalien von Q_{us} an Großwetterlagen gebunden sein müssen, die optimale Insolationsverhältnisse mit sich bringen. Die in Tab. 1 (s. S. 110) zusammengestellten Daten bestätigen diese Annahme. Wie sich zeigt, wurde im Untersuchungszeitraum 1952–1961 die europäische Großwetterlage in allen drei Fällen extremer positiver Abweichung des Strahlungsumsatzes vom langjährigen Mittelwert durch ein ausgedehntes Hochdruckgebiet über Fennoskandien (mHF_{a2}) bzw. über Zentraleuropa (gHM) geprägt (s. Tab. 1). Das Untersuchungsgebiet lag hierbei im Einflußbereich erwärmter trockener Polarluftmassen (cP₂), die wegen ihrer extremen Wolkenarmut und ihrer relativ hohen Transparenz das Zustandekommen von Höchstwerten des Strahlungsumsatzes ermöglichten.

Als Dekade mit der größten positiven Anomalie des Strahlungsumsatzes wurde im Untersuchungszeitraum die zweite Juli-Dekade 1955 ermittelt. Die dekadenbezogene Tagessumme von Q_{us} lag um $+0,114 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag erheblich über dem mehrjährigen Mittelwert. Die Großwetterlage wurde zu Dekadenanfang durch ein ausgedehntes Hochdruckgebiet über dem nordosteuropäischen Raum beherrscht, das in breitem Strom warme, trockene Festlandsluft aus der nordwestlichen Sowjetunion in das Untersuchungsgebiet lenkte. Gleichzeitig aus dem südosteuropäischen Raum herangeführte feuchtere Tropikluft bewirkte nur im südlichen Mitteleuropa die Ausbildung vereinzelter Wärmegewitter, im Untersuchungsgebiet selbst blieben die optimalen Insola-

tion mit noch wolkenreicheren Großwetterlagen (z. B. gSW_z, mTrM, mTM) in Erscheinung treten, sondern an Wetterlagen gebunden sind, die sich durch eine äußerst wechselhafte Witterung auszeichnen. Denkbar ist, daß auch zu einem nennenswerten Teil der bei Nord- und Nordostlagen häufigen Erscheinungen des nächtlichen Aufklarens (Schwächung der atmosphärischen Gegenstrahlung) hinsichtlich der Zunahme der negativen Q_{us} -Anomalie eine gewisse Bedeutung zukommt.

Die genannten drei Höchstwerte der negativen Abweichung des Strahlungsumsatzes vom Mittelwert fallen in den Zeitraum zwischen der ersten Februar-Dekade (4/1956) und der letzten Mai-Dekade (15/1961). Sie liegen folglich außerhalb des Intervalls der Höchstwerte des negativen Strahlungsumsatzes (Ende Dezember). Die Bevorzugung des späten Winters und des Frühjahrs hinsichtlich des Auftretens extremer negativer Anomalien des Strahlungsumsatzes ist ohne Zweifel auf die relativ häufige Ausbildung von Nord- und Nordostlagen im Frühjahr (Aprilwetter) und auf die in dieser Jahreszeit bereits in erheblichem Maße positiven Wärmesummen des Strahlungsumsatzes an der Meeresoberfläche zurückzuführen.

Der absolute Extremwert der negativen Q_{us} -Anomalie im Zeitraum 1952 bis 1961 wurde mit einer Abweichung von $-0,063 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ vom Mittelwert in der ersten Mai-Dekade 1957 errechnet. Das Untersuchungsgebiet stand von Dekadenanfang an unter dem Einfluß arktischer Polarluft, die in breitem Strom an der Ostflanke eines blockierenden ostatlantischen Hochdruckgebietes nach Mitteleuropa gesteuert worden war. Durch ein kräftiges Tiefdruckgebiet über dem nordosteuropäischen Raum behielt der Wetterablauf im Untersuchungsgebiet weitgehend zyklonalen Charakter (Abb. 4). Im letzten Dekadendrittel kam die eingeflossene arktische Kaltluft im mitteleuropäischen Raum

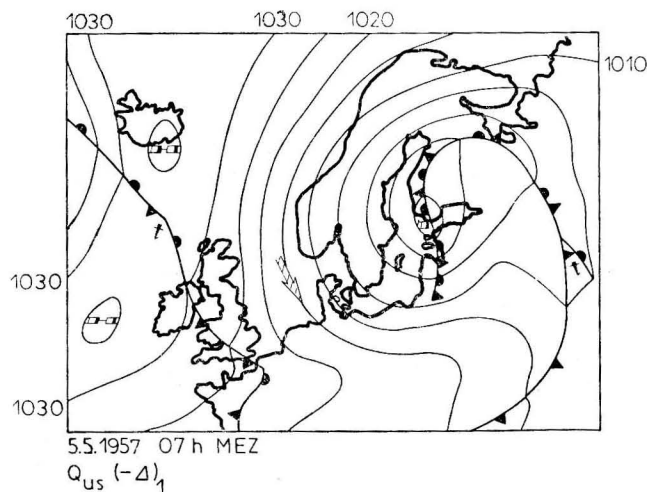


Abb. 4. Wetterlage am 5. 5. 1957, 7 Uhr MEZ

allmählich zur Ruhe. Bei weiter abnehmenden Luftdruckgegensätzen entwickelten sich zum Dekadenende hin wieder allgemein günstigere Insulationsverhältnisse.

Aus der Jahresverteilung der dekadenbezogenen negativen Q_{us} -Anomalien (Abb. 3) ergibt sich hinsichtlich des Auftretens von negativen Extremabweichungen $< -0,040 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ eine deutliche Bevorzugung des Winter-Frühjahr-Halbjahres (Dek. 35–17), wobei der Schwerpunkt der negativen Q_{us} -Anomalien ganz offensichtlich in den Mai fällt (vgl. Tab. 1). Die Überlappung beider Zeiträume mit extrem positiven ($> +0,060 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$) und extrem negativen Q_{us} -Anomalien ($< -0,040 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$) zwischen den Dekaden 11 und 17 charakterisiert den Strahlungsumsatz an der Meeresoberfläche im Bereich des FS. „Fehmarnbelt“ in der Periode Mitte April bis Mitte Juni hinsichtlich seiner Beeinflussung durch die Großwetterlage als besonders labil. Ihre Erklärung findet diese Erscheinung ganz offensichtlich in der relativ hohen Wahrscheinlichkeit des Auftretens sowohl Q_{us} -fördernder Ostlagen (Maximum der relativen Häufigkeit nach HESS und BREZOWSKY, 1952 mit 11,8% im Mai) als auch Q_{us} -hemmender Nordlagen (Maximum der relativen Häufigkeit mit 23,2 bzw. 25,0% im Mai/Juni) im betreffenden Zeitraum (Mitte April bis Mitte Juni).

3. Konvektiver Wärmestrom und Großwetterlage

3.1. Positive Anomalien

Erwartungsgemäß konzentrieren sich die extremen negativen Anomalien des konvektiven Wärmestromes im Bereich der südlichen Ostsee auf den Zeitraum größter thermischer Labilität der wassernahen Luftschichten (Dezember bis Februar). Aber auch die Maxima der positiven Q_{us} -Anomalien treten wieder erwarten in der genannten Periode gehäuft in Erscheinung. Abb. 5 ist zu entnehmen, daß alle positiven Extremabweichungen des konvektiven Wärmestromes vom mehrjährigen Mittelwert $> 0,040 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ in den Zeitraum Oktober–Februar fallen. Als Ursache erkennt man sofort die im genannten Zeitraum relativ hohe Wahrscheinlichkeit des Auftretens extrem warmer SW- und S-Großwetterlagen (nach HESS und BREZOWSKY, 1952: Maxima der Monatswerte der relativen Häufigkeit in beiden Fällen im November bzw. Januar). Unter ihrem Regime kommt es innerhalb einer zügigen Südwest- bis Südströmung zur Zufuhr für die Jahreszeit außergewöhnlich milder tropischmaritimer bzw. tropischer Luftmassen. Die aktuellen positiven Abweichungen der dekadenbezogenen Q_k -Tagessummen von den in dieser Jahreszeit ausnahmslos negativen Mittelwerten des konvektiven Wärmestroms (vgl. STURM, 1970a) erreichten auf diese Weise Höchstwerte.

Die vorgenommene Wetterlagenanalyse der zugehörigen extremen positiven Q_k -Anomalien ergab im Untersuchungszeitraum 1952–1961 in allen drei Fällen

eine Präsenz von Südwest- (gSW_z ; gSW_{az}) und Südlagen (mS_{az}) (s. Tab. 1). Die überhaupt höchste positive Q_k -Anomalie des Untersuchungszeitraumes wurde mit einer Abweichung von $0,084 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ für die zweite Dezemberdekade 1956 (35/1956) errechnet. Zentraleuropa lag zu Dekadenanfang im Einflußbereich eines mächtigen Tiefdrucksystems über Nordwest- und Nord-

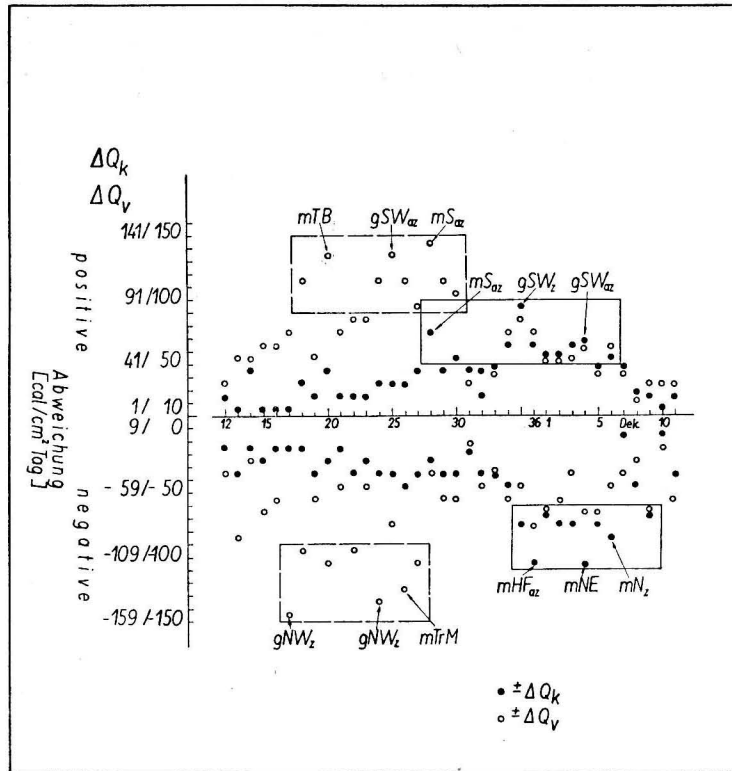


Abb. 5. Jahresverteilungen der dekadenbezogenen Extremabweichungen von Q_k und Q_v von den mehrjährigen Mittelwerten

europa, an dessen Süd- und Südostflanke milde atlantische Luftmassen herangeführt worden waren. Der Schwerpunkt des ursprünglich im Seegebiet zwischen Grönland und Island gelegenen tiefen Druckes wanderte in den folgenden Tagen unter zunehmender räumlicher Ausweitung allmählich in den Raum südlich Islands. Dadurch wurden noch mildere maritime Luftmassen in die großräumige Zirkulation einbezogen. Gleichzeitig kam es mit zunehmender Kräftigung der ausgedehnten Hochdruckzone über Süd- und Südosteuropa zu einer weiteren Aktivierung der Warmluftadvektion über Zentraleuropa, die in einer nunmehr voll ausgebildeten zyklonalen Südwestlage (gSW_z) am 16. Dezember 1956 ihren Höhepunkt erreichte (s. Abb. 6). Die Mittagstemperaturen lagen

im Binnenland verbreitet bei $13 \text{ }^\circ\text{C}$, und selbst das FS. „Fehmarnbelt“ meldete zum 19-Uhr-Termin bei Wassertemperaturen um $5,8 \text{ }^\circ\text{C}$ eine Lufttemperatur von $9,7 \text{ }^\circ\text{C}$. Gegen Dekadenende ließ bei abnehmenden Luftdruckgegensätzen im Untersuchungsgebiet die intensive maritime Warmluftzufuhr rasch nach und wurde teilweise durch die Advektion kälterer Festlandsluft abgelöst.

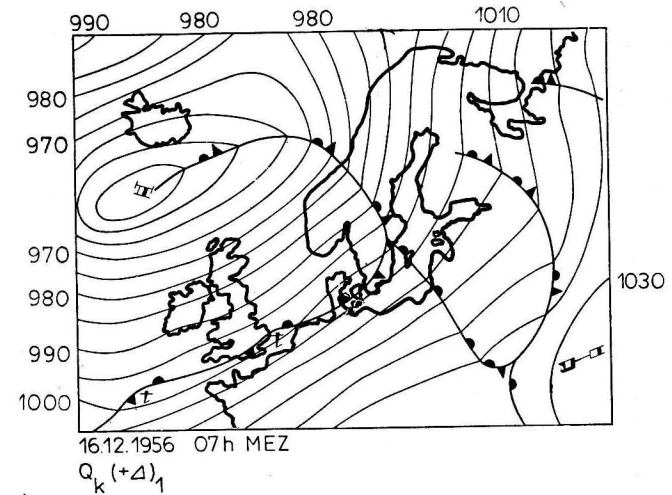


Abb. 6. Wetterlage am 16. 12. 1956, 7 Uhr MEZ

3.2. Negative Anomalien

Wie bereits festgestellt, beschränken sich die Höchstwerte der negativen Q_k -Anomalien hinsichtlich der drei ausgewählten Extremfälle auf die Wintermonate Dezember–Februar. Gemäß Abb. 5 fallen in der Periode 1952–1961 die dekadenbezogenen Höchstwerte der negativen Q_k -Anomalie $< -0,070 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ ausnahmslos in den Zeitraum zwischen der zweiten Dezember- und der letzten Märzdekade. Dafür verantwortlich zu machen sind an erster Stelle die in den genannten Monaten äußerst wärmeaustauschintensiven Kaltlufteinbrüche arktischer bzw. kontinentaler Polarluftmassen, die über der noch relativ warmen Meeresoberfläche der südlichen Ostsee zu einer außerordentlichen Intensivierung des turbulenten konvektiven Wärmestromes führten.

Die Untersuchungen haben ergeben, daß die drei höchsten negativen Abweichungen des konvektiven Wärmestroms von den mittleren Verhältnissen im Untersuchungszeitraum auf Ost- (mHF_{az}), Nordost- (mNE) und Nordlagen (mN_z) zurückgehen (s. Tab. 1). Die maßgeblichen antizyklonalen Steuerungszentren lagen in allen drei Fällen im nordeuropäischen Raum (Fennoskandien bzw. Faröer bzw. Island) und lenkten im Bereich einer zumeist zügigen Strö-

TABELLE I

Extremabweichungen ΔQ_i (Q_{us} , Q_k , Q_v , Q'_v , Q_B) vom mehrjährigen Mittelwert \bar{Q}_i sowie die zugehörigen charakteristischen Wetterlagen im Untersuchungszeitraum 1952–1961 [$10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$]

Q_i	\bar{Q}_i	ΔQ_i	Charakterist. Wetterlage am [nach HESS-BREZOWSKY]		
$Q_{us} (+\Delta)_1$	+0,440	+0,326	+0,114	20/1955	12. 7. 1955 mHF _{az}
$Q_{us} (+\Delta)_2$	+0,429	+0,333	+0,096	15/1954	28. 5. 1954 mHF _{az}
$Q_{us} (+\Delta)_3$	+0,462	+0,367	+0,095	19/1952	6. 7. 1952 gHM
$Q_{us} (-\Delta)_1$	+0,199	+0,262	+0,063	13/1957	5. 5. 1957 mN _z
$Q_{us} (-\Delta)_2$	-0,129	-0,069	-0,060	4/1956	7. 2. 1956 mNE
$Q_{us} (-\Delta)_3$	+0,278	+0,333	-0,055	15/1961	26. 5. 1961 mN _z
$Q_k (+\Delta)_1$	+0,021	-0,063	+0,084	35/1956	16. 12. 1956 gSW _z
$Q_k (+\Delta)_2$	+0,027	-0,036	+0,063	28/1961	6. 10. 1961 mS _{az}
$Q_k (+\Delta)_3$	+0,031	-0,028	+0,059	4/1957	5. 2. 1957 gSW _{az}
$Q_k (-\Delta)_1$	-0,159	-0,041	-0,118	36/1956	27. 12. 1956 mHF _{az}
$Q_k (-\Delta)_2$	-0,145	-0,028	-0,117	4/1953	6. 2. 1953 mNE
$Q_k (-\Delta)_3$	-0,096	-0,004	-0,092	6/1958	26. 2. 1958 mN _z
$Q_v (+\Delta)_1$	-0,016	-0,147	+0,131	28/1961	6. 10. 1961 mS _{az}
$Q_v (+\Delta)_2$	0,0	-0,127	+0,127	20/1960	18. 7. 1960 mTB
$Q_v (+\Delta)_3$	-0,021	-0,142	+0,121	25/1954	3. 9. 1954 gSW _{az}
$Q_v (-\Delta)_1$	-0,249	-0,090	-0,159	17/1959	16. 6. 1959 gNW _z
$Q_v (-\Delta)_2$	-0,281	-0,137	-0,144	24/1957	26. 8. 1957 gNW _z
$Q_v (-\Delta)_3$	-0,291	-0,156	-0,135	26/1955	16. 9. 1955 mTrM
$Q'_v (+\Delta)_1$	+0,020	-0,035	+0,055	6/1953	26. 2. 1953 gHM
$Q'_v (+\Delta)_2$	+0,010	-0,044	+0,054	4/1957	5. 2. 1957 gSW _{az}
$Q'_v (+\Delta)_3$	+0,012	-0,034	+0,046	13/1956	6. 5. 1956 gHM
$Q_B (+\Delta)_1$	+0,515	+0,257	+0,258	18/1953	24. 6. 1953 mHNF _{az}
$Q_B (+\Delta)_2$	+0,040	-0,175	+0,215	28/1961	6. 10. 1961 mS _{az}
$Q_B (+\Delta)_3$	-0,036	-0,234	+0,198	35/1956	16. 12. 1956 gSW _z
$Q_B (-\Delta)_1$	-0,412	-0,187	-0,225	36/1956	27. 12. 1956 gSW _z
$Q_B (-\Delta)_2$	-0,362	-0,141	-0,221	4/1953	6. 2. 1953 mNE
$Q_B (-\Delta)_3$	-0,320	-0,101	-0,219	26/1955	16. 9. 1955 mTrM

mung Kaltluftmassen polaren Ursprungs, die häufig über den Landmassen Osteuropas noch eine weitere Abkühlung erfahren hatten, nach Mittel- und Südeuropa.

Ein anschauliches Beispiel eines heftigen Kaltluft einbruches im zentraleuropäischen Raum bietet die Ostlage (mHF_{az}) vom 27. Dezember 1956 (s. Abb. 7), die weitestgehend das Wettergeschehen in der letzten Dezember-Dekade 1956 beherrschte und innerhalb der Periode 1952–1961 die höchste negative Anomalie des konvektiven Wärmestromes im Bereich des FS. „Fehmarnbelt“ nach sich zog. Der Kaltluft einbruch war zu Dekadenanfang durch den Aufbau einer selbständigen Hochdruckzelle über dem skandinavischen Raum vorbereitet worden, in deren Bereich sich die einfließende arktische Polarluft weiter abkühlen konnte. Das skandinavische Hochdruckgebiet gewann im Laufe der

ersten Dekadenhälfte zunehmend an räumlicher Ausdehnung und hatte nunmehr als hochreichendes Steuerungszentrum zu Dekadenmitte seinen Einfluß so weit nach Mitteleuropa ausgedehnt, daß an seiner Südflanke im breiten Strom kontinentale Polarluft aus dem nordost- und osteuropäischen Raum in das Untersuchungsgebiet einströmen konnte. Ihren Höhepunkt erreichte die Entwicklung zur Ostlage (mHF_{az}) am 26. und 27. Dezember 1956, an denen auf dem FS. „Fehmarnbelt“ bei Windgeschwindigkeiten um 6 Bft. Temperaturdifferenzen Wasser/Luft bis zu +7,7 °C gemessen wurden. Auch im letzten Dekadendrittel blieb die Zufuhr kontinentaler Polarluftmassen weitgehend erhalten; die auf der Vorderseite eines umfangreichen atlantischen Tiefdruck-

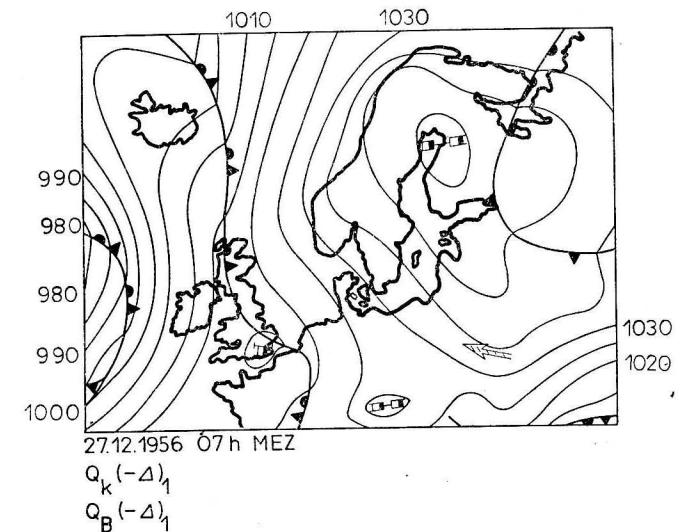


Abb. 7. Wetterlage am 27. 12. 1956, 7 Uhr MEZ

systems herantransportierte mildere Meeresluft führte nur im westlichen Mitteleuropa zu einer nennenswerten Frostabschwächung. Die extrem hohe negative Anomalie des konvektiven Wärmestromes in der Dekade 36/1956 in Höhe von $-0,118 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ findet daher nicht nur in dem beträchtlichen Auskühlungsgrad der advehierten Polarluftmassen ihre Erklärung, sondern ebenso auch in der Dauer der Frostperiode, die annähernd die gesamte Dekade umfaßt. Nicht ohne Einfluß auf die Höhe der negativen Q_k -Abweichung von den mittleren Verhältnissen konnte darüber hinaus die Tatsache bleiben, daß in der vorhergehenden Dekade (35/1956) die Gesamtwärmeverluste der Wassermasse durch die Meeresoberfläche infolge intensiver Warmluftadvektion nur geringe Werte erreichten. Der daraus resultierende, vergleichsweise hohe Wärmehalt des Meeres bot daher unter der Einwirkung der nachfolgenden Kaltluftinvasion günstige Voraussetzungen für das Zustandekommen extremer negativer Q_k -Anomalien.

4. Latenter Wärmestrom und Großwetterlage

4.1. Positive Anomalien

Wie Tab. 1 entnommen werden kann, muß mit dem Auftreten maximaler positiver Abweichungen des latenten Wärmestromes von den mittleren Verhältnissen in den Sommermonaten Juli–September gerechnet werden. Führt man sich vor Augen, daß dieser Zeitraum mit der Periode der im Jahresablauf größten Sättigungsdampfdrücke an der Meeresoberfläche quasi identisch ist, so wird plausibel, daß die Extrema der positiven Q_v -Anomalien an solche Großwetterlagen gebunden sein müssen, unter deren Regime in den oberflächennahen Luftschichten hinreichend hochtemperierte und feuchte Luftmassen advehiert werden. Diese Voraussetzungen erfüllen in den Sommermonaten die Süd- und Südwestlagen. Sie bewirken im Untersuchungsgebiet die Advektion zumeist tropisch-maritimer Luftmassen, in denen sich infolge hohen Feuchtigkeitsgehaltes und der relativ hohen Lufttemperatur nur geringe Dampfdruckgradienten zwischen den unteren Luftschichten und der sommerwarmen Meeresoberfläche der südlichen Ostsee einstellen. Hohe Stabilität der thermischen Schichtung der wassernahen Luftmasse und schwachgradientige Druckverteilung über dem Untersuchungsgebiet sind häufig weitere Faktoren zur Verminderung des vertikalen Wasserdampfaustausches in der Grenzschicht Wasser/Luft.

Das Untersuchungsgebiet lag in allen drei Fällen extremer positiver Q_v -Anomalien (mS_{az} , mTB , gSW_{az} ; s. Tab. 1) an der Ost- bzw. Südost-Flanke eines ausgedehnten Tiefdruckgebietes über dem östlichen Atlantik bzw. den Britischen Inseln. Zwischen ihm und hohem Luftdruck über dem ost- bzw. südosteuropäischen Raum strömten zumeist feuchtwarme Luftmassen überwiegend maritimtropischen Ursprungs nach Norden und Nordosten. Die überhaupt höchste positive Abweichung des latenten Wärmestroms im Untersuchungszeitraum 1952–1961 trat hierbei im Bereich des FS. „Fehmarnbelt“ mit $0,131$ mal 10^3 cal/cm² Tag in der ersten Oktober-Dekade 1961 (28/1961) auf. Die allgemeinen Zirkulationsverhältnisse über Zentraleuropa wurden im Bodendruckfeld während des gesamten Dekadenzeitraumes durch eine lebhafte Tiefdrucktätigkeit über dem Ostatlantik und ein stabiles Hochdruckgebiet über der europäischen Sowjetunion geprägt. Das Untersuchungsgebiet lag dadurch abwechselnd im Einflußbereich relativ warmer tropischmaritimer und erwärmter kontinentaler Luftmassen. Ihren Höhepunkt erreichte die Warmluftzufuhr bei vollentwickelter antizyklonaler Südlage (mS_{az}) am 6. Oktober 1961 (s. Abb. 8). Ein vor der Biskaya gelegenes Tiefdruckgebiet war in der Nacht zum 6. Oktober unter rascher Vertiefung in das Seegebiet westlich Irlands gezogen und hatte zumindest in der Bodenschicht die Zufuhr atlantischer Tropikluftmassen nach Mitteleuropa beträchtlich aktiviert. Die zu übernormal hohen Lufttemperaturen führende Warmluftzufuhr hielt auch im letzten Dekadendrittel an. Noch am 10. Oktober 1961 (13 Uhr MEZ) wurden auf dem FS. „Fehmarnbelt“

Lufttemperaturen gemessen, die mit $16,5$ °C um $4,3$ ° über den Temperaturen der Wasseroberfläche lagen. Auch die Möglichkeit zeitweiliger Kondensationserscheinungen an der Meeresoberfläche kann unter den gegebenen extremen hydro-meteorologischen Bedingungen nicht ausgeschlossen werden.

Die im Jahresablauf überhaupt höchsten positiven Q_v -Anomalien fallen im großen und ganzen in die Periode des intensivsten latenten Wärmestromes (vgl. Abb. 5). So wurden im Zeitraum 1952–1961 alle Extremabweichungen $> +0,080 \cdot 10^3$ cal/cm² Tag zwischen der dritten Juni-Dekade (18) und der

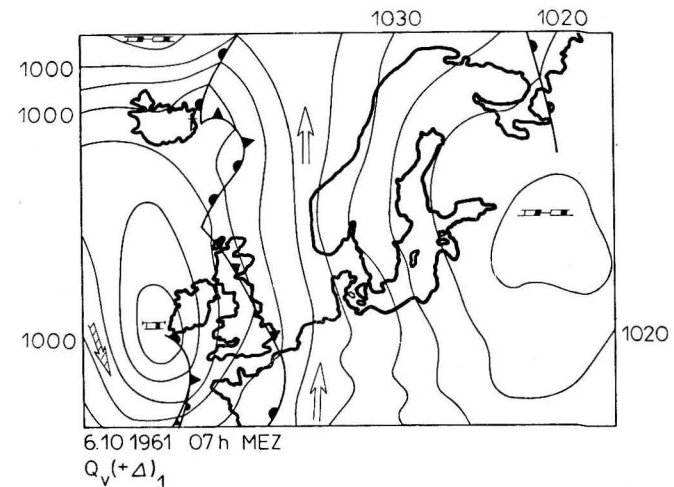


Abb. 8. Wetterlage am 6. 10. 1961, 7 Uhr MEZ

dritten Oktober-Dekade (30) beobachtet. Hinsichtlich der drei höchsten positiven Anomalien des latenten Wärmestroms verkürzt sich die Zeitspanne auf die Periode Mitte Juli (20) bis Anfang Oktober (28).

4.2. Negative Anomalien

Extreme negative Q_v -Anomalien sind, wie die vorliegenden Untersuchungen zeigen, im Bereich der südlichen Ostsee bevorzugt an zyklonale Nordwestlagen (gNW_z) und an zum Großtyp Nord zählende Troglagen über Mitteleuropa ($mTrM$) gebunden (s. Tab. 1). Im Untersuchungszeitraum 1952–1961 traten sie ausschließlich in den Sommermonaten Juni–September auf (vgl. Abb. 5), in einer Jahreszeit also, in der die Wasseroberflächentemperaturen in der südlichen Ostsee und damit die Sättigungsdampfdrücke unmittelbar an der Meeresoberfläche ihre Höchstwerte erreichen. Intensive Einbrüche maritimer Polarluft, wie sie für die genannten NW- und TrM-Lagen charakteristisch sind, führen folglich in der Grenzschicht Wasser/Luft wegen des geringen Dampfdruckes der aus hohen nördlichen Breiten advehierten Luftmassen zu einer außerordent-

lichen Verschärfung des vertikalen Dampfdruckgradienten und wegen des zumeist böigen Charakters der über der Ostsee häufig Sturmesstärke erreichenden Kaltluftadvektion zu einer erheblichen Intensivierung des latenten Wärmestroms.

Das Untersuchungsgebiet lag in allen drei Fällen extremer negativer Q_v -Anomalie (gNW_z , gNW_z , $mTrM$) zwischen dem weit nach Norden verschobenen Kern des Azorenhochs über dem Nordatlantik und tiefem Druck über Nord- und Osteuropa im Einzugsgebiet maritimer Polarluftmassen, die im mittlereuropäischen Raum zum Teil erheblich unternormale Lufttemperaturen bewirkten. Die höchste negative Abweichung des latenten Wärmestroms vom mehrjährigen Mittelwert wurde im Zeitraum 1952-1961 mit einer Anomalie von $-0,159 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ in der zweiten Juni-Dekade 1959 (17/1959) beobachtet. Die südliche Ostsee stand in der ersten Dekadenhälfte unter der Einwirkung relativ kühler Polarluft aus dem grönländischen Raum, die auf der Ostflanke eines anfangs über der Biskaya, später über den Britischen Inseln stationierten Hochdruckgebietes nach Mitteleuropa gesteuert worden war. Eine beträchtliche Intensivierung erfuhr die Advektion grönländischer Polarluft gegen Dekadenmitte durch die Ausbildung eines Tiefdruckgebietes im Seegebiet zwischen Island und Norwegen. Auf seiner Rückseite wurden mit Windstärken bis zu 7 Bft. Kaltluftmassen polaren Ursprungs nach Südosten geführt, die am 16. Juni 1959 im Zuge einer voll ausgebildeten zyklonalen Nordwest-Lage (gNW_z) die Temperaturdifferenzen Wasser/Luft beim FS. „Fehmarnbelt“ bis zu $+4,2^\circ\text{C}$ und die Dampfdruckdifferenzen Wasser/Luft (Sättigungsdampfdruck an der Meeresoberfläche/Dampfdruck in Beobachtungshöhe) bis zu 7,3 mb ansteigen ließen (s. Abb. 9). Im letzten Dekadendrittel fand dann die nordwestliche Kaltluftzufuhr mit dem Abbau des nordatlantischen Hochdruckgebietes ein rasches Ende.

Als bevorzugte Jahreszeit häufigeren Auftretens extrem negativer Q_v -Anomalien waren — wie bereits eingangs erwähnt — die Sommermonate ermittelt worden. Gemäß Abb. 5 fallen in der Periode 1952–1961 die extremen negativen Abweichungen des latenten Wärmestroms $< -0,100 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ ausschließlich in den Zeitraum Mitte Juni (Dek. 17) bis Ende September (Dek. 27). Die genannten Sommermonate sind folglich sowohl für das Auftreten extremer negativer als auch extremer positiver Anomalien des latenten Wärmestroms prädestiniert. Zweifelsohne ist darüber hinaus die Tatsache, daß nach HESS und BREZOWSKY (1952) im Jahresablauf die relativen Häufigkeiten der Nordwestlagen im Juli ihr Maximum erreichen, als fördernder Umstand für das Zustandekommen extrem hoher negativer Q_v -Anomalien in den Sommermonaten zu werten.

4.3. Positive Anomalien (Kondensation)

In die Diskussion über den Zusammenhang zwischen den positiven Anomalien des latenten Wärmestroms und der Großwetterlage sind ungeachtet man-

cherlei methodischer Unsicherheiten (s. STURM, 1970) auch jene Dekaden mit positiven Q_v -Wärmesummen, d. h. mit Kondensationsvorgängen an der Meeresoberfläche, einbezogen worden. Zur Auswahl gelangten gleichfalls die drei dekadenbezogenen positiven Tagessummen des latenten Wärmestroms mit den höchsten positiven Abweichungen vom mehrjährigen Mittelwert. Tab. 1 ist zu entnehmen, daß extreme positive Q_v -Anomalien mit Kondensation im Bereich der südlichen Ostsee im wesentlichen an dieselben Großwetterlagen gebunden sind wie die in den Sommermonaten auftretenden Höchstwerte der positiven Q_v -Abweichungen. Beide Anomalien treten immer dann in Erscheinung, wenn an der Ost- oder Südostflanke eines ausgedehnten Tiefdruckgebietes über dem

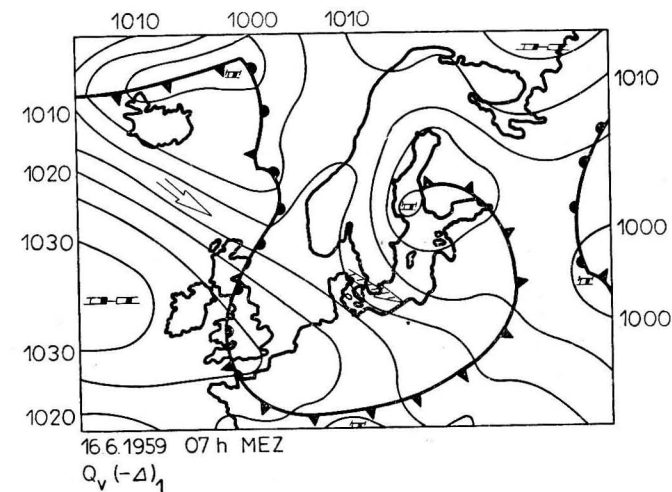


Abb. 9. Wetterlage am 16. 6. 1959, 7 Uhr MEZ

östlichen Atlantik bzw. den Britischen Inseln warme und zumeist feuchte Luftmassen aus südlichen Breiten in das mittlere und nördliche Europa geführt werden. Lediglich der Zeitpunkt des Auftretens der genannten Großwetterlagen (mS_{az} , gSW_{az} , mTB , gHM) entscheidet über die Art der Anomalie: Während in den Sommer- und Frühherbstmonaten Juni–Oktober die im Bereich der genannten Bodendruckverteilung in das Untersuchungsgebiet beförderte maritimtropische Luft die Herausbildung extremer positiver Q_v -Anomalien bewirkt, wobei die aktuelle Dekadensumme des latenten Wärmestroms im negativen Bereich verbleibt, so verursachen die advehierten feuchtwarmen Luftmassen in den Spätwinter- und Frühjahrsmonaten (Februar–Mai), in denen die Wasseroberflächentemperaturen ihr Minimum durchlaufen, die Entstehung negativer Dampfdruckdifferenzen Wasser/Luft ($\bar{e}_o - \bar{e}_z < 0$) und folglich positiver latenter Wärmeströme hoher positiver Abweichung von den mittleren Verhältnissen.

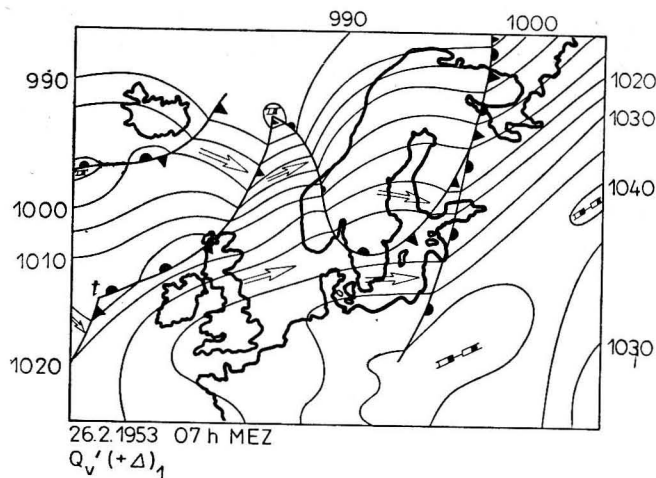


Abb. 10. Wetterlage am 26. 2. 1953, 7 Uhr MEZ

Die Analyse der zugehörigen Wetterlagen hat im einzelnen ergeben, daß im Untersuchungszeitraum 1952–1961 extreme positive Q_B -Anomalien (mit Kondensation) bevorzugt bei gHM- und gSW_{a2}-Lagen auftraten. Die Extremalagen dabei ausschließlich zwischen der ersten Februar-Dekade (4/1957) und der ersten Mai-Dekade (13/1956) (s. Tab. 1). Die überhaupt höchste positive Q_B -Anomalie mit Kondensation wurde in der letzten Februar-Dekade 1953 (6/1953) errechnet. Die dekadenzbezogene Tagessumme des latenten Wärmestroms lag mit $+0,020 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ um $+0,055 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ über dem mehrjährigen Mittelwert. Das Untersuchungsgebiet befand sich vom ersten Tag der Dekade an im Einflußbereich eines umfassenden stabilen Hochdruckgebietes über Süd- und Zentraleuropa. An seiner Nord- und Westflanke wurde in breitem Strom ungewöhnlich milde Meeresluft herantransportiert. Ihren Höhepunkt erreichte die Warmluftzufuhr bei voll entwickelter gHM-Lage am 26. Februar 1953 (s. Abb. 10). Die aus südlichen Breiten stammenden Luftmassen wurden bei fast ungehinderter Sonneneinstrahlung über dem Festland weiter aufgeheizt, so daß die Höchsttemperaturen am 26. Februar 1953 im Küstenbereich der südlichen Ostsee 12°C (Warnemünde) und auf dem FS. „Fehmarnbelt“ $6,4^\circ\text{C}$ erreichen konnten. Erst gegen Dekadenende gelangte bei gleichzeitiger Nordwestwärtsverlagerung des Hochdruckgebietes in den Nordseeraum etwas kühlere Meeresluft in das Untersuchungsgebiet.

Ähnlich extrem milde Verhältnisse wurden in der ersten Februar-Dekade 1957 (4/1957) durch eine ausgeprägte antizyklonale Südwestlage (gSW_{a2}) über Europa verursacht (s. Abb. 11). Die dekadenzbezogene Tagessumme des latenten Wärmestroms blieb in diesem Zeitraum mit $+0,010 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ um $+0,054 \text{ mal } 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ über dem mehrjährigen Mittelwert (s. Tab. 1). Die Lufttemperaturen überstiegen am 5. Februar 1957 in der zügig einfließenden mariti-

men Tropikluft in Warnemünde die 11° -Grenze, und das FS. „Fehmarnbelt“ meldete am 6. Februar zum 13-Uhr-Termin bei Wasseroberflächentemperaturen um $2,8^\circ\text{C}$ eine Lufttemperatur von $6,2^\circ\text{C}$. Die Höchstwerte der entsprechenden negativen Dampfdruckdifferenzen ($e_0 - e_2$) schwankten an den betreffenden Tagen zu den Mittagsterminen zwischen $-0,67$ und $-0,75 \text{ mb}$.

5. Wärmebilanz der Meeresoberfläche und Großwetterlage

5.1. Positive Anomalien

Wie von vornherein erwartet werden konnte, zeichnen sich sowohl die positiven als auch die negativen Anomalien der Wärmebilanz der Meeresoberfläche durch eine wesentlich breitere zeitliche Streuung aus als die Anomalien der Einzelkomponenten der Wärmehaushaltsgleichung. Dafür sorgt in erster Linie die Tatsache, daß die Anomalien der Einzelkomponenten in den einzelnen Jahreszeiten in verschieden starkem Maße in die betreffende Q_B -Anomalie eingehen, so daß eine entsprechende Wetterlagentypisierung der Extremabweichungen der Wärmebilanz vom langjährigen Mittelwert bei der zur Verfügung stehenden geringen Zahl der ausgewählten Extremalagen nur in beschränktem Umfang möglich wird.

Im einzelnen ergab sich, daß im Untersuchungszeitraum 1952–1961 die drei Extrema der positiven Q_B -Anomalien ausschließlich in der zweiten Jahreshälfte, konkret zwischen der letzten Juni-Dekade (18/1953) und der zweiten Dezember-Dekade (35/1956), auftraten. Die überhaupt höchste positive Abweichung der Wärmebilanz vom mehrjährigen Mittelwert war mit $0,258 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ in der letzten Juni-Dekade 1953 unter dem Einfluß einer ausgeprägten Ostlage

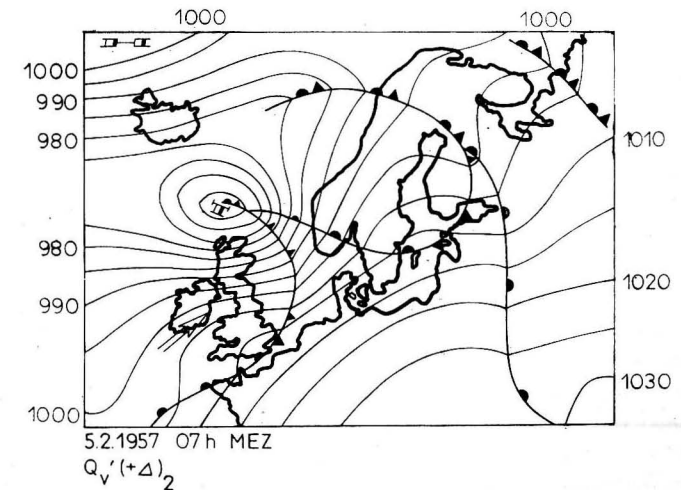


Abb. 11. Wetterlage am 5. 2. 1957, 7 Uhr MEZ

($mHNF_{az}$) ermittelt worden (s. Abb. 3). Das Untersuchungsgebiet befand sich vom ersten Tag der dritten Juni-Dekade an im Einflußbereich warmer, trockener Festlandsluftmassen, die in breitem Strom um ein ausgedehntes stationäres nordost- und nordeuropäisches Hochdruckgebiet herum in das nördliche Mitteleuropa gesteuert wurden. Ihren Höhepunkt erreichte die Entwicklung am 24. Juni 1953. Die wetterbestimmende Antizyklone hatte sich mit ihrem Schwerpunkt in die Norwegische See verlagert ($mHNF_{az}$), während über dem südlichen Mitteleuropa unter dem Einfluß flacher Tiefdruckgebiete die Gewittertätigkeit weiter zunahm und gegen Dekadenmitte auch auf das unmittelbare Küstengebiet übergreifen konnte. Die erneute Kräftigung der nordeuropäischen Hochdruckzone sorgte am Dekadenende für eine nochmalige Stabilisierung des trok-

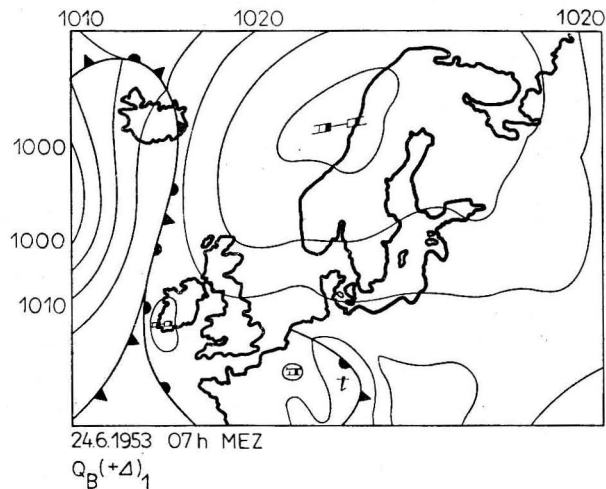


Abb. 12. Wetterlage am 24. 6. 1953, 7 Uhr MEZ

kenen, warmen Einstrahlungswetters im Bereich der südlichen Ostsee. Die hohe positive Q_B -Anomalie in der dritten Juni-Dekade 1953 ist nach den vorgenommenen Abschätzungen der Einzelkomponenten der Wärmehaushaltsgleichung offensichtlich in erster Linie dem weit über dem Durchschnitt liegenden Strahlungsumsatz sowie dem verschwindend geringen latenten Wärmestrom zuzuschreiben.

Die beiden restlichen positiven Q_B -Anomalien können antizyklonalen Süd- (mS_{az}) bzw. zyklonalen Südwestlagen (gSW_z) zugeordnet werden. Da sie wie die positiven Q_k - und Q_v -Anomalien unter ähnlichen meteorologischen Bedingungen gleichfalls im Zeitraum Oktober (28/1961) bis Dezember (35/1956) auftraten, so liegt der Schluß nahe, daß die herbstlichen positiven Q_B -Anomalien im Gegensatz zu jenen im Sommer allein auf die Wirkungsweise der beiden turbulenten Wärmeströme Q_k und Q_v zurückführbar sind, deren positive Anomalien — wie bereits festgestellt — in den Monaten Oktober–Februar bzw.

Juli–Oktober unter dem Regime von Süd- und Südwestlagen Höchstwerte erreichen.

Abb. 3 ist abschließend zu entnehmen, daß im Untersuchungszeitraum 1952–1961 alle dekadenbezogenen positiven Extremabweichungen der Wärmebilanz $>0,180 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ in den Zeitraum zwischen der dritten Juni-Dekade und der zweiten Dezember-Dekade fallen.

5.2. Negative Anomalien

Die soeben getroffenen Feststellungen lassen sich teilweise auch auf die negativen Q_B -Anomalien anwenden. Das gilt in besonderem Maße für die zeitliche Streuung der dekadenbezogenen negativen Anomalieextrema (s. Abb. 3), die im Jahresablauf praktisch keine zeitliche Zuordnung besonders hoher negativer Q_B -Abweichungen von den mittleren Verhältnissen mehr zuläßt. In Abb. 3 ist daher auch auf eine zeitliche Zusammenfassung extremer negativer Q_B -Anomalien verzichtet worden. Die Wahrscheinlichkeit des Auftretens hoher negativer Abweichungen der Wärmebilanz ist praktisch das gesamte Jahr über annähernd gleich hoch.

Die vorgenommene Auswahl der drei überhaupt höchsten Q_B -Anomalien ($\leq -0,219 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$), die allesamt aus dem Zeitraum Mitte September (26/1955) bis Anfang Februar (4/1953) stammen, macht deutlich, daß für das Zustandekommen der extremen negativen Q_B -Anomalien im genannten Zeitraum (Herbst/Winter) nicht so sehr der Strahlungsumsatz, als vielmehr der turbulente Wärmeaustausch verantwortlich zu machen ist (s. Tab. 1). Es zeigte sich, daß alle drei Q_B -Anomalieextrema im Vereine mit äußerst wärmeaustauschintensiven Kaltlufteinbrüchen arktischer bzw. kontinentaler Polarluftmassen auftraten, die vor allem unter dem Regime von Ost- (mHF_{az}), Nordost- (mNE) und Nordlagen ($mTrM$) in den Herbst- und Wintermonaten im Untersuchungsgebiet wirksam wurden. Die im Zeitraum 1952–1961 überhaupt höchste negative Extremabweichung der Wärmebilanz von den mittleren Verhältnissen war in der letzten Dezember-Dekade 1956 (36/1956) mit $-0,225 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ unter dem Einfluß einer ausgeprägten Ostlage (mHF_{az}) beobachtet worden (s. Abb. 7). Auf sie ging gleichzeitig der Höchstwert der negativen Q_k -Anomalie zurück. Ähnlich hohe negative Q_B -Anomalien sind mit $-0,221 \cdot 10^3$ bzw. $-0,219 \cdot 10^3 \text{ cal/cm}^2 \text{ Tag}$ für die erste Februar-Dekade 1953 (4/1953) und die mittlere September-Dekade 1955 (26/1955) berechnet worden; dafür verantwortlich zu machen waren im ersten Fall eine meridionale Nordostlage (mNE) und im zweiten eine meridionale Troglage über Mitteleuropa ($mTrM$) (vgl. Tab. 1).

6. Zusammenfassung

Es konnte im Bereich der südlichen Ostsee im Untersuchungszeitraum 1952–1961 ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen dem Auftreten von

Extremsituationen im Wärmehaushalt des Meeres und charakteristischen Großwetterlagen (typisiert nach HESS-BREZOWSKY) nachgewiesen werden. Aus der Vielzahl der Einzelergebnisse der Untersuchung wird erkennbar, daß positive Extremomanomalien des Wärmehaushaltes des Meeres im Bereich der südlichen Ostsee bevorzugt unter dem Regime von Großwetterlagen der Großtypen „Hoch Kontinent (HK)“ und „Süd (S)“ in Erscheinung treten, während negative Extremomanomalien des maritimen Wärmehaushaltes häufig an die Großwettertypen „Nord (N)“, „Nordwest (NW)“ und „Nordost (NE)“ gebunden sind. Darüber hinaus wurde offenkundig, daß sich die Extremabweichungen der untersuchten Wärmehaushaltskomponenten in ihrer wetterlagenmäßigen Beziehung nicht regellos über das Jahr verteilen, sondern sich jeweils jahreszeitlich zuordnen lassen.

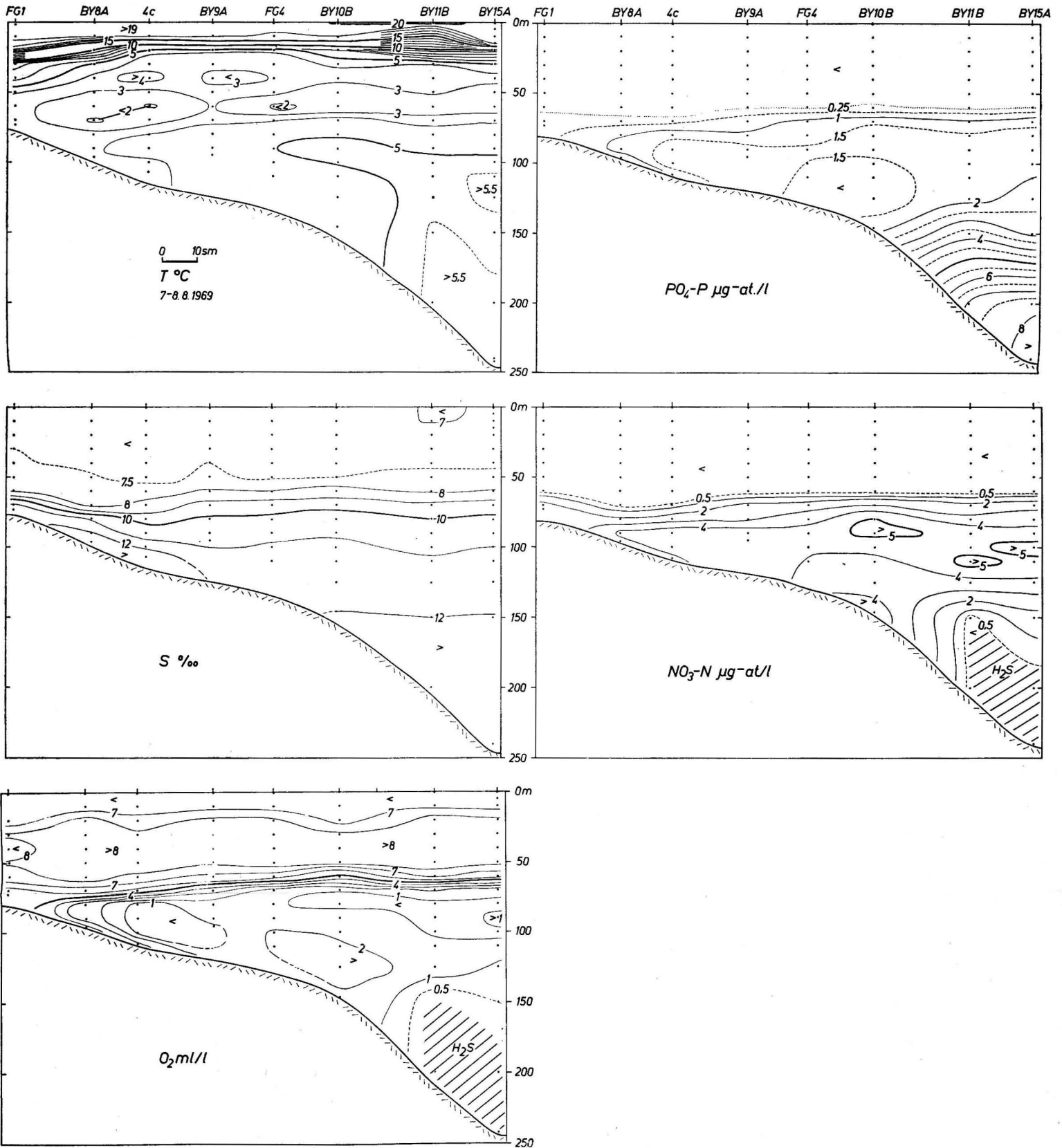
Literatur

- HANKIMO, J., Some computations of the energy exchange between the sea and the atmosphere in the Baltic area. *Contrib. Finnish Meteor. Office* 57 (1964).
- HELBIG, S., Ein Beitrag zur Kenntnis des fühlbaren Wärmestromes zwischen Meer und Atmosphäre im Übergangsgebiet von der Ostsee zur Nordsee. *Diplomarb. Geophys. Inst. Karl-Marx-Universität Leipzig* (1966), unveröff.
- HESS, P. und H. BREZOWSKY, Katalog der Großwetterlagen Europas. *Ber. Dt. Wetterd. US-Zone*, Nr. 33 (1952).
- STURM, M., Untersuchungen der Wärmebilanz der südlichen Ostsee im Bereich des Feuerschiffes „Fehmarnbelt“. *Tellus* XX (1968) H. 3, 485—494.
- STURM, M., Zum Wärmehaushalt der Ostsee im Bereich der südlichen Beltsee (Fehmarnbelt). *Beiträge zur Meereskunde*, H. 27 (1970a).
- STURM, M., Zu Fragen des horizontalen Wärmeaustausches zwischen der Nord- und Ostsee. *Monatsber. der DAW zu Berlin* 12 (1970b) H. 4.
- Täglicher Wetterbericht des MHD der DDR, Jahrg. 1952—1961.

Anschrift des Verfassers:

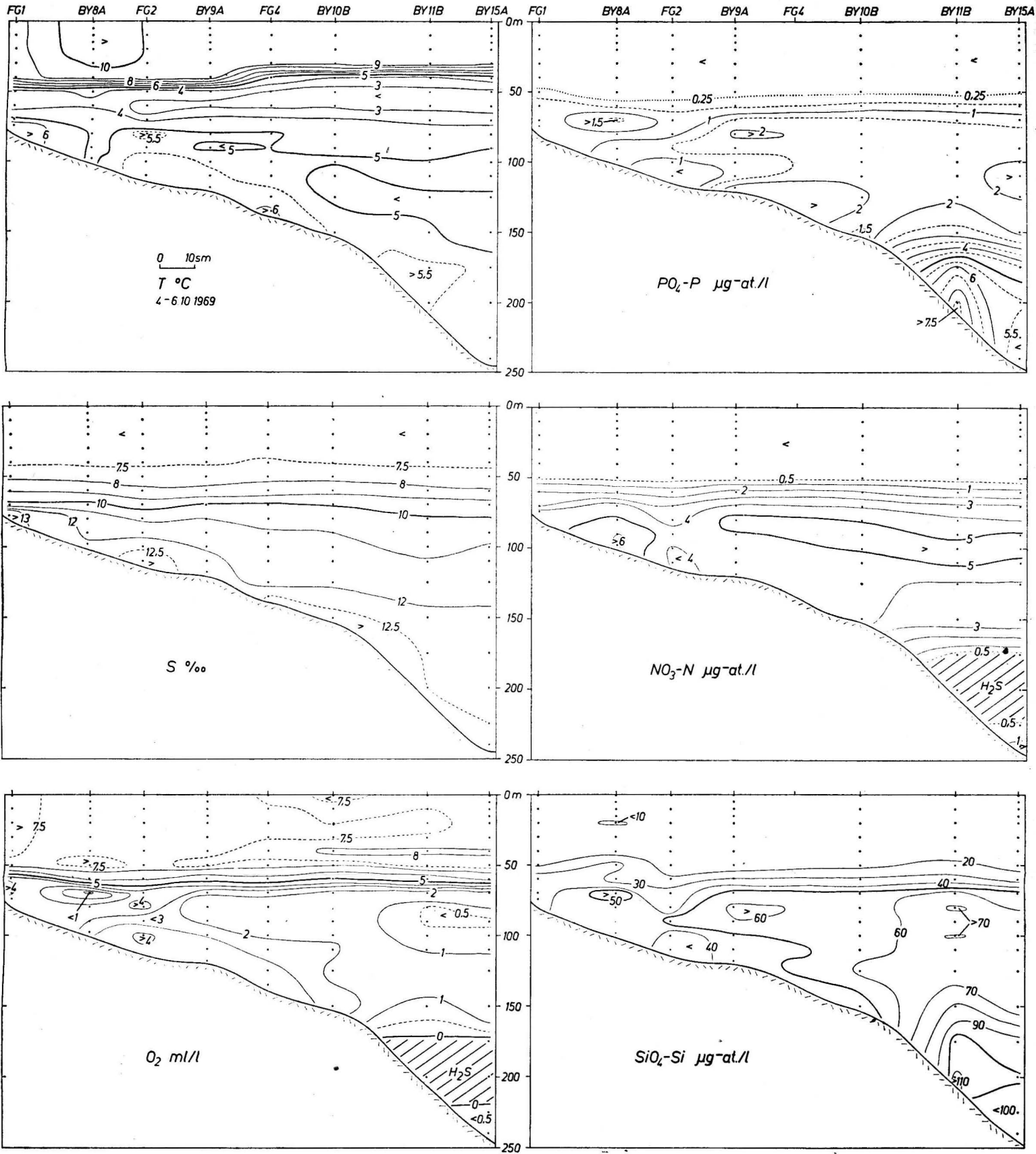
Dr. M. STURM, Institut für Meereskunde der DAW,
DDR — 253 Warnemünde

Tafel I

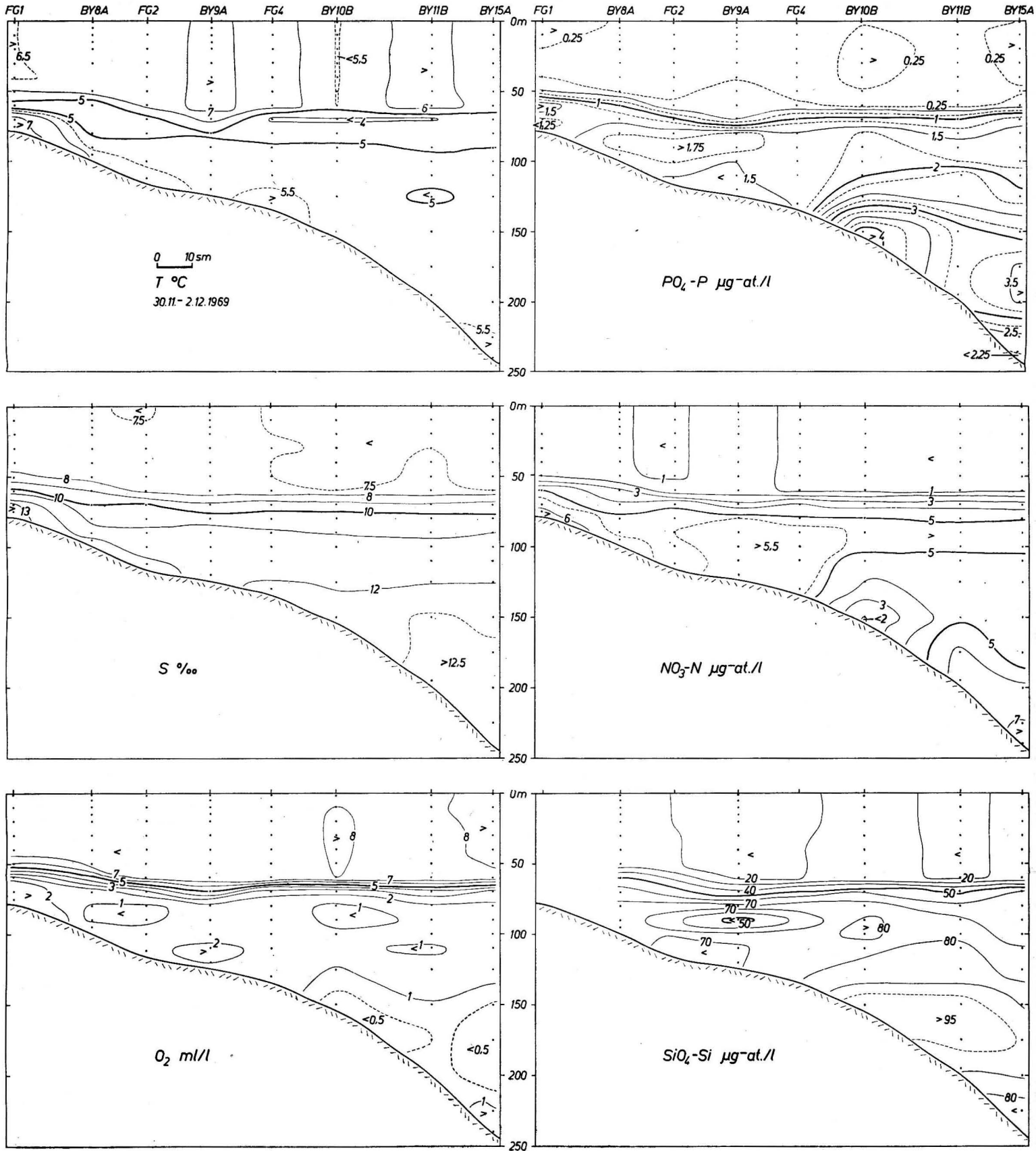


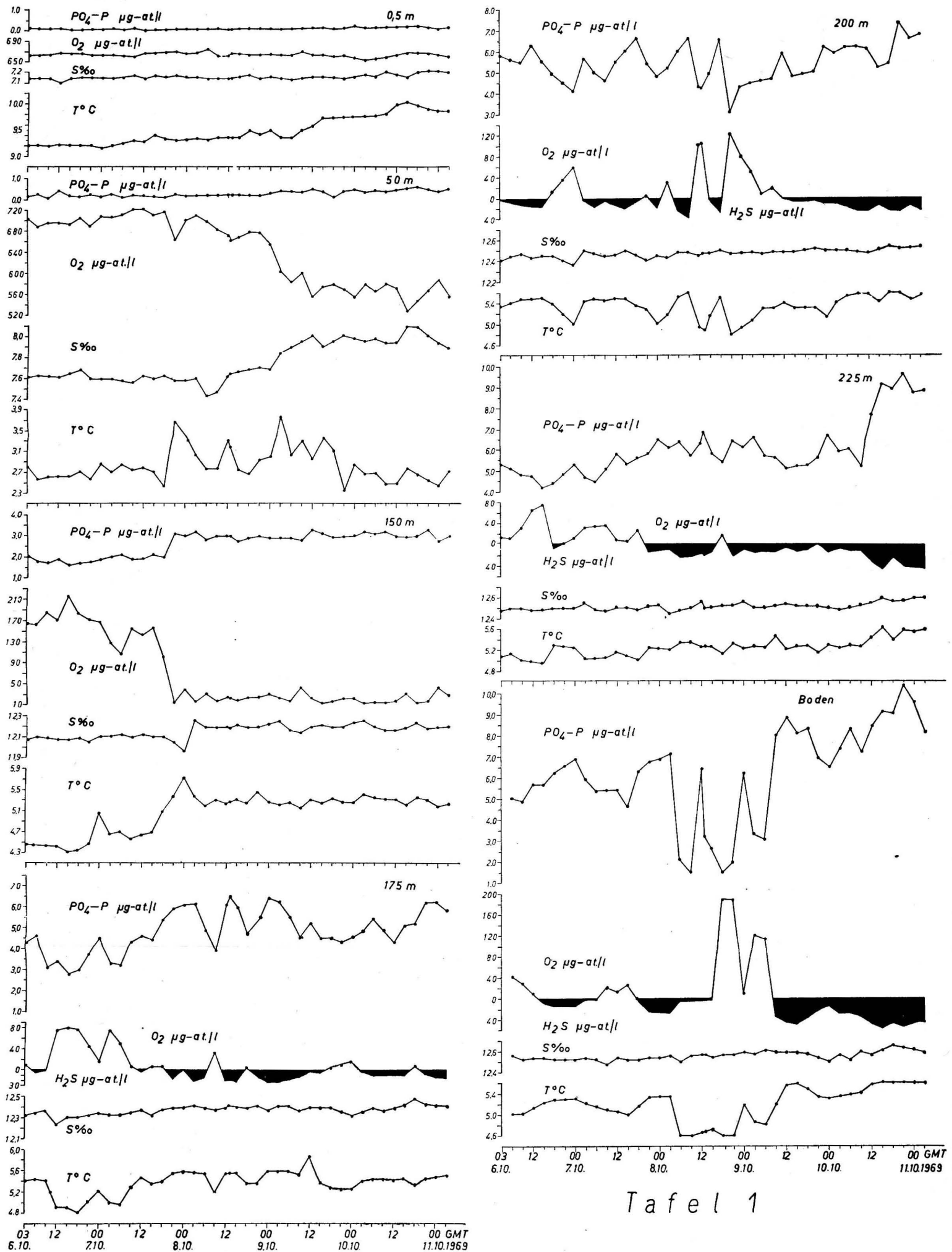
Tafel 1-3. Verteilung verschiedener ozeanologischer Parameter im Südteil des östlichen Gotlandbeckens (August, Oktober und Dezember 1969)

Tafel II



Tafel III





Tafel 1

Tafel 1. Dreistündige Variabilitäten verschiedener ozeanologischer Parameter auf Dauerstation BY 15 A im Gotlandtief im Oktober 1969