

Acta hydrochimica et hydrobiologica

Naturwissenschaftliche Grundlagen des Gewässerschutzes und der Wasserbehandlung

Herausgegeben im Auftrag der Chemischen Gesellschaft der DDR und der Biologischen Gesellschaft der DDR von J. Kaeding, W. Panovsky, W. Rummel, W. v. Tümpling, unter Mitarbeit zahlreicher Wissenschaftler des In- und Auslandes

je Heft 96 Seiten — 16,7 cm × 24 cm —
jährlich erscheinen 6 Hefte — Preis je Heft 25,— M
Bestell-Nr. 1090

Die Zeitschrift dient vorwiegend der Publikation wissenschaftlicher Arbeitsergebnisse auf dem Gesamtgebiet der Hydrochemie und Hydrobiologie der Gewässer sowie der naturwissenschaftlichen Grundlagen der Technologie und Praxis der Wasseraufbereitung und Abwasserbehandlung. Hierin sind die Aufgaben der Wasseranalytik mit einbezogen. Besonderer Wert wird dabei dem systembezogenen Zusammenhang der Disziplinen und Arbeitsmethoden sowie den strukturellen und funktionellen Zusammenhängen von stofflichem Bestand, Stofftransport und Stoff- und Energieumsatz in den verschiedenen Systemen beigemessen. Der Begriff der naturwissenschaftlichen Grundlagen umfaßt gleichermaßen die theoretische Basis wie auch die praktische Anwendung der Naturwissenschaften in Gewässerschutz und Wasserbehandlung.

Zur Lösung der komplexen Aufgabe steht den Herausgebern eine Anzahl international anerkannter Fachkollegen zur Seite.

Bestellungen durch den örtlichen Buchhandel möglich



AKADEMIE-VERLAG
DDR-108 Berlin, Leipziger Straße 3-4

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

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

HEFT 40



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1977

8. März 1978

Akademie der Wissenschaften der
DDR
Institut für Meereskunde
- Bibliothek -
253 Wismarstraße
Deutsche Demokratische Republik

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

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

7978.227

HEFT 40

Mit 56 Abbildungen und 26 Tabellen



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1977

Inhaltsverzeichnis

	Seite
V. P. NIKOLAEV, Das Programm „Tschernomor“	5
V. P. NIKOLAJEV, O. I. PROKOPOV, M. S. CHULAPOV, V. G. JAKUBENKO, Experimentelle Untersuchungen zur Fluktuation des natürlichen Lichtfeldes bei wellenbewegter Meeresoberfläche	39
DIETWART NEHRING und LUTZ BRÜGMANN, Organisch gebundener Phosphor und Stickstoff im nordwestafrikanischen Wasserauftriebsgebiet	51
GERHARD WOLF, Über die Schwankungen von Temperatur, Salzgehalt und Dichte im Seegebiet vor Cap Blanc	69
RYSZARD ZEIDLER, Küstenströmungen unter Berücksichtigung der Ostseeverhältnisse	85
WOLFGANG MATHÄUS, Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee	117
GÜNTHER SAGER, Interpolation von Meß- und Tabellenwerten bei äquidistanten Stützpunkten	157
MICHAEL BÖRNGEN, Salzgehaltsspektren für das Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee (Kurze Mitteilung)	167

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

© Akademie-Verlag Berlin 1977

Lizenznummer: 202 · 100/464/77

P 38/77

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

Bestellnummer: 762 505 9 (2105/40), LSV 1465

Printed in GDR

DDR 45,— M

Das Programm „Tschernomor“

(Technische Basis, Arbeitsorganisation, Forschungsergebnisse)

Von V. P. NIKOLAEV

Zusammenfassung: Beschrieben wird der Komplex technischer Mittel, die zur Gewährleistung der Unterwasserforschungen mit Hilfe der bewohnten Unterwasserstation „Tschernomor“ eingesetzt wurde.

Es werden die Besonderheiten bei der Organisierung der Arbeiten für die tauchtechnische und medizinische Sicherstellung der Unterwasserforschungen dargelegt. Es wurden die Methodik und die wichtigsten Ergebnisse der lithodynamischen, hydrobiologischen, hydrooptischen und medizinisch-physiologischen Forschungen, die mit Hilfe der Aquanauten der UW-Station durchgeführt wurden, aufgezeigt.

Allgemeines

Die ersten Taucherabstiege zur Durchführung geomorphologischer und lithodynamischer Unterwasserforschungen wurden von den Mitarbeitern des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR Ende der vierziger Jahre realisiert [1]. Als Taucherausrüstung benutzte man hierfür Preßluft- und Kreislaufgeräte.

Später wurde bei den meisten Forschungen auf dem Gebiet der Lithodynamik des Schelfs, der Hydrooptik und Hydrobiologie (2–5) mit dem Sauerstoffgerät getaucht.

Der Beschluß des Wissenschaftlichen Rates des Instituts über die Erarbeitung des Unterwasser-Forschungsprogramms auf der Grundlage des Einsatzes des bewohnbaren Unterwasser-Basis-Laboratoriums, der im Frühjahr 1967 auf Initiative des Korrespondierenden Mitgliedes der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, A. S. MONIN, gefaßt wurde, war ein natürlicher Schritt bei der Weiterentwicklung der ozeanologischen Forschungen im Institut mit Hilfe von Tauchereinsätzen. Die Hauptaufgaben dieses Programms waren wie folgt formuliert:

Festlegung der Tendenzen und Probleme in der Ozeanologie, bei deren Erarbeitung der Einsatz eines UW-Basislaboratoriums zweckmäßig wäre; Erarbeitung von Organisationsformen und einer Methodik für die ozeanologischen Unterwasserforschungen mit Einsatz des UW-Basislaboratoriums; Schaffung eines Kollektivs innerhalb des Instituts, das fähig ist, die ozeanologischen Unterwasserforschungen mit Einsatz des UW-Basislaboratoriums durchzuführen; Gewinnung neuer Informationen über die Hydrophysik, Lithodynamik und Hydrobiologie der Küstenzone des Meeres sowie neuer Informationen zu medizinisch-physiologischen und psychologischen Fragen beim Aufenthalt des Menschen unter Wasser.

Technische Basis für die Arbeiten zum Programm „Tschernomor“

Das bewohnbare Unterwasser-Basislaboratorium, das die Bezeichnung „Tschernomor“ erhielt, wurde im Laufe des Jahres 1967 projektiert und der Bau im Sommer

1968 beendet [6]. Im Herbst, Winter und Frühjahr 1968/69 wurde das UW-Basislaboratorium wesentlich modernisiert und „Tschernomor-2“ benannt [7]. Geringfügige Modernisierungsarbeiten wurden am UW-Basislaboratorium 1970, 1971 und 1972 durchgeführt, wonach es die Bezeichnung „Tschernomor-2M“ erhielt [8]. Die technischen Daten des UW-Basislaboratoriums „Tschernomor-2M“ für die Saison 1972–74 zeigt Tab. 1.

Tabelle 1
Technische Daten der UW-Station „Tschernomor-2M“ (1972–1974)

1. Arbeitstiefe, m	30
2. Innenvolumen, m ³	45
3. Anzahl der Schlafplätze	4
4. Auftrieb bei Überwasserlage, t	3
5. Negativer Auftrieb am Grund, t	4
6. Strombedarf aus Landanschluß bzw. vom Bordnetz	bis 20–25 kW, 3 Phasen, 50 Hz, 220/380 V
7. Versorgung der elektrischen Ausrüstung an Bord mit Spannung	= 24 V
8. Stromreserve in der Akkubatterie an Bord	4000 Ah, 24 V
9. Bordvorrat an Sauerstoff, Gm ³	bis 98
10. Bordvorrat an Stickstoff, Gm ³	120
11. Bordvorrat an Atemgemisch und Luft, Gm ³	600
12. Reinigung der Atmosphäre von Kohlendioxid in den Abteilungen	Filter- und Belüftungsanlage mit chem. Absorber
13. Reinigung der Atmosphäre von Kohlenmonoxid in den Abteilungen	Belüftungsanlage mit Verbrennung von Kohlenmonoxid zu Kohlendioxid bei Vorhandensein eines Hopkalit-Katalysators
14. Trocknung	Durch Feuchtigkeitskondensation bei Luftdurchtritt durch den nicht thermisch isolierten Raum unter dem Bodenbelag
15. Kontrolle der Luftzusammensetzung in den Abteilungen	An der Oberfläche und in der UW-Station mittels Geräten für die Volumengasanalyse und transportabler Gasanalysatoren

Sicherungsschiffe

Zur Gewährleistung der Sicherheit und der Versorgung des UW-Basislaboratoriums „Tschernomor“ setzte man 1968 einen vor 3 Ankern liegenden Katamaran-Ponton (9, 10) ein, von dem das Laboratorium Strom und Preßluft erhielt. Zur Gewährleistung der Dekompression und medizinischen Behandlung der Aquanauten charterte man 1968 (nacheinander) ein Taucherboot mit Dekompressionskammer Typ RKM und das Forschungsschiff „Nerej“, das mit einer Dekompressionskammer Typ PDK-2 ausgerüstet war.

Im Jahre 1971 arbeitete das UW-Basislaboratorium ohne ständiges Hauptversorgungsschiff. Die laufende tauchtechnische Sicherung erfolgte von einem Motorboot

mit einer Wasserverdrängung von 5 t aus, und von Fall zu Fall wurde für den Transport von 400-Liter-Flaschen mit Atemgemisch und Übergabe an das UW-Basislaboratorium sowie für das Nachbunkern von Frischwasser das Forschungsschiff „Kapitän Tschumakow“ (Wasserverdrängung etwa 60 t) eingesetzt.

In den Jahren 1969, 1970, 1972–74 war das Forschungsschiff „Akademik L. Orbeli“ das Basisschiff zur Sicherung der Arbeiten des UW-Basislaboratoriums. Nach der Modernisierung im Jahre 1972 wurde das Schiff mit einem Tauchkomplex ausgerüstet [11], zu dem eine Dekompressionskammer Typ PDK-3 mit eingebautem Regenerierungssystem für künstliches Atemgas [12], eine an die Kammer grenzende Taucherglocke mit entsprechender Senk- und Hubvorrichtung, zwei Hochdruck-Dieselmotoren Typ DK-2, Luftvorratsbehälter mit insgesamt 840 m³ Inhalt, diverse Tauchausrüstung, drahtgebundene, hydroakustische, Funkverbindung (UKW) und Fernsehverbindung mit dem UW-Basis-Laboratorium, dem Stützpunkt an Land und den unter Wasser arbeitenden Tauchern und Aquanauten gehören.

Stützpunkt an Land

Von 1968 bis 1972 wurden die Forschungen mit Hilfe des UW-Basislaboratoriums an der Kaukasusküste des Schwarzen Meeres (in der Nähe der Stadt Gelendzhik) und 1973/74 im Gebiet von Kap Maslen (Bezirk Burgas der VR Bulgarien) durchgeführt. Zum Landstützpunkt, der die Arbeiten des UW-Basislaboratoriums in der Nähe von Gelendzhik unterstützen sollte, gehörten folgende Dienste, die sich in den Hauptgebäuden der Südlichen Abteilung des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR befanden: die Leitstelle mit den Verbindungssystemen zum UW-Laboratorium und zum Sicherungsschiff und mit den Schalt- und Kontrollgeräten für die Stromzufuhr zum UW-Laboratorium; der landseitige Tauchkomplex (Hoch- und Mitteldruckverdichter, Luftvorratsbehälter, Luftreinigungsfilter, Dekompressionskammern Typ PDK-2, RK und RKM-M, Tauchausrüstung); medizinische Betreuungsstelle; Gasanalyselabor; prophylaktisches Sanatorium für Aquanauten. Es war eine Anlegestelle für Schiffe (mit einem Tiefgang bis zu 3,8 m) vorhanden, die Schwergut und Frischwasser für das UW-Basislaboratorium übernahmen. Für anreisende Teilnehmer am Arbeitsprogramm wurden ein provisorisches Zeltlager und eine Esseneinnahmestelle eingerichtet.

Während der Durchführung der Arbeiten im Gebiet von Kap Maslen wurde in der Nähe des Arbeitsgebietes an Land ein provisorisches Lager eingerichtet mit zerlegbaren Häusern und Zelten zur Unterbringung der Beteiligten am Arbeitsprogramm, eine Leitstelle, eine Plattform mit Zelt für die ozeanologischen Registriergeräte, ein Lager mit ca. 20 m² Fläche, ein Vorratsraum für Lebensmittel, eine Sommerkantine und zwei Duschkabinen. In einem der Holzhäuser befanden sich die medizinische Betreuungsstelle und das Gasanalyselabor. Das Lager hatte Wasser- und Stromanschluß. Eine Anlegestelle für Boote, Motorboote und kleine Schiffe war vorhanden [13].

Ausrüstung des Arbeitsgebietes

Eine ausführliche geomorphologische Beschreibung des Arbeitsgebietes in den Jahren 1968–72, in dem das UW-Basislaboratorium eingesetzt wurde, ist in der Arbeit [14] gegeben. Wie aus Abb. 1a zu sehen ist, befand sich das UW-Basislabora-

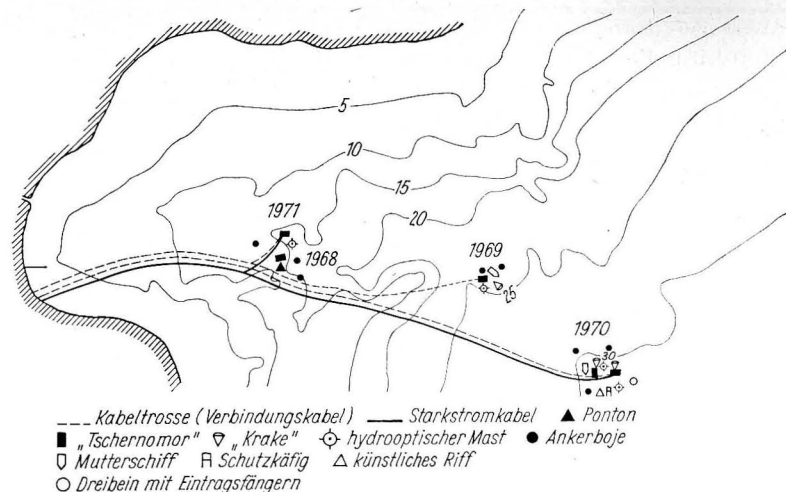


Abb. 1a. Kartenschema des Arbeitsgebietes mit der UW-Station „Tschernomor“ 1968—1972

torium nahe einer kleinen Bucht praktisch im offenen Meer in 500 bis 1500 m Entfernung bis zur Küste. Dadurch waren das UW-Basislaboratorium und das über ihm liegende Hauptversorgungsschiff ohne Schutz vor dem in diesem Gebiet recht häufig auftretenden stürmischen Seegang aus West, Südwest und Süd. Der Festlandsabhang unter Wasser war im Gebiet der Bucht ziemlich einheitlich und wies keine starken Reliefveränderungen auf. Im oberen Teil der Bucht setzte sich der Boden aus grobkörnigem Bruchmaterial (Geröll, Kies) zusammen, das sich — beginnend in 7—8 m Höhe — mit mittelkörnigem reinem Sand abwechselte. In etwa 15 m Tiefe wurde der Sand durch zerstörte und ganze Muscheln ersetzt. Die Schlammgrenze in der Nähe der Bucht liegt in ca. 40 m Tiefe. Nahe der Buchtränder sind Abrasionsterrassen in Reihenstruktur gut ausgeprägt.

Das Arbeitsgebiet, das 1973—74 mit dem UW-Basislaboratorium erforscht wurde, war — wie aus Abb. 1b ersichtlich ist — durch das Kap Maslen vor den hier herrschen-

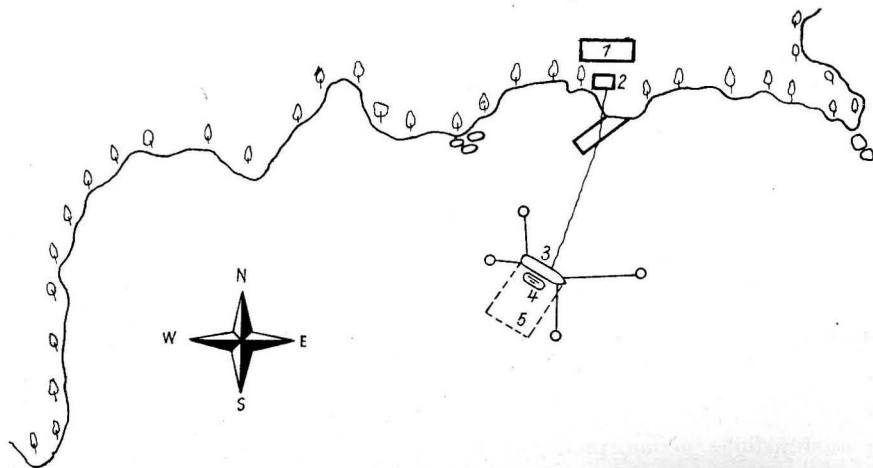


Abb. 1b. Kartenschema des Arbeitsgebietes mit der UW-Station „Tschernomor“ 1973—1974
1 — Landstation, 2 — Leitstelle, 3 — Mutterschiff, 4 — UW-Station, 5 — Unterwasserpolygone

den Nordostwinden geschützt. Der Meeresboden war im Arbeitsgebiet bis zu 15 bis 16 m Tiefe felsig, in größerer Tiefe sandig. Die Tiefen, in denen 1973—74 das UW-Laboratorium lag (18—20 m), sind 250—300 m vom Ufer entfernt. Zu den Hauptausrüstungsteilen für das Arbeitsgebiet und die Unterwasser-Versuchsgebiete, die in der Nähe des UW-Laboratoriums eingerichtet wurden, gehörten (Abb. 2):

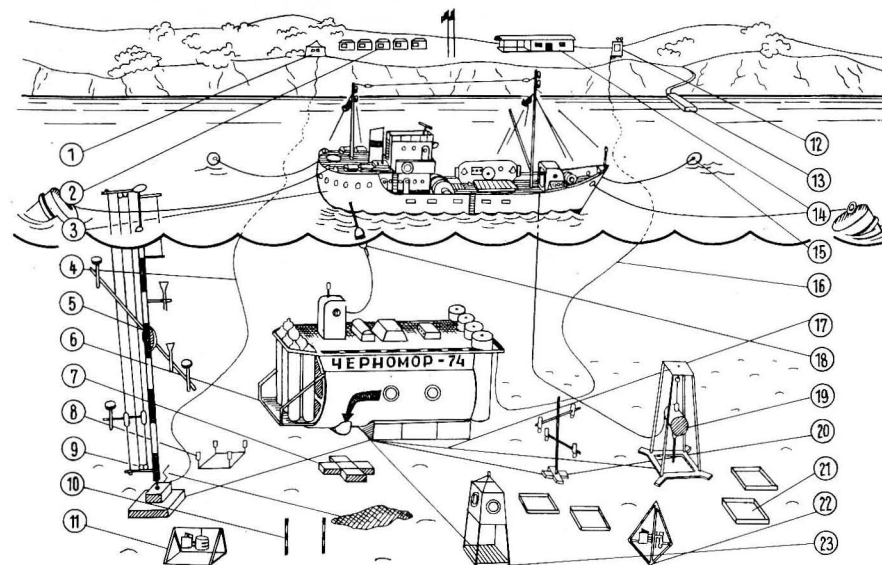


Abb. 2. Einrichtung des Aquatoriums und der Unterwasserpolygone während der Arbeiten beim Einsatz der UW Station.

1 — Labor an Land mit Registriergeräten, 2 — Wohnhäuser, medizinische Betreuungsstelle und Gasanalysator, 3 — Mutterschiff (Forschungsschiff „Akademik L. Orbeli“), 4 — Kabel zum Übertragen der hydrophysikalischen Information, 5 — Mast-Fundament für die Verlagerung der hydrophysikalischen Geräte, 6 — UW-Station, 7 — Testpolygon für die Einschätzung der Arbeitsfähigkeit der Aquanauten, 8, 10 — Meßstangen zur Untersuchung der Dynamik des Bodenreliefs, 9 — Aufschüttung von markiertem Sand, 11 — Ständer mit autonomem Strömungsgeschwindigkeitsmesser, 12 — Leitstelle an Land, 13 — Anlegestelle, 14 — Kombüse, Essenraum, Lager, 15 — Verholboje des Mutterschiffs, 16 — Verbindungs- und Stromzuführungskabel, 17 — Laufleinen von der UW-Station zu den Polygonen und Geräten, 18 — Funkboje, 19 — Bohranlage, 20, 22 — Ständer mit elektromagnetischen Meßgeräten für die Strömungsgeschwindigkeit und die Pulsation der Strömungsgeschwindigkeit, 21 — Gerät zur Bestimmung des Volumens sedimentierten Materials, 23 — Schutzkäfig für Aquanauten

- eine Reede, damit das Hauptversorgungsschiff 3 oder 4 Anker werfen kann;
- Festmachertonne mit Leine und Anker für das Verankern des UW-Basislaboratoriums im Freiwasser (und auf dem Meeresboden);
- Kabelverbindungen und Stromzufuhr zum UW-Laboratorium (als drahtgebundene Telefonverbindung verwendete man gewöhnlich ein- oder dreiadriges Kabelschlagseil aus Stahl, die Stromzufuhr erfolgte über ein dreiadriges Kabel, wobei jede Ader einen Querschnitt von 35 mm² hatte);
- Nachrichtenboje mit Funk- und Fernsehantennen, mit Rundumeuchte und einer Anschlußstelle für die drahtgebundene Telefonverbindung zum UW-Laboratorium und zum Sicherungsschiff;

- Kabelverbindungen für die Informationsübergabe der ozeanologischen Meßwerte von den Meßgeräten zu den Registriergeräten im UW-Laboratorium, im Sicherungsschiff oder an Land;
- Kabel für die Übergabe der Bioinformation aus dem UW-Laboratorium zum Sicherungsschiff;
- Schläuche für die Gas- und Wasserzuführung zum UW-Laboratorium;
- Stützen und Maste für die Anordnung der ozeanologischen Meßgeräte;
- biologische und geologische Versuchsfelder unter Wasser;
- Unterwasser-Meerestechnik, die erprobt werden soll (z. B. UW-Bohranlage);
- Test-Versuchsfeld zur Einschätzung der vergleichsweisen Effektivität der Anwendung von Tauchausrüstung verschiedenen Typs;
- Zuflucht für Aquanauten (pneumatisch Typ „Sprut“ [15] oder aus Metall);
- Laufleinen, die vom UW-Basislaboratorium zu den Versuchsfeldern, den Geräten, zur Zufluchtsstelle u. a. führen;
- Not-(Havarie-)Atemgeräte bei den Versuchsfeldern, die weit vom UW-Laboratorium entfernt sind, und neben der Zufluchtsstelle.

Teilnehmer am Arbeitsprogramm

Die Arbeiten zum Programm „Tschernomor“ wurden in den Jahren 1968–1972 in der Hauptsache von den Mitarbeitern des Techniklabors für Unterwasserforschungen des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR und des Labors für Unterwasserexperimente der Südlichen Abteilung des Instituts für Ozeanologie der AdW der UdSSR durchgeführt. In einzelnen Fällen wurden zum Programm „Tschernomor“ Mitarbeiter einiger anderer Laboratorien und Zweigstellen des Instituts und seiner Abteilungen herangezogen. An der Durchführung direkter Expeditionsarbeiten waren die Besatzungen einer Reihe Schiffe der Südlichen Abteilung des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR beteiligt (hauptsächlich der Forschungsschiffe „Akademik L. Orbeli“ und „Kapitan Tschumakow“). Außerdem wurden in die direkten Expeditionsarbeiten in den Jahren 1968–1972 Mitarbeiter aus einigen anderen Ministerien und Einrichtungen der UdSSR einbezogen. An den Arbeiten zum Programm „Schelf-Tschernomor“ waren 1973 von bulgarischer Seite die Mitarbeiter des Instituts für Fischwirtschaft und Ozeanographie des Ministeriums für Fischwirtschaft der VR Bulgarien und 1974 des Instituts für Meeresforschung und Ozeanologie der Bulgarischen Akademie der Wissenschaften und des Zentralen Labors für Hirnforschung der BAN beteiligt. Zur direkten Durchführung der Expeditionsarbeiten für das Programm „Schelf-Tschernomor“ wurden ebenfalls Mitarbeiter einer Reihe anderer Ministerien und Einrichtungen der VR Bulgarien herangezogen [13].

Hauptetappen beim Programm „Tschernomor“

Das Unterwasserlaboratorium „Tschernomor“ wurde im Juni 1968 zum erstenmal mit Hilfe eines 100-t-Schwimmkrans zu Wasser gelassen. Von Juli bis September 1968 haben sich 6 Besatzungen des UW-Laboratoriums (1 Expeditionsbesatzung und 5 Arbeitsbesatzungen) in 10 bis 15 m Tiefe insgesamt 28 Tage unter Wasser aufgehalten (s. Tab. 2). Jede der Besatzungen hat nur zu einem der vier Programme, die für die

Meeresforschung geplant waren, Arbeiten durchgeführt (Hydrodynamik, Hydrooptik, Lithodynamik und Hydrobiologie). Die Aquanauten aller Besatzungen des UW-Laboratoriums wurden sorgfältig medizinisch betreut. Parallel zu den ozeanologischen und medizinischen Forschungen wurden die technischen Eigenschaften und die Lebensbedingungen in dem UW-Laboratorium untersucht. Von den verschiedenartigen Ereignissen der ersten Arbeitssaison des UW-Laboratoriums sind besonders zwei zu erwähnen: während sich die erste (Expeditions-)Besatzung auf dem Meeresboden befand, herrschte Sturm, wodurch einzelne Teile der Konstruktion des UW-Laboratoriums wesentlich beschädigt wurden, und die Dekompressionserkrankung (mittlerer Schwere) eines Aquanauten, die durch eine falsche Festlegung der Arbeitstiefe der Besatzung hervorgerufen wurde. Diese zwei Ereignisse zeigten, daß 1. geringe Tiefen für die Arbeit mit dem UW-Laboratorium in Gebieten, wo stürmischer Seegang auftreten kann, äußerst gefährlich sind, und 2., daß geringe Tiefen nicht dazu führen dürfen, daß man nachlässig an die Dekompressionsbedingungen herangeht. Im Februar 1969 wurde das UW-Laboratorium „Tschernomor“ mit Hilfe des 100-t-Schwimmkrans ans Ufer gesetzt [9].

Das (im Vergleich zur ersten Konstruktion) wesentlich modernisierte Unterwasserlaboratorium „Tschernomor-2“ wurde im Juni 1969 mit dem Schwimmkran zu Wasser gelassen. Vier Besatzungen (zwei Expeditions- und zwei Arbeitsbesatzungen) des UW-Laboratoriums arbeiteten im Verlauf dieser Saison in 12,0 bis 25,0 m Tiefe. Hierbei hielt sich die zehnte Besatzung des UW-Laboratoriums (s. Tab. 2) auf dem Meeresboden, in einer Tiefe von 25,0 m, 13 Tage auf. Jede der zwei Arbeitsbesatzungen führte Arbeiten für ein Hauptprogramm und ein oder zwei fakultative Programme durch. Als sich das UW-Laboratorium mit den Aquanauten auf dem Meeresboden befand, entwickelte sich mehrmals im Arbeitsgebiet ein Seegang bis zu Stärke 5. Im Februar 1970 wurde das UW-Laboratorium „Tschernomor-2“ mittels starker Gienen an Land gehievt [16].

Im Laufe des Sommers 1970 arbeiteten im UW-Laboratorium „Tschernomor-2“ nur zwei Expeditionsbesatzungen, eine von ihnen in 30 m Tiefe, die die äußerste Tiefe für die zu prüfende Konstruktion war. Durch eine Havarie sank das UW-Laboratorium „Tschernomor-2“ in der Nacht vom 22. zum 23. September 1970 von selbst in 30 m Tiefe. Die Hebearbeiten dauerten 7 Tage, aber die Systeme des UW-Laboratoriums wurden stark beschädigt geborgen, deswegen wurde das UW-Laboratorium an das Ufer gehievt. Ins Wasser wurde das UW-Laboratorium in dieser Saison mit Hilfe eines leistungsstarken Schleppers und ans Ufer mit Hilfe von Gienen gezogen,

Im Sommer 1971 arbeiteten im UW-Laboratorium „Tschernomor-2M“, das nach der Havarie des Jahres 1970 repariert und wesentlich modernisiert worden war, in 15 m Tiefe zwei Expeditionsbesatzungen, die zugleich Training durchführten, und eine Arbeitsbesatzung. Die Arbeitsbesatzung (15. Besatzung) brachte 50 Tage unter Wasser mit der Durchführung eines Komplexprogrammes, das hydrooptische, lithodynamische und hydrobiologische Untersuchungen einschloß, zu. Gleichzeitig mit den ozeanologischen Forschungen wurde ein großer Komplex medizinisch-physiologischer und psychologischer Untersuchungen realisiert, der sich auf Beobachtungen des Gesundheitszustandes und des Standes der physischen und geistigen Arbeitsfähigkeit der Aquanauten stützte. In der Nacht vom 19. zum 20. September, nach dem 50. Aufenthaltstag der Aquanauten im UW-Laboratorium, kam stürmischer Seegang auf,

Tabelle 2
Besatzungen der UW-Station „Tschernomor“

Lfd. Nr.	Einsatztiefe m	Datum, Gesamtaufenthalt der Besatzungsmitglieder außenbords, Std.	Hauptaufgaben der Besatzung	Namen der Besatzungsmitglieder	Funktion der Besatzungsmitglieder an Bord der UW-Station	Bemerkungen
1	2	3	4	5	6	7
1.	12	18.—20. Juli 1968 2 Std.	Techn. Erprobung der Systeme der UW-Station	BOROVIKOV, P. A., PODRASHANSKIJ, A. M., STEFANOV, G. A., POGREBISSKIJ, B.	Kommandant d. Besatzung Expeditions-Ingenieur Expeditions-Ingenieur Expeditions-Ingenieur	
2.	14	8.—14. August 1968 25 Std.	Untersuchung der Strömungsstruktur in der grundnahen Schicht und in der Dichtesprungschicht	KAPLIN, P. A., STEPANOV, V. A., ESIN, N. V., ROSTARČUK, M. A. AMASCHUKELI, A. A.,	Kommandant der Besatzung Bordingenieur Wiss. Mitarbeiter, Hydrophysiker Korrespondent der Iswestija“ Leiter der Tauchstation der Besatzung	
3.	14	17.—21. August 1968 12 Std. 50 Min.	Untersuchung der Polarisations- und Leuchtdichteparameter des UW-Lichtfeldes bei stationären Bedingungen	KORSCHUNOV, V. V., MOTSCHALIN, V. N., JASEV, J. S., PLESCHAKOV, V. N.	Kommandant der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Hydrooptiker Wiss. Mitarbeiter, Hydrooptiker Bordingenieur	
4.	15	28. 8. 68 3. 9. 68 33 Std. 33 Std. 40 Min.	Untersuchung der rezenten Sedimentation in der Küstenzone	BOROVIKOV, P. A., ORVIKU, K. K., KALININ, J. S., GROMADSKIJ, B. V., KUPRIKOV, O. A., MOSKALENKO, B. S.	Kommandant der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Lithodynamiker Bordingenieur Leiter der Tauchstation der Besatzung Taucher Taucher	Wegen Erkrankung wurde K. K. ORVIKU vorfristig der Dekompression unterzogen, seinen Platz nahm J. S. KALININ ein
5.	14	9.—14. 9. 68 17 Std. 20 Min.	Registrieren der Fluktuationen der Leuchtdichte des Unterwasserlichtfeldes	MERLIN, V. M., NIKOLAEV, V. P., SHILZOV, A. A., GREBZOV, N. N., SCHLJUKOV, A. M.	Kommandant der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Hydrooptiker Wiss. Mitarbeiter, Hydrooptiker Bordingenieur Taucher	
6.	12	19.—23. September 1968 20 Std. 55 Min.	Erforschung des Benthos auf felsigen Bodenabschnitten. Medizinisch-physiologische Forschungen	KURENKOV, G. I., DENISOV, N. E., MELNIKOV, I., AMASCHUKELI, A. A.	Kommandant der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Biol.-Geograph Wiss. Mitarbeiter, Biologe Leiter der Tauchstation der Besatzung	
7.	12	12.—14. Juli 1969 3 Std.	Technische Erprobung der Systeme der UW-Station	STEFANOV, G. A., MERLIN, V. M., KALININ, J. S., JACHONTOV, B., AMASCHUKELI, A. A.	Kommandant der Besatzung Leiter der Tauchstation Expeditions-Ingenieur Bord-Arzt Taucher	
8.	23	15.—18. August 1969 6 Std.	Technische Erprobung der Systeme der UW-Station	BOROVIKOV, P. A., PODRASHANSKI, A. M., STEFANOV, G. A., JACHONTOV, B., BROVKO, V. P.	Kommandant der Besatzung Expeditions-Ingenieur Expeditions-Ingenieur Bord-Arzt Expeditions-Ingenieur	
9.	12	29. 8. 69 6. 9. 1969 57 Std. 50 Min.	Untersuchung der Dynamik des Mikroreliefs des Bodens, der rezenten Sedimentation und der Verlagerung des Materials in der Küstenzone	LOMOV, A. N. KURILOV, S. V., TSCHERNOV, V. E., KOSCHEL, I. P., AMASCHUKELI, A. A.	Kommandant der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Hydrologe Taucher Taucher Taucher	

Tabelle 2 (Fortsetzung)

Lfd. Nr.	Einsatztiefe	Datum, Gesamtaufenthalt der Besatzungsmitglieder außenbords, Std.	Hauptaufgaben der Besatzung	Namen der Besatzungsmitglieder	Funktion der Besatzungsmitglieder an Bord der UW-Station	Bemerkungen
1	2	3	4	5	6	7
10.	24	27. 9. 69 13. 10. 69 64 Std.	Registrieren der Fluktuationen der Leuchtdichte und der Strahlungsstärke des Unterwasserlichtfeldes. Untersuchung der Dynamik des Mikroreliefs des Bodens und der rezenten Sedimentation. Medizinisch-physiologische Forschungen	NIKOLAEV, V. P., KURILOV, S. V., KALININ, J. S., USOLZEV, V. N., LOMOV, A. N.	Kommandant der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Hydrologe Bordingenieur Leiter der Tauchstation der Besatzung Taucher	S. V. KURILOV wurde am 8. September in die Besatzung aufgenommen
11.	8	7.—9. 7. 70 1 Std. 30 Min.	Technische Erprobung der Systeme der UW-Station	PODRASHANSKIJ, A. M., GRINEVITSCH, V. A., SUDARKIN, I. P., DAVIDOVITSCH, V. A., POPOV, A. I.	Kommandant der Besatzung Bordarzt Expeditionsingenieur Expeditionstechniker Expeditionstechniker	
12.	31	6.—10. August 1970 1 Std. 30 Min.	Technische Erprobung der Systeme der UW-Station	BOROVIKOV, P. A., SUDARKIN, I. P., STEFANOV, G. A., LOMOV, A. N., POPOV, A. I.	Kommandant der Besatzung Expeditionsingenieur Expeditionsingenieur Leiter der Tauchstation der Besatzung Expeditionstechniker	
13.	12	11.—14. Juli 1971 10 Std.	Technische Erprobung der Systeme der UW-Station. Training für die neuen Mitglieder der Aquanautengruppe	SUDARKIN, I. P., GRINEVITSCH, V. A., DAVIDOVITSCH, V. A., PROKOPOV, O. I., JURTSCHIK, A. F.	Kommandant der Besatzung Bordarzt Expeditionstechniker Expeditionsingenieur Leiter der Tauchstation der Besatzung	
14.	12	20.—25. Juli 1971 12 Std.	Testen von Methoden der technischen Sicherung der UW-Station von der Oberfläche aus. Training für neue Mitglieder der Aquanautengruppe	NIKOLAEV, V. P., DAVIDOVITSCH, V. A., STYZENKO, M. D., KOSJAN, R. D., DENISOV, N. E.	Kommandant der Besatzung Bordingenieur Bordingenieur Wiss. Mitarbeiter Wiss. Mitarbeiter	
15.	15	1. August 20 1971 138 Std.	Registrieren der Lichtfluktuationen des Unterwasserlichtfeldes. Erforschen der Lithodynamik der Küstenzone des Meeres. Untersuchen der Biozönosen harter Böden. Medizinisch-physiologische Forschungen	SUDARKIN, I. P., NASONOV, A. D., PROKOPOV, O. I., DENISOV, N. E., NIKOLAEV, V. P., KOSJAN, R. D.	Kommandant der Besatzung Leiter der Tauchstation der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Hydrooptiker Wiss. Mitarbeiter, Biol.-Geograph Wiss. Mitarbeiter Hydrooptiker Wiss. Mitarbeiter Geol.-Physiker	Wegen Erkrankung vorfristig am 30. 8. der Dekompression unterzogen. Am 4. 9. in Besatzung aufgenommen. Am 15. 9. in Besatzung aufgenommen. Am 7. 8. in Besatzung aufgenommen
16.	13	25. 6. 3. 7. 1972 24 Std.	Technische Erprobung der Systeme der UW-Station. Training für neue Mitglieder der Aquanautengruppe	SUDARKIN, I. P., JAKUBENKO, V. G., SKALAZKIJ, O. N., SARETSCHNEV, A. A., JURTSCHIK, A. F., KOSJAN, R. D., DENISOV, N. E., TSCHACHOTIN, P. S., KUPRIKOV, O. A.	Kommandant der Besatzung Expeditionsingenieur Expeditionsingenieur Taucher Leiter der Tauchstation der Besatzung Wiss. Mitarbeiter Wiss. Mitarbeiter Wiss. Mitarbeiter Taucher	Die volle Zeit (7 Tage) verbrachte nur SUDARKIN unter Wasser, die anderen arbeiteten je 3—5 Tage im „Tschernomor“

Lfd. Nr.	Einsatz-tiefe m	Datum, Gesamtaufenthalt der Besatzungsmitglieder außenbords, Std.	Hauptaufgaben der Besatzung	Namen der Besatzungsmitglieder	Funktion der Besatzungsmitglieder an Bord der UW-Station	Bemerkungen
1	2	3	4	5	6	7
17.	31	8.—31. August 1972 99 Std.	Registrieren der Fluktuationen der Leuchtdichte und der Strahlungsstärke des Unterwasserlicht-	SUDARKIN, I. P., JAKUBENKO, V. G., BELJAEV, J. M.,	Kommandant der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Hydrooptiker Bordingenieur	
17.	31		feldes. Erforschen der Lithodynamik der Küstenzone. Medizinisch-physiologische Forschungen	LEVTSHENKO, N. E., KOSJAN, E. D.	Leiter der Tauchstation der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Geol.-Physiker	Am 12. 8. in Besatzung aufgenommen
18.	31	11. 9. 9. 10. 1972 34 Std.	Registrieren der Leuchtdichte und der Strahlungsstärke des Unterwasserlichtfeldes. Studium der Gesetzmäßigkeiten bei der Bildung von Biozönosen im Bereich des künstlichen Riffs. Medizinisch-physiologische Forschungen	SKALAZKIJ, O. N., DAVIDOVITSCH, V. A., DENISOV, N. E., KUSNEZOV, O. L., NIKOLAEV, V. P.	Bordingenieur Leiter der Tauchstation der Besatzung Wiss. Mitarbeiter, Biol.-Geograph Wiss. Mitarbeiter, Lithodynamiker Kommandant der Besatzung	Bis 29. 9. Kommandant der Besatzung Am 17. 9. in die Besatzung aufgenommen Am 29. 9. in die Besatzung aufgenommen
19.	18	7.—21. Juli 1973 61 Std.	Registrieren der Fluktuationen der Leuchtdichte und der Strahlungsstärke des Unterwasserlichtfeldes. Beobachten der Adaption der Forelle im Seewasser. Medizinisch-physiologische Forschungen	BOROVIKOV, P. A., KLISUROV, L. (VRB) DUKOV, N., (VRB) PODRASHANSKI, A. M., KUPRIKOV, O. A.	Kommandant der Besatzung Wiss. Mitarbeiter Wiss. Mitarbeiter Bordingenieur Leiter der Tauchstation der Besatzung	Die Arbeiten wurden im Gebiet des Kap Maslen durchgeführt.
20.	20	15. 7. bis 28. 8. 1974 70 Std.	Registrieren der Fluktuationen der Leuchtdichte und Strahlungsstärke des Unterwasserlichtfeldes. Lithodynamische und hydrodynamische Forschungen. Hydrochemische Forschungen. Erprobung der UW-Bohranlage und der UW-Fernsehanlage. Einschätzen der vergleichenden Effektivität beim Einsatz verschiedener Arten von Tauchtechnik. Medizinisch-physiologische Forschungen	SKALAZKIJ, O. N., KLISUROV, L. (VRB) DUKOV, N. (VRB) JAKUBENKO, V. G., NASONOV, A. D.	Kommandant der Besatzung und Bordingenieur Wiss. Mitarbeiter Wiss. Mitarbeiter Wiss. Mitarbeiter Leiter der Tauchstation der Besatzung	Die Arbeiten wurden im Gebiet des Kap Maslen durchgeführt.

wodurch die Verankerung des UW-Laboratoriums beschädigt und das Laboratorium auf eine Sandbank am Ufer geworfen wurde. Die Aquanauten wurden aus dem UW-Laboratorium geholt und in der Dekompressionskammer an Land gebracht [17].

Eine der erfolgreichsten Arbeitsperioden für das Programm „Tschernomor“ war das Jahr 1972. In diesem Jahr arbeiteten zwei Arbeitsbesetzungen des UW-Laboratoriums „Tschernomor-2M“ (die 17. und die 18. Besetzung) in 30 m Tiefe insgesamt 45 Tage an komplexen lithodynamischen, hydrooptischen und hydrobiologischen Untersuchungen. Neben den ozeanologischen Forschungen wurden komplexe medizinisch-physiologische und psychische Beobachtungen durchgeführt [8].

Die Aufgabenstellung im Einsatzgebiet des UW-Laboratoriums „Tschernomor-2M“ an der Küste der VR Bulgarien im Gebiet des Kap Maslen (Programm „Schelf-Tschernomor“) wurde erstens durch den Wunsch der Experten aus der UdSSR und der VR Bulgarien, Erfahrungen bei gemeinsamen Arbeiten zur Sicherung der Unterwasserforschungen zu sammeln, und zweitens durch das Bestreben des Mitarbeiterkollektivs des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Erfahrungen bei der Sicherung der Unterwasserforschungen zu sammeln, losgelöst von ihrem ständigen Landstützpunkt, und drittens durch das Vorhandensein von Wassergebieten an der bulgarischen Küste, die vor Sturm geschützt und damit sehr günstig für die Durchführung der Forschungsarbeiten mit dem UW-Laboratorium sind, stimuliert [13]. Das typischste, herausragendste Merkmal bei der Arbeit am Programm „Schelf-Tschernomor“ war (neben der Unabhängigkeit vom stationären Landstützpunkt) die gemischte, internationale Zusammensetzung sowohl der Besetzung des UW-Laboratoriums als auch aller Hauptgruppen, die für die Sicherheit der Besetzung verantwortlich waren. Das komplexe Forschungsprogramm umfaßte in den Jahren 1973–1974 folgende Aufgaben [13]:

1. ozeanologische Forschungen (statistische Hydrooptik, Hydrochemie der bodennahen Schicht, Untersuchung der Vorgänge der rezenten Sedimentation, Hydrobiologie, Untersuchung der von den Aquanauten bedienten Vibrationsbohranlage, Prüfung der transportablen UW-Fernsehanlage);
2. Untersuchung der Effektivitätsvergleiche beim Einsatz von Tauchausrüstungen unterschiedlichen Typs im Unterwasserlaboratorium (Tests verschiedener Typen Atemgeräte, von Naß- und Trockentauchanzügen, der elektrischen und Wasserbeheizung der Tauchanzüge — mit Einschätzung der entsprechenden Arbeitsfähigkeit der Aquanauten auf einem speziellen Testversuchsfeld);
3. komplexe neurophysiologische und neuropsychologische Untersuchungen der Aquanauten (Elektroenzephalographie, Elektrokardiographie, Untersuchung der Gaszusammensetzung des Blutes der Aquanauten, psychologische Untersuchungen, Hör- und Vorhofuntersuchungen, Untersuchung des Nahrungszustandes, Erforschung der Bewegungskordinierung bei den Aquanauten).

Leitung der Arbeiten

Die jährlich durchzuführenden Arbeiten zu den Programmen „Tschernomor“ und „Schelf-Tschernomor“ unterteilt man zweckmäßigerweise in drei Etappen:

1. Vorbereitungsphase (das UW-Laboratorium befindet sich an Land);
2. Zwischenetappe (das UW-Laboratorium befindet sich auf dem Wasser);
3. Arbeitsetappe (das UW-Laboratorium liegt auf dem Meeresboden).

Während der Vorbereitungsphase wurde an der Entwicklung und Weiterentwicklung des technischen Ausrüstungskomplexes, der für die Durchführung der Forschungen unter Einsatz des UW-Laboratoriums notwendig ist, gearbeitet, es wurden die Aquanautengruppen, die tauchtechnischen und medizinisch-physiologischen Dienste gebildet, die wissenschaftlichen Geräte wurden vorbereitet und es wurden die Forschungsprogramme und andere notwendige Unterlagen erarbeitet.

In die zweite Etappe fallen Arbeiten, die mit der Besetzung des UW-Laboratoriums zusammenhängen, das Fieren des UW-Laboratoriums (ebenso das Hieven an Land), das Schleppen, Verholen und Verankern des UW-Laboratoriums (ebenso das Einholen des Ankers), der Einbau der Hilfs- und Meßgeräte, die Einrichtung des Arbeitsgebietes und der Leitstelle.

In die dritte Etappe fallen die Arbeiten, die notwendig sind, um das UW-Laboratorium auf den Meeresboden zu setzen (ebenso für das Hieven an die Meeresoberfläche), um die Sicherheit der Besetzung und ein normales Arbeiten der Leitungen des UW-Laboratoriums zu gewährleisten, um die Forschungsprogramme direkt durchführen zu können und die Dekompression der Besetzung zu sichern. Die Tätigkeit der Gruppen und Einzelpersonen, die diese Arbeiten durchführen, ist exakt in entsprechenden Anweisungen festgelegt. Die Leitung über alle Arbeiten zur Gewährleistung der Forschungen mit Einsatz des UW-Laboratoriums (sowohl in der Vorbereitungs- und Zwischenetappe als auch während der Arbeitsetappe) hat der „Expeditionsleiter“, der dem „Expeditionsrat“ vorsteht, zu dem die Leiter der Hauptversorgungsgruppen gehören (s. Schema Abb. 3). Die operative Leitung der Arbeiten gemäß dem vom

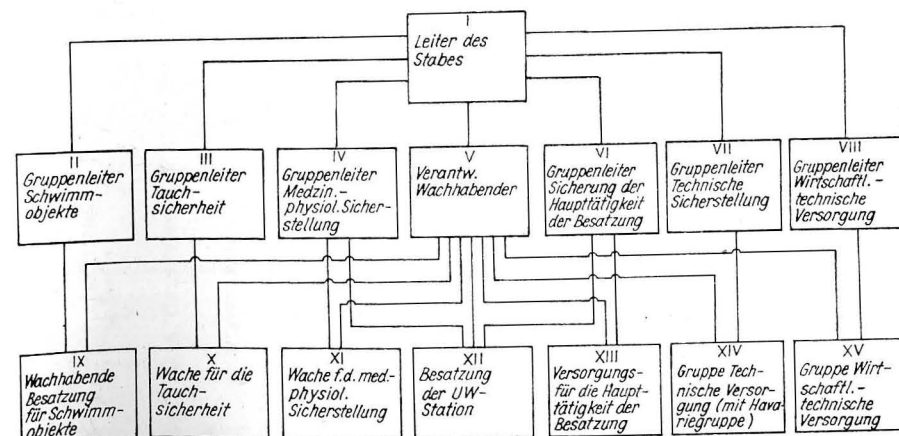


Abb. 3. Struktur des Dienstes für die Sicherstellung der Arbeiten bei Einsatz der UW-Station

Expeditionsleiter täglich bestätigten Plan obliegt dem „verantwortlichen Diensthabenden“. Der verantwortliche Diensthabende (es waren in der Regel 3–4 Personen) muß sehr widersprüchlichen Anforderungen genügen. Voraussetzungen dafür sind eine gute Ausbildung auf der Ebene eines Ingenieurs, eine hohe berufliche Taucherqualifikation sowie Fähigkeiten eines Organisators und großes Verständnis für die physiologischen Vorgänge bei längerem Aufenthalt des Menschen unter erhöhtem Druck. Der Leiter muß entscheidungsfreudig und kaltblütig bei Havariesituationen sein und genug Takt bei der Lösung der unterschiedlichen Alltagsprobleme besitzen,

Tabelle 3

Leiter der Hauptsicherungsgruppen für die Arbeiten zu den Programmen „Tschernomor“ und „Schelf-Tschernomor“

Programm	Arbeitsleiter	Gruppenleiter Medizin.- Sicherstellung	Gruppenleiter Technische Sicherstellung	Gruppenleiter Sicherstellung d. Tauchtätigkeit	Verantw. Wachhabende	Wiss. Leiter für die ozeanologischen Forschungs- programme
1	2	3	4	5	6	7
Tschernomor- 68	I. M. OVTSCHIN- NIKOV N. A. AIBULATOV V. S. JASTREBOV	G. I. KURENKOV E. O. GERF	P. A. BOROVIKOV	B. V. GROMADSKIJ	P. A. KAPLIN V. A. STEPANOV A. I. SCHLJUKOV	N. A. AIBULATOV (Lithodynamik) V. I. BOITOV, V. I. NIKOLAEV (Hydrooptik) O. B. MOKIEWSKIJ (Hydrobiologie) N. V. ESIN (Hydrophysik)
Tschernomor- 69	I. M. OVTSCHIN- NIKOV V. S. JASTREBOV V. P. NIKOLAEV	G. I. KURENKOV E. O. GERF V. A. GRINEVITSCH	P. A. BOROVIKOV	I. A. RAEVSKIJ	N. A. AIBULATOV I. P. SUDARKIN A. A. SHILZOV L. G. BRATKOV A. V. MAIER	N. A. AIBULATOV V. P. NIKOLAEV A. V. MAIER (Hydrophysik)
Tschernomor- 70	V. P. NIKOLAEV V. S. JASTREBOV L. G. BRATKOV	V. A. GRINEVITSCH	P. A. BOROVIKOV I. P. SUDARKIN	A. N. LOMOV B. V. GROMADSKIJ	N. A. AIBULATOV L. G. BRATKOV M. D. STYZENKO B. P. WASSILTSCHENKO	
Tschernomor- 71	V. B. WAISBAND V. P. NIKOLAEV L. G. BRATKOV	V. A. GRINEVITSCH	I. P. SUDARKIN V. A. DAVIDO- VITSCH	J. A. IVANOV	L. G. BRATKOV A. A. SHILZOV M. D. STYZENKO B. P. WASSILTSCHENKO O. I. PROKOPOV	N. A. AIBULATOV V. P. NIKOLAEV N. E. DENISOV (Hydrobiologie)
Tschernomor- 72	V. B. WAISBAND V. P. NIKOLAEV L. G. BRATKOV	V. A. GRINEVITSCH	I. P. SUDARKIN O. N. SKALAZKIJ V. A. DAVIDO- VITSCH	A. D. NASONOV	L. G. BRATKOV A. A. SHILZOV O. I. PROKOPOV V. G. JAKUBENKO	N. A. AIBULATOV V. P. NIKOLAEV N. E. DENISOV B. V. VYSKREBENZEV (Hydrobiologie)
Schelf- Tschernomor- 73	V. S. JASTREBOV G. CH. VOLT- SCHANOV (VRB)	V. A. GRINEVITSCH I. RUSEV (VRB)	L. M. NESTERENKO	I. KROSTEV (VRB) A. D. NASONOV	L. G. BRATKOV CH. AMIORKOV (VRB) L. M. NESTERENKO	I. LACHNEV (VRB) (Hydrobiologie) V. P. NIKOLAEV
Schelf- Tschernomor- 74	G. CH. VOLT- SCHANOV (VRB) V. P. NIKOLAEV	V. A. GRINEVITSCH	J. M. BELAEV	I. KROSTEV (VRB) O. A. KUPRIKOV	CH. AMIORKOV (VRB) K. STOITSCHEV (VRB) O. I. PROKOPOV G. NEUMANN (DDR)	G. CH. VOLTSCHANOV (VRB) I. KROSTEV (VRB) (Meerestechnik) V. P. NIKOLAEV N. V. ESIN L. STOJANOV (VRB, Lithodyna- mik)

die bei längerem Aufenthalt eines vielköpfigen Kollektivs in einem geschlossenen Raum unausweichlich auftreten. In Tab. 3 sind die Leiter der Hauptversorgungsgruppen während der Arbeiten an den Programmen „Tschernomor“ und „Schelf-Tschernomor“ aufgeführt [11].

Medizinische Betreuung und Gasanalyse

Zur Aufgabe der Gruppe für die medizinische Betreuung gehörte es, an der Auswahl und Ausbildung der Aquanauten teilzunehmen, den Gesundheitszustand der Aquanauten zu kontrollieren, über die Heilung der erkrankten Taucher und Aquanauten zu wachen, die Gasanalyse des Atemgemisches durchzuführen, die Klimaparameter und die Komponente des Atemgemisches des UW-Laboratoriums zu kontrollieren und sie auf dem optimalen Stand zu halten, die Arbeitsbedingungen, die festgelegte Freizeit, die Ernährung und Dekompression der Aquanauten zu kontrollieren. Sofort nach Abschluß der Dekompression sowie während der Readaption werden die Aquanauten gründlich ärztlich untersucht.

Zur medizinischen Betreuungsgruppe gehörten in der Regel 2–3 Ärzte (Physiologen), die eine Berufstaucherbefähigung haben, 2–3 Laboranten, die die Gasanalyse durchführten, 1–2 Laboranten für die Blut- und Kraftanalyse der Aquanauten. Zur Kontrolle des Gesundheitszustandes der Aquanauten wurden diese 1–2mal am Tag von einem Arzt direkt im UW-Laboratorium untersucht. Zur Schnelldiagnostik für mögliche Erkrankungen der Aquanauten wurden auch Daten benutzt, die die Forschungsärzte zur Verfügung stellten.

Die Gaszusammensetzung des Atemgemisches in den Abteilungen des UW-Laboratoriums wurde in der Hauptsache im GasanalySELabor an Land anhand von Proben analysiert, die man in Gummibeuteln aus dem UW-Laboratorium erhielt. Bei einigen Experimenten war es möglich, die Gasanalyse direkt innerhalb des UW-Laboratoriums durchzuführen. Für die Zeit, in der für die Sicherheit der Besatzung des UW-Laboratoriums auf dem Mutterschiff und an Land gearbeitet wurde, wurden medizinische Betreuungsstellen eingerichtet [33–34].

Tauchtechnischer Dienst

Zu den Aufgaben der Gruppe für die tauchtechnische Betreuung gehörte die Einrichtung über Arbeitsgebietes, die Teilnahme an den Senk- und Hebearbeiten für das UW-Laboratorium, die laufende technische Betreuung des UW-Laboratoriums (Nachfüllen über Leitungen des Laboratoriums mit Gas, Frischwasser und chemischen Absorptionsmitteln, Funktion der Verbindungen und Stromspeisung, Versorgung des Laboratoriums mit Essen und verschiedenen Materialien usw.), die technische Sicherung der Arbeit der Aquanauten außerhalb des Laboratoriums (Lieferung von Material, Vorrichtungen, Geräten u. a. von der Meeresoberfläche zum Arbeitsplatz), Unterstützung der Aquanauten bei ihrer Arbeit mit Außenboardsystemen des UW-Laboratoriums vor dem Abstieg, auf den Meeresboden, vor dem Auftauchen sowie bei Havarien, technische Absicherung der Dekompression der Besatzung des UW-Laboratoriums, insbesondere Einsatz der Tauchkomplexausrüstung des Mutterschiffes.

Die Gruppe der tauchtechnischen Ausrüstung bestand gewöhnlich aus 1–2 Ingenieuren, die die Arbeit der Gruppe leiteten, aus 1–2 Personen, die am Verdichter

arbeiteten, 3–4 diensthabenden Technikern, die für den Betrieb (und die prophylaktische Reparatur) der Verbindungsleitungen und die Stromzuführung zum UW-Laboratorium verantwortlich waren, 1–2 Tauchexperten, 3–4 Tauchstationen, von denen jede mit 3–4 Tauchern besetzt war. Die Tauchstationen und das Nachrichtpersonal hielten abwechselnd Wache rund um die Uhr, die übrigen Mitglieder der Gruppe arbeiteten nur am Tage, wobei sie sich aber während der ganzen Zeit, in der sich die Aquanauten innerhalb des UW-Laboratoriums aufhielten, nicht vom Territorium des Landstützpunktes entfernten [11].

Auswahl und Ausbildung der Aquanauten. Besetzung des UW-Laboratoriums

Die Aquanautengruppe für die Arbeiten zum Programm „Tschernomor“ wurde hauptsächlich aus den Mitarbeitern des Instituts für Ozeanologie der AdW der UdSSR, die eine Berufstaucherbefähigung besitzen, gebildet. Die Kandidaten für die Aquanautengruppe wurden in der Klinik stationär untersucht, wonach die Kandidaten, die auf Grund der Untersuchungsergebnisse zu Arbeiten bei längerem Aufenthalt unter Wasser bei erhöhtem Druck zugelassen wurden, mit dem Ausbildungsprogramm begannen. Die Ausbildung beinhaltete das Studium und die Aneignung von Fertigkeiten bei der Nutzung der Systeme des bewohnbaren Unterwasserlaboratoriums und des Tauchkomplexes des Mutterschiffes, Unterricht in Physiologie der Taucher, Trainingstauchabstiege bei komplizierten Bedingungen im Meer und in den Barokammern, allgemeine Körperertüchtigung.

Zu jeder Arbeitsbesetzung des Unterwasserlaboratoriums gehörten wissenschaftliche Mitarbeiter, die für die Erfüllung des einen oder anderen Forschungsprogramms verantwortlich waren (in der Regel 2–3 Personen), ein Bordingenieur, der für den Betrieb und die prophylaktische Reparatur der Systeme des Unterwasserlaboratoriums verantwortlich war, und der Leiter der Tauchstation, der die Verantwortung für die Vorbereitung der Taucherausrüstung hatte und die Taucharbeiten der Besatzungsmitglieder direkt leitete. Leiter der Arbeitsbesetzung war einer der wissenschaftlichen Mitarbeiter oder der Bordingenieur. Bei der Besetzung des Laboratoriums versuchte man, neben dem Niveau der beruflichen Ausbildung, der Tauchbefähigung und dem Gesundheitszustand jedes Kandidaten für die Besetzung auch den Faktor der psychologischen Vereinbarkeit zu berücksichtigen, was jedoch in vollem Umfang nicht gelang, in der Hauptsache durch die geringe zahlenmäßige Stärke der Aquanautengruppe [33, 34].

Arbeitsorganisation der Aquanauten außenbords des UW-Laboratoriums

Für die Außenbordarbeit stand den Aquanauten eine bestimmte Zeit am Tage zur Verfügung, und zwar von 8.30 Uhr bis 12.30 Uhr und von 16.30 Uhr bis 18.30 Uhr. Ausstiege in der dunklen Tageszeit, von 21.00 bis 22.00 Uhr, wurden selten durchgeführt. Es gab einige wichtige Aufgaben, die die Aquanauten außenbords durchführen mußten; das waren die Einrichtung und Bedienung der Unterwasserversuchsfelder und der ozeanologischen Meßgeräte, die Durchführung ozeanologischer Beobachtungen (Probenahmen), Arbeiten zur technischen Bedienung der Außenboardsysteme und -einrichtungen des UW-Laboratoriums, Erprobung der Tauchtechnik, Durchführung physiologischer und psychologischer Tests direkt im Wasser, Außen-

bordgänge während der Ruhepausen der Aquanauten. Außenbords arbeitete gewöhnlich ein Aquanaut, selten waren es zwei und in Ausnahmefällen drei Aquanauten gleichzeitig. Für jeden Ausstieg eines Aquanauten nach außenbord holte der Leiter der Besatzung vorher die Genehmigung des verantwortlichen Wachhabenden ein; der Ausstieg wurde im Bordtauchtagebuch schriftlich festgehalten, und es wurde auch ein Sicherungsaquanaut benannt.

Während der Arbeiten zum Programm „Tschernomor“ wurden verschiedene Tauchausrüstungskomplexe erprobt, aber keiner von ihnen ist in vollem Umfange den Anforderungen, die an die Ausrüstung unter den Bedingungen eines Unterwasserlaboratoriums gestellt werden, gerecht geworden. Als Hauptatemgerät benutzten die Aquanauten von „Tschernomor“ ein Schlauchtauchgerät, bei dem die Luft ins Wasser austritt.

Der Lungenautomat dieses Gerätes hatte ein Zweistufen-Druckminderungsventil mit getrennten Stufen. Die eine Stufe befand sich innerhalb des UW-Laboratoriums und die andere beim Aquanauten, am Mundstück. Der verwendete Schlauch war bis zu 100 m lang. Neben dem Hauptgerät, dem Schlauchgerät, hatte der Aquanaut stets ein zweites, das Reservegerät, bei sich, das bei Ausfall des Hauptgerätes benutzt werden konnte. Bei Ausstiegen nach außenbord wurde in jedem Fall eine telefonische Verbindung — drahtgebunden oder hydroakustisch — gehalten und die Signalleine verwendet. Häufig wurde ein Naßtaucheranzug verwendet (manchmal mußten zwei bis drei übereinander angezogen werden). Der Gewichtsgürtel wurde direkt über dem Taucheranzug, unter dem Atemgerät, getragen, um zu vermeiden, daß der Aquanaut unfreiwillig an die Oberfläche geworfen wurde. Die sich außenbords befindenden Aquanauten bewegten sich in der Regel entlang der Laufleinen, die vom UW-Laboratorium zu allen Hauptobjekten und wichtigsten Arbeitsplätzen führten. Bei den am weitesten entfernten Versuchsfeldern (manchmal auch auf halbem Wege zwischen entfernten Versuchsfeldern und UW-Laboratorium) wurden pneumatische oder aus Metall bestehende Zufluchtsstätten eingerichtet, die die Aquanauten bei Ausfall des Reserveatemgerätes benutzen konnten. Diese Zufluchtsstellen waren mit einer Notsignalleinrichtung versehen. Die größte Entfernung des Aquanauten vom UW-Laboratorium betrug 100 m. Zur Vermeidung von Dekompressionserkrankungen gab es exakte Festlegungen für die Aufstiegsmöglichkeit des Aquanauten oberhalb des Sättigungshorizontes. Die durchschnittliche Arbeitszeit der Besatzung des UW-Laboratoriums im Wasser betrug ca. 4—5 Taucherstunden am Tag, d. h. ungefähr eine Stunde pro Aquanaut am Tag. Die maximale Arbeitszeit außerhalb des UW-Laboratoriums beträgt für einen Aquanauten 3—4 Stunden, in Ausnahmefällen bis zu 5 Stunden pro Tag. Der Hauptfakt, der einen längeren Aufenthalt des Aquanauten unter Wasser einschränkte, war die Unterkühlung [8, 9, 11, 13, 16, 17].

Gesamteinschätzung der wissenschaftlichen Programme

Das komplexe Forschungsprogramm für die mit Einsatz des UW-Laboratoriums „Tschernomor“ durchzuführenden Forschungsaufgaben hatte in der Regel drei große Abschnitte:

1. ozeanologische Forschungen,
2. medizinisch-physiologische Untersuchungen,

3. Forschungen, die der Weiterentwicklung der Tauchausrüstung für die Aquanauten sowie der Weiterentwicklung der Funktionseigenschaften der Systeme des bewohnbaren Unterwasserlaboratoriums dienten.

Das Programm der ozeanologischen Forschungen enthielt seinerseits gewöhnlich drei bis vier Nebenprogramme:

1. Studium der Lithodynamik der Küstenzone des Meeres in Verbindung mit der Hydrodynamik der grundnahen Wasserschicht,
2. Untersuchung der statistischen Struktur des natürlichen Unterwasserlichtfeldes, die durch wellenbewegte Meeresoberfläche bedingt ist,
3. hydrobiologische Forschungen in verschiedenen Richtungen,
4. Erprobung der Forschungsmethodik und der Meßgeräte für die ozeanologischen Unterwasserforschungen [28].

Die nach einem sehr umfangreichen Programm durchgeführten medizinisch-physiologischen Untersuchungen waren auf das Studium der Gesetzmäßigkeiten der Adaption des menschlichen Organismus an die Bedingungen des Aufenthalts in einem begrenzten Raum bei erhöhtem Druck im umgebenden Gasmedium sowie auf das Studium der Gesetzmäßigkeiten der Readaption bei Rückkehr zu normalen Bedingungen gerichtet. Endziel der Untersuchungen war hierbei die Erarbeitung von Empfehlungen zur Erhöhung der Effektivität und der Sicherheit der Taucharbeiten. Die medizinisch-physiologischen Untersuchungen wurden bei Durchführung des Hauptprogramms — des Programms der ozeanologischen Forschungen — nebenbei mitrealisiert [33].

Ergebnisse der hydrooptischen Forschungen¹⁾

Die durch Wellenbewegung an der Meeresoberfläche hervorgerufenen Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes lassen sich am besten mit Geräten registrieren, bei denen die Lichtmeßsonden auf stationären Einrichtungen unter Wasser angebracht sind. Die Montage und Bedienung solcher Geräte erfordert einen großen Umfang an Taucherarbeiten, wobei die Untersuchung der statistischen Eigenschaften des Unterwasserlichtfeldes zum wissenschaftlichen Arbeitsprogramm mit Hilfe des Unterwasserlaboratoriums gehört. Durch die Arbeit der Aquanauten des UW-Laboratoriums wurde einige hundertmal die Strahlungsstärke und die Leuchtdichte registriert. Durch die elektronische Verarbeitung dieser Daten und die nachfolgende Analyse war es möglich, experimentell eine Reihe Gesetzmäßigkeiten festzustellen, die die statistischen Eigenschaften des Lichtfeldes mit den Eigenschaften des Seegangs und den Lichtbedingungen der Meeresoberfläche, mit der Registrierungstiefe und einigen anderen Faktoren verbanden [18—20].

Methodik und Ergebnisse der lithodynamischen Untersuchungen²⁾

In den Jahren 1968—1972 wurde im Einsatzgebiet des UW-Laboratoriums „Tschernomor“ in einer Tiefe von 8 bis 31 m ein Arbeitskomplex durchgeführt, der folgende Aufgaben erfüllen sollte:

¹⁾ Siehe Artikel von V. G. NIKOLAEV, O. I. PROKOPOV, M. S. CHULAPOV, V. G. JAKUBENKO „Experimentelle Untersuchungen zur Fluktuation des natürlichen Lichtfeldes bei wellenbewegter Meeresoberfläche“ im gleichen Heft sowie die Arbeiten [18—20, 35].

²⁾ Grundlage für diese Ausführungen sind die Veröffentlichungen von N. A. AJBULATOV, K. K. ORVIKU und R. D. KOS'JAN [14, 21].

- Erforschung der Dynamik des Bodenreliefs bis zu 31 m Tiefe,
- Messen des Akkumulationsvolumens (oder Umfang der Abrasion) von klastischem Material in verschiedenen Teilen des Abhangs,
- Erforschung der Bedingungen des Suspensionsvorganges in der grundnahen Schicht,
- Untersuchung der mechanischen Differenz der Sedimente und der Dynamik der Mikroformen des Bodenreliefs,
- Bestimmung der Struktur der Strömungsgeschwindigkeit und der Mikropulsation in der grundnahen Schicht.

Die Versuchspolygone, auf denen die oben angeführten Forschungen durchgeführt wurden, lagen in 10, 15 und 20 m Tiefe. Ein Quadrat mit 20 m Seitenlänge wurde in mehrere kleine Quadrate mit einer Seitenlänge von 5 m unterteilt. Jeder Punkt wurde mit einer Marke (Stahlstange) von 1,75 m Länge fixiert, die bis zu 0,75 m mit dem Hammer eingeschlagen wurde. Auf die Stange wurde ein zylinderförmiges Drahtgerüst ($\varnothing 0,3$ mm), das mit Ringen endete, aufgesetzt. Es wurde angenommen, daß sich mit zunehmender Abrasion des Grundes in der Nähe der Stange das Gerüst senken wird und dabei den Abrasionsbetrag fixiert. Ungeachtet der möglichen Abrasionsvorgänge im weiteren Verlauf an dem jeweiligen Ort konnten wir durch dieses Gerüst die untere Lage der Bodenfläche und insgesamt mit dem Messen der Stahlstange selbst die Amplitude der Bodenverformung fixieren.

Die Unterteilung des Polygons erfolgte mittels einer ca. 80 m langen Leine, an der alle 5 m Markierungen und alle 20 m Schlaufen vorgesehen waren. Auf die erste, in den Grund geschlagene Stange wurde die Schlaufe aufgesetzt, und der Taucher, der sich nach Kompaß bewegte, wickelte 20 m Leine ab. Dann wurde wieder ein Stahlstück eingeschlagen, eine Schlaufe aufgelegt, und die Leine wurde erneut mit einem Winkel von 90° zur Anfangsrichtung geführt. Das wurde solange wiederholt, bis ein geschlossenes Quadrat entstand. Dann wurden die Ecken kontrolliert und die Unterteilung des Polygons fortgesetzt. Für diese Arbeit benötigten 2 Aquanauten bei Sichtverhältnissen von 0,5–1,5 m ca. 20–25 Minuten. Weiter wurden nach den Markierungen der Leine alle 5 m Marken eingeschlagen, danach die Leine parallel zum benachbarten Stangenpaar gezogen, wiederum Marken eingeschlagen usw. Für diese Arbeit wurden ungefähr 30 Minuten benötigt. Um das Anbringen der Bolzen bei schlechter Sicht zu erleichtern, konnte ein 5×5 m Rahmen aus Alurohr verwendet werden, der eine hohe Präzision gewährleistet und die Unterteilung des Polygons beschleunigt. Jede Markierung wurde mit einer Ordnungsnummer aus Plastik versehen, um die Arbeit der Aquanauten bei den Wiederholungsmessungen zu erleichtern.

Im Mittelteil jedes Polygons wurden einschichtig zwei Quadrate markierten Materials ausgelegt: stark rotgefärbter Kies (Nitrofarbe) und mit hellgelbem Leuchtstoff gefärbter Sand. Hier, in 20 cm Bodenhöhe, wurden zwei sich gegenseitig kontrollierende Suspensionsfänger mit langer Einsatzzeit angeordnet.

Nach der Unterteilung der Polygone wurden von den Aquanauten neben jeder Stange mit dem 30 cm langen Kernentnahmegesetz Grundproben genommen und die Höhe jeder Markierung gemessen. Die weitere Arbeit, die wiederholte Messungen der Höhenmarkierungen, Probenahme und Abnahme der Suspensionsfänger betraf, erfolgte von der Oberfläche aus von Fall zu Fall nach heftigem Sturm oder seinen Serien.

Die Datenanalyse in der Morphodynamik beweist, daß im Polygon, das sich in 10 m Tiefe befindet, alternierende Prozesse vor sich gehen. Hier erfolgt entsprechend der Frequenz des stürmischen Seegangs Akkumulation oder Abrasion (Abb. 4). Bei häufigem Sturm erfolgt Abrasion (1969–1970), bei seltenerem Sturm eine Akkumulation (1968–1969). Der Unterwasserabhang in einer Tiefe unter 10 m zeichnete sich während der ganzen Beobachtungszeit durch einen stabilen Akkumulationsprozeß aus, wobei der Akkumulationswert sich in Richtung Meer verringerte. In zwei Jahren, in denen am Polygon 15 m Messungen vorgenommen wurden, wurde

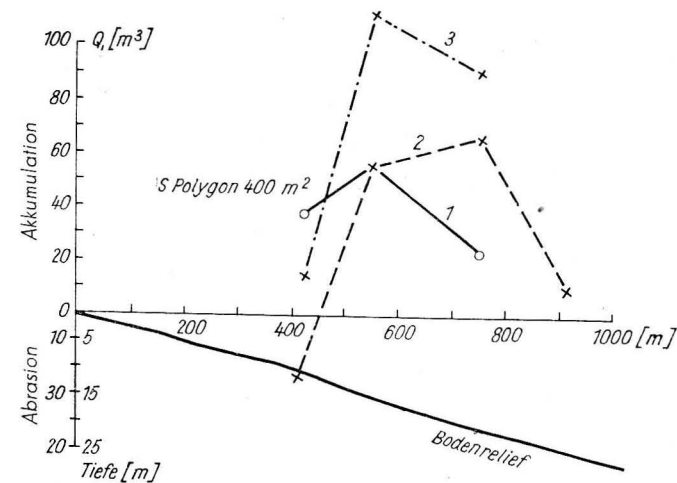


Abb. 4. Veränderung des Akkumulationsvolumens (Abrasionsvolumens) von klastischem Material auf den Polygonen in den Jahren 1968–1970 (nach der Arbeit [21])
1 – von Oktober 1968 bis August 1969; 2 – von August 1969 bis Mai 1970; 3 – von Oktober 1968 bis Mai 1970; Fläche des Polygons 400 m^2

eine Akkumulation von 120 m^3 festgestellt. Mit der zunehmenden Häufigkeit von stürmischem Seegang verlagert sich das Maximum der Akkumulation in Richtung Meer bis zu 20 m Tiefe (1969–1970 gab es dreimal so häufig Seegang mit einer Wellenhöhe über 2 m als 1968–1969). Im Polygon 31 m wurden nur einmal nach stürmischem Seegang Messungen durchgeführt ($H = 3,0$ m), die Zeit zwischen den entferntesten Messungen betrug 38 Tage. Bei diesem Polygon wurde bei den Reliefmessungen kein Prozeß mit einheitlicher Tendenz festgestellt, obwohl auch hier der überwiegende Prozeß der Akkumulationsvorgang ist. Der Akkumulationsumfang betrug auf diesem Polygon in der erwähnten Zeit $2,8 \text{ m}^3$, während die maximalen Veränderungen im Relief 7 cm betragen.

Zur Erforschung der Bedingungen der Suspensionsvorgänge in der grundnahen Schicht wurden verschiedene Suspensionsfänger verwendet, die auf Dreibeinen oder senkrechten Ständern in exakt festgelegter Entfernung vom Meeresboden angebracht waren. Eine Serie Suspensionsfänger wurde in 40 cm Entfernung vom Meeresboden in 10, 15, 20 und 25 m Tiefe angeordnet, und in dieser Stellung wurden die Beobachtungen während einer Herbst-Winter-Frühjahrs-Saison durchgeführt. Nach der erwähnten Zeit betrug die Dicke der Schicht des abgelagerten suspendierten Materials in 10 und 15 m Tiefe 27 cm, in 20 und 25 m Tiefe entsprechend 13 und 7,5 cm.

- Erforschung der Dynamik des Bodenreliefs bis zu 31 m Tiefe,
- Messen des Akkumulationsvolumens (oder Umfang der Abrasion) von klastischem Material in verschiedenen Teilen des Abhangs,
- Erforschung der Bedingungen des Suspensionsvorganges in der grundnahen Schicht,
- Untersuchung der mechanischen Differenz der Sedimente und der Dynamik der Mikroformen des Bodenreliefs,
- Bestimmung der Struktur der Strömungsgeschwindigkeit und der Mikropulsation in der grundnahen Schicht.

Die Versuchspolygone, auf denen die oben angeführten Forschungen durchgeführt wurden, lagen in 10, 15 und 20 m Tiefe. Ein Quadrat mit 20 m Seitenlänge wurde in mehrere kleine Quadrate mit einer Seitenlänge von 5 m unterteilt. Jeder Punkt wurde mit einer Marke (Stahlstange) von 1,75 m Länge fixiert, die bis zu 0,75 m mit dem Hammer eingeschlagen wurde. Auf die Stange wurde ein zylinderförmiges Drahtgerüst ($\varnothing 0,3$ mm), das mit Ringen endete, aufgesetzt. Es wurde angenommen, daß sich mit zunehmender Abrasion des Grundes in der Nähe der Stange das Gerüst senken wird und dabei den Abrasionsbetrag fixiert. Ungeachtet der möglichen Abrasionsvorgänge im weiteren Verlauf an dem jeweiligen Ort konnten wir durch dieses Gerüst die untere Lage der Bodenfläche und insgesamt mit dem Messen der Stahlstange selbst die Amplitude der Bodenverformung fixieren.

Die Unterteilung des Polygons erfolgte mittels einer ca. 80 m langen Leine, an der alle 5 m Markierungen und alle 20 m Schlaufen vorgesehen waren. Auf die erste, in den Grund geschlagene Stange wurde die Schlaufe aufgesetzt, und der Taucher, der sich nach Kompaß bewegte, wickelte 20 m Leine ab. Dann wurde wieder ein Stahlstück eingeschlagen, eine Schlaufe aufgelegt, und die Leine wurde erneut mit einem Winkel von 90° zur Anfangsrichtung geführt. Das wurde solange wiederholt, bis ein geschlossenes Quadrat entstand. Dann wurden die Ecken kontrolliert und die Unterteilung des Polygons fortgesetzt. Für diese Arbeit benötigten 2 Aquanauten bei Sichtverhältnissen von 0,5–1,5 m ca. 20–25 Minuten. Weiter wurden nach den Markierungen der Leine alle 5 m Marken eingeschlagen, danach die Leine parallel zum benachbarten Stangenpaar gezogen, wiederum Marken eingeschlagen usw. Für diese Arbeit wurden ungefähr 30 Minuten benötigt. Um das Anbringen der Bolzen bei schlechter Sicht zu erleichtern, konnte ein 5×5 m Rahmen aus Alurohr verwendet werden, der eine hohe Präzision gewährleistet und die Unterteilung des Polygons beschleunigt. Jede Markierung wurde mit einer Ordnungsnummer aus Plastik versehen, um die Arbeit der Aquanauten bei den Wiederholungsmessungen zu erleichtern.

Im Mittelteil jedes Polygons wurden einschichtig zwei Quadrate markierten Materials ausgelegt: stark rotgefärbter Kies (Nitrofarbe) und mit hellgelbem Leuchtstoff gefärbter Sand. Hier, in 20 cm Bodenhöhe, wurden zwei sich gegenseitig kontrollierende Suspensionsfänger mit langer Einsatzzeit angeordnet.

Nach der Unterteilung der Polygone wurden von den Aquanauten neben jeder Stange mit dem 30 cm langen Kernentnahmegesetz Grundproben genommen und die Höhe jeder Markierung gemessen. Die weitere Arbeit, die wiederholte Messungen der Höhenmarkierungen, Probenahme und Abnahme der Suspensionsfänger betraf, erfolgte von der Oberfläche aus von Fall zu Fall nach heftigem Sturm oder seinen Serien.

Die Datenanalyse in der Morphodynamik beweist, daß im Polygon, das sich in 10 m Tiefe befindet, alternierende Prozesse vor sich gehen. Hier erfolgt entsprechend der Frequenz des stürmischen Seegangs Akkumulation oder Abrasion (Abb. 4). Bei häufigem Sturm erfolgt Abrasion (1969–1970), bei seltenerem Sturm eine Akkumulation (1968–1969). Der Unterwasserabhang in einer Tiefe unter 10 m zeichnete sich während der ganzen Beobachtungszeit durch einen stabilen Akkumulationsprozeß aus, wobei der Akkumulationswert sich in Richtung Meer verringerte. In zwei Jahren, in denen am Polygon 15 m Messungen vorgenommen wurden, wurde

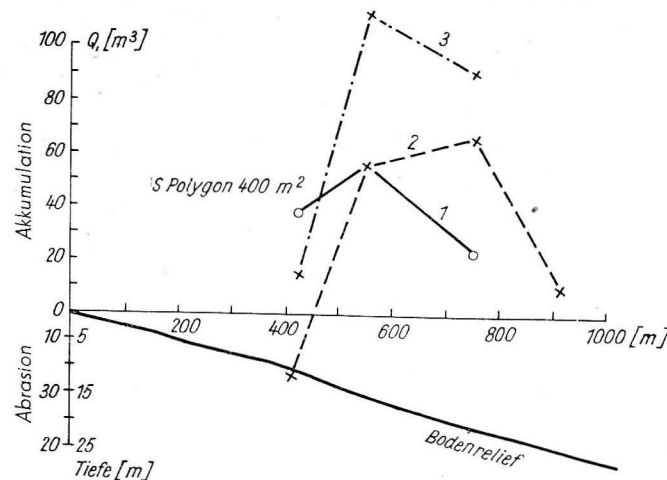


Abb. 4. Veränderung des Akkumulationsvolumens (Abrasionsvolumens) von klastischem Material auf den Polygonen in den Jahren 1968–1970 (nach der Arbeit [21])
1 — von Oktober 1968 bis August 1969; 2 — von August 1969 bis Mai 1970; 3 — von Oktober 1968 bis Mai 1970; Fläche des Polygons $400 m^2$

eine Akkumulation von $120 m^3$ festgestellt. Mit der zunehmenden Häufigkeit von stürmischem Seegang verlagert sich das Maximum der Akkumulation in Richtung Meer bis zu 20 m Tiefe (1969–1970 gab es dreimal so häufig Seegang mit einer Wellenhöhe über 2 m als 1968–1969). Im Polygon 31 m wurden nur einmal nach stürmischem Seegang Messungen durchgeführt ($H = 3,0$ m), die Zeit zwischen den entferntesten Messungen betrug 38 Tage. Bei diesem Polygon wurde bei den Reliefmessungen kein Prozeß mit einheitlicher Tendenz festgestellt, obwohl auch hier der überwiegende Prozeß der Akkumulationsvorgang ist. Der Akkumulationsumfang betrug auf diesem Polygon in der erwähnten Zeit $2,8 m^3$, während die maximalen Veränderungen im Relief 7 cm betragen.

Zur Erforschung der Bedingungen der Suspensionsvorgänge in der grundnahen Schicht wurden verschiedene Suspensionsfänger verwendet, die auf Dreibeinen oder senkrechten Ständern in exakt festgelegter Entfernung vom Meeresboden angebracht waren. Eine Serie Suspensionsfänger wurde in 40 cm Entfernung vom Meeresboden in 10, 15, 20 und 25 m Tiefe angeordnet, und in dieser Stellung wurden die Beobachtungen während einer Herbst-Winter-Frühjahrs-Saison durchgeführt. Nach der erwähnten Zeit betrug die Dicke der Schicht des abgelagerten suspendierten Materials in 10 und 15 m Tiefe 27 cm, in 20 und 25 m Tiefe entsprechend 13 und 7,5 cm.

Die mechanischen Bestandteile des suspendierten Materials in 10 und 15 m Tiefe unterscheiden sich gering vom Bodenmaterial — in der Hauptsache ist es mittelkörniger Sand mit Pelitanteilen. In 20 und 25 m Tiefe stellt der Kern des suspendierten Materials eine Schichtung aus Pelit, fein- und feinkörnigem Sand dar. Die Dicke der Sandschicht beträgt einige Millimeter. Offensichtlich fixieren die Sandschichten das Vorhandensein großer Geschwindigkeiten in Bodennähe (d. h. Sturmperioden) und im Pelit Perioden nach den Stürmen, wenn aus dem Freiwasser das vollsuspendierte Material herausfällt. In den Polygonen wurde noch eine Serie Suspensionsfänger angeordnet, die die Suspensionsmenge im Verlaufe der einzelnen, entsprechend der Stärke unterschiedlichen Wellenbewegung messen sollen. Diese Suspensionsfänger wurden in 3 m Entfernung vom Boden auf Dreibeinen befestigt, die in 15, 20 und 25 m Tiefe ausgesetzt waren. Außerdem errichtete man in 30 m Tiefe einen 6,5 m hohen Mast mit Suspensionsfängern, die in der ganzen Masthöhe in Abständen von 10–15 cm befestigt waren, dazu mit autonomen Strömungsgeschwindigkeitsmessern, die in 0,5; 1,0; 2,0; 3,0 und 4,0 m Entfernung vom Boden angebracht waren.

Abb. 5 zeigt die Ergebnisse zweier Messungen der vertikalen Verteilung des suspendierten Materials in einer 6,5 m dicken grundnahen Schicht in 30 m Tiefe. Eine Meßserie wurde bei ruhiger See (bei Vorhandensein von Strömung mit einer Geschwindigkeit von 0,6–0,7 m/s in 3 m Höhe vom Boden), die zweite bei stürmischer See ohne in einer Richtung gehende Strömung ausgeführt. Die Werte von Abb. 5 zeigen, daß die Verbreitung des suspendierten Materials durch exponentiale Funktionen approximiert werden kann.

Die mit Hilfe der Aquanauten von „Tschernomor“ gewonnenen Daten über die Dynamik während der mechanischen Zusammensetzung der Bodenablagerungen be-

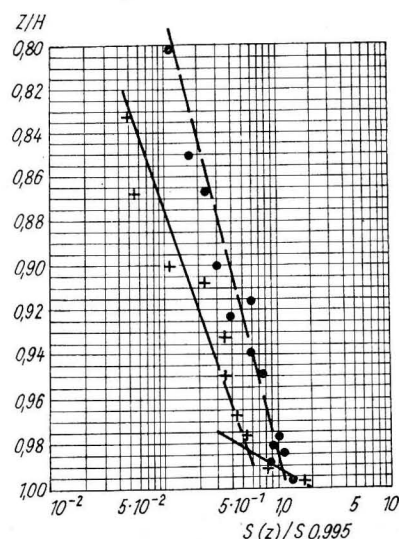


Abb. 5. Beispiele für die Verteilung von suspendiertem Material in der grundnahen Schicht in $H = 30$ m bei unterschiedlichen hydrodynamischen Bedingungen (nach der Arbeit [21])
1 — Windstille, Strömung in einer Richtung 0,55 m/s; 2 — stürmischer Seegang mit einer Wellenhöhe von $h = 3,0$ m und einer Periode von $T = 8,0$ Sekunden; Z/H — relative Tiefe; S/Z — Suspensionskonzentration in der Tiefe Z

weisen die große lithodynamische Aktivität der Tiefenzone 10–15 m. Bei einer Analyse dieses Materials wurde der Zusammenhang zwischen den Prozessen der Morphodynamik und der Sortierung erkannt. Die Ausspülung im 10 m–Polygon zog eine Vergrößerung der Fraktion 0,5 mm und die Anspülung im 15 m–Polygon (in der gleichen Periode) ihre Verringerung mit sich.

Die mechanische Zusammensetzung des Grundes — außer der lithodynamischen Information — ermöglicht es, die Methodik der existierenden Grundaufnahmen nach den Werten der einzelnen Proben zu beurteilen. Die Tatsache, daß es bedeutende Schwankungen in der Fraktionszusammensetzung der von Bodenabschnitten entnommenen Proben, die nur 5–10 m voneinander entfernt waren, gibt, zeugt von der ausschließlich gemischten Struktur des Grundes, zwingt dazu, kritisch die Methodik zur Erarbeitung großmaßstäblicher Bodenkarten, die für ingenieur-geologische Zwecke notwendig sind, zu überprüfen.

Die hydrodynamischen Untersuchungen, die auf Messungen der Strömungsgeschwindigkeiten mit den Geräten VDK und BPV beruhen, gestatten es, einige Schlußfolgerungen über die Strömungsstruktur in der grundnahen Schicht zu ziehen. Es wurde festgestellt, daß sogar in 1–4 cm Abstand vom Boden die Strömungsgeschwindigkeit einige cm/s erreicht, so daß der Geschwindigkeitsgradient am Boden hoch ist.

Die Geschwindigkeit am Boden pulsiert offensichtlich mit Perioden, die denen des Wellengruppendurchlaufs nahe sind. Interessant sind auch die durch die Aquanauten von „Tschernomor“ gewonnenen Daten über das Vorhandensein bedeutender Strömungsgeschwindigkeiten in der bodennahen Schicht in 30 m Tiefe und bei ruhigem Wetter (bis zu 0,7 m/s).

Hydrobiologische Forschungsergebnisse

Hauptziel der biologischen Arbeiten zum Programm „Tschernomor-68“ war die Aufdeckung der Möglichkeiten und Vorzüge der Erforschung des Benthos aus der UW-Station und die Erprobung der qualitativen und besonders der quantitativen Methoden der biologischen Forschung mit Hilfe der UW-Station [2]. Gleichzeitig wurde die Aufgabe gestellt, den Radius der ökologischen Störungen durch den Nahrungsabwurf aus der UW-Station und vom Versorgungsschiff aus sowie die Folgen der Konzentration von Tieren, die nachts durch das aus den Fenstern und der Luke der UW-Station scheinende Licht angelockt wurden, zu bestimmen.

Im Jahre 1968 wurden die hydrobiologischen Forschungen in 12,5–15,0 m Tiefe auf felsigem Grund mit Cystoseirenbewuchs mit einer Beimengung von Phyllophoren von O. B. MOKIEVSKIJ geleitet. Hierbei befand sich die UW-Station selbst in 12,0 m Tiefe in einem Felsbereich ohne Bewuchs, umgeben von Sand und Schill in 40–50 m Entfernung von der zu untersuchenden Biozönose. Bei diesen Forschungen wurde der Versuch unternommen, die Algen mit der linearen Transektionsmethode zu berechnen, und die Menge an Grundfischen errechnete man mit Hilfe einer Abschnittaufnahme. Fünf Tage nach Aufsetzen der UW-Station auf den Meeresboden überstieg ihr Einflußbereich auf die sie umgebende Tierwelt nicht 20–30 m [23].

Bei Einsatz der 15. Besatzung der UW-Station (1. August bis 20. September 1971) wurde von N. E. DENISOV das Ziel gestellt, die Wechselwirkung des Vorgangs der Biozönose und der Lithodynamik auf felsigem Grund zu erforschen. Hierbei wurde der

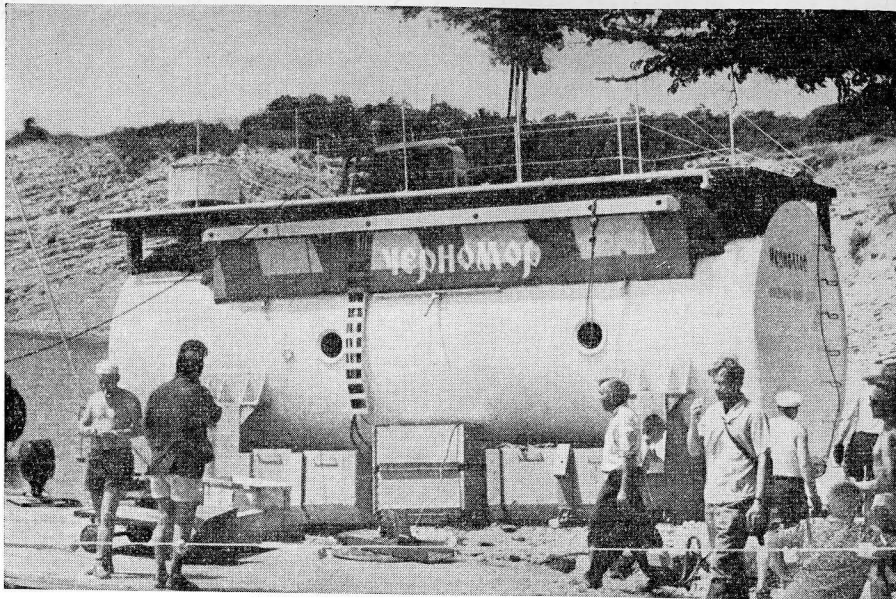


Abb. 6. Die UW-Station „Tschernomor“ vor dem Taucheinsatz. 1968. (Foto von V. I. EFREMOV)

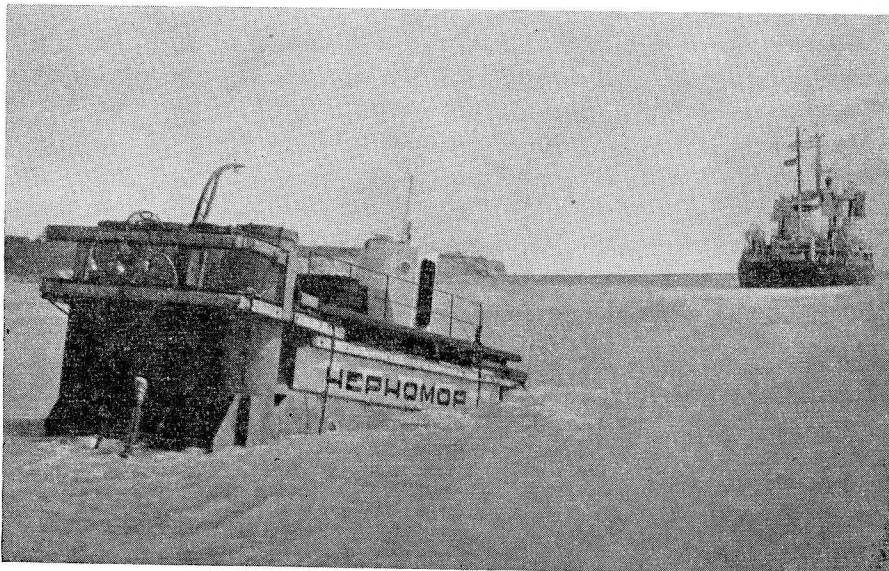


Abb. 7. Die UW-Station wird mit dem Schlepper ins Wasser gezogen. 1970. (Foto von V. I. EFREMOV)

Einfluß der Verlagerung des Sedimentmaterials auf die Ausbreitung der Bodenorganismen auf felsigem Grund untersucht, die Abreibzeit des Muttergesteins mit und ohne Bewuchs verglichen und die Zusammenhänge zwischen Abrasionszeit und Struktur, zwischen der Artenzusammensetzung und der Biomasse des Benthos aufgedeckt. Zur

Durchführung dieser Forschungen wurde 25 m von der UW-Station entfernt auf felsigem Grund in 15,5 m Tiefe ein Polygon mit drei Versuchsfeldern errichtet; in jede dieser Versuchsfelder wurden drei Öffnungen von 20 mm Durchmesser und 30 mm Tiefe geschlagen. Eine der Öffnungen befand sich in einem 1 m² großem Bereich, der nur von Makrophyten gesäubert war, die zweite im Mittelpunkt eines Quadrates mit einer Fläche von $\frac{1}{30}$ m², von dem sämtlicher Bewuchs entfernt worden war, und die dritte Öffnung war die Kontrollöffnung, die im unberührten Kontrollbereich lag.

An der Isobathe jeder Fläche wurden die quantitativen Makrophytensproben genommen (22 Proben mit einer Fläche von $\frac{1}{30}$ m² bis 1,0 m²), außerdem Zoobenthos und Proben der dominierenden Makrophytenarten — *Cystoseria barbata*, *Phyllophora nervosa* und *Codium Vermilara* — zur Bestimmung des Verhältnisses von deren Biomasse und der Biomasse des sich auf ihnen ansiedelnden Bewuchses. Die wiederholten Messungen der Öffnungstiefe, die im Sommer 1972 (nach einem Jahr) gemacht wurden, zeigten anschaulich, daß die Benthosorganismen durch die Bildung einer festen Bewuchsrinde die Substratoberfläche (Mergelschiefer) vor der Abriebwirkung der eingezogenen Einträge schützen. Auf den Kontrollflächen mit der unzerstörten Bewuchsrinde hat sich die Tiefe der Kontrollöffnungen in einem Jahr nicht verändert, d. h. eine Reibwirkung der transportierten Sedimente wurde nicht beobachtet. Eine größere Reibung wurde bei den Versuchsfeldern, die gänzlich von Benthos befreit waren und die sich an der Grenze mit dem Mantel der lockeren Sedimente befanden, festgestellt (bis zu 6,5 mm im Jahr). Das Abreibtempo verringert sich, je weiter man vom Rand der lockeren Sedimente entfernt ist und je mehr sich das Wachstum über ihre Oberfläche hinaushebt. Eine Erneuerung der Bewuchsrinde auf den gesäuberten Flächen, die sich am Rande der Felsen befanden, wurde nicht beobachtet. Auf der Fläche, die 30 m vom Rand der lockeren Sedimente entfernt war und sich 2 m über sie erhob, wurde im Cystoseirenbewuchs eine Zunahme der Bewuchsrinde bis zu 35 mm im Jahr festgestellt [17].

Während des Einsatzes der 17. und 18. Besatzung der UW-Station (8.—29. August und 11. September—5. Oktober 1972) beobachteten N. E. DENISOV und B. V. VYSKREBENCEV die Konzentration von auf dem Grund lebenden Tieren und Fischschwärme sowie das Fischverhalten (ethologische Forschungen) in der Zone der künstlichen starren Einrichtungen — der „künstlichen Riffe“ — in 30 m Tiefe. Zum Programm der Beobachtungen der Konzentration von auf dem Grund lebenden Tieren und Fischen im Bereich des Polygons gehörte die Analyse der Artenzusammensetzung der Ichthyofauna, der quantitativen Verbreitung der Fische nach Arten und ökologischen Gruppen, der gesamten zahlenmäßigen Stärke der Fische, der vertikalen Stratifikation der Fische nach Arten sowie der Parameter des Milieus. Im Rahmen der ethologischen Forschungen wurden der Charakter und die Besonderheiten der Gruppenbeziehungen der Fische in aus einer Art bestehenden Gruppen, die individuellen Distanzen in den Gruppen und Konglomeraten, die hierarchischen und territorialen Beziehungen und ihre Motivierung, die Bildung von Symbiosen, die Motivierung der Fischkonzentrationen im Bereich des künstlichen Riffs, die Bewegungsgeschwindigkeit der Fische in den verschiedenen Verhaltensvarianten, die Schwellen der Bewegungsverteidigungsreaktion der Fische u. a. fixiert. Die vorherige Bearbeitung der gewonnenen Unterlagen zeugt von der großen Perspektive der Forschungen im Bereich der künstlichen Riffe sowohl für die Analyse des Fischverhaltens als auch für die Analyse der Gründe für die Fischkonzentration und die Dynamik ihrer zahlenmäßigen Stärke [8].

Zum Arbeitsprogramm der 19. Besatzung gehörte die Untersuchung der Gesetzmäßigkeiten der Akklimatisierung der Forelle an das Seewasser [13].



Abb. 8. Die UW-Station „Tschernomor-2M“ vor dem UW-Einsatz ins Wasser. 1972.
(Foto von V. I. EFREMOV)

Technische Untersuchungen. Erprobung von Geräten und Ausrüstung

Während der Tätigkeit aller Forschungsbesatzungen und des Teils der Arbeitsbesatzungen wurden Messungen durchgeführt, die das Ziel hatten, eine Reihe technischer Eigenschaften und der Lebensbedingungen der UW-Station, die nicht rechnerisch ermittelt werden können, einzuschätzen. Insbesondere wurde die Dynamik des Ein- und Auftauchens der UW-Station beobachtet, um die entsprechenden Systeme zu optimieren [24], ferner die Dynamik der Parameter des Mikroklimas und die Komponenten des Gasgemischs in der UW-Station in Abhängigkeit von den Arbeitsbedingungen der Reinigungs- und Trocknungsanlagen des Gasgemischs in den Abteilungen der UW-Station, der Wassertemperatur außenbords und dem Tätigkeitscharakter der Aquanauten [25–27] u. a. Während des Einsatzes praktisch aller Besatzungen von „Tschernomor“ wurde die Methodik der mechanischen Sicherung der UW-Station zur weiteren Erhöhung der autonomen Arbeit der Besatzung und Verringerung des Anteils der Taucharbeiten, die für die technische Bedienung der Anlagen der UW-Station notwendig sind, überprüft und vervollkommenet.

Durch die Aquanauten von „Tschernomor“ wurden neben der in Serie produzierten Tauchausrüstung mehrere Typen (autonomer Atemgeräte mit Luft-Austritt ins Wasser, Schlauchatemgeräte UVS-50M, Trocken- und Naßtauchanzüge usw.) unter den Bedingungen der UW-Station einige Modifikationen von Ultraschallortungsgeräten, das System der elektrischen Beheizung des Taucheranzugs (ein Typ Trocken-

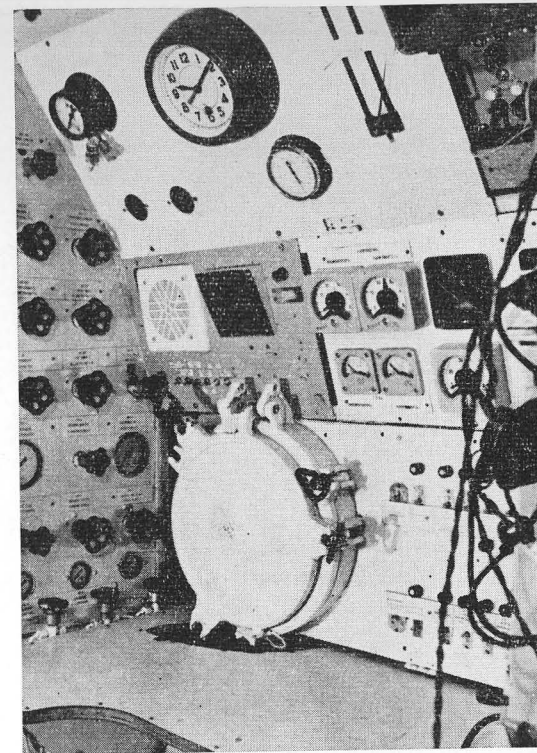


Abb. 9. Innenausstattung der UW-Station „Tschernomor-2M“. Ein Teil des Pultes des Leitstandes

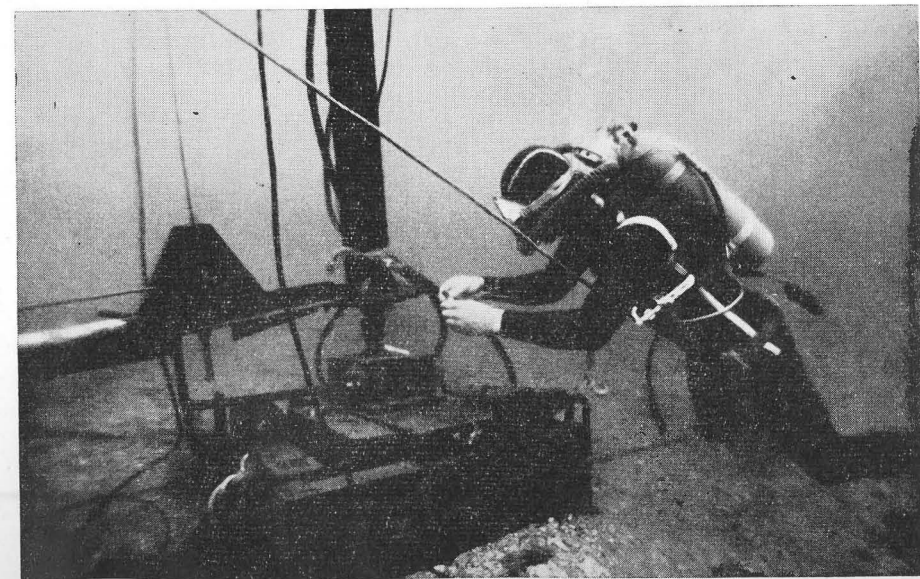


Abb. 10. Aquanaut an der Dreheinrichtung des Mastes. Unterwasserfoto von MARTIN RAUSCHERT (DDR)

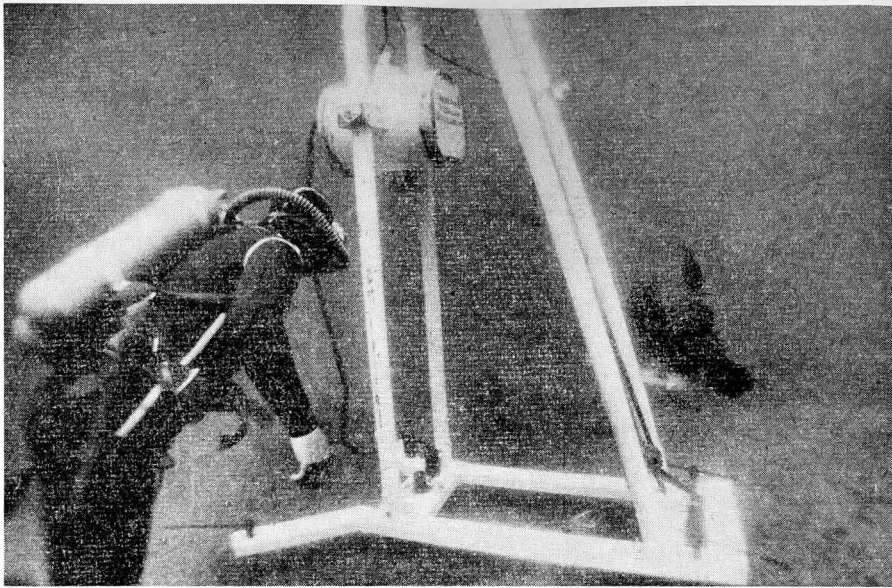


Abb. 11. Aquanaut an der Vibrationsbohranlage. Unterwasserfoto von MARTIN RAUSCHERT (DDR)

anzug), die Beheizungssysteme des Atemgemischs für das Schlauchgerät mit getrennten Ventilstufen und der Wasserbeheizung für den Naßtaucheranzug erprobt [28].

Im Rahmen des Arbeitsprogramms für „Tschernomor“ wurden Erprobungen der ozeanologischen Hilfsausrüstung — der UW-Vibrationsbohranlagen mit pneumatischem und elektrischem Antrieb [13, 29], verschiedener Konstruktionen von auf dem Boden aufgestellten Masten für die Montage der hydrophysikalischen Meßgeräte [19, 20], der von den Aquanauten zu transportierenden UW-Fernsehleinrichtung [28] durchgeführt. Alle diese Erprobungen demonstrierten neben ihren Hauptergebnissen die ausgezeichneten Möglichkeiten der UW-Station als Polygon für Tests der unterschiedlichsten Unterwassertechnik.

Medizinisch-physiologische Untersuchungsergebnisse

Neben der Durchführung der ozeanologischen Unterwasserforschungen wurden während der gesamten Zeit, in der am Programm „Tschernomor“ gearbeitet wurde, medizinisch-physiologische Untersuchungen durchgeführt, die auf der Kontrolle des Gesundheitszustandes der Aquanauten basierten. In den Jahren 1968—1969 führten diese Untersuchungen die Mitarbeiter des Labors für Tauchhygiene NIIGVT MMF der UdSSR, in den Jahren 1971—1972 die Mitarbeiter der Staatlichen Donezuniversität und des Physiologischen Bogomolz-Institutes der Akademie der Wissenschaften der Ukrainischen SSR, in den Jahren 1973—1974 bulgarische Fachleute, insbesondere die Mitarbeiter des Zentrallabors für Hirnforschung der Bulgarischen Akademie der Wissenschaften, durch. Im Ergebnis dieser Untersuchungen wurde mehrfach die Entwicklungsfähigkeit physiologischer Funktionen der Aquanauten — der Erstadaptation, der konstanten Adaption und der Readaption mit Vorstart- und Enderscheinungen bestätigt, der spezifische Charakter der Veränderungen der einzelnen

Funktionen des Organismus der Aquanauten bei Einwirkung hyperbarischer Bedingungen festgestellt. Die Entwicklung der Kennziffern der einzelnen physiologischen Systeme der Aquanauten schwankten bei längerem Aufenthalt unter Druck bis zu 5 at in der Hauptsache innerhalb normaler Größen. Die gesamte physische Arbeitsfähigkeit hatte die Tendenz zur Verminderung, hielt sich jedoch auf einem für die Ausführung der aufgegebenen Arbeiten ausreichenden Niveau. Die geistige Arbeitsfähigkeit verringerte sich in den Etappen der Erstadaptation und der Readaption, wobei sie in der Etappe der konstanten Adaption befriedigend war. Das Atmen mit Stickstoff-Sauerstoff-Gemisch bei einem Druck von 5 at führte zu einer konstanten Verringerung der geistigen Arbeitsfähigkeit [30—34].

Im Rahmen des Programms „Tschernomor“ wurden in den Jahren 1970—1971 vier Kammerexperimente durchgeführt, in deren Verlauf die Aquanauten 10—15 Tage in der Barokammer im Stickstoff-Sauerstoff-Medium unter Druck lebten und arbeiteten; der Druck entsprach den Tiefen von 10, 20, 30 und 40 m. Hauptziel dieser Experimentserie war, die Arbeitsbedingungen der Aquanauten in Tiefen zu überprüfen, die sich von der Sättigungstiefe unterscheiden, und die Organisation für derartige Abstiege auszuarbeiten [8].

Schlußfolgerungen

Das wichtigste Ergebnis des Arbeitsprogramms „Tschernomor“ bestand darin, prinzipiell neue wissenschaftliche Information über die Lithodynamik der Küstenzone des Meeres, über die statistischen Eigenschaften des Unterwasserlichtfeldes, die Adaption des menschlichen Organismus an die Bedingungen des Langaufenthaltes unter Wasser unter erhöhtem Druck des Umgebungsmediums zu gewinnen sowie einen Komplex technischer Mittel und Methoden für die tauchtechnische und medizinische Sicherstellung der Lebensfähigkeit der Besatzung der bewohnbaren UW-Station zu schaffen. Die im Institut für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR gesammelte Erfahrung kann für eine beliebige Organisation, die die UW-Station für seine produktiven Ziele nutzen will, nützlich sein.

Andererseits betrachten wir als ein nicht weniger wichtiges Arbeitsergebnis die Tatsache, daß erreicht wurde, ausgezeichnet die Möglichkeiten der UW-Station und ihres Platzes in der Reihe der konstanten technischen Mittel zur Erforschung und Erschließung des Ozeans erkannt zu haben.

Literatur

- [1] LONGINOV, V. V., Geomorphologie der Küstenzone des Meeres im Bereich Kap Doob — Idokopas. Arbeiten des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, 16, 1955.
- [2] AJBULATOV, N. A., Erforschung der Sandeinträge ins Meer längs der Küste. M., 1966.
- [3] KAPLIN, P. A., Erforschung der Spitzen der Unterwasser-Cañons durch Taucher. „Okeanologija“, 1961, Nr. 6.
- [4] NIKOLAEV, V. P. und ŽIL'COV, A. A., Die Winkelverteilung des Unterwasserlichtfeldes. Arbeiten des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, 77, 1965.
- [5] DENISOV, N. E., Einige Fragen zur Methodik der Erforschung der Gemeinschaften auf dem Meeresgrund durch Taucher. „Okeanologija“, 1972, XII, Nr. 5.
- [6] BOROVNIKOV, P. A. und IVANOV, V. A., UW-Station „Tschernomor“. „Sudostroenie“, 1969, Nr. 5.
- [7] BOROVNIKOV, P. A., STEFANOV, G. A. und PODRAŽANSKIJ, A. M., Ozeanologische UW-Station „Tschernomor-2“. „Sudostroenie“, 1971, Nr. 7.

- [8] NIKOLAEV, V. P., Das Programm „Tschernomor-72“ ist beendet. „Zemlja i Vselennaja“, 1973, Nr. 2.
- [9] AJBULATOV, N. A., MONIN, A. S. und JASTREBOV, V. S., Unterwasserexperimente „Tschernomor-68“. „Okeanologija“, 1970, X, Nr. 4.
- [10] VERŠINSKIJ, N. V. und NIKOLAEV, V. P., Schwimmendes Labor auf einem Ponton-Katamaran. „Okeanologija“, VII, Nr. 1, 1967.
- [11] NIKOLAEV, V. P., Das Programm „Tschernomor“ und Fragen der Arbeitsorganisation bei Einsatz von bewohnbaren UW-Stationen. Sammelband „Medizinisch-physiologische Forschungen unter Wasser“, „Naukova dumka“, Kiew, 1975, 33–48.
- [12] BELJAEV, J. M., DAVIDOVIČ, V. A., SKALACKIJ, O. N. und SUDARKIN, I. P., Halbgeschlossene Lebenserhaltungssysteme für Standard-Dekompressionskammern. Sammelband „Medizinisch-physiologische Forschungen unter Wasser“. „Naukova dumka“, Kiew, 1975, 171–176.
- [13] JASTREBOV, V. S., Bulgarisch-sowjetisches Unterwasser-Experiment zum Programm „Schelf-Tschernomor“. Sammelband „Medizinisch-physiologische Forschungen unter Wasser“. „Naukova dumka“, Kiew, 1975, 71–74.
- [14] AJBULATOV, N. A. und ORVIKU, K. K., Die Möglichkeiten des Einsatzes der UW-Station „Tschernomor“ für geologische Forschungen. Verlag der Akadem. d. Wiss. der Estnischen SSR, 20. Chemie, Geologie, Nr. 2, 1971.
- [15] KOROLEV, A. B., ŠABALIN, V. N. und MURAV'EV, V. B., Pneumatische Häuser und Schutzeinrichtungen unter Wasser. Sammelbd. „Einige Ergebnisse und Perspektiven für den Einsatz von Unterwasserhäusern in der Meeresforschung“. M., „Nauka“, 1973.
- [16] AJBULATOV, N. A., NIKOLAEV, V. P. und OVČINNIKOV, I. M., Der Ozean wird von innen erforscht. „Zemlja i Vselennaja“, Nr. 5, 1970.
- [17] NIKOLAEV, V. P. und PODRAŽANSKIJ, A. M., „Tschernomor-71“. Mitteilungen, Nr. 268 (16886) II, November 1971.
- [18] MULLAMAA, J.-A. R. und NIKOLAEV, V. P., Über die Fluktuationen der Stärke des Sonnenlichtes im Meer. „Isv. AN SSSR“. „Fizika atmosfery i okeana“, VIII, Nr. 4, 1972.
- [19] NIKOLAEV, V. P., PROKOPOV, O. I., ROSENBERG, G. V. und ŠEVERNEV, V. I., Statistische Eigenschaften des Unterwasserlichtfeldes. „Isv. AN SSSR. Fizika atmosfery i okeana“, VIII, Nr. 9, 1972.
- [20] JAKUBENKO, V. G., NIKOLAEV, V. P., PROKOPOV, O. I., ŽIL'COV, A. A. und NESTERENKO, L. M., Zur Frage über die Fluktuationen der Stärke des Unterwasserlichtfeldes. „Isv. AN SSSR. Fizika i atmosfery okeana“, 1974, X, Nr. 9.
- [21] AJBULATOV, N. A., KOS'JAN, R. D. und ORVIKU, K. K., Ergebnisse der lithodynamischen Untersuchungen der Küstenzone von der UW-Station „Tschernomor“ aus. „Isv. AN Est. SSR. Geologie, Chemie“, 1974, Nr. 4.
- [22] AJBULATOV, N. A., Das wissenschaftliche Programm „Tschernomor-68“. Sammelband „Einige Ergebnisse und Perspektiven für den Einsatz von Unterwasserhäusern in der Meeresforschung“, „Nauka“, M., 1973.
- [23] DENISOV, N. E., Biologische Arbeiten von der UW-Station „Tschernomor“ aus. Sammelband „Einige Ergebnisse und Perspektiven beim Einsatz von Unterwasserhäusern in der Meeresforschung“, „Nauka“, M., 1973.
- [24] BOROVNIKOV, P. A., SNITNIKOV, O. T. und SOLOV'EV, L. A., Wahl der Parameter für das Bremsystem der UW-Station. Thesen für die Vorträge des Seminars „Technische Mittel und Methoden für Unterwasserforschungen in der Volkswirtschaft“. NTO des Akm. A. N. Krylov, Leningrad, 1971.
- [25] BOROVNIKOV, P. A., Experimentelle Untersuchung der Veränderungen in der Zusammensetzung des Atemgemischs der UW-Station „Tschernomor-2“, VINITI, Nr. 1703–70, Dep.
- [26] BOROVNIKOV, P. A., Erforschung der Pegelschwankungen des Wasserspiegels im Abstiegschacht der UW-Station, VINITI, Nr. 1895–70, Dep.
- [27] GRINEVIČ, V. A., Das Gasmedium, das Mikroklima und die Arbeitsbedingungen für die Aquanauten in der UW-Station „Tschernomor-69“, VINITI, Nr. 4029–72, Dep.
- [28] AJBULATOV, N. A. und NIKOLAEV, V. P., Einige Darstellungen über die Anwendung hyperbarischer Einrichtungen zum Studium des Weltozeans und Ergebnisse ozeanologischer Forschungen, die vom UW-Labor „Tschernomor“ ausgeführt wurden. Sammelband „Medizinisch-physiologische Untersuchungen unter Wasser“. „Naukova dumka“, Kiew, 1975, 176–186.

- [29] ZUBČENKO, A. G., BARAC, J. M., TUNIN, G. A., OSTROWSKIJ, J. I., SOVETOV, J. N., KIKLEVIČ, J. N. und AJBULATOV, N. A., UW-Bohranlage zum Bohren von kleinen geologischen Erkundungsbohrungen. „Okeanologija“, XIII, Nr. 4, 1973.
- [30] GRINEVIČ, V. A. und GLADČENKO, V. S., Klinische und biochemische Blutmerkmale bei Aquanauten bei Kurzaufenthalten in über 10 m Tiefe. Sammelband „Immunreaktion des Organismus“, Kaliningrad – Tallinn, 1973.
- [31] GULJAR, S. A., GRINEVIČ, V. A., LEJZEROVA, V. I., SACHNO, P. N., STRELČENKO, E. V. und TUNIN, G. A., Medizinisch-physiologische Untersuchungen in der UW-Station „Tschernomor-2“. Zeitschr. „Med.“, Abschn. 1, Nr. 11, 1972.
- [32] GRINEVIČ, V. A., Medizinisch-physiologische Beobachtungen der Aquanauten bei 14tägigem Aufenthalt in 25 m Tiefe. VINITI, Nr. 4028–72, Dep.
- [33] GRINEVIČ, V. A., Organisation und Ergebnisse medizinisch-physiologischer Untersuchungen und Sicherungsarbeiten mit Einsatz der UW-Station in mittlerer Tiefe. Sammelband „Medizinisch-physiologische Untersuchungen unter Wasser“. „Naukova dumka“, Kiew, 1975, 22–33.
- [34] GRINEVIČ, V. A., RUSEV, I. D., Medizinische Sicherstellung der Expedition der UW-Station „Tschernomor-73“. Sammelband „Medizinisch-physiologische Untersuchungen“. „Naukova dumka“. Kiew, 1975, 75–79.
- [35] PROKOPOV, O. I., NIKOLAEV, V. P., ŽIL'COV, A. A., NESTERENKO, L. M., Einige Ergebnisse über die von der UW-Station „Tschernomor“ aus durchgeführten Erforschungen der Fluktuationen des Lichtfeldes im Meer. Verlag der Akademie der Wissenschaften der UdSSR. Physik der Atmosphäre und des Ozeans, XI, Nr. 11, 1975.

Anschrift des Verfassers:

V. P. NIKOLAEV
Akademie der Wissenschaften der UdSSR
Shirshow-Institut für Ozeanologie
Südliche Abteilung

Experimentelle Untersuchungen zur Fluktuation des natürlichen Lichtfeldes bei wellenbewegter Meeresoberfläche

Von V. P. NIKOLAEV, O. I. PROKOPOV, M. S. CHULAPOV und V. G. JAKUBENKO

Zusammenfassung: Beschrieben werden das Gerät und die Methodik für experimentelle Untersuchungen der Fluktuationen des natürlichen Lichtfeldes bei wellenbewegter Meeresoberfläche auf der Basis des Einsatzes des Unterwasserlaboratoriums „Tschernomor“.

Die experimentell ermittelten Untersuchungsergebnisse werden einigen Ergebnissen, die aus theoretischen Untersuchungen erzielt wurden, gegenübergestellt.

Allgemeines

Das Problem des Einflusses des Seegangs auf das Unterwasserlichtfeld wurde offensichtlich zum ersten Mal von A. A. GERŠUN [1] untersucht. Im Jahre 1957 veröffentlichte SCHENK eine Arbeit [20], die sich mit der Berechnung der räumlichen Ausbreitung des Unterwasserlichtes unter der Sinus- und trochoidalen Welle beschäftigte. Von 1957 bis heute wurden bereits etwa 20 Arbeiten veröffentlicht [2–16, 20–25], in denen Ergebnisse von experimentellen und theoretischen Untersuchungen der statistischen Struktur des natürlichen Unterwasserlichtfeldes enthalten sind. Hierbei erschienen die meisten Arbeiten in den letzten drei, vier Jahren. Das wachsende Interesse an der Erforschung der statistischen Struktur des Unterwasserlichtfeldes läßt sich durch mehrere Gründe erklären. Vor allem enthalten die statistischen Eigenschaften des Unterwasserlichtfeldes Informationen über die Lichtverhältnisse an der Meeresoberfläche, die Merkmale des Seegangs und die primären hydrooptischen Eigenschaften wobei in einigen Fällen die Hoffnung besteht, die umgekehrte Aufgabe lösen zu können. Außerdem stellen die Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes ein Störungsfeld sowohl bei der Messung der primären und sekundären hydrooptischen Eigenschaften als auch bei der Nutzung einiger Unterwasser-Fernsehsysteme dar [17]. Und schließlich werden Vermutungen darüber ausgesprochen, daß die klar ausgeprägte räumliche Variation des Lichtfeldes, die in einigen Horizonten beobachtet wird, einen wesentlichen Einfluß auf die Vorgänge der Photosynthese ausübt [10, 21]. Versuche, eine Theorie zu schaffen, die die Wechselbeziehung der statistischen Merkmale des Unterwasserlichtfeldes mit denen des Seegangs beschreibt, wurden wiederholt unternommen [4, 5, 8, 10, 13, 24]. Aber für eine exakte theoretische Untersuchung dieser Aufgabe ist die Lösung der Übertragungsgleichung bei Grenzbedingungen, die durch zufällige Funktionen beschrieben werden, notwendig, was mit großen mathematischen Schwierigkeiten verbunden und — nach Meinung einiger Autoren — in nächster Zeit kaum zu realisieren ist. Deshalb ist man, um ein

theoretisches Modell zu schaffen, das die Wechselwirkung der Seegangmerkmale mit den statistischen Eigenschaften des Unterwasserlichtfeldes beschreibt, gezwungen, zu einer langen Reihe die Aufgabe vereinfachenden Vermutungen zu greifen. Das Ergebnis ist, daß die Beziehungen, die man bei solchen Vermutungen erhält, wenig geeignet sind für die Berechnung der statistischen Merkmale des Unterwasserlichtfeldes und sogar für eine vorläufige Voraussage des Charakters der wichtigsten Wechselbeziehungen.

Uns scheint der Weg der numerischen Modellierung der Erscheinung bedeutend effektiver zu sein. Ein erster, sehr einfacher Schritt auf diesem Wege kann die numerische Berechnung der Verleutung der Bestrahlungsstärke des Sonnenlichtes in ausgewählten Horizonten sein, das an der Oberfläche einer zweidimensionalen sinusförmigen (oder trochoidalen) Welle gebrochen wird. Die Idee für eine solche Berechnung wurde, wie bereits erwähnt, von SCHENK vorgeschlagen [20]. Man muß darauf hinweisen, daß die Idee so weiterentwickelt werden kann, daß im Ergebnis der Berechnungen neben der Verteilung der Bestrahlungsstärke $E_H(x)$ in verschiedenen Tiefen unter einer Sinuswelle in einem nicht dispergierenden und das Licht nicht absorbierenden Medium auch die diesen Ausbreitungen entsprechenden Kurven für die spektrale Energiedichte $S(f)$ der Schwankungen der Unterwasserbestrahlungsstärke erzielt werden können. Die Ergebnisse, die weitaus vollständiger die Besonderheiten des Entstehungsvorgangs der Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes berücksichtigen, kann eine numerische Modellierung mit Berücksichtigung der statistischen Eigenschaften der Oberfläche bringen. Unter Verwendung einer numerischen Modellierung kann man korrekt eine Parameteranalyse durchführen. Hierbei kann der Wissenschaftler nach Belieben irgendeinen Parameter ändern, ohne die übrigen zu verändern, was bei natürlichen Experimenten nicht möglich ist. Leider fehlen bis heute in der Fachliteratur Angaben über die Ergebnisse solcher Berechnungen, was einerseits die Interpretation der erhaltenen experimentellen Daten wesentlich erschwert, und andererseits wird es notwendig, weitere experimentelle Forschungen durchzuführen, um auf empirischem Wege die Abhängigkeit der statistischen Merkmale des Unterwasserlichtfeldes von einer großen Zahl auf sie einwirkender Parameter zu erkennen.

Geräte und Meßtechnik

Unter Berücksichtigung der zeitlichen und räumlichen Maßstäbe der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes muß man für deren Registrierung Lichtdetektoren verwenden, die im Raum fest stehen. Hierbei muß es möglich sein, schnell die gegenseitige Anordnung und die Ausrichtung der Lichtmeßsonden zu verändern. Folglich ist es am zweckmäßigsten, diese Lichtmeßsonden auf starre Plattformen zu setzen, die auf dem Meeresboden angeordnet sind. Bei der Montage solcher Plattformen, Dreheinrichtungen für die Lichtmeßsonden, der Sonden selbst und einiger anderer hydrophysikalischer Geber, die für solche Messungen notwendig sind, kann man praktisch ohne Taucherarbeiten nicht auskommen. Erst recht muß man auf Taucherarbeiten zurückkommen, wenn diese Vorrichtungen direkt während der Messungen bedient werden müssen. Wie jedoch bekannt ist [26], ist es am zweckmäßigsten, einen großen Umfang Taucherarbeiten in großer Tiefe mit Hilfe von Aquanauten durchzuführen. Das Dargelegte bildete die Grundlage dafür, daß die Erforschung der statistischen Struktur des Unterwasserlichtfeldes in das komplexe wissenschaftliche Programm für

die Experimente „Tschernomor“ [2, 3, 15] und „Schelf-Tschernomor“ [17] aufgenommen wurde.

Abb. 1 zeigt eine der verwendeten Varianten für die Anordnung der Meß- und Registriergeräte bei der Aufzeichnung der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes. Bei einer solchen Geräteanordnung (wir sehen diese Variante als optimal an) haben die Aquanauten des Unterwasserlaboratoriums „Tschernomor“ 9 nur den auf den Meeresboden gesetzten Mast 4 mit den daran befestigten Drehvorrichtungen 3, 6 und den Lichtmeßsonden 2 und 8 bedient, während das Registriergerät, das sich im Labor an Land befand, von den Experimentatoren über Wasser bedient wurde.

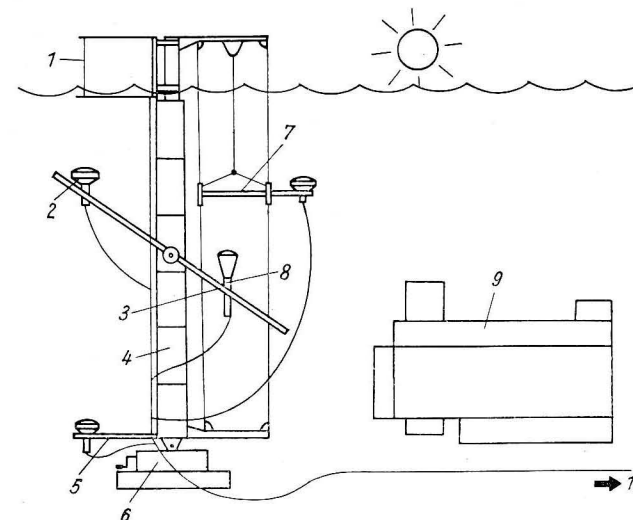


Abb. 1. Schema für die Geräteanordnung zum Registrieren der Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes während der Arbeiten am Programm „Schelf-Tschernomor“

1 — Sehne des Wellenmessers, 2 — UW-Bestrahlungsstärkemesser, 3 — drehbarer Träger für die Anbringung der Lichtmeßsonde, 4 — Rohr für den Mast, 5 — Befestigungsplatte für die Lichtmeßsonde, 6 — Drehvorrichtung für den Mast (mit Massiv-Anker), 7 — beweglicher Wagen für die Tiefenverstellung der Lichtmeßsonde, 8 — Strahldichtemesser, 9 — UW-Laboratorium „Tschernomor“, 10 — Kabel für die Informationsübergabe zum Ufer

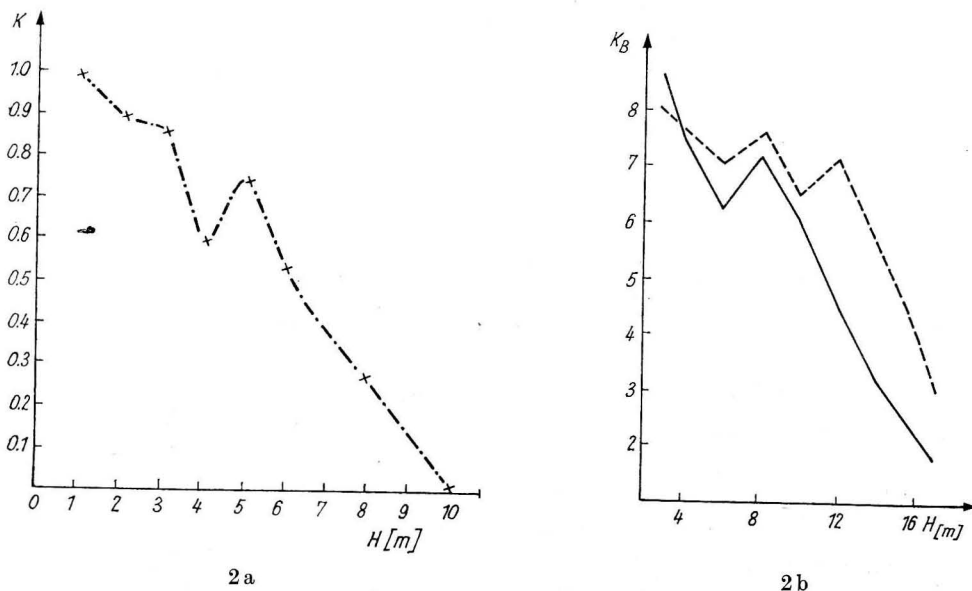
Die Informationsübergabe von den Lichtmeßsonden 2 und 8 und vom Wellenmesser 1 zum Registriergerät erfolgte über das Kabel 10, das über den Meeresboden zum Ufer geführt wurde.

Zur Gewährleistung der Verbindung zwischen den Experimentatoren über und unter Wasser benutzte man eine Unterwasser-Sprechvorrichtung [18]. Jede Serie der Aufzeichnungen, die während der Arbeiten am Programm „Tschernomor“ und „Schelf-Tschernomor“ gemacht wurden, enthält ein Wellendiagramm und die entsprechenden Aufzeichnungen der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes von 3—4 (durchschnittlich) Lichtmeßsonden. Die Aufzeichnungen wurden bei wolkenlosem Wetter, bei Seegang 3—3,5 und einem Zenitwinkel der Sonne von 25 bis 90 Grad bei 1,0 bis 25,0 m Tiefe gemacht. Es wurden sowohl weitwinklige (Bestrahlungsstärkemesser) als auch schmalwinklige (Strahldichtemesser) Lichtmeßsonden verwendet. Parallel zur Aufzeichnung der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes

wurden die primären hydrooptischen Eigenschaften gemessen. Die auf den Bändern des Schleifen-Oszillographen erzielten Aufzeichnungen wurden auf ein Lochband übertragen und auf den Rechnern „Minsk-22“ und „BESM-4M“ verarbeitet. Auf der Grundlage der Verarbeitungsergebnisse der Primärdaten berechnete man die Dispersion, die Autokorrelationsfunktionen und die spektrale Energiedichte der zu untersuchenden Vorgänge.

Einige Analyseergebnisse der experimentellen Daten

Beispiele für die erzielten Abhängigkeiten des Variationskoeffizienten des natürlichen Unterwasserlichtfeldes von der Tiefe zeigt Abb. 2. (Als Variationskoeffizient bezeichnen wir die Größen $K_E = \sigma_E/E$ oder $K_B = \sigma_B/B$, wobei σ_E und σ_B die mittlere quadratische Abweichung und E und B entsprechend den Durchschnittswert des Unterwasserlichtes und der Strahldichte des Unterwasserlichtfeldes darstellen.) Die in Abb. 2a aufgeführten Werte K_E sind auf die Größe des Variationskoeffizienten KE_I bezogen, die der Tiefe $H = 1$ m entspricht. Charakteristisch für die Kurven $K(H)$ ist das Vorhandensein von Peaks in einer bestimmten Tiefe H . Bei Tiefen, die den Wert H überschreiten, fallen die Kurven $K(H)$ gleichförmig ab. Ein ähnlicher Verlauf der Kurven wurde auch in den Arbeiten [10, 21, 23, 25] festgestellt. In einigen Fällen konnte man bei der Kurve $K(H)$ zwei Peaks beobachten. Das



2a

2b

Abb. 2a. Vertikale Abschwächung des Variationskoeffizienten $K_E(H)$ des Unterwasserlichtes
b Vertikale Abschwächung des Variationskoeffizienten $K_B(H)$ der Leuchtdichte des Unterwasserlichtfeldes.

Die graphische Darstellung 1 wurde auf der Grundlage der mittleren quadratischen Abweichungen der Ausgangsreihe der Größe B , die graphische Darstellung 2 auf der Grundlage der mittleren quadratischen Abweichungen der Reihe der Größe B , die man aus der Ausgangsreihe mittels Hochfrequenz-Zahlenfiltrierung erreichte, erstellt

Erscheinen der Peaks in den Kurven $K(H)$ kann durch die Fokussierung der Sonnenstrahlen in der Nähe der entsprechenden Tiefen nach deren Brechung an der Wellenoberfläche, die über eine gewisse charakteristische Krümmung verfügen [14], erklärt werden. Die Fokussierungstiefe H_F kann mit Hilfe der in der Arbeit [14] vorgeschlagenen Formel

$$H_F = \frac{\lambda(\operatorname{tg} \delta_1 \cdot \operatorname{tg} \delta_2)}{2(\operatorname{tg} \delta_2 - \operatorname{tg} \delta_1)} \quad (1)$$

errechnet werden, wobei λ — Wellenlänge auf der Meeresoberfläche; δ_1 und δ_2 — die entsprechenden Winkel zwischen der Projektion des gebrochenen Sonnenlichtes auf die vertikale und horizontale Ebene bedeuten. Eine Gegenüberstellung der experimentellen Daten mit den nach der Formel erhaltenen Rechenergebnissen zeigt, daß mit der Niederfrequenzkomponente des Seegangs das Auftreten nur der zweiten (großen Tiefen entsprechenden) Peak bei der Kurve $K(H)$ zusammenhängen kann. Die erste (geringen Tiefen entsprechende) Peak auf der Kurve $K(H)$ kann mit einer der Hochfrequenzkomponenten des Seegangs [14] verbunden sein. Diese Behauptung wird gut illustriert durch die in Abb. 2b gezeigten Kurven $K_B(H)$. Die Kurve 1 wurde nach den Werten des Variationskoeffizienten K_B , die durch die mittlere quadratische Abweichung der Ausgangsreihe gegeben sind, graphisch dargestellt. Die Kurve 2 ergibt sich aus den Werten K_B , die man auf der Grundlage der mittleren quadratischen Abweichungen der mit einem Hochpaß gefilterten Reihe erhält. Mit anderen Worten, die zweite Reihe unterscheidet sich von der ersten (Ausgangsreihe) nur durch das Fehlen der Niederfrequenzkomponenten der Fluktuationen. Die Größe K_B hat einen Maximalwert, wenn die Fluktuationen mittels Strahldichtemesser registriert werden, der zur Ausbreitung der gebrochenen Sonnenstrahlen hin ausgerichtet ist, und fällt gleichförmig ab mit der Vergrößerung des Winkels zwischen der optischen Achse des Strahldichtemessers und der Ausbreitungsrichtung der gebrochenen Sonnenstrahlen. Was die absoluten Werte des Variationskoeffizienten des Unterwasserlichtfeldes in Oberflächennähe betrifft, so sind sie bedeutenden Veränderungen ausgesetzt. Die gemessenen Maximalwerte des Variationskoeffizienten erreichen $0,2 \div 0,3$ [4, 5, 10, 25].

In Abb. 3 sind die Autokorrelationsfunktionen $R^0(\tilde{t})$ der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes in unterschiedlicher Tiefe und die Autokorrelationsfunktion $\tilde{R}(\tilde{t})$ des entsprechenden Seegangs (der vertikalen Verlagerung der Meeresoberfläche) dargestellt. In Oberflächennähe haben $R^0(\tilde{t})$ den Charakter von Autokorrelationsfunktionen eines Breitbandgeräuschs. Mit zunehmender Tiefe werden $R^0(\tilde{t})$ immer mehr den Autokorrelationsfunktionen eines Schmalbandgeräuschs ähnlicher, d. h. den $\tilde{R}(\tilde{t})$, und folglich können sie approximiert werden durch den Ausdruck

$$R^0(\tilde{t}) = \sum_{i=1}^m \{\exp - \alpha_i |\tilde{t}| \} \cdot \cos 2\pi f_i \tilde{t}, \quad (2)$$

wobei α_i und f_i von der Tiefe abhängen und m durch die gewünschte Approximationsgenauigkeit bestimmt wird. In grober Näherung kann die Autokorrelationsfunktion der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes approximiert werden [5, 6] durch den Ausdruck

$$R^0(\tilde{t}) = l^{-\alpha|\tilde{t}|} \cdot \cos 2\pi f \tilde{t}.$$

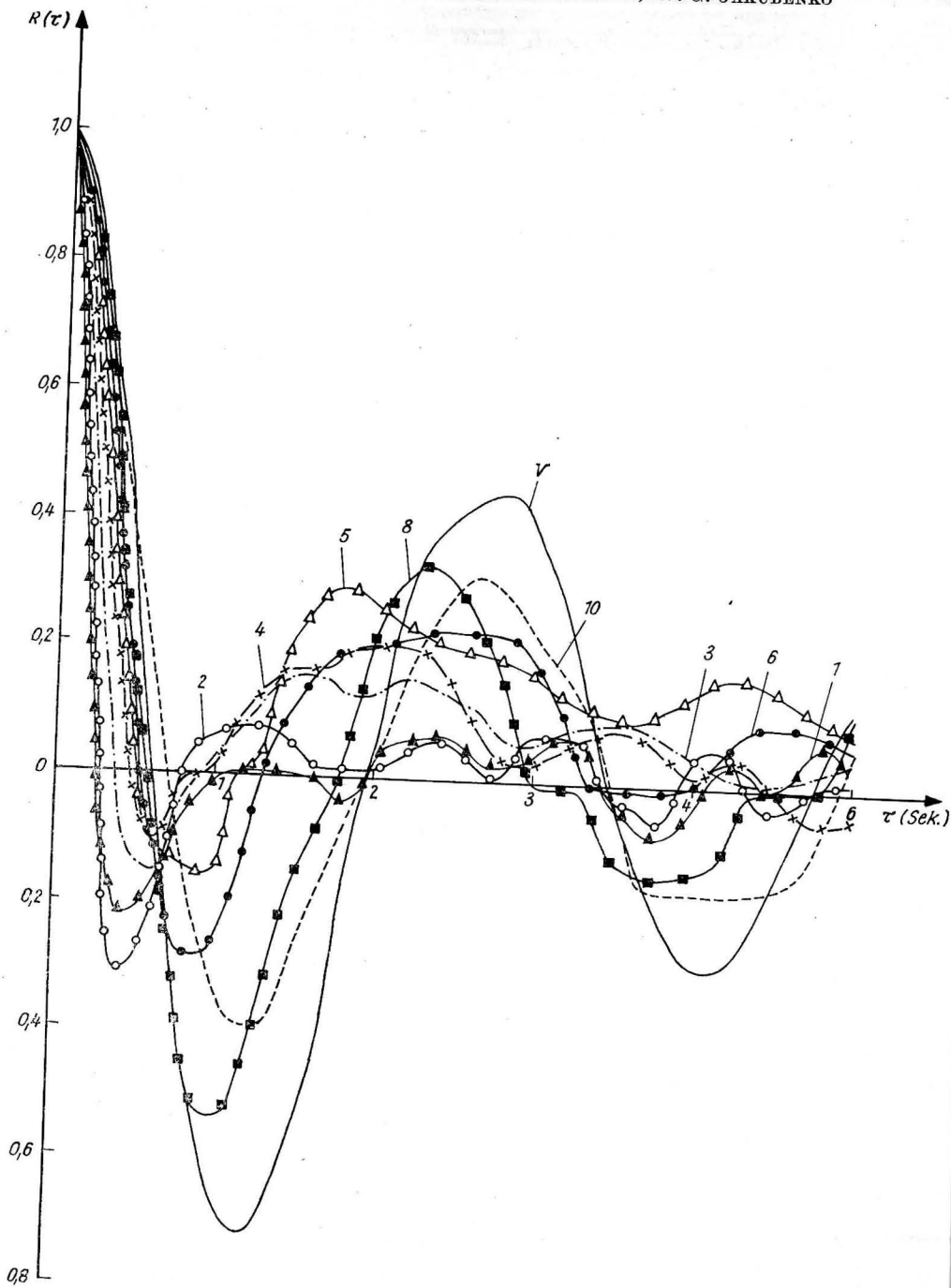


Abb. 3. Autokorrelationsfunktionen der Fluktuationen des Unterwasserlichtes in verschiedener Tiefe und Autokorrelationsfunktion des entsprechenden Seegangs (Graphische Darstellung mit dem Zeichen „V“). Die Ziffern neben der Darstellung bedeuten Tiefe des Horizontes, in dem die Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes registriert wurde

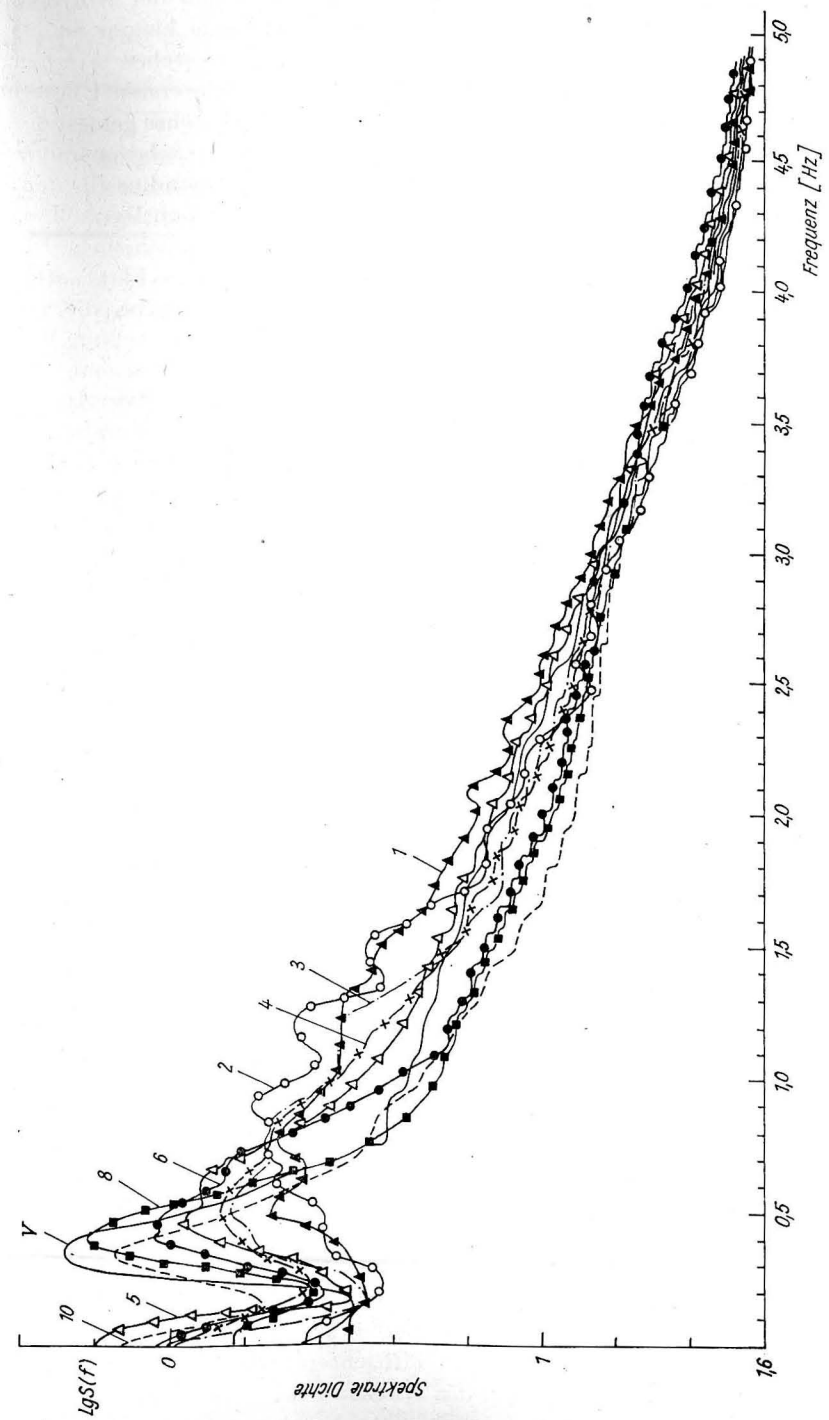


Abb. 4. Graphische Darstellung $S(f)$ der Spektraldichte der Energie der Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes in unterschiedlicher Tiefe. Die Ziffern neben der Darstellung bedeuten die Registriertiefe. Mit „V“ ist die Darstellung der Spektraldichte der Schwingungsenergie des Niveaus der Meeresoberfläche bezeichnet

Eine Analyse der Autokorrelationsfunktionen $R^0(\tilde{t})$ zeigt, daß der Korrelationsradius der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes in der Regel kleiner ist als der Korrelationsradius des Seegangs. Unter Korrelationsradius verstehen wir hier die Größe, die durch den Abstand vom Koordinatenbeginn bis zum ersten Überschneidungspunkt der graphischen Darstellung $R^0(\tilde{t})$ mit der Abszissenachse gemessen wird. Mit zunehmender Tiefe vergrößert sich, allgemein gesagt, der Korrelationsradius der Fluktuationen und nähert sich dabei dem Wert des Korrelationsradius für den Seegang, aber in der Nähe der Horizonte, auf denen in der graphischen Darstellung der vertikalen Abschwächung des Variationskoeffizienten Maxima erscheinen, ist eine alternierende Veränderung der Größe des Korrelationsradius für die Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes möglich. Berücksichtigt man die Effekte nicht, die auf den Horizonten beobachtet werden, wo Maxima in der graphischen Darstellung der vertikalen Abschwächung des Variationskoeffizienten erscheinen, so kann man behaupten, daß mit zunehmender Registriertiefe der Koeffizient für die Korrelation zwischen den Lichtfluktuationen und den Niveauschwankungen der Meeresoberfläche wächst. So beträgt der Normierungskoeffizient für die wechselseitige Korrelation zwischen diesen Vorgängen in 9,5 m Tiefe $r_1 \approx 0,07$, und in 16,0 und 21,0 m Tiefe entsprechend $r_2 \approx 0,12$ und $r_3 \approx 0,32$ [5].

Abb. 4 zeigt die graphischen Darstellungen $S(f)$ der spektralen Energiedichte der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes in verschiedener Tiefe. Vor allem ist zu sagen, daß — allgemein gesehen — das Spektrum der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes dem Wellenspektrum der Erhebungen der entsprechenden Meeresoberfläche ähnlich ist. Zumindest ist diese Ähnlichkeit in geringer Tiefe sichtbar, wo das Spektrum der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes einen gut entwickelten Hochfrequenzbereich hat (bei Frequenzen, die 1,0–1,5 Hz überschreiten). Die Wassermasse wirkt wie ein Filter, der auf die Hochfrequenzkomponente der Fluktuation des Unterwasserlichtfeldes drückt, und allmählich, mit zunehmender Tiefe nähert sich die Art des Fluktuationsspektrums des Unterwasserlichtfeldes der Art des Spektrums für die Oberflächenwellen. Gewöhnlich ist das Niederfrequenzmaximum im Fluktuationsspektrum des Unterwasserlichtfeldes in Richtung der hohen Frequenzen bezüglich des Maximums im Seegangsspektrum verschoben. Mit zunehmender Tiefe wird im Fluktuationsspektrum des Unterwasserlichtfeldes eine Verlagerung des Niederfrequenzmaximums in Richtung Niederfrequenzen beobachtet, bis zum Zusammenfallen in der Frequenz mit dem Maximum im Seegangsspektrum [5]. In einigen Fällen werden bei den Fluktuationsspektren des Unterwasserlichtfeldes zwei oder drei recht deutlich ausgeprägte Maxima beobachtet. Ihr Erscheinen kann entweder durch die Existenz zweier Maxima (zweier charakteristischer Krümmungen) im Seegangsspektrum oder durch das Vorhandensein von zwei (oder mehr) Entstehungsmechanismen für die Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes erklärt werden [14].

Eine Analyse der experimentell ermittelten Werte zeigt auch, daß „die abfallende Linie“ der graphischen Darstellungen für die spektrale Energiedichte der Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes durch einen Ausdruck der Art f^{-n} approximiert wird, wobei n mit der Tiefe ansteigt (s. Werte der Tab. 1, die aus der Arbeit [14] entnommen sind).

In der Nähe der Horizonte, bei denen Maxima in der graphischen Darstellung für die vertikale Abschwächung des Variationskoeffizienten für das Unterwasserlichtfeld erscheinen, ist eine gewisse Verzögerung des Wachstumstempos oder sogar eine zeitweilige Verkleinerung der Größe n möglich. Das Erscheinen der Maxima in der

Tabelle 1

Tiefe (m)	1,5	6,7	9,5	10,2	16,2	21,5
Wert des Parameters n	2,0	3,3	3,9	4,1	4,0	4,0

graphischen Darstellung für die Abschwächung des Variationskoeffizienten des Unterwasserlichtfeldes hängt mit der Fokussierung nahe der entsprechenden Horizonte und der Sonnenstrahlen zusammen, die auf der Wellenoberfläche gebrochen werden und die eine gewisse charakteristische Krümmung haben [14]. Folglich kann die Verzögerung des Wachstumstempos für die Größe n sowie die alternierende Veränderung der Größe für den Korrelationsradius für die Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes durch einen relativen „Anstieg des Betrages“ der Hochfrequenzkomponente der Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes durch Fokussierung der Sonnenstrahlen in der Nähe der entsprechenden Horizonte erklärt werden. Eine Analyse der Abhängigkeit der Hauptparameter des Fluktuationsspektrums des Unterwasserlichtfeldes vom Zustand der Meeresoberfläche zeigt, daß sich mit der Entwicklung des Seegangs das Spektrum für die Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes (in einer gewissen ausgewählten Tiefe) genau so verändert, wie es sich mit zunehmender Registriertiefe bei fixiertem Zustand der Meeresoberfläche verändert (s. Abb. 4).

Wenn man in Betracht zieht, daß die Strahldichtefluktuationen $B_{Hi}(\tilde{t})$ des Unterwasserlichtfeldes linear mit den Niveauschwankungen $x_0(\tilde{t})$ der Meeresoberfläche in einem Punkt zusammenhängen, d. h.

$$B_{Hi}(f) = L(f) x_0 t \quad (4)$$

so ist in Übereinstimmung mit [19]

$$S_{Hi}(f) = |L(f)|^2 \cdot \tilde{S}(f), \quad (5)$$

wobei $L(f)$ — eine Übertragungsfunktion ist. Hat man experimentell $\tilde{S}(f)$ und $S_{Hi}(f)$ bestimmt, kann man die Funktion $L(f)$ finden. Auf Abb. 5a sind die Funktionen

$$F_H(f) = \lg |L_H(f)|^2 = \lg \left[\frac{S_{Hi}(f)}{S(f)} \right]$$

dargestellt, die auf der Grundlage der experimentell für die Tiefen 5,5; 16,0 und 21,0 m [9] ermittelten Daten errechnet wurden. Es ist zu sehen, daß mit zunehmender Tiefe die Kurven sich immer mehr neigen und daß sich das Maximum bei diesen graphischen Darstellungen in Richtung der niedrigen Frequenzen verlagert. Abb. 5b zeigt die graphischen Darstellungen von $F_{Az}(f)$, die auf der Grundlage der experimentellen Daten errechnet wurden, die man durch Registrierung in einer ausgewählten Tiefe ($H = 16,0$ m) erhielt, jedoch waren die Winkelwerte Az zwischen Richtung auf die Sonne und Anvisierungsrichtung unterschiedlich. In diesem Fall verlagert sich mit zunehmendem Winkel Az das Hauptmaximum bei der graphischen Darstellung von $S^0(f)$ in Richtung der niedrigen Frequenzen, folglich „wächst“ mit zunehmendem Winkel zwischen der Anvisierungsrichtung und der Richtung auf die Sonne der „Betrag“ der Niederfrequenzkomponente für die Fluktuationen.

Abschließend möchte der Autor die Gelegenheit wahrnehmen, um den Aquanauten des Unterwasserlaboratoriums und allen an den Arbeiten für die Programme „Tischer-

nomor“ und „Schelf-Tschernomor“ Beteiligten zu danken, ohne deren Unterstützung es nicht möglich gewesen wäre, die in der vorliegenden Arbeit angeführten Ergebnisse zu erhalten.

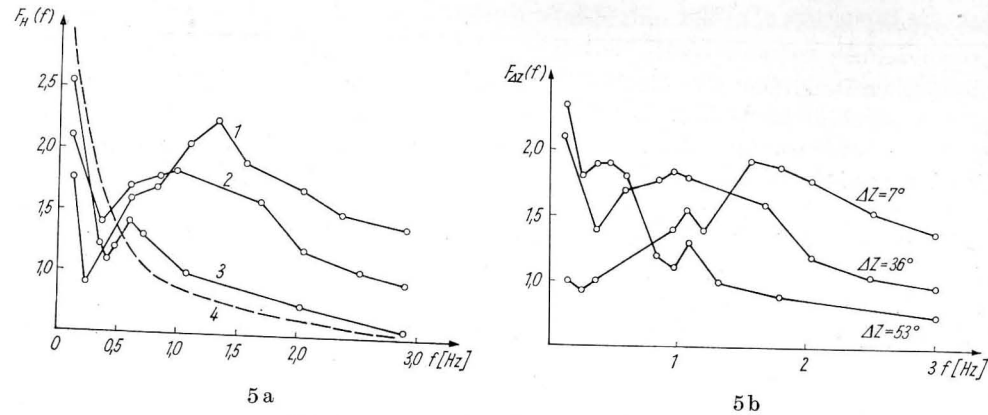


Abb. 5. Abhängigkeit der Funktionen $E(f)$:

a) von der Tiefe H (1–5,5 m, 2–16 m, 3–21 m);

b) vom Winkel Δz zwischen der Anvisierungsrichtung und der Richtung auf die Sonne. Tiefe $H = 16$ m

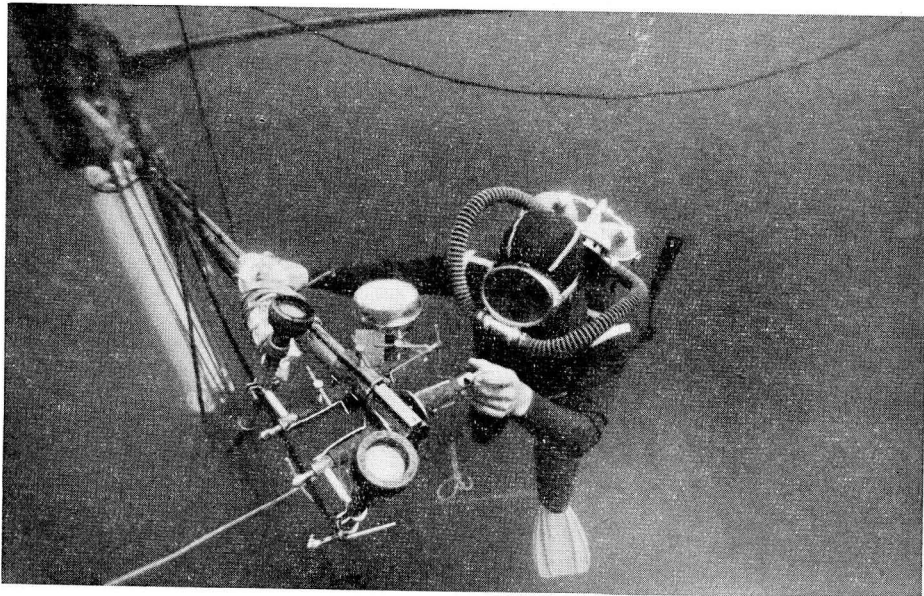


Abb. 6. Der Aquanaut arbeitet am Mast neben den Lichtmeßsonden. Unterwasserfoto von M. RAUSCHERT

Literatur

- [1] BEREZKIN, V. A., GERŠUN, A. A. und JANIŠEVSKIJ, J. D., *Transparenz und Farbe des Meeres*. Verlag der Marine-Akademie, 1940.
 [2] AIBULATOV, N. A., MONIN, A. S. und JASTREBOV, V. S., Die Unterwasserexperimente „Tschernomor-68“. „Okeanologija“, X, Nr. 4, 1970.

- [3] AIBULATOV, N. A., NIKOLAJEV, V. P. und OVČINNIKOV, I. M., „Tschernomor“ dient den Ozeanologen. „Zemlja i Vselennaja“, Nr. 5, 1970.
 [4] MULLAMAA, J.-A. R. und NIKOLAJEV, V. P., Fluktuationen der Leuchtdichte des Sonnenlichtes im Meer. Akademieverlag der UdSSR. „Fizika atmosfery i okeana“, VIII, Nr. 4, 1972.
 [5] NIKOLAJEV, V. P., PROKOPOV, O. I., ROSENBERG, G. V. und SEVERNEV, V. I., Statistische Eigenschaften des Unterwasserlichtes. Akademieverlag der UdSSR. „Fizika atmosfery i okeana“, VIII, Nr. 9, 1972.
 [6] ŠIFRIN, K. S., PELEVIN, V. N. und SUD'BIN, A. I., Untersuchung der Fluktuationen des Unterwasserlichtes. Band „Optika okeana i atmosfery“, „Nauka“, L., 1972.
 [7] NIKOLAJEV, V. P. und MAŠTAKOV, J. L., Hydrooptische Untersuchungen beim Experiment „Tschernomor-68“. Sammelwerk „Nekotorye rezul'taty i perspektivy primenenija podvodnych domov v morskich issledovanijach“ (Einige Ergebnisse und Perspektiven beim Einsatz von Unterwasserbauten bei marinen Untersuchungen), „Nauka“, M., 1973.
 [8] SEVERNEV, V. I., Statistische Struktur des Lichtfeldes unter der bewegten Abschnittsgrenze. Akademieverlag der UdSSR. „Fizika atmosfery i okeana“, IX, Nr. 6, 1973.
 [9] JAKUBENKO, V. G., NIKOLAJEV, V. P., PROKOPOV, O. I., ŽIL'COV, A. A. und NESTERENKO, L. M., Die Fluktuationen der Leuchtdichte des Unterwasserlichtfeldes. Akademieverlag der UdSSR. „Fizika atmosfery i okeana“ X, Nr. 9, 1974.
 [10] SUD'BIN, A. I., PELEVIN, V. N. und ŠIFRIN, K. S., Die Fluktuationen des Unterwasserlichtes. Im Buch „Gidrofizičeskie i gidrooptičeskie issledovanija v Atlantičeskom i Tichom okeanach“, „Nauka“, M., 1974. (Hydrophysikalische und hydrooptische Untersuchungen im Atlantik und Pazifik).
 [11] NEUJMIN, G. G. und TOLKAČENKO, G. A., Experimentelle Untersuchungen der räumlich-zeitlichen Struktur des Lichtfeldes unter bewegter Meeresoberfläche. Sammelwerk „Morskije gidrofizičeskie issledovanija“ (Marine hydrophysikalische Untersuchungen) 2 (65), Sewastopol, 1974.
 [12] NIKOLAJEV, V. P., Die Fluktuationen des Sonnenlichtes im Meer. „Zemlja i Vselennaja“, Nr. 1, 1975.
 [13] BJALCO, A. V., Der Zusammenhang der statistischen Eigenschaften des widergespiegelten und gebrochenen Lichtes mit dem Seegangsspektrum an der Oberfläche. Akademieverlag der UdSSR. „Fizika atmosfery i okeana“, XI, Nr. 6, 1975.
 [14] PROKOPOV, O. I., NIKOLAJEV, V. P., ŽIL'COV, A. A. und NESTERENKO, L. M., Einige Untersuchungsergebnisse der Fluktuationen des Unterwasserlichtes mit Hilfe des bewohnbaren Unterwasserlaboratoriums „Tschernomor“, Akademieverlag der UdSSR. „Fizika atmosfery i okeana“, XI, Nr. 11, 1975.
 [15] NIKOLAJEV, V. P., Das Programm „Tschernomor-72“ ist erfüllt. „Zemlja i Vselennaja“, Nr. 2, 1973.
 [16] JASTREBOV, V. S. und VYLČANOV, G., Gemeinsames bulgarisch-sowjetisches Unterwasserexperiment. Informationsbulletin des RGW-Koordinierungszentrums „Meeresforschung“, Nr. 1, M., 1974.
 [17] ŠUTOV, R. F., KONDRATOVIČ, A. A., MOGIL'NYJ, S. D. und CIPKO, B. I., Systeme, Geräte und Einrichtungen für die Unterwasserortung. „Militärverlag“, M., 1972.
 [18] ŽIL'COV, A. A. und NIKOLAJEV, V. P., Unterwasser-Sprechvorrichtung. Arbeiten des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, 74, 1965.
 [19] KAZAKEVIČ, D. I., Grundlagen der Theorie der zufälligen Funktionen und ihre Anwendung in der Hydrometeorologie. „Gidrometeorizdat“, 1971.
 [20] SCHENK, H., On the focusing of sunlight by ocean waves. J. opt. Soc. Am., 47, No. 7, 1957.
 [21] DERA, J. und OLSZEWSKY, J., On the natural irradiance fluctuations affecting photosynthesis in the sea. Acta Geophys. Polonica, 15, 4, 1967.
 [22] DERA, J. und GORDON, H. R., Light-field fluctuations in the photic zone. Limnology and Oceanography, vol. 13 (4), 1, 1968.
 [23] DERA, J., On two layers of different light conditions in the euphotic zone of the sea. Acta Geophys. Polonica, vol. XVIII, No. 3, 4, 1970.
 [24] SNYDER, P. L. und DERA, J., Wave-induced light-field fluctuations in the sea. J. Opt. Soc. Am., 60, No. 8, 1970.

- [25] GORDON, H. R., SMITH, J. M. und BROWN, O. B., Spectra of underwater light-field fluctuations in the photic zone. Bull. Mar. Sci. 21 (2), 1971.
- [26] ACHURCH, J. und GARNETT, M. A., A comparative study of the economics of four diving systems. Oceanology Intern., Conf. tech. session DAY, 4.

Anschrift der Verfasser:

V. P. NIKOLAEV, O. I. PROKOPOV, M. S. CHULAPOV und W. G. JAKUBENKO
Akademie der Wissenschaften der UdSSR
Shirshow-Institut für Ozeanologie
Südliche Abteilung

Organisch gebundener Phosphor und Stickstoff im nordwestafrikanischen Wasserauftriebsgebiet

Von DIETWART NEHRING und LUTZ BRÜGMANN

Zusammenfassung: Während der 6. Expedition des DDR-Forschungsschiffes „Alexander v Humboldt“ in das nordwestafrikanische Wasserauftriebsgebiet, die vom 26. April bis 18. Juli 1974 dauerte, wurden 643 unfiltrierte Meerwasserproben der UV-Bestrahlung unterworfen und auf ihren Gehalt an organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen analysiert. Die Mittelwerte aller Oberflächenproben (Tab. 1) betragen 0,31 µg-at. org. P/l und 5,25 µg-at. org. N/l bei relativen Standardabweichungen von $\pm 43,2$ bzw. $\pm 24,3\%$. Unterhalb 200 m Tiefe waren keine analytisch nachweisbaren Konzentrationen organisch gebundenen Phosphors und nur vereinzelt geringe Mengen organisch gebundenen Stickstoffs vorhanden.

Obgleich die relativen Standardabweichungen im Oberflächenwasser verhältnismäßig gering waren und damit auf eine nahezu gleichförmige Verteilung der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen hindeuten, ergaben sich bei detaillierten Untersuchungen regionale Unterschiede. Die im Mittel niedrigsten Konzentrationen wurden in den Wassermassen der Nord-äquatorialstromregion, die das Untersuchungsgebiet im Nordwesten streifen, beobachtet. In Gebieten aktiven Wasserauftriebs wird der organische Phosphor- und Stickstoffgehalt durch frisch aufquellendes Tiefenwasser erniedrigt. Die höchsten Werte traten in Gebieten auf, in denen der Auftriebsprozeß bereits längere Zeit unterbrochen war und nur noch seine Folgeerscheinungen beobachtet wurden.

Summary: During cruise 6 of the GDR r/v „Alexander v. Humboldt“ in the N. W. African upwelling area, lasting from April 26 to July 18, 1974, about 640 unfiltered sea water samples were UV radiated and analysed on their concentrations of organic phosphorus and nitrogen. The mean values of all surface samples (tab. 1) were 0.31 µg-at. org. P/l and 5.25 µg-at. org. N/l with relative standard deviations of ± 43.2 and $\pm 24.3\%$, respectively. Below 200 m no organic phosphorus and only in some cases small amounts of organic nitrogen were present.

Though the standard deviations in the surface layer were relatively small, indicating a nearly even distribution of the organic phosphorous and nitrogenous compounds, detailed analysis pointed out regional differences. The lowest mean concentrations were observed in the region of the North Equatorial Current touching the area under investigation in the north-west. In areas with active upwelling the content of organic phosphorus and nitrogen was lowered by water arising from the depth. The highest values were measured in regions in which the upwelling was interrupted, but its consequences were still present.

1. Einleitung

Untersuchungen über die Verteilung organisch gebundenen Phosphors und Stickstoffs sind für die Beurteilung des chemisch-biologischen Stoffkreislaufs in der Hydrosphäre von großer Bedeutung. Durch die Einführung des Ultraviolett-aufschlusses ist seit 1966 ein Verfahren bekannt (ARMSTRONG und Mitarb., 1966), das in einfacher und eleganter Weise die Bestimmung dieser beiden Parameter in Meerwasserproben gestattet. Inzwischen wurde dieses Verfahren sowohl im marinen (ARMSTRONG und TIBBITTS, 1968; BRÜGMANN und WILDE, 1975; GRASSHOFF, 1966; LYUTSAREV, 1973) als auch im limnischen Bereich (HENRIKSEN, 1970; MANNY und Mitarb., 1971;

VOGLER, 1970) weiter erprobt und hat wegen seiner guten Resultate den Säure- bzw. Persulfataufschluß (HARVEY, 1947; HANSEN und ROBINSON, 1953; KOROLEFF, 1972a, b) teilweise verdrängt.

Obgleich die Ultraviolett-Aufschlußmethode ohne Schwierigkeiten an Bord von Forschungsschiffen eingesetzt werden kann und bei entsprechenden apparativen Voraussetzungen die Bewältigung eines umfangreichen Probenmaterials gestattet, sind bisher verhältnismäßig wenig Angaben über die Verteilung organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen im Weltmeer und seinen Rand- und Nebenmeeren vorhanden. Ziel der vorliegenden Untersuchungen ist es, diese Lücke für das nordwestafrikanische Wasserauftriebsgebiet, in dem vom Institut für Meereskunde in Rostock-Warnemünde seit 1970 systematische Forschungsarbeiten durchgeführt werden (SCHEMAINDA, NEHRING, SCHULZ, 1975), zu schließen. Die Messungen erfolgten während der 6. Expedition des Forschungsschiffs „Alexander v. Humboldt“, die vom 26. April bis 18. Juli 1974 durchgeführt wurde. Die Meßpunkte, auf denen während dieser Reise Untersuchungen vorgenommen wurden, sind in den Abbildungen 1 und 2 dargestellt. Auf die großräumige Aufnahme des potentiellen Wasserauftriebsgebietes vom 5. bis 30. Mai 1974 folgten vom 6. bis 19. Juni räumlich und zeitlich engabständige Messungen im Seegebiet nördlich von Cap Blanc, bei denen die in Abbildung 2 dargestellten ozeanologischen Schnitte mit den laufenden Stationsnummern 326–417 dreimal bearbeitet wurden. Abschließend wurden vom 26. Juni bis 1. Juli und vom 11. bis 13. Juli 1974 Dauerstationsmessungen auf der Position $20^{\circ}55' N$, $17^{\circ}25' W$, die etwa der Standardstation 840 im Seegebiet vor Cap Blanc entspricht, durchgeführt.

Insgesamt wurden 643 Wasserproben dem UV-Aufschluß unterworfen und auf ihren Gehalt an organisch gebundenem Phosphor und Stickstoff analysiert. Da bei diesem Verfahren auch partikuläre organische Phosphor- und Stickstoffverbindungen aufgeschlossen werden, wird von manchen Autoren (z. B. BANOUB, WILLIAMS, 1973; FRAGA, 1966) empfohlen, die Proben vor der UV-Bestrahlung zu filtrieren. Die Filtration ist jedoch mit Nachteilen verbunden. Neben dem zusätzlichen Zeitaufwand können durch Adsorption- und Desorptionseffekte sowie durch Kontamination mit Stickstoffverbindungen aus der Luft unerwünschte Veränderungen der Proben eintreten. Deshalb wird häufig auf eine Filtration verzichtet (z. B. THOMAS und Mitarb., 1971), so daß die erhaltenen Werte auch partikuläre Phosphor- und Stickstoffanteile einschließen, die bei der UV-Bestrahlung aufgeschlossen werden.

Auch bei unseren Untersuchungen, bei denen die UV-Methode in der Modifikation von BRÜGMANN und WILDE (1975) angewendet wurde, erfolgte keine Filtration der Proben. Zur Abschätzung der dadurch bedingten Fehler wurde filtriertes und unfiltriertes Probenmaterial aus der Ostsee untersucht. Die Abweichungen lagen dabei in Gebieten und Wassertiefen geringer pflanzlicher Produktion innerhalb der Fehlergrenze der Methode. Für den nördlichen tropischen Atlantik wurde ebenfalls nachgewiesen, daß der Gehalt an partikulären organischen Phosphor- (VOLOSTNICH, 1973) und Stickstoffverbindungen (LUKASHEV, 1973) gering ist.

Während der Massenentwicklung des Phytoplanktons im Frühjahr übertrafen jedoch die organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen unfiltrierter Ostseewasserproben die filtrierten Proben um 24 bzw. 16% (Konzentrationen $0,2-0,25 \mu\text{g-at. org. P/l}$ und $13-15 \mu\text{g-at. org. N/l}$). FRAGA (1966) kommt bei seinen Untersuchungen über die Verteilung partikulärer und gelöster organischer Stickstoffverbindungen im westlichen Indik zu ähnlichen Ergebnissen.

Polyphosphate werden durch die Behandlung mit ultraviolettem Licht nicht aufgeschlossen (ARMSTRONG und Mitarb., 1966; ARMSTRONG, TIBBITTS, 1968; GRASSHOFF, 1966; VOGLER, 1970). Obgleich sich ihr Gehalt im offenen Ozean zumeist im Grenzbereich analytisch nachweisbarer Konzentrationen befindet und deshalb häufig vernachlässigt werden kann (SOLORZANO, STRICKLAND, 1968), liegt hierin ein weiterer Vorteil dieser Methode gegenüber dem Säureaufschluß, bei dem neben den organischen Phosphorverbindungen auch die Polyphosphate erfaßt werden.

Die relative Standardabweichung des hier angewandten Verfahrens wies mit $\pm 0,8\%$ bei $2,3 \mu\text{g-at. org. P/l}$ und $\pm 1,5\%$ bei $30 \mu\text{g-at. org. N/l}$ sehr günstige Werte auf. Bei niedrigeren

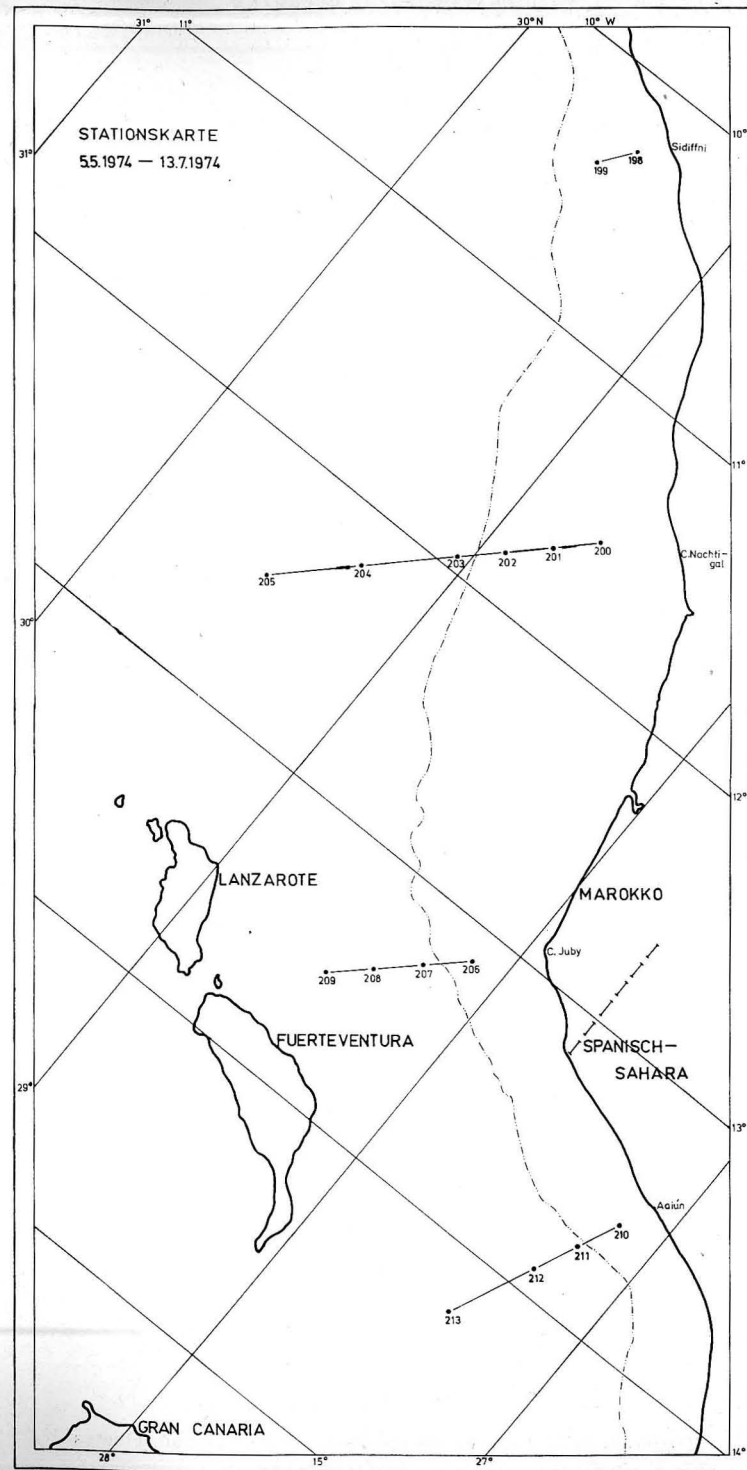


Abb. 1. Stationskarte des nördlichen Untersuchungsgebietes

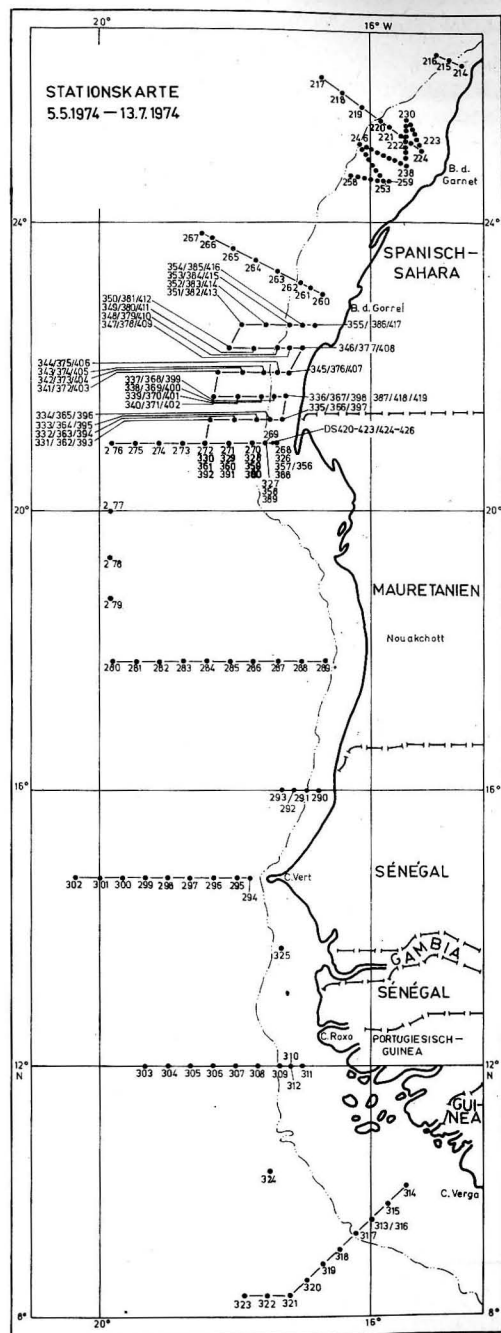


Abb. 2. Stationskarte des südlichen Untersuchungsgebietes

Konzentrationen ist jedoch mit größeren Abweichungen zu rechnen, weil sich der organisch gebundene Phosphor und Stickstoff als Differenz aus den Gesamtkonzentrationen und den anorganischen Verbindungen dieser Elemente ergibt. Die Abweichungen, die sich dabei summieren, machen sich besonders stark bemerkbar, wenn geringe Mengen organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen neben hohen Konzentrationen der entsprechenden anorganischen Verbindungen analysiert werden müssen.

2. Ergebnisse

In Tab. 1 sind neben anderen ozeanologischen Parametern die Oberflächenwerte organisch gebundenen Phosphors und Stickstoffs zusammengefaßt, die während der großräumigen Aufnahme des nordwestafrikanischen Wasserauftriebsgebietes in der

Tabelle 1

Oberflächenwerte der ozeanologischen Schnitte während der großräumigen Aufnahme vom 5. — 30. 5. 1974

Region	Stat.-Nr.	t °C	S ‰	O ₂ % - Sätt.	PO ₄ -P org. - P NO ₃ -N NO ₂ -N NH ₄ -N org. - N				Chl. a mg · m ⁻³		
					µg-at./l						
Sidi Ifni 5. 5. 1974	198/2	16,25	36,04	106,9	0,30	0,38	4,96	0,32	0,85	4,09	1,10
	199	15,88	36,04	110,2	0,21	0,42	3,13	0,23	0,27	4,52	1,23
C. Nachtigal 6. 5. — 7. 5. 1974	200/4	15,86	36,12	110,2	0,07	0,32	0,34	0,21	0,76	6,55	4,84
	201	15,83	36,13	109,1	0,10	0,34	0,45	0,15	0,55	7,84	4,84
	202	15,63	36,13	105,3	0,12	0,13	1,47	0,47	0,58	4,22	2,14
	203	15,86	36,24	103,1	0,14	0,14	1,47	0,15	0,94	4,05	1,28
	204	16,68	36,39	103,1	0,00	0,15	0,53	0,00	0,48	4,47	0,19
C. Juby 8. 5. 1974	206/2	16,37	36,20	102,0	0,03	0,25	0,86	0,12	0,83	4,09	2,03
	207	17,25	36,33	102,8	0,01	0,21	0,29	0,00	0,16	5,82	0,16
	208	17,28	36,39	104,0	0,00	0,18	0,10	0,00	0,23	4,88	0,00
	209	17,25	36,41	103,4	0,00	0,29	0,00	0,00	0,25	6,51	0,21
El Aaiun 9. 5. 1974	210/2	16,11	36,25	99,2	0,34	0,16	5,37	0,28	0,48	3,27	2,33
	211	16,93	36,28	105,6	0,07	0,29	1,00	0,04	0,23	5,61	1,12
	212	17,68	36,35	107,0	0,00	0,30	0,08	0,00	0,18	5,64	1,58
C. Bojador 10. 5. 1974	213	17,67	36,32	106,6	0,00	0,22	0,16	0,00	0,28	5,11	1,77
	214/2	15,99	36,18	105,2	0,10	0,42	1,45	0,11	0,47	6,30	2,17
	215	17,44	36,42	98,6	0,01	0,25	0,21	0,00	0,50	4,84	0,43
B. d. Garnet 14. 5. — 15. 5. 1974	216	18,53	36,71	101,5	0,00	0,17	0,04	0,00	0,40	3,81	0,08
	224 (800)*	16,77	36,14	112,4	0,02	0,27	0,12	0,08	0,27	5,11	1,66
	223 (801)	16,97	36,19	114,7	0,03	0,27	0,17	0,03	0,29	5,03	1,12
	222 (802)	17,74	36,25	116,9	0,05	0,14	0,07	0,05	0,28	3,85	0,43
	221 (803)	18,05	36,35	112,8	0,03	0,17	0,22	0,03	0,26	4,37	0,45
	220 (804)	18,05	36,42	106,0	0,04	0,17	0,00	0,00	0,22	4,22	0,21
	219 (805)	18,74	36,50	105,8	0,02	0,17	0,00	0,00	0,16	4,72	0,16
218 (806)	19,09	36,69	102,6	0,00	0,13	0,00	0,00	0,10	3,88	0,13	
B. d. Gorrei 17. 5. — 18. 5. 1974	217 (807)	19,26	36,77	102,0	0,00	0,12	0,00	0,14	0,35	2,62	0,13
	260/2 (820)	17,48	36,23	112,4	0,06	0,37	0,14	0,00	0,39	5,66	5,91
	261 (821)	17,36	36,27	115,3	0,11	0,18	0,32	0,04	0,08	5,28	5,32
	262 (822)	18,02	36,29	106,0	0,05	0,15	0,26	0,06	0,12	7,71	0,35
	263 (823)	18,68	36,51	103,2	0,00	0,14	0,10	0,00	0,11	5,07	0,03
	264 (824)	18,86	36,53	103,0	0,01	0,14	0,10	0,00	0,30	4,16	0,11
	265 (825)	19,64	36,85	103,2	0,00	0,07	0,06	0,00	0,19	4,63	0,08
	266 (826)	19,57	36,84	102,1	0,00	0,18	0,06	0,00	0,19	5,37	0,05
	267 (827)	19,56	36,80	102,6	0,00		0,06	0,00	0,25		0,05

Tabelle 1 (Fortsetzung):

Region	Stat.-Nr.	t	S	O ₂	PO ₄ -P		NO ₃ -N		NH ₄ -N		org.-N	Chl. a
					org.-P	NO ₃ -N	NO ₃ -N	NH ₄ -N	org.-N			
		°C	‰	%-Sätt.	µg-at./l					mg · m ⁻³		
C. Blanc 19. 5.—20. 5.	268 (840)	16,34	36,16	93,3	0,46	0,22	6,65	0,30	0,96	2,85	6,42	
	269 (841)	16,59	36,16	102,8	0,30	0,24	3,86	0,19	0,24	6,07	8,96	
	270 (842)	17,13	36,25	106,7	0,08	0,39	0,93	0,03	0,24	5,92	7,62	
	271 (843)	17,10	36,13	110,6	0,24	0,27	2,56	0,32	0,24	4,42	2,73	
	272 (844)	17,49	35,97	109,9	0,45	0,26	5,36	0,50	0,28	4,83	2,78	
	273 (845)	17,54	35,97	115,3	0,40	0,33	4,50	0,51	0,24	3,79	2,57	
	274 (846)	18,13	36,00	112,4	0,20	0,35	1,23	0,21	0,53	4,83	1,20	
	275 (847)	18,45	36,09	107,9	0,12	0,34	0,69	0,06	0,75	4,73	0,40	
	276 (848)	19,09	36,34	108,1	0,10	0,26	0,47	0,15	0,54	5,11	0,83	
Nouakchott 21. 5.—22. 5. 1974	289 (862)	17,81	35,62	88,1	0,91	0,35	11,71	0,62	1,56	4,97	0,62	
	288 (863)	17,97	35,58	100,1	1,68	(2,78)	5,35	0,26	6,54	(42,45)	1,82	
	287 (864)	19,36	35,71	107,5	0,66	0,20	7,21	0,43	1,18	4,10	0,32	
	286 (865)	18,54	35,63	103,5	0,66	0,28	9,56	0,39	0,27	2,88	0,69	
	285 (866)	18,94	35,82	111,8	0,35	0,40	1,97	0,15	0,37	5,35	3,58	
	284 (867)	18,86	35,80	108,0	0,35	0,46	2,79	0,09	0,41	6,52	3,93	
	283 (868)	18,78	35,62	102,1	0,69	0,20	7,82	0,40	0,56	4,14	0,40	
	282 (869)	19,66	35,90	110,0	0,33	0,31	2,56	0,39	0,43	5,57	1,90	
	281 (870)	20,34	35,89	112,2	0,11	0,40	0,17	0,05	0,40	6,03	1,15	
280/2 (871)	20,46	35,87	109,7	0,14	0,38	0,32	0,04	0,32	6,12	0,91		
St. Louis 23. 5. 1974	290/2	20,74	35,60	125,8	0,01	0,70	0,30	1,10	0,23	10,19	8,00	
	291	20,74	35,63	121,5	0,05	0,64	1,15	0,12	0,28	7,59	2,17	
	292	20,74	35,63	123,1	0,02	0,67	0,10	0,00	0,34	7,22	2,59	
	293	21,13	35,76	110,1	0,35	0,20	3,55	0,23	0,70	4,56	0,59	
C. Vert 24. 5.—25. 5. 1974	294 (880)	21,17	35,70	105,9	0,46	0,38	5,55	0,27	0,72	4,65	0,54	
	295 (881)	21,83	35,81	108,2	0,30	0,33	1,69	0,07	0,83	4,61	0,48	
	296 (882)	21,92	35,85	106,9	0,30	0,21	1,27	0,14	0,40	4,74	0,48	
	297 (883)	21,72	35,74	112,3	0,12	0,43	0,16	0,02	0,28	5,12	0,40	
	298 (884)	21,85	35,88	108,0	0,14	0,40	0,02	0,04	0,28	5,97	0,21	
	299 (885)	22,19	35,74	118,5	0,23	0,42	0,13	0,08	0,32	5,19	1,87	
	300 (886)	22,18	35,80	116,9	0,24	0,34	0,00	0,02	0,34	6,13	1,18	
	301 (887)	22,11	35,81	106,7	0,39	0,35	2,70	0,12	0,40	5,11	0,45	
	302 (888)	22,08	35,77	107,2	0,36	0,31	1,68	0,08	0,71	5,72	1,04	
C. Roxo 26. 5.—27. 5. 1974	311 (900)	23,85	35,72	95,8	1,09	0,22	6,73	0,41	0,55	6,07	1,63	
	310 (901)	23,21	35,69	112,1	0,27	0,42	0,13	0,08	0,53	7,66	—	
	309 (902)	23,79	35,65	109,2	0,24	0,34	0,10	0,00	0,45	4,12	0,37	
	308 (903)	24,09	35,71	107,1	0,27	0,30	0,00	0,00	0,35	4,86	0,40	
	307 (904)	24,34	35,75	109,3	0,24	0,31	0,06	0,00	0,30	5,15	0,21	
	306 (905)	24,44	35,78	112,5	0,18	0,38	0,06	0,00	0,45	5,11	0,32	
	305 (906)	24,60	35,78	110,3	0,15	0,56	0,00	0,00	0,36	6,68	0,29	
	304 (907)	24,55	35,82	106,2	0,21	0,53	0,10	0,00	0,81	6,93	0,24	
	303/2 (908)	24,18	35,81	105,3	0,13	0,44	0,16	0,00	0,62	5,90	0,16	
C. Verga 29. 5.—30. 5. 1974	314 (920)	24,62	35,62	88,0	0,55	0,43	1,73	0,25	1,55	6,02	3,34	
	315 (921)	25,36	35,62	120,7	0,12	0,72	0,15	0,01	0,14	8,03	1,74	
	316 (922)	25,50	35,65	114,2	0,23	0,42	0,10	0,00	0,68	6,02	0,72	
	317 (923)	25,18	35,76	107,0	0,20	0,37	0,06	0,00	0,14	4,84	0,37	
	318 (924)	27,57	35,86	105,9	0,10	0,32	0,01	0,05	0,24	4,58	0,19	
	319 (925)	27,49	35,96	102,3	0,16	0,21	0,02	0,00	0,12	4,14	0,16	
	320 (926)	27,60	36,28	103,3	0,07	0,25	0,00	0,02	0,18	3,69	0,13	
	321 (927)	27,43	36,23	105,7	0,13	0,29	0,02	0,01	0,48	6,33	0,03	
	322 (928)	27,43	36,17	104,5	0,06	0,31	0,00	0,01	0,31	6,25	0,03	
	323 (929)	26,42	35,90	107,1	0,14	0,35	0,00	0,02	0,26	5,44	0,05	

*) Standardstationsbezeichnungen

Zeit vom 5. bis 30. Mai 1974 erhalten wurden. Dieser Tabelle entsprechend lagen die Konzentrationen des organisch gebundenen Phosphors zwischen 0,07 und 0,72 µg-at./l und die des Stickstoffs zwischen 2,8 und 10,2 µg-at./l. Bei diesen und den folgenden Betrachtungen wurden die auf Station 288 (863) vor Nouakchott beobachteten Extremwerte nicht berücksichtigt. Sie sind auf eine örtlich begrenzte Massenansammlung von *Noctiluca miliaris*, durch die das Wasser im Umkreis von einigen Seemeilen rötlich-braun erschien, zurückzuführen.

Die aus Tabelle 1 berechneten Mittelwerte betragen 0,31 µg-at. org. P/l und 5,25 µg-at. org. N/l bei einer relativen Standardabweichung von ±43,2% bzw. ±24,3%. Aus diesen Mittelwerten errechnet sich ein Stickstoff-Phosphor-Verhältnis (N:P) von 17:1. Korreliert man jedoch die organischen Phosphor- und Stickstoffwerte der einzelnen Stationen miteinander, so liegen die N:P-Verhältnisse in den Grenzen von 10,8:1 bis 66,1:1 und im Mittel bei 19,8:1. Besonders dieser Durchschnittswert liegt erheblich über dem für Planktonorganismen angegebenen mittleren Verhältnis von N:P = 16:1 (SVERDRUP und Mitarb., 1942).

Untersuchungen über die Vertikalverteilung organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen wurden auf allen Schelfstationen des Untersuchungsgebietes sowie auf der küstenfernen Station 276 (848) im Seegebiet vor Cap Blanc durchgeführt. Die Ergebnisse der zuletzt genannten Untersuchungen sind in Abb. 3 dargestellt.

Wie Abb. 3 zeigt, nahmen die Konzentrationen des organisch gebundenen Phosphors und Stickstoffs (jeweils schraffiert) mit zunehmender Wassertiefe kontinuierlich ab und waren unterhalb 120 m Tiefe bereits auf sehr geringe Werte abgesunken. Auch die advektiv aus höheren Breiten herangeführten Wassermassen, die sich durch ein starkes Salzgehaltsmaximum auszeichnen, fügen sich in diese Verteilung ein.

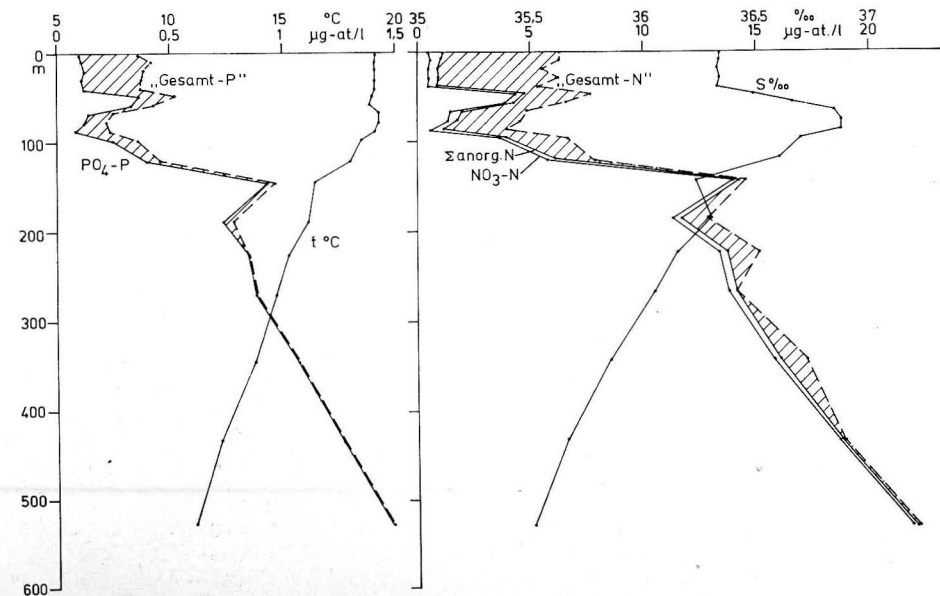


Abb. 3. Vertikalverteilung ausgewählter ozeanologischer Parameter auf Station 276 (848) vor Cap Blanc am 20. 5. 1974. („Gesamt-P“ und „Gesamt-N“ nach UV-Aufschluß unfiltrierter Proben; organische Phosphor- und Stickstoffkonzentrationen durch Schraffur gekennzeichnet)

Unterhalb 200 m Tiefe waren organische Phosphorverbindungen nicht mehr nachweisbar, während organisch gebundener Stickstoff noch vereinzelt in geringen Konzentrationen vorlag.

Auf den Schelfstationen nördlich von Cap Blanc erreichten die organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen nicht immer an der Meeresoberfläche ihre höchsten Konzentrationen, sondern gelegentlich in 5–10 m oder auf in 20 m Tiefe (SCHULZ, SCHEMAINDA, NEHRING, 1976). Vereinzelt übertraf dieses intermediäre Maximum die Oberflächenwerte um 25–40%.

Bei den Untersuchungen über die raum-zeitlichen Variationen ausgewählter ozeanologischer Parameter (vgl. SCHEMAINDA und Mitarb. 1975) wurde auch die Verteilung der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen an der Meeresoberfläche im Seegebiet nördlich von Cap Blanc verfolgt. Die auf den Stationen 326–417 anfallenden Meßwerte waren jedoch im allgemeinen so heterogen (vgl. SCHULZ, SCHEMAINDA, NEHRING, 1976), daß eine detaillierte Auswertung schwierig ist. Am Beispiel des Cap Blanc-Schnittes kann jedoch gezeigt werden (Tab. 2), daß die Konzentration der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen, die zu Beginn der Untersuchungen am niedrigsten war, im weiteren Verlauf der Messungen stark anstieg. Diese Zunahme war auf den weiter nördlich gelegenen Schnitten viel schwächer ausgeprägt oder fehlte ganz.

Tabelle 2

Raum-zeitliche Variationen der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen an der Meeresoberfläche auf dem Cap Blanc-Schnitt (in $\mu\text{g-at/l}$)

6. 6. 1974			11. 6. 1974			16. 6. 1974		
Stat.-Nr.	P	N	Stat.-Nr.	P	N	Stat.-Nr.	P	N
326 (840)*	0,09	2,64	357	0,33	4,25	388	—	5,82
327 (841)	0,00	0,00	358	0,20	4,09	389	0,47	6,86
328 (842)	0,00	—	359	0,12	5,32	390	0,44	8,40
329 (843)	0,47	5,36	360	0,28	3,24	391	0,33	5,92
330 (844)	0,16	1,98	361	0,66	6,73	392	0,54	9,00

*) Standardstationsnummern

Tabelle 3

Verteilung organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen während der Dauerstationsmessungen vor Cap Blanc (in $\mu\text{g-at/l}$)

Termin	30. 6. 1974/22.00		11. 7. 1974/7.00		12. 7. 1974/7.00	
	P	N	P	N	P	N
Tiefe (m)						
1	0,48	6,16	0,36	3,44	0,34	4,79
5	0,39	4,77	0,37	2,78	0,33	2,81
10	0,37	5,06	0,25	2,87	0,36	3,48
20	0,39	4,46	0,26	2,21	0,35	4,01
30	0,51	5,20	0,34	2,75	0,47	3,60
40	0,46	4,73	0,37	3,04	—	—
50	0,32	2,21	0,42	3,78	0,36	2,84
60	0,06	0,20	0,40	3,77	0,30	2,81

Während der Dauerstationsmessungen vor Cap Blanc vom 28. Juni bis 1. Juli und 11. bis 13. Juli 1974 wurden ebenfalls Untersuchungen über die Verteilung der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen durchgeführt. Die Tab. 3 enthält einige charakteristische Beispiele dieser Untersuchungen.

In der 1. Meßperiode, die durch das Beispiel vom 30. Juni 1974 charakterisiert wird, ist das ausgeprägte Konzentrationsgefälle zwischen dem Oberflächen- und Tiefenwasser bemerkenswert. Unter den ozeanologischen Bedingungen der 2. Untersuchungsperiode (Beispiele vom 11. und 12. 7. 1974) zeichnet sich eine wesentlich gleichmäßigere Verteilung der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen ab.

3. Diskussion der Ergebnisse

In Tab. 4, die Angaben über mittlere Konzentrationen bzw. Konzentrationsbereiche organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen enthält, werden unsere Ergebnisse mit den Resultaten anderer Autoren verglichen. Dieser Vergleich zeigt, daß die regionalen Unterschiede in der Oberflächenschicht im allgemeinen nur schwach ausgeprägt

Tabelle 4

Regionale Verteilung organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen*) ($\mu\text{g-at/l}$) in der Oberflächenschicht bis 200 m Tiefe

Gebiet	P		N		Autoren
	Mittel	Bereich	Mittel	Bereich	
Nordwestafrikanisches Wasserauftriebsgebiet	0,31	0,07–0,72	5,72	2,8–10,2	diese Untersuchungen**)
Tropischer Nordatlantik		0,07–0,3			KETCHUM u. Mitarb., 1955
Tropischer Nordatlantik		0,2–0,4			VOLOSTNICH, 1973
Tropischer Nordatlantik			11,9	4,1–26,3	LUKASHEV, 1973
Ostpazifik			7,3	3,4–13,8	THOMAS u. Mitarb., 1971**)
Peruanisches und kalifornisches Auftriebsgebiet	0,4	0,3–1,0	5,8	2,5–7,6	WILLIAMS, 1967**)
Tropischer Westindik Nordatlantik			2,6–8,8	Max. 13	FRAGA, 1966
Nordpazifik	0,27	0,0–1,0		2,8–28	DUURSMAN, 1961
Englischer Kanal	0,12	0,05–0,57	4,6	1,7–9,0	WARDANI, 1960
Englischer Kanal			5,1	2–9	BANOUB und WILLIAMS, 1973**)
Ostsee	0,30	0,11–0,70	13,2	7,6–17,7	ARMSTRONG u. Mitarb., 1968**)
Japanisches Meer		0,1–1,3			NEHRING u. BRÜGMANN, 1977**)
Japanisches Meer		0,12–1,01			LYUTSAREV u. ROMANKEVICH, 1975
					YAMAMOTO, 1968

*) Überwiegend in gelöster Form vorliegend. **) UV-Aufschluß.

sind. In der Verteilung der organischen Stickstoffverbindungen nimmt die Ostsee jedoch eine gewisse Sonderstellung ein. Ihre im Vergleich zu anderen ozeanischen Regionen hohen Werte sind wahrscheinlich auf Huminsäuren, die relativ viel Stickstoff enthalten, zurückzuführen (SEN GUPTA, 1970). Die von LUKASHEV (1973) für den tropischen Nordatlantik angegebenen hohen Stickstoffwerte können methodische Ursachen haben, da die für Meerwasserproben weniger gut geeignete Mikrokjeldahlmethodik angewandt wurde. Das gleiche trifft für die Werte von DUURSMA (1961) zu.

Weiterhin ist bemerkenswert, daß die organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen in der Oberflächenschicht der nährstoffreichen Regionen hoher geographischer Breiten sowie in Kaltwasserauftriebsgebieten kaum die Hälfte des Gesamtphosphor- und Gesamtstickstoffgehaltes ausmachen (WARDANI, 1960; THOMAS und Mitarb., 1971). In der tropisch-subtropischen Hochsee, wo das Oberflächenwasser nahezu vollständig an Mikronährstoffen verarmt ist, stellen dagegen die organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen ein wichtiges Nährstoffreservoir dar (KETCHUM u. Mitarb. 1955; THOMAS u. Mitarb., 1971). Bei den organischen Stickstoffverbindungen trifft dies zumindest zeitweise auch für die peruanischen und kalifornischen Wasserauftriebsgebiete zu (WILLIAMS, 1967).

Gute Übereinstimmung besteht im allgemeinen auch hinsichtlich der vertikalen Verteilung. Im Einklang mit unseren Untersuchungen wurden von anderen Autoren in größeren Tiefen (unterhalb 200–1000 m) ebenfalls keine nennenswerten Mengen gelöster organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen nachgewiesen. Von DUURSMA (1962) werden jedoch für das Tiefenwasser des Nordatlantiks 6–15 $\mu\text{g-at./l}$ org. N und von YAMAMOTO (1968) für das Japanische Meer 0,5–1,2 $\mu\text{g-at./l}$ org. P angegeben. Auch WARDANI (1960) fand in der Tiefe des Nordpazifiks vereinzelt gelöste organische Phosphorverbindungen bis zu 0,5 $\mu\text{g-at./l}$. In weiteren Untersuchungen muß geklärt werden, ob diese Abweichungen methodisch bedingt sind, oder ob sie partiell, in Extremsituationen, bzw. generell im Tiefenwasser dieser Gebiete angetroffen werden können.

Die vertikale Verteilung der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen in den oberflächennahen Schichten ist häufig durch intermediäre Maxima gekennzeichnet, die in enger Beziehung zu intensiven Stoffwechsel- und Mineralisierungsprozessen stehen. So wies FRAGA (1966) im westlichen Indik eine in 20 m Tiefe gelegene Schicht nach, in der organisch gebundener Stickstoff Höchstwerte von über 13 $\mu\text{g-at./l}$ erreichte. Ein entsprechendes Maximum unterhalb der photosynthetischen Schicht wurde auch von LUKASHEV (1973) im östlichen tropischen Nordatlantik beobachtet. In seinem Westteil waren mehrere schwächer ausgeprägte Maxima vorhanden, die im mittleren Teil fehlten.

Im Gegensatz zu den organischen Stickstoffverbindungen scheinen die entsprechenden Phosphormaxima viel schwächer ausgebildet zu sein oder vollständig zu fehlen, wie VOLOSTNICH (1973) am Beispiel des tropischen Nordatlantiks zeigte.

Von BANOUB und WILLIAMS (1973) wurden im Englischen Kanal die Beziehungen zwischen den gelösten organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen und der Phytoplanktonentwicklung, die in der gemäßigten Klimazone durch ein kräftiges Frühjahrsmaximum und ein schwächeres Herbstmaximum gekennzeichnet ist, untersucht. Dabei wurde nur im Frühjahr und nur beim gelösten, organisch gebundenen Stickstoff eine geringe Zunahme beobachtet, obgleich nach ARMSTRONG und HARVEY (1950) auch bei den organischen Phosphorverbindungen ein Anstieg zu erwarten war.

Die verhältnismäßig geringen relativen Standardabweichungen des organisch gebundenen Phosphors und Stickstoffs lassen auch bei unseren Untersuchungen auf die weitgehend gleichförmige Verteilung dieser Verbindungen im Oberflächenwasser des nordwestafrikanischen Auftriebsgebietes schließen. Bei näherer Betrachtung sind jedoch schwach ausgeprägte, regionale Unterschiede zu erkennen, die in Beziehung zum Wasserauftrieb und seinen Folgeerscheinungen sowie zur Bioproduktivität gesetzt werden können. Ausgehend von den *t*-*S*-Beziehungen an der Oberfläche läßt sich das Untersuchungsgebiet gemäß Abb. 4 in folgende Regionen unterteilen:

- I. Gebiet aufquellenden Tiefenwassers (Kaltwasserauftriebsgebiet)
 - a) nährstoffreich
 - b) nährstoffarm mit Ausnahme der küstennahen Stationen vor Cap Blanc (268–271)
- II. Nordäquatorialstromregion (Passatstromregion)
- III. Übergangsregion zwischen dem Kaltwasserauftriebsgebiet und dem tropischen Oberflächenwasser
- IV. Tropisches Oberflächenwasser, im küstennahen Bereich durch Festlandsabflüsse beeinflusst.

SCHEMAINDA (1974) wies nach, daß die spezifischen Kerneigenschaften dieser Wasserarten zumeist nur auf wenigen Stationen ausgeprägt sind, weil durch Vermischung, Erwärmung, Verdunstung und chemisch-biologische Umsetzungen Veränderungen eintreten und sich Übergangszustände herausbilden. Auch die in Abb. 4 vorgenommene regionale Zuordnung schließt somit Stationen ein, die nicht eindeutig einem bestimmten Wassertyp entsprechen. Sie ist deshalb nicht in allen Fällen befriedigend und darf darüber hinaus nicht verallgemeinert werden, sondern gilt infolge jahreszeitlicher Verlagerung des Auftriebsgebietes nur für den Zeitraum dieser Untersuchungen.

Das Gebiet I ist durch aufquellendes Tiefenwasser gekennzeichnet. Dabei hat sich eine weitere Unterteilung als zweckmäßig erwiesen, weil das im Nordteil des Untersuchungsgebietes aufquellende Tiefenwasser nährstoffarm ist (SCHEMAINDA u. Mitarb., 1975). Erst im Seegebiet von Cap Blanc und südlich davon gelangen mit den aus der Tiefe zugeführten Wassermassen beträchtliche Nährstoffmengen in die Oberflächenschicht und führen zu einem starken Anstieg der Bioproduktivität. Da das Auftriebsphänomen keine großräumige Erscheinung darstellt, sondern örtlich und zeitlich eng begrenzt ist, wechseln in diesem Gebiet Perioden mit und ohne Wasserauftrieb einander ab.

Die Äquatorialstromregion (II) wird vom Wasserauftrieb und seinen Folgeerscheinungen nicht oder nur wenig beeinflusst. Dieses Gebiet weist bereits Merkmale der tropisch-subtropischen Hochsee auf. So zeichnet es sich durch relativ hohe Temperaturen und Salzgehalte sowie Nährstoffarmut und geringe Bioproduktivität aus.

Wie bereits bei früheren Untersuchungen gezeigt werden konnte (SCHEMAINDA u. Mitarb., 1975), reicht das Kaltwasserauftriebsgebiet im Mai nur noch bis vor Nouakchott. Auch 1974 konnte festgestellt werden, daß die Wassermassen im Seegebiet vor St. Louis und Cap Vert in dieser Jahreszeit bereits eine stabile Dichteschichtung aufweisen. In dieser Übergangsregion (III) zwischen dem Kaltwasserauftriebsgebiet und dem tropischen Oberflächenwasser sind die Auftriebsprozesse bereits weitgehend

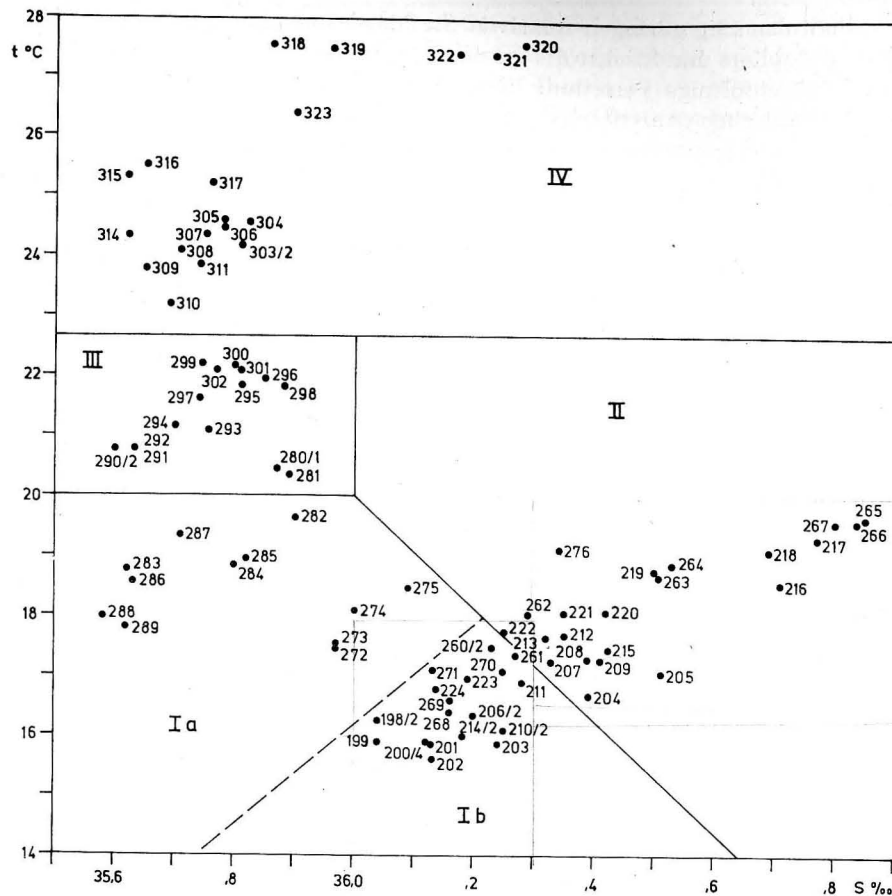


Abb. 4. Charakterisierung des potentiellen Wasserauftriebsgebietes vor Nordwestafrika auf Grund von t-S-Beziehungen (vgl. auch Text)

abgeklungen. Ihre Folgeerscheinungen äußern sich aber noch in einer hohen Bioproduktivität.

Beim tropischen Oberflächenwasser (IV) handelt es sich um Wassermassen, die infolge der Nordverlagerung des Auftriebsgebietes im Frühjahr und Sommer polwärts vordringen. Sie werden auf dem flachen Schelf durch Festlandsabflüsse beeinflusst, die beträchtliche Nährstoffmengen, insbesondere Phosphat (SCHEMAINDA, NEHRING, SCHULZ, 1975), mit sich führen.

Zwischen den im Untersuchungsgebiet vorhandenen Wassermassen unterschiedlicher Herkunft und ihrem Gehalt an organisch gebundenem Phosphor und Stickstoff bestehen die in Tab. 5 dargelegten Beziehungen. Zunächst einmal ist zu erkennen, daß die regionalen Schwankungen bei den Mittelwerten des organischen Phosphors viel größer als die der organischen Stickstoffverbindungen sind. Hierbei spielt sicher die bekannte Tatsache eine Rolle, daß organisch gebundener Stickstoff schwerer mineralisiert wird als die entsprechenden Phosphorverbindungen. Die niedrigste mittlere Konzentration organisch gebundenen Phosphors wurde im Gebiet II beobachtet. In

diesem Teil der Nordäquatorialstromregion erreichen die Stoffwechsel- und Mineralisierungsprozesse, in deren Verlauf lösliche organische Phosphor- und Stickstoffverbindungen an das Wasser abgegeben werden, infolge niedriger Bioproduktivität nur geringen Umfang.

Tabelle 5

Mittlere Konzentrationen organisch gebundenen Phosphors und Stickstoffs ($\mu\text{g-at./l}$) in Abhängigkeit vom Untersuchungsgebiet (vgl. auch Abb. 4)

Gebiet	Ia	Ib	II	III	IV
org. geb. P					
Mittel	0,31	0,27	0,18	0,41	0,38
Max.	0,46	0,37	0,30	0,70	0,72
Min.	0,20	0,13	0,07	0,20	0,22
org. geb. N					
Mittel	4,67	4,95	4,77	5,91	5,68
Max.	6,07	6,55	7,71	10,19	8,03
Min.	2,85	3,27	3,88	4,56	3,69

Das Gebiet III zeichnet sich durch den höchsten mittleren Gehalt organischer Phosphor- und Stickstoffkomponenten aus. Mit dem Abklingen der Auftriebsprozesse in diesem Gebiet wird die Zufuhr von Tiefenwasser in den oberflächennahen Bereich unterbrochen. Obgleich damit auch die Nährstoffzufuhr erlischt, dauern die biochemischen Umsetzungen zunächst noch fort, wobei neben der relativ hohen Bioproduktivität die Stoffwechsel- und Mineralisierungsprozesse dominieren.

In den Gebieten Ia und Ib wurden ebenfalls relativ hohe Konzentrationen organisch gebundenen Phosphors bestimmt. Die Ursache dafür, daß diese Konzentrationen jedoch im Mittel niedriger sind als die des Gebietes III und der Gehalt der organischen Stickstoffverbindungen gerade die mittlere Konzentration des Gebietes II erreicht, liegt wahrscheinlich in der unmittelbaren Zufuhr von Tiefenwasser in die oberflächennahen Bereiche begründet. Dieses Wasser ist zwar nährstoffreich, enthält aber nur geringe Mengen organisch gebundener Phosphor- und Stickstoffverbindungen (vgl. Abb. 3). Zu ähnlichen Schlußfolgerungen kommen THOMAS u. Mitarb. (1971), die in den nährstoffarmen Gebieten des östlichen tropischen Pazifiks geringe aber signifikant höhere organische Stickstoffkonzentrationen nachwiesen als in den Costa Rica Dome- und Peru-Auftriebsgebieten. Ferner muß auch in Betracht gezogen werden, daß die niedrigeren Temperaturen des Kaltwasserauftriebsgebietes die Intensität der Stoffwechsel- und Remineralisierungsprozesse beeinflussen können (vgl. auch LUKASHEV, 1973).

Das tropische Oberflächenwasser, das nach dem Abklingen der Auftriebsprozesse im Gebiet IV nordwärts an Raum gewinnt, ist ebenfalls relativ reich an organisch gebundenem Phosphor und Stickstoff. Die hohen Mittelwerte können jedoch nur teilweise mit der beträchtlichen Phytoplanktonproduktion der küstennahen Schelfstationen und folglich indirekt mit der produktivitätsfördernden Nährstoffzufuhr durch Festlandsabflüsse korreliert werden. Darüber hinaus scheint das Zooplankton, das besonders im Seegebiet vor Cap Roxo in erheblichen Mengen vorhanden war

(SCHULZ u. Mitarb., 1975), durch seine wasserlöslichen Stoffwechselprodukte maßgeblichen Einfluß auf die Konzentration der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen auszuüben.

Bei der Untersuchung der raum-zeitlichen Variationen im Seegebiet nördlich von Cap Blanc stellten SCHEMAINDA u. Mitarb., (1975) fest, daß während des gesamten Beobachtungszeitraumes vom 6. bis 19. Juni 1974 keine Auftriebsprozesse stattfanden. Insbesondere auf dem südlichsten Schnitt war jedoch zu Beginn der Untersuchungen frisch aufgequollenes Tiefenwasser vorhanden, in dem organisch gebundener Phosphor und Stickstoff fehlten oder nur in relativ niedrigen Konzentrationen vorhanden waren (Tab. 2). Im Grenzbereich zwischen diesen Wassermassen und gealtertem Auftriebswasser im Norden wurden dagegen auf den Stationen 332–337 (Abb. 2) extrem hohe Konzentrationen von 0,8–1,0 µg-at. org. P/l und 10–15 µg-at. org. N/l beobachtet.

Im weiteren Verlauf der Untersuchungen traten die Folgeerscheinungen des Wasser-auftriebs, die durch die Erwärmung und die Intensivierung der chemisch-biologischen Umsetzungen gekennzeichnet sind, mehr und mehr in den Vordergrund. Im Einklang mit den Verhältnissen im Seegebiet III, für welches diese Folgeerscheinungen charakteristisch waren, zeigten die raumzeitlichen Variationen in Tab. 2 somit eine Zunahme der organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen, die mit dem Anstieg der Wassertemperatur, dem Rückgang des Nährstoffgehalts und der Zunahme der pflanzlichen Biomasse gut korreliert war.

Auf Grund von t-S-Diagrammen unterscheiden WOLF und KAISER (1975) im Seegebiet vor Cap Blanc verschiedene Wasserarten mit quasipermanenten Kerneigenschaften, die als Küstenwasser (K), Bankwasser (B), frisches Auftriebswasser (F) und Auftriebswasser der off-shore-Region (FO) bezeichnet werden. Ausführliche Erläuterungen dazu müssen der Originalarbeit entnommen werden. Im folgenden können nur die charakteristischen Merkmale dieser Wasserarten, soweit sie für das Verständnis der ozeanologischen Situation während der Dauerstationsmessungen notwendig sind, geschildert werden.

Das Küstenwasser ist zwar im Verlauf von Auftriebsvorgängen entstanden, es hat aber bereits einen Alterungsprozeß durchgemacht. Dabei hat es sich erwärmt, und seine Mikronährstoffe sind teilweise unter Bildung organischer Biomasse aufgezehrt worden.

Das Bankwasser zeichnet sich durch relativ hohe Temperatur- und Salzgehaltswerte aus und ähnelt den auf der Banc d'Arguin vorkommenden Wassermassen. Es steht nicht mehr unmittelbar mit Auftriebsprozessen in Beziehung.

Das frische Auftriebswasser ist durch relativ niedrige Temperaturen und Salzgehalte sowie durch ein reiches Nährstoffangebot gekennzeichnet. Von dieser Wasserart unterscheidet sich das Auftriebswasser der off-shore-Region vor allem durch seine höheren Temperaturen. Es quillt vermutlich aus geringeren Tiefen als das frische Auftriebswasser auf.

Bei den im Juni/Juli 1974 vor Cap Blanc durchgeführten Dauerstationsbeobachtungen stellten WOLF und KAISER (1975) fest, daß sich beide Meßperioden grundlegend im physikalischen Aufbau der Wassermassen voneinander unterschieden. In der Zeit vom 28. Juni bis zum 1. Juli 1974 lagerte Bankwasser mit Einfluß von Küstenwasser über frischem Auftriebswasser. Während der 2. Meßperiode vom 11. bis 13. Juli 1974 war zunächst in der gesamten Wasserschicht Küstenwasser vorhanden, das jedoch im

oberflächennahen Bereich bald durch Auftriebswasser der off-shore-Region ersetzt wurde. In der Tiefe befand sich weiterhin Küstenwasser, das nunmehr aber durch Bankwasser beeinflusst war.

Die beobachteten 4 Wasserarten unterschieden sich nicht nur in ihren physikalischen, sondern auch in ihren chemischen Eigenschaften voneinander. Gemäß Tab. 3 (Beispiel vom 30. 6. 1974) zeichnete sich das frische Auftriebswasser durch bemerkenswert niedrige Konzentrationen organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen aus. Zieht man die Abb. 3 in die Betrachtungen ein, so zeigt sich, daß dieses Auftriebswasser aus Tiefen unterhalb 150 m aufgequollen ist. Gleichzeitig bestätigen diese Beobachtungen, daß frisch aufquellendes Tiefenwasser den organischen Phosphor- und Stickstoffgehalt an der Meeresoberfläche verringert.

Während des Beobachtungszeitraumes konnte das frische Auftriebswasser jedoch nicht bis in den oberflächennahen Bereich vorstoßen und das Bankwasser verdrängen. Diese Wasserart enthielt relativ hohe Konzentrationen organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen. Sie war in dieser Hinsicht durchaus mit den im Seegebiet vor Nouakchott bis St. Louis beobachteten Wassermassen vergleichbar.

Zwischen dem Auftriebswasser der off-shore-Region und dem Küstenwasser scheinen in bezug auf die organischen Phosphor- und Stickstoffverbindungen keine generellen Unterschiede zu bestehen (Tab. 3, Beispiele vom 11. und 12. 7. 1974). Die organischen Stickstoffkonzentrationen dieser beiden Wasserarten sind jedoch im Mittel deutlich niedriger als die des Bankwassers.

Literatur

- ARMSTRONG, F. A. J. und HARVEY, H. W., The cycle of phosphorus in the waters of the English Channel. *J. mar. biol. Ass. U. K.* **29** (1950), 145–162.
- ARMSTRONG, F. A. J., WILLIAMS, P. M. und STRICKLAND, J. D. H., Photooxidation of organic matter in sea water by ultraviolet radiation, analytical and other applications. *Nature* **211** (1966), 481–483.
- ARMSTRONG, F. A. J. und TIBBITTS, S., Photochemical combustion of organic matter in sea water, for nitrogen, phosphorus and carbon determination. *J. mar. biol. Ass. U. K.* **48** (1968), 143–152.
- BANOUB, M. W. und WILLIAMS, P. J. L., Seasonal changes in the organic forms of carbon, nitrogen and phosphorus in sea water at E₁ in the English Channel during 1968. *J. mar. biol. Ass. U. K.* **53** (1973), 695–703.
- BRÜGMANN, L. und WILDE, A., Die Bestimmung des Gehalts an organischem Phosphor und Stickstoff im Meerwasser durch einen Aufschluß mit ultraviolettem Licht. *Acta hydrochim. hydrobiol.* **3** (1975), 203–211.
- DUURSMAN, E. K., Dissolved organic carbon, nitrogen and phosphorus in the sea. *Neth. J. Sea Res.* **1** (1960), 1–148.
- FRAGA, F., Distribution of particulate and dissolved nitrogen in the Western Indian Ocean. *Deep-Sea Res.* **13** (1966), 413–425.
- GRASSHOFF, K., Über eine Methode zur automatischen Bestimmung von Gesamtphosphat im Meerwasser durch Aufschluß mit ultraviolettem Licht. *Z. anal. Chem.* **220** (1966), 89–95.
- HANSEN, A. L. und ROBINSON, R. J., The determination of organic phosphorus in sea water with perchloric acid oxidation. *J. Mar. Res.* **12** (1953), 31–42.
- HARVEY, H. W., The estimation of phosphate and of total phosphorus in sea waters. *J. mar. biol. Ass. U. K.* **27** (1947), 337–359.
- HENRIKSEN, A., Determination of total nitrogen, phosphorus and iron in fresh water by photooxidation with ultraviolet radiation. *Analyst* **95** (1970), 601–608.
- KETCHUM, B. H., CORWIN, N. und KEEN, D. J., The significance of organic phosphorus determination in ocean waters. *Deep-Sea Res.* **2** (1955), 172–181.
- KOROLEFF, F., Determination of dissolved inorganic phosphorus and total phosphorus. *ICES-Coop. Res. Rep.* **29** Ser. A (1972), 44–49.

- KOROLEFF, F., Determination of total nitrogen in natural water by means of persulfate oxidation. ICES-Coop. Res. Rep. 29 Ser. A (1972), 73—78.
- ЛУКАШЕВ, Ю. Е., Die Stickstoffverbindungen im Wasser der nördlichen tropischen Gebiete des Atlantischen Ozeans (in Russ.). Akad. Wiss. UdSSR, Abhandl. Shirshov Inst. für Ozeanologie 63 (1973), 114—121.
- Лукашев, Ю. Ф., Соединение азота в воде северотропической зоны Атлантического океана. Труды института океанологии им. П. П. Ширшова, т. 63 (1973), 114—121.
- LYUTSAREV, S. V., SAROZHNIKOV, V. V. und SELIFONOVA, E. P., Die Verwendung einer Ultraviolettaufschlußapparatur zur Bestimmung des Gesamtphosphors unter Feldbedingungen. (in Russ.). Okeanologija 13 (1973), 903—907.
- Люцарев, С. В., Сапожников, В. В., Селифонова, Е. П., Использование ультрафиолетового облучателя для определения валового фосфора в экспедиционных условиях. Океанология 13 (1973), 903—907.
- LYUTSAREV, S. V. und ROMANKEVICH, E. A., Organischer Kohlenstoff, Phosphor und Stickstoff im Wasser des Japanischen Meeres (in Russ.). Okeanologija 15 (1975), 261—265.
- Люцарев, С. В., Романкевич, Е. А., Органический углерод, фосфор и азот в водах Японского моря. Океанология 15 (1975), 261—265.
- MANNY, B. A., MILLER, M. C., WETZEL, R. G., Ultraviolet combustion of dissolved organic nitrogen compounds in lake waters. Limnol. Oceanogr. 16 (1971), 71—85.
- NEHRING, D. und BRÜGMANN, L., Untersuchungen über die Verteilung organischer Phosphor- und Stickstoffverbindungen in der Ostsee. Acta hydrochim. hydrobiol. (1977, im Druck).
- NEHRING, D., SCHEMAINDA, R. und SCHULZ, S., Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks. Teil Vb: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial des Reiseabschnitts vom 4. 2.—18. 4. 1973. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 15 (1975).
- SCHEMAINDA, R., Über einige Besonderheiten im ozeanologischen Gepräge der nordwestafrikanischen Auftriebsregion. „Petermanns Geogr. Mitt.“ 118 (1974), 95—103.
- SCHEMAINDA, R., NEHRING, D. und SCHULZ, S., Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion 1970—1973. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, H. 16 (1975), im Druck.
- SCHULZ, S., SCHEMAINDA, R. und NEHRING, D., Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks. Teil VI: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 26. 4. bis 18. 7. 1974. Geod. Geoph. Veröff. R. IV, 1976 (im Druck).
- SCHULZ, S., NEHRING, D., BRÜGMANN, L., POSTEL, L. und HAGEN, E., Weitere ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential des nördlichen Zentralatlantiks auf der 6. atlantischen Expedition mit dem Forschungsschiff „Alexander von Humboldt“ vom 26. 4.—17. 7. 1974. Unveröffentl. wiss. Bericht des Inst. für Meeresk. Rostock-Warnemünde, 1975.
- SEN GUPTA, R., On nitrogen compounds in the Baltic. FAO-Techn. pap. FIR: MP/70/E-37 (1970), 1—8.
- SOLÓRZANO, L. und STRICKLAND, J. D. H., Polyphosphate in sea water. Limnol. Oceanogr. 13 (1968), 515—518.
- SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. und FLEMING, R. H., The oceans, their physics, chemistry and general biology. New York 1942.
- THOMAS, W. H., RENGIER, E. H. und DODSON, A. N., Near surface organic nitrogen in the eastern tropical Pacific ocean. Deep-Sea Res. 18 (1971), 65—71.
- VOGLER, P., Die getrennte quantitative Bestimmung von gelösten Orthophosphorsäureestern („COP-Phosphat“) und gelösten kondensierten Phosphaten („POP-Phosphat“). Limnologica 7 (1970), 309—324.
- VOLOSTNICH, B. V., Die Formen des Phosphors und ihre Veränderlichkeit im nördlichen tropischen Atlantik (in Russ.). Akad. Wiss. UdSSR, Abhandl. Shirshov Inst. für Ozeanologie 63 (1973), 122—128.
- Волостных, Б. В., Формы фосфора и их изменчивость в северотропической зоне Атлантики. Труды института океанологии им. П. П. Ширшова, т. 63 (1973), 122—128.
- WARDANI, S. A. E., Total and organic phosphorus in waters of the Bering Sea, Aleutia Trench and Gulf of Alaska. Deep-Sea Res. 7 (1960), 201—207.

- WILLIAMS, P. M., Sea surface chemistry: organic carbon and organic and inorganic nitrogen and phosphorus in surface films and subsurface waters. Deep-Sea Res. 14 (1967), 791—800.
- WOLF, G. und KAISER, W., Ergebnisse ozeanologischer Untersuchungen auf einer Dauerstation vor Cap Blanc 1970—1974. Unveröffentl. wiss. Bericht des Inst. für Meeresk. Rostock-Warnemünde, 1975.
- YAMAMOTO, K., The total and organic phosphorus in the Japan Sea. Oceanogr. Magazine (Japan) 20 (1968), 39—50.

Abschluß der Arbeit: 30. 9. 1975

Anschrift der Verfasser:

Dr. D. NEHRING

Dr. L. BRÜGMANN

Institut für Meereskunde der AdW der DDR

DDR-253 Rostock-Warnemünde

Über die Schwankungen von Temperatur, Salzgehalt und Dichte im Seegebiet vor Cap Blanc

Von GERHARD WOLF

Zusammenfassung: Die zeitlichen Änderungen von Temperatur, Salzgehalt und Dichte bei einer Ankerstation vor Cap Blanc lassen zwei Hauptmerkmale erkennen:

- a) Vom Winter zum Sommer nimmt mit steigender Temperatur der Salzgehalt ab (Dichteabnahme), während es im zweiten Halbjahr umgekehrt ist. Dieser Jahreszyklus wird durch die Meridionalverlagerung der Grenzen des Nordostpassats hervorgerufen. Er bewirkt, daß das Seegebiet vor Cap Blanc — je nach Jahreszeit — durch einen bestimmten vertikalen T-S-Verlauf charakterisiert wird. Veränderungen in der gleichen Größenordnung können jedoch kurzzeitig auch unter der Einwirkung starker Winde erfolgen. Bei hohen Windgeschwindigkeiten ist dann Temperaturabnahme mit Salzgehaltszunahme gekoppelt (Dichtezunahme), während in einer nachfolgenden windschwachen Periode allmählich wieder Temperatur- und Salzgehaltswerte erreicht werden, die der Jahreszeit entsprechen.
- b) Innerhalb bestimmter Perioden nehmen Temperatur- und Salzgehalt entweder ab oder beide Größen nehmen zu (Dichtezunahme bzw. Dichteabnahme), wenn diese Änderungen durch Kaltwasserauftrieb oder Anstau bewirkt werden.

Die Gesamtschwankungen lagen bei der Ankerstation innerhalb der Grenzen

$$14,07 \leq T \leq 19,49$$

$$35,72 \leq S \leq 36,52$$

$$25,61 \leq \sigma_t \leq 26,81$$

Die maximalen dreistündigen Änderungen können bei der Temperatur 31%, beim Salzgehalt 68% und bei der Dichte 32% der Gesamtänderung ausmachen.

[1. Einleitung

Das Institut für Meereskunde der Akademie der Wissenschaften der DDR hat von 1970 bis 1974 umfangreiche Untersuchungen im Kaltwasserauftriebsgebiet vor der nordwestafrikanischen Küste durchgeführt. Sie enthalten u. a. sieben Zeitreihen ozeanologischer Meßgrößen. Sie sollen Aufschluß darüber geben, welche Veränderungen in der Schichtungsstruktur bei einer ortsfesten Station vorkommen (WOLF 1977). Das erfordert eine Abgrenzung der langfristigen Schwankungen, wie sie z. B. durch die jahreszeitliche Meridionalverlagerung der Passatregion hervorgerufen werden (eingehend dargestellt von SCHEMAINDA, NEHRING, SCHULZ, 1975) von den kurzzeitigen Veränderungen, die beispielsweise im System der Quercirkulation (HAGEN, 1974a, 1974b, 1975) an der Oberfläche, am Boden oder auch im intermediären Bereich erzeugt werden.

Wenn man berücksichtigt, daß der Kaltwasserauftrieb auf ein ca. 30 km breites Gebiet vor der Küste beschränkt ist (CHARNEY, 1955) und daß nach HIDAOKA (1954)

eine exponentielle Abschwächung mit zunehmender Entfernung von der Küste festzustellen ist, so wird deutlich, daß die Meßergebnisse der Dauerstation (DS) von der Position der Ankerstation beeinflusst sind. Die Lage der Ankerstation vor Cap Blanc ist günstig gewählt. Die Untersuchungen von WOŹNIAK (1969) zwischen 17° N und

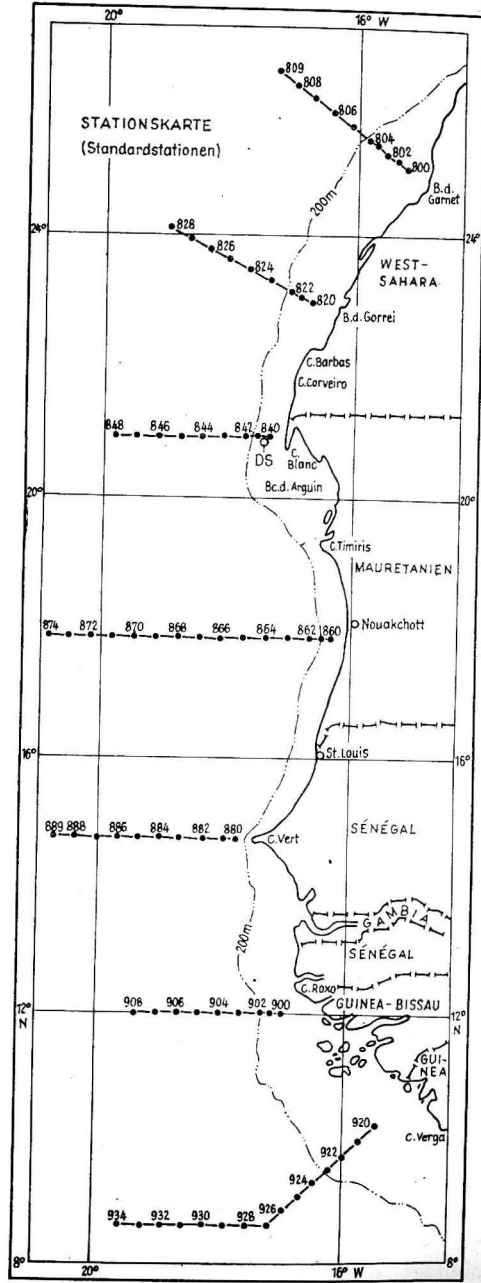


Abb. 1

Tabelle I

Reisedauer, Untersuchungstermine auf dem Cap-Blanc-Schnitt, sowie Länge der Perioden bestimmter Temperatur- und Salzgehaltsänderungen

Reise	Dauerstation (Bezeichnung)	Perioden der Temp.- und Salzgehaltsänderung					Cap-Blanc-Schnitt	
		1	2	3	4	5	Unters.-Termin	bis
1970	1970 (1)	18. 9.	20. 9.	25. 9.	27. 9.		2. 9.	4. 9.
1. 7.	18. 9.	03 ^h 09 ^h	12 ^h 00 ^h	03 ^h 00 ^h	00 ^h		16. 9.	17. 9.
	I	54 Std.	108 Std.	69 Std.			2. 11.	3. 11.
1971	1971 (1)	31. 5.	3. 6.	6. 6.	10. 6.		18. 4.	19. 4.
23. 3.	31. 5.	13 ^h 07 ^h	10 ^h 19 ^h	22 ^h 10 ^h	10 ^h		30. 5.	31. 5.
	II	63 Std.	81 Std.	84 Std.			3. 6.	4. 6.
1971	1971 (2)	30. 10.	2. 11.	4. 11.	6. 11.		7. 6.	8. 6.
16. 9.	30. 10.	10 ^h 01 ^h	04 ^h 16 ^h	19 ^h 10 ^h	13 ^h 07 ^h		10. 6.	10. 6.
	III	63 Std.	60 Std.	39 Std.	52 Std.		3. 10.	4. 10.
1972	1972 (1)	17. 7.	19. 7.	23. 7.	25. 7.		25. 6.	26. 6.
7. 6.	17. 7.	19 ^h 22 ^h	01 ^h 10 ^h	13 ^h 19 ^h	22 ^h 10 ^h		27. 7.	28. 7.
	IV	51 Std.	81 Std.	54 Std.	36 Std.			
1972/73	1973 (1)	15. 1.	17. 1.	18. 1.	22. 1.		25. 6.	26. 6.
16. 11.	15. 1.	07 ^h 01 ^h	04 ^h 19 ^h	22 ^h 01 ^h	04 ^h 07 ^h		27. 7.	28. 7.
	V/I	42 Std.	39 Std.	75 Std.	120 Std.		3. 1	4. 1.
1973	1973 (2)	19. 3.	21. 3.	25. 3.	31. 3.		8. 3.	9. 3.
5. 2.	19. 3.	10 ^h 13 ^h	16 ^h 07 ^h	10 ^h 10 ^h	144 Std.			
	V/2	51 Std.	87 Std.					
1974	1974 (1)	28. 6.	1. 7.				6. 6.	6. 6.
	28. 6.	19 ^h 13 ^h					11. 6.	12. 6.
	VI/1	66 Std.					16. 6.	16. 6.
5. 5.	1974 (1)	11. 7.	12. 7.					
	11. 7.	04 ^h 16 ^h						
	VI/2	45 Std.						

21° N, von MITTELSTAEDT (1972) zwischen 19° N und 22° N, die Angaben von TOMCZAK (1970, 1973) sowie die eigenen Ergebnisse bestätigen das. Das Beobachtungsmaterial, das die Meßdaten aus dem gesamten Untersuchungsgebiet umfaßt, ist größtenteils veröffentlicht bzw. wird — die VI. Reise betreffend — für den Druck vorbereitet (NEHRING, SCHEMAINDA, SCHULZ, 1972, 1973, 1974 und SCHULZ, SCHEMAINDA, NEHRING, 1973, 1975).

Die Koordinaten der Ankerstation sind $\varphi = 20^{\circ}55' N$; $\lambda = 17^{\circ}25' W$. Sie liegt auf dem Cap-Blanc-Schnitt (vgl. Abb. 1) nahe der Station 840 und die Wassertiefe beträgt etwa 65 m. Der Zeitabstand zwischen zwei Serien beträgt drei Stunden und die Gesamtdauer der DS variiert jeweils zwischen neun und vierzehn Tagen. Nur die DS der VI. Reise mußte aus technischen Gründen unterbrochen werden.

Vor Beginn jeder DS und oft auch nach dem Abschluß der Untersuchungen wurden Messungen u. a. auch auf dem küstensenkrechten Schnitt vor Cap Blanc durchgeführt, um einen Einblick in die Struktur der Schichtung im vorgelagerten Seegebiet zu erlangen. Tabelle 1 enthält Angaben über Reisedauer, Dauer der Messungen auf der Ankerstation und gibt Auskunft über die Untersuchungstermine auf dem Cap-Blanc-Schnitt. Jede Reise wurde in Zeitabschnitte untergliedert, in denen Temperatur und Salzgehalt einen bestimmten Trend aufweisen.

2. Die Schwankungen von Temperatur, Salzgehalt und Dichte im Seegebiet vor Cap Blanc

Die jahreszeitliche Meridionalverlagerung des Auftriebsgebietes vor Nordwestafrika, auf die verschiedentlich hingewiesen wurde (WOOSTER und REID, 1963; SHAFFER, 1972; ROSSIGNOL und ABOUSSOUAN, 1965; DEFANT, 1961; u. a.), haben SCHEMAINDA, NEHRING, SCHULZ (1975) auf Grund der Bearbeitung eines umfangreichen Beobachtungsmaterials einer eingehenden Betrachtung unterzogen.

Wenn man von den Erscheinungen an der Oberfläche ausgeht, ist diese jährliche Schwankung besonders augenfällig bei der Betrachtung der Monatskarten der Oberflächentemperatur von BÖHNECKE (1936). Verfolgt man die monatliche Verlagerung der 20°-Isotherme unmittelbar vor der Küste, so wird sie durch die Angabe der jeweiligen geographischen Breite φ direkt ablesbar.

Tabelle 2

Jahreszeitliche Verlagerung der 20°-Isotherme vor der Küste Nordwestafrikas
($\varphi =$ geographische Breite)

Bezeichnung	Jan.	Feb.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Geogr. Br. φ°	14,0	12,0	11,5	13,0	16,0	20,0	35,0	36,5	36,5	27,5	20,0	19,0

Die jahreszeitliche Verlagerung der großräumigen atmosphärischen Aktionszentren bewirken eine Verlagerung der Grenzen des NE-Passates und führen im gesamten Untersuchungsgebiet zu bestimmten Eigenschaftsänderungen. Im Februar nimmt die Südgrenze des Passates die südlichste (10° N) und im August die nördlichste Lage (20° N) ein, wie SCHEMAINDA, NEHRING, SCHULZ (1975) auf Grund vorgegebener Auftriebskriterien zeigen konnten. Es ist interessant, daß diese Angaben gut mit älteren meteorologischen Schiffsbeobachtungen in der befahrensten Gegend des Atlantiks

übereinstimmen, die HANN-SÜRING (1943) diskutiert. Sie entspricht ziemlich genau der nördlichsten Lage jedes Monats im Jahre 1907, während im langjährigen Mittel diese Grenze zwischen 3° N und 13° N schwankt. Kurzzeitige Verschiebungen von vier Breitengraden in 24 Stunden sollen nicht selten sein.

Obwohl das Seegebiet vor Cap Blanc ganzjährig innerhalb der Passatregion verbleibt, und damit in einem Gebiet potentiellen Kaltwasserauftriebes, ändern sich Häufigkeit, Stärke und Richtung der auftriebswirksamen Winde.

In Abb. 2 ist schematisch der Verlauf der Isoplethen der Dichte σ_t an der Oberfläche des Cap-Blanc-Schnittes wiedergegeben. Er wurde aus den graphischen Darstellungen ozeanologischer Größen von SCHEMAINDA, NEHRING, SCHULZ (1975) abgeleitet. Daraus

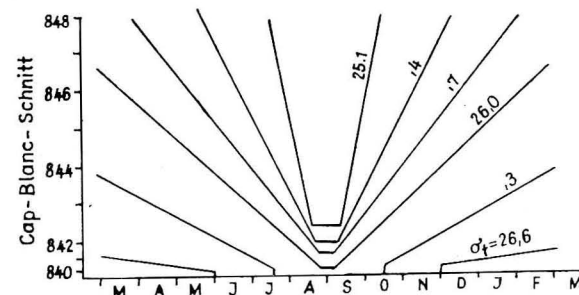


Abb. 2. Schematische Darstellung der Isoplethen der Dichte σ_t vor Cap Blanc

geht klar hervor, daß die Verlagerung der Passatregion vor Cap Blanc eine West-Ost-Verlagerung der Isopyken vom Winter zum Sommer hervorruft. Die Drängung der Isolinien im Sommer vor Cap Blanc bedeutet, daß dann die küstenparallele Dichtefront ihre größte Intensität aufweist, in einer Jahreszeit also, in der dann an der DS ungünstige Bedingungen für Kaltwasserauftrieb bestehen. Man kann abschätzen, daß die jährliche Schwankung der Dichte bei der Position der DS etwa $\Delta\sigma_t = 0,80$ beträgt, während die Gesamtschwankung in 1 m Tiefe bei der DS — bei Berücksichtigung aller Messungen — $\Delta\sigma_t = 1,07$ ausmacht. Die Gesamtänderung am Boden in 60 m Tiefe erreicht andererseits $\Delta\sigma_t = 0,64$. In der Mitte des Cap-Blanc-Schnittes (Station 844) beträgt die Jahresschwankung der Dichte an der Oberfläche ungefähr $\Delta\sigma_t = 1,30$ in 100 m Tiefe $\Delta\sigma_t = 0,33$ und in 200 m Tiefe $\Delta\sigma_t = 0,13$.

Weiterhin besteht an der Oberfläche auf einer Distanz von 70 sm zwischen den Stationen 840 und 848 im Winter nur eine Dichtedifferenz von $\Delta\sigma_t = 0,60$. Im Sommer steigt die Dichtedifferenz auf $\Delta\sigma_t = 1,00$ an, aber die Distanz beträgt nur noch 20 sm. In diesem Zusammenhang (vgl. Abb. 3a) ist es interessant, die von BRULHET (1974) einander gegenübergestellten Jahrgänge der Bodenwassertemperatur (20 m Tiefe) bei der Station Bayadere (12 km südlich von Cap Blanc) zu betrachten. Er beschreibt den Verlauf der Kurve von 1966 als Merkmal für ein „Warmwasserjahr“ und den von 1968 als typisch für ein „Kaltwasserjahr“. Da größere Abweichungen zwischen den extremen Jahrgängen nur in der Zeit von Juli bis Oktober vorhanden sind, müßte man den Verlauf von 1966 als „normales Jahr“ einstufen, da der Sommer für das Seegebiet vor Cap Blanc hinsichtlich des Kaltwasserauftriebes die ungünstigste Jahreszeit darstellt. Diese Auffassung legt auch ein Vergleich des Jahresganges von 1966 mit der mittleren Lage der 20°-Isotherme vor der nordwestafrikanischen Küste

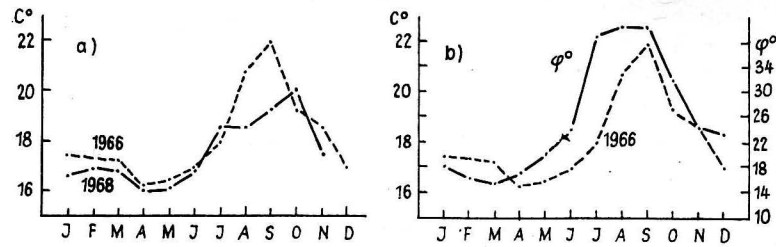


Abb. 3a. Jahresgänge der Bodentemperatur von 1966 und 1968 in 20 m Tiefe bei der Station Bayadere, 12 km südlich von Cap Blanc (nach BRULHET, 1974)

Abb. 3b. Vergleich des Jahresganges der Bodentemperatur von 1966 mit der Verlagerung der 20°-Isotherme vor der nordwestafrikanischen Küste (vgl. Tab. 2)

nahe (vgl. Tab. 2). In Abbildung 3b bleibt von März bis August der Gang der Bodentemperatur hinter der Verlagerung der 20°-Isotherme um ca. einen Monat zurück, während danach die Werte direkt vergleichbar sind.

Eine Erklärung könnte darin bestehen, daß in der ersten Jahreshälfte die West-Ost-Verlagerung der Isopyknen, die Verschärfung der Dichtefront usw. der Windwirkung entgegengerichtet ist, während in der zweiten Jahreshälfte die Schwächung des Dichtegradienten vor der Küste durch die vorherrschende Windrichtung unterstützt wird.

Betrachten wir noch die ozeanologischen Verhältnisse in der Schicht zwischen 100 m und 200 m Tiefe, die deshalb interessant ist, weil das Tiefenwasser bei der DS meist diesem Bereich entstammt. Von den T-S-Kurven der Station 848 des Cap-Blanc-Schnittes (alle Meßfahrten) wurden die Ausschnitte zwischen 100 m Tiefe (o) und 200 m Tiefe (·) durch Gerade angenähert und in Abb. 4a dargestellt. Außerdem sind die T-S-Kurvenausschnitte der Stationen 828 (Schnitt Bahia de Gorrei) und 868 (Schnitt Nouakchott) zum Vergleich herangezogen, beide vom April 1971. Sie zeigen bei der nördlichen Station den Einfluß des „Nordatlantischen Zentralwassers NACW“, während die südliche Station vom „Südatlantischen Zentralwasser SACW“ geprägt ist.

Die Darstellung zeigt, daß je nach der Jahreszeit die T-S-Kurvenausschnitte in bezug auf einen willkürlich gewählten Maßstab A eine unterschiedliche Lage einnehmen. Ordnet man die Abstände nach dem Meßdatum, so ergibt sich der in Abb. 4b dargestellte Verlauf.

Daraus folgt, daß das Seegebiet vor Cap Blanc — je nach der Jahreszeit — durch eine bestimmte T-S-Kurve charakterisiert wird. Die jährliche Änderung der Temperatur beträgt etwa 0,80 °C und 0,20‰, wobei Temperaturzunahme und Salzgehaltsabnahme gekoppelt sind, und umgekehrt. Der parallele Verlauf der T-S-Kurvenausschnitte I, II, III, IV (vom 28. 7. 72) und V/1 weist auf eine bestimmte Wassermasse hin, in der das Verhältnis der Temperatur- und Salzgehaltsabnahme mit der Tiefe konstant ist. Wenn diese Wassermasse durch Heben oder Senken in das Niveau zwischen 100 m und 200 m gelangt, so ändern sich Temperatur und Salzgehalt gleichsinnig, und sie bringt die niedrigen (höheren) Temperaturen und Salzgehaltswerte mit, die dort durch Messungen erfaßt worden sind. Auch hier bleibt das Verhältnis der Temperatur- und Salzgehaltsänderungen gleich. Dagegen deuten die Meßergebnisse der Reisen VI und IV (vom 26. 6. 1972) an, daß sie stark vom Nordatlan-

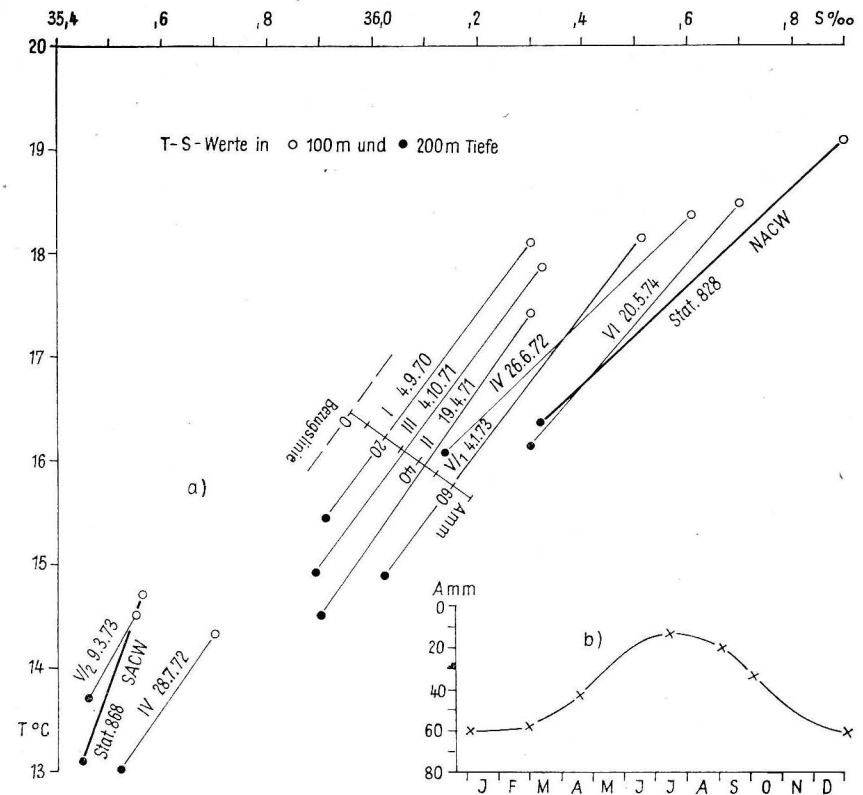


Abb. 4. T-S-Kurvenausschnitte aller Meßserien auf dem Cap Blanc-Schnitt bei der Station 848
a) Einfluß der Verlagerung der Passatwindregion auf die T-S-Werte in 100 m Tiefe (o) bzw. 200 m Tiefe (·) bei der Station 848 (vgl. Abb. 1). Dazu die T-S-Werte der Vergleichsstationen 828 und 868 vom April 1971

b) Einfluß der Verlagerung des NE-Passates auf die T-S-Werte in 100 m bis 200 m Tiefe, dargestellt an der Verschiebung der T-S-Kurvenausschnitte (A = Abstand in mm von einer willkürlichen Bezugslinie)

tischen Zentralwasser beeinflusst sind, während die Messungen der Reise V/2 dem Einfluß des Südatlantischen Zentralwassers unterliegen.

Die ozeanologischen Prozesse im Gebiet der Ankerstation spiegeln sich auch in der vertikalen Dichteverteilung wider. Da im allgemeinen die Dichte von der Oberfläche bis zum Boden zunimmt, ausgenommen 1,2% der Fälle, wo in bestimmten Zwischenschichten Instabilitäten vorhanden waren, wurde in Abb. 5 jedem Bodenwert der Dichte σ_{tB} der entsprechende Oberflächenwert σ_{tO} zugeordnet, ausgedrückt durch die Differenz $\sigma_{tB} - \sigma_{tO} = \Delta\sigma_t$. Die Verteilung der Meßwerte aller ozeanologischen Serien gestattet es, durch die eingezeichneten Hüllkurven vier Gebiete abzugrenzen.

Weiterhin fällt auf, daß nur in zwei Bereichen, nämlich zwischen

$$26,50 \leq \sigma_{tB} \leq 26,59 \quad \text{und}$$

$$26,24 \leq \sigma_{tB} \leq 26,27$$

die vertikale Dichtedifferenz Null oder negativ wird. Die gesamte Dichteschwankung am Boden der Ankerstation, also die absoluten Extremwerte im Beobachtungszeitraum, lagen innerhalb der Grenzen $26,15 \leq \sigma_{tB} \leq 26,79$.

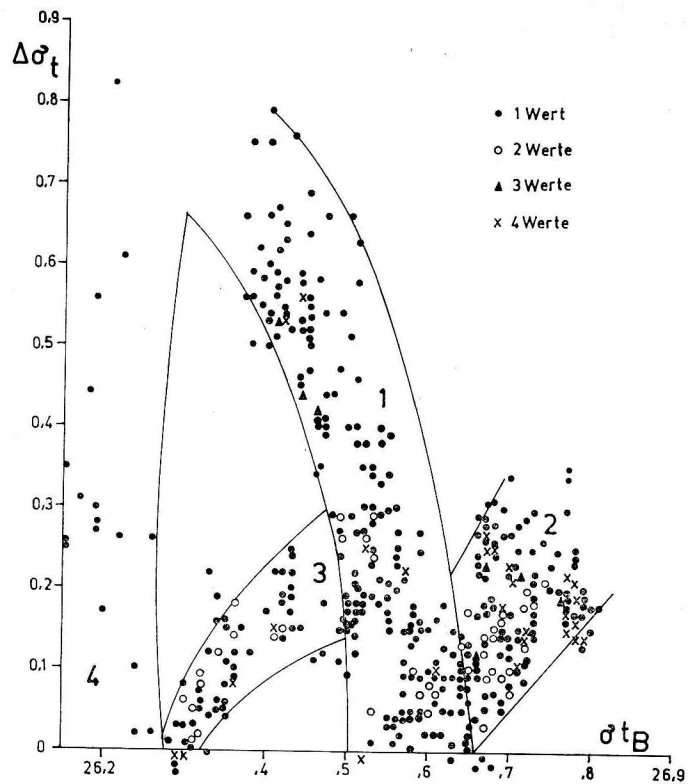


Abb. 5. Abhängigkeit der Oberflächendichte σ_{t0} vom Bodenwert σ_{tB} , ausgedrückt durch die vertikale Dichtedifferenz $\Delta\sigma_t$ (alle ozeanologischen Serien der DS)

Es liegt nahe, die Werteverteilung folgendermaßen zu interpretieren:

Gebiet 1 (Dichtebereich $26,50 \leq \sigma_{tB} < 26,66$)

Infolge der Meridionalverlagerung der Grenzen des NE-Passates wird im Winter die obere Dichtegrenze erreicht. Die besprochene Ost-West-Verlagerung der Isopyknen an der Oberfläche hat die vertikale Dichtedifferenz beträchtlich verringert, so daß es infolge der windbedingten EKMAN-offshore-Transports häufig zur völligen Auflösung der Schichtung kommt. Bis zum Sommer verändert sich die Dichte am Boden bis zur unteren Dichtegrenze, wo sich durch die West-Ost-Verlagerung der Isopyknen und bei Anstausituationen eine starke vertikale Dichteschichtung herausbildet, die bereits unterhalb $\sigma_{tB} = 26,50$ nicht mehr aufgelöst wird.

Gebiet 2 (Dichtebereich $\sigma_{tB} \geq 26,66$)

Die hohen Dichtewerte am Boden, in Verbindung damit, daß die Dichte an der Oberfläche relativ hohe Werte aufweist, deuten auf abgeschlossene Perioden intensiven

Auftriebs hin. Dazu gehören auch Situationen, die nach dem Durchzug mesomaßstäblicher zyklonaler Wirbel entstehen können, in deren Innerem besonders intensiv Tiefenwasser aufsteigt. Die Dichte am Boden kann aber auch dadurch angestiegen sein, daß am Boden Wasser aus dem Gebiet der Banc d'Arguin lagert, das sehr hohe Salzgehaltswerte aufweist. In einer gesonderten Arbeit haben WOLF u. KAISER (1978) die an der Schichtung dieses Seegebietes beteiligten Wasserarten und die durch Wirbel hervorgerufenen Auswirkungen behandelt.

Gebiet 3 (Dichtebereich $26,26 \leq \sigma_{tB} < 26,50$)

Auch in diesem Gebiet ist Bankwasser am Schichtungs Aufbau beteiligt, oder auch eine Wasserart, deren Dichte nur wenig von der des Bankwassers abweicht. Auch im Zentrum antizyklonaler Wirbel, oder im downwelling-Bereich vor der küstenparallelen Dichtefront können Dichteverteilungen aus dem Gebiet 3 vorkommen.

Gebiet 4 (Dichtebereich $\sigma_{tB} < 26,26$)

Dieses Gebiet enthält nur wenige Meßwerte. Häufig ist Oberflächenwasser der offshore-Region beteiligt, vor allem dann, wenn $\sigma_{t0} < 25,90$ wird.

In der folgenden Tab. 3 sind die maximalen Schwankungsbreiten für Temperatur, Salzgehalt und Dichte, getrennt für alle Meßtiefen, eingetragen. Zur Bestimmung der Extremwerte wurden die Dauermessungen aller sieben Meßfahrten herangezogen.

Tabelle 3

Maximale Schwankung von T, S und σ_t während der Dauerstationsmessungen aller Meßfahrten vor Cap Blanc

Tiefe (m)	Temperatur	Salzgehalt	Dichte
1	$15,52 \leq T \leq 19,49$	$35,72 \leq S \leq 36,46$	$25,61 \leq \sigma_t \leq 26,68$
10	$15,55 \leq T \leq 19,19$	$35,74 \leq S \leq 36,49$	$25,78 \leq \sigma_t \leq 26,67$
20	$15,12 \leq T \leq 18,68$	$35,84 \leq S \leq 36,45$	$25,87 \leq \sigma_t \leq 26,67$
30	$14,77 \leq T \leq 18,44$	$35,74 \leq S \leq 36,45$	$25,91 \leq \sigma_t \leq 26,79$
40	$14,73 \leq T \leq 18,18$	$35,73 \leq S \leq 36,47$	$26,00 \leq \sigma_t \leq 26,78$
50	$14,23 \leq T \leq 17,95$	$35,72 \leq S \leq 36,51$	$26,05 \leq \sigma_t \leq 26,79$
B	$14,07 \leq T \leq 17,94$	$35,72 \leq S \leq 36,52$	$26,15 \leq \sigma_t \leq 26,79$

In dieser Tabelle lassen nur die Extremwerte der Temperatur eine gewisse Regelmäßigkeit erkennen. Sie nehmen mit der Tiefe durchschnittlich $0,025 \text{ }^\circ\text{C/m}$ ab und die Schwankungsbreite unterscheidet sich in den Meßhorizonten nur wenig. Immerhin beträgt die kleinste Schwankungsbreite in einer Meßtiefe 55% und kann 93% der Gesamtschwankung erreichen.

Betrachten wir nun einige charakteristische Merkmale der kurzzeitigen Schwankungen von Temperatur, Salzgehalt und Dichte. In Abb. 6 sind die aufeinanderfolgenden T-S-Kurven der ozeanologischen Serien zweier Meßfahrten dargestellt.

Die „progressiven T-S-Diagramme“ sind so entstanden, daß auf der Ordinate wie gewöhnlich die Temperatur aufgetragen ist, während die Abszisse einerseits die Zeitachse darstellt, aber andererseits jeder Zeitschritt gleichzeitig einen Salzgehaltsbezugswert von $36,00 \text{ }_{/00}$ bedeutet.

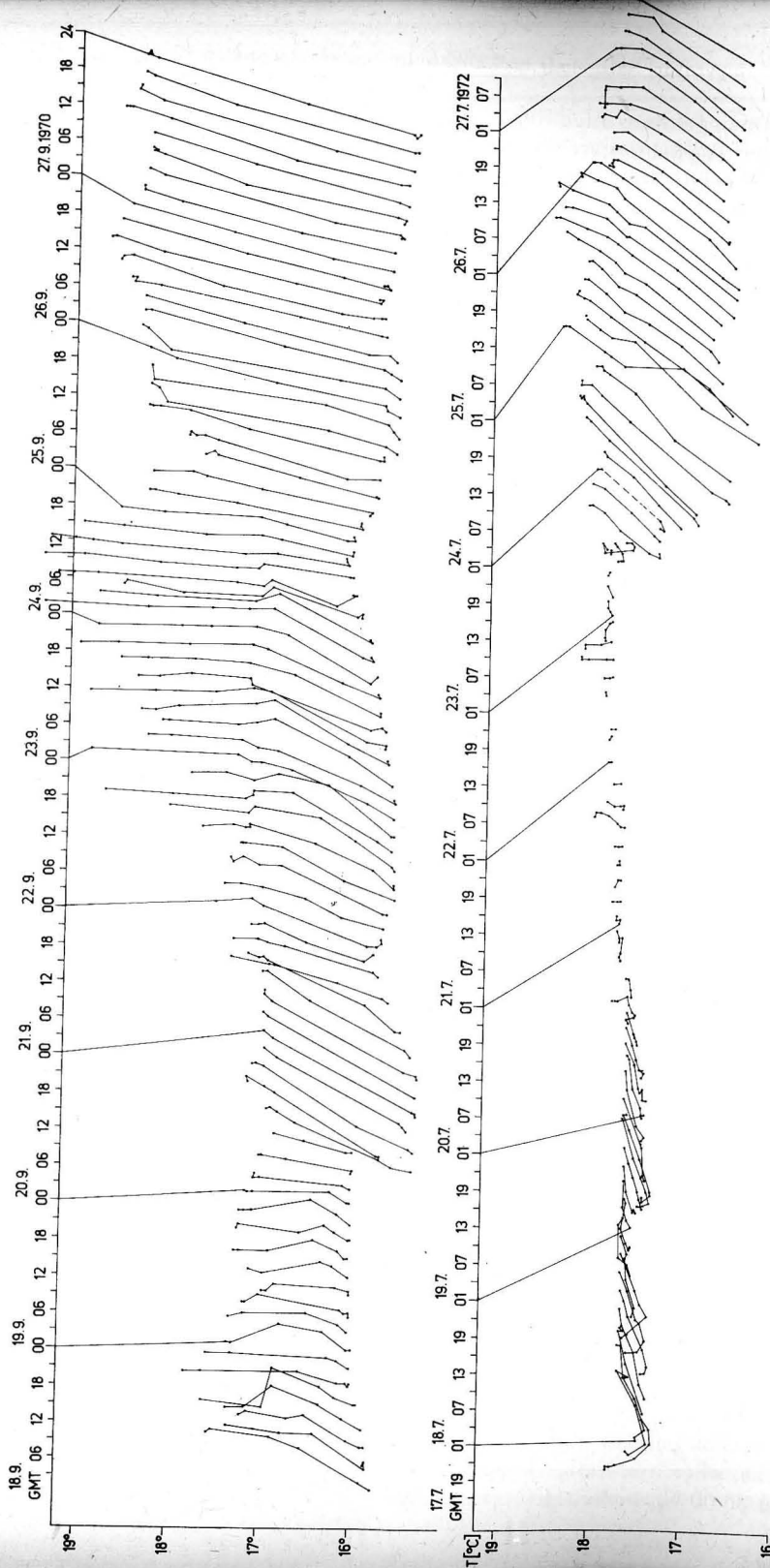


Abb. 6. Progressive T-S-Diagramme der Reisen I und IV

a) DS vom 18. 9. bis 27. 9. 1970

b) DS vom 17. 7. bis 27. 7. 1972

Aus der Darstellung wird ersichtlich, daß sich Änderungen im vertikalen Aufbau in bestimmten Intervallen vollziehen, in denen Temperatur und Salzgehalt einen bestimmten Trend aufweisen. Diese Zeitintervalle, deren Längen jeweils einheitlich für die gesamte Schicht gewählt wurden, sind in Tab. 1 angegeben. Ein erster Überblick ergibt auch, daß mehr als die Hälfte aller Fälle eine mittlere Dauer von ca. 60 Stunden aufweist, wenn man festlegt, daß das kleinste Intervall größer als 24 Stunden sein soll. Ermittelt man in den Zeitreihen die Zeitdifferenzen zwischen aufeinanderfolgenden Extremwerten bei Temperatur, Salzgehalt und Dichte, so ergibt sich im Mittel, daß sie in einem Abstand von $59,5 \pm 6,9$ Stunden aufeinanderfolgen und somit Bestandteil einer Welle sind, deren Periode etwa 120 Stunden beträgt. Daß diese Periode schon mehrfach festgestellt wurde, zeigen u. a. die Arbeiten von YANAI und MARUYAMA (1966), HALPERN (1973) und MITTELSTAEDT und KOLTERMANN (1973). Für die in Tab. 1 angegebenen 24 Intervalle wurden in Tab. 4 die Mittelwerte und die Standardabweichungen von Temperatur und Salzgehalt für alle Meßhorizonte angegeben.

Am vertikalen Schichtungsaufbau sind meist zwei Wasserarten beteiligt, zeitweise drei, oder auch nur eine, wie aus dem unteren Teil der Abb. 6 hervorgeht, wo einzelne T-S-Kurven nur durch einen Punkt in Erscheinung treten. Das kommt natürlich auch in den entsprechenden Mittelwerten der Perioden zum Ausdruck, zum Beispiel während der Periode 2 der IV. Reise (IV-2), wo die vertikale Temperaturdifferenz nur $0,03 \text{ } ^\circ\text{C}$ und die Salzgehaltsdifferenz ebenfalls nur $0,03 \text{ } \text{‰}$ beträgt.

Besonders interessant ist die für ein Kaltwasserauftriebsgebiet ungewöhnliche Schichtungssituation, daß das Tiefenwasser im Bereich der Ankerstation zeitweise salzreicher und wärmer sein kann als das Wasser der Oberflächenschicht (vgl. die Perioden IV-1, oder auch V/1-1).

In Abb. 6, untere Darstellung, erkennt man diese ungewöhnliche Schichtung daran, daß die T-S-Kurven von links unten nach rechts oben verlaufen und daß die vertikalen Dichtedifferenzen in solchen Fällen stets gering sind.

Im Hinblick auf die kurzzeitigen Veränderungen ist es von Bedeutung, wie großer Anteil an der Gesamtschwankung sein kann. Da der Zeitabstand zwischen den ozeanologischen Meßserien drei Stunden beträgt, ist es naheliegend festzustellen, wie groß die maximalen Differenzen zweier aufeinanderfolgender Serien sind. In Tab. 5 weicht die maximale dreistündige Änderung der Temperatur in den verschiedenen Meßtiefen nur wenig voneinander ab, ausgenommen die 10 m-Tiefenstufe. Die mittlere maximale Änderung beträgt $1,44 \text{ } ^\circ\text{C}/3 \text{ Std.}$ für alle Tiefenhorizonte.

Die geringste dreistündige Änderung des Salzgehaltes wurde im 20 m-Niveau festgestellt. Nach oben und unten nimmt der Betrag zu und im Mittel ergibt sich $0,38 \text{ } \text{‰}/3 \text{ Std.}$

Die Dichteänderungen sind unregelmäßig auf die Meßtiefen verteilt. Der Mittelwert über die gesamte Schicht beträgt für drei Stunden $\Delta\bar{\sigma}_t = \bar{\sigma}_t = 0,28$.

Im Zusammenhang mit den Werten der Tab. 3 ergibt sich außerdem, daß die maximale dreistündige Temperaturänderung 46% der Gesamtschwankung im gleichen Niveau ausmachen kann. Für den Salzgehalt beträgt der Anteil 68% und für die Dichte 42% der Gesamtänderung. Diese Angaben, die die Veränderlichkeit des Seegebietes vor Cap Blanc erkennen lassen, weisen gleichzeitig darauf hin, daß die Wirkungen der jahreszeitlichen Meridionalverlagerung der Grenzen des NE-Passates von den kurzzeitigen Variationen zeitweise völlig überdeckt werden können.

Mittelwerte und mittlere Streuung der Temperatur (\bar{T} , $\bar{\sigma}$) und des Salzgehaltes (\bar{S} , $\bar{\sigma}$) aller Perioden (vgl. Tab. 1)

Tiefe m	Periode 1				Periode 2				Periode 3				Periode 4				Periode 5			
	\bar{T}	$\bar{\sigma}$	\bar{S}	$\bar{\sigma}$	\bar{T}	$\bar{\sigma}$	\bar{S}	$\bar{\sigma}$	\bar{T}	$\bar{\sigma}$	\bar{S}	$\bar{\sigma}$	\bar{T}	$\bar{\sigma}$	\bar{S}	$\bar{\sigma}$	\bar{T}	$\bar{\sigma}$	\bar{S}	$\bar{\sigma}$
Reise I																				
1	17,27	0,23	36,04	0,03	17,76	0,73	36,01	0,06	18,46	0,23	35,92	0,02								
10	17,17	0,19	36,04	0,03	17,43	0,45	36,00	0,06	18,40	0,26	35,92	0,02								
20	16,85	0,23	36,05	0,03	17,11	0,12	36,00	0,06	18,05	0,35	35,89	0,03								
30	16,42	0,24	36,04	0,02	16,80	0,29	35,98	0,07	16,80	0,48	35,82	0,03								
40	16,07	0,10	36,01	0,02	16,01	0,38	35,89	0,06	15,80	0,16	35,76	0,02								
50	15,98	0,08	35,99	0,01	15,72	0,24	35,86	0,03	15,75	0,13	35,76	0,02								
58	15,98	0,09	35,99	0,01	15,72	0,25	35,86	0,03	15,75	0,15	35,75	0,02								
Reise II																				
1	15,69	0,08	36,02	0,01	16,38	0,27	36,07	0,02	16,94	0,26	36,15	0,02								
10	15,69	0,08	36,02	0,01	16,32	0,23	36,07	0,02	16,92	0,25	36,15	0,05								
20	15,61	0,12	36,02	0,01	16,15	0,18	36,07	0,02	16,85	0,28	26,14	0,04								
30	15,54	0,23	36,01	0,01	15,99	0,15	36,06	0,02	16,50	0,38	36,11	0,05								
40	15,26	0,29	35,99	0,03	15,76	0,19	36,03	0,03	15,84	0,37	36,03	0,06								
50	14,90	0,24	35,97	0,03	15,37	0,35	35,99	0,05	15,32	0,29	35,96	0,06								
58	14,75	0,08	35,96	0,01	14,91	0,23	35,95	0,06	15,05	0,13	35,91	0,03								
Reise III																				
1	18,87	0,26	36,03	0,02	17,96	0,32	36,02	0,03	17,75	0,27	36,07	0,04	18,31	0,52	36,10	0,07				
10	28,72	0,19	36,03	0,02	17,88	0,31	36,02	0,03	17,67	0,24	36,06	0,04	17,77	0,24	36,06	0,04				
20	17,93	0,41	36,02	0,03	17,76	0,27	36,02	0,03	17,42	0,31	35,05	0,05	17,33	0,28	36,02	0,03				
30	17,30	0,51	35,98	0,06	17,27	0,49	35,98	0,04	17,02	0,51	36,01	0,07	16,89	0,31	35,98	0,03				
40	16,77	0,49	35,91	0,07	16,49	0,34	35,93	0,04	16,55	0,66	35,94	0,09	16,42	0,42	35,93	0,06				
50	16,11	0,32	35,83	0,03	15,98	0,23	35,87	0,03	15,92	0,56	35,85	0,08	16,08	0,36	35,88	0,06				
60	15,77	0,09	35,79	0,02	15,72	0,14	35,84	0,02	15,49	0,11	35,80	0,02	15,75	0,20	35,83	0,03				
Reise IV																				
1	17,51	0,10	36,07	0,05	17,79	0,19	36,24	0,06	18,21	0,21	36,31	0,05	18,00	0,13	36,26	0,04				
10	17,50	0,10	36,06	0,05	17,80	0,18	36,24	0,06	18,16	0,18	36,30	0,04	18,01	0,13	36,26	0,03				
20	17,47	0,10	36,08	0,04	17,77	0,16	36,24	0,06	18,02	0,18	36,29	0,04	17,97	0,10	36,26	0,03				
30	17,49	0,08	36,13	0,03	17,76	0,16	36,24	0,07	17,87	0,19	36,26	0,04	17,88	0,08	36,27	0,02				
40	17,56	0,10	36,18	0,05	17,76	0,13	36,25	0,05	17,65	0,28	36,22	0,07	17,69	0,60	36,25	0,03				
50	17,57	0,11	36,25	0,11	17,77	0,12	36,26	0,04	17,23	0,30	36,14	0,08	17,10	0,36	36,15	0,07				
58	17,61	0,18	36,29	0,10	17,78	0,11	36,27	0,03	16,93	0,43	36,07	0,08	16,58	0,06	36,05	0,01				
Reise V/1																				
1	16,60	0,18	36,17	0,05	16,63	0,22	36,32	0,08	16,09	0,16	36,02	0,08	16,05	0,13	36,00	0,04	16,18	0,28	35,99	0,03
10	16,39	0,16	36,18	0,05	16,62	0,21	36,32	0,08	16,08	0,19	36,03	0,08	16,00	0,12	36,00	0,04	15,95	0,21	35,97	0,03
20	16,47	0,18	36,24	0,08	16,62	0,20	36,32	0,08	16,11	0,21	36,05	0,11	15,94	0,12	35,99	0,05	15,84	0,15	35,97	0,04
30	16,57	0,21	36,28	0,08	16,66	0,18	36,33	0,08	16,40	0,26	36,20	0,13	15,94	0,11	36,00	0,07	15,68	0,25	35,95	0,05
40	16,63	0,16	36,32	0,08	16,65	0,19	36,35	0,07	16,31	0,31	36,20	0,15	15,89	0,32	35,98	0,10	15,71	0,32	36,01	0,13
50	16,73	0,21	36,37	0,11	16,73	0,16	36,39	0,07	16,58	0,25	36,36	0,10	15,61	0,39	35,98	0,13	16,03	0,40	36,17	0,17
58	16,78	0,21	36,42	0,11	16,77	0,12	36,40	0,06	16,56	0,28	36,36	0,12	15,48	0,24	35,97	0,10	16,29	0,19	36,28	0,10
Reise V/2																				
1	17,48	0,47	36,15	0,18	17,06	0,75	36,25	0,17	16,23	0,16	36,12	0,04								
10	17,13	0,49	36,14	0,19	17,02	0,71	36,25	0,17	16,22	0,16	26,12	0,05								
20	16,75	0,72	36,09	0,18	16,93	0,65	36,25	0,17	16,21	0,15	36,12	0,05								
30	16,43	0,42	36,03	0,16	16,78	0,42	36,20	0,16	16,19	0,14	36,11	0,05								
40	15,84	0,46	35,89	0,17	16,43	0,51	36,16	0,15	15,96	0,22	36,08	0,06								
50	15,67	0,45	35,85	0,11	16,20	0,47	36,10	0,15	15,43	0,40	35,97	0,08								
60	15,52	0,28	35,87	0,14	16,02	0,68	36,07	0,18	14,80	0,55	35,85	0,08								
Reise VI																				
1	17,67	0,08	36,28	0,02	18,09	0,58	35,87	0,13												
10	17,67	0,08	36,27	0,02	17,90	0,39	35,83	0,23												
20	17,65	0,07	36,27	0,02	17,79	0,36	35,92	0,11												
30	17,55	0,14	36,26	0,02	17,73	0,33	35,95	0,11												
40	17,35	0,21	36,23	0,05	17,70	0,27	35,99	0,10												
50	16,70	0,40	36,09	0,08	17,59	0,23	36,00	0,08												
60	16,02	0,17	35,98	0,03	17,47	0,21	36,02	0,05												

Tabelle 5

3stündige maximale Änderung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte bei der Dauerstation (sechs Meßfahrten) vor Cap Blanc

Tiefe (m)	Temperatur		Salzgehalt		Dichte	
	ΔT	Zeit	ΔS	Zeit	$\Delta \sigma_t$	Zeit
1	1,59	24. 9. 70 00 ^h –03 ^h	0,30	12. 7. 74 16 ^h –19 ^h	0,38	20. 3. 73 10 ^h –13 ^h
10	0,92	24. 9. 70 18 ^h –21 ^h	0,27	18. 1. 73 19 ^h –22 ^h	0,23	24. 9. 70 18 ^h –21 ^h
20	1,26	31. 10. 71 10 ^h –13 ^h	0,24	21. 1. 73 13 ^h –16 ^h	0,24	25. 9. 70 00 ^h –03 ^h
30	1,67	27. 9. 70 09 ^h –12 ^h	0,37	19. 1. 73 22 ^h –01 ^h	0,33	27. 9. 70 09 ^h –12 ^h
40	1,54	5. 11. 71 07 ^h –10 ^h	0,40	20. 3. 73 04 ^h –07 ^h	0,25	24. 9. 70 12 ^h –15 ^h
50	1,39	21. 3. 73 04 ^h –07 ^h	0,52	21. 3. 73 04 ^h –07 ^h	0,25	24. 1. 73 07 ^h –10 ^h
B	1,70	25. 3. 73 16 ^h –19 ^h	0,54	23. 3. 73 19 ^h –22 ^h	0,27	21. 3. 73 13 ^h –16 ^h

Literaturverzeichnis

- BÖHNECKE, G., Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche des Atlantischen Ozeans. Wiss. Ergebn. DAE „Meteor“ 1925–27, 7 (1936).
- BRULHET, J., Eleven years of hydrological observations near Cap Blanc. Coastal Upwelling Ecosystems Analysis, Vol. 3, No. 1 (1974).
- CHARNEY, J. G., The generation of oceanic currents by wind. Journ. Mar. Res. 14 (1955).
- DEFANT, A., Physical Oceanography. Oxford, London, New York, Paris (1961).
- HAGEN, E., Ein einfaches Schema der Entwicklung von Kaltwasserauftriebszellen vor der nordwestafrikanischen Küste. Beitr. Meereskunde, H. 33 (1974a).
- HAGEN, E., Einige Ergebnisse der 1971 im Kaltwasserauftriebsgebiet vor Cap Blanc durchgeführten Strömungsmessungen. Beitr. Meereskunde, H. 33 (1974b).
- HAGEN, E., Ein Beitrag zur Erkundung des Kaltwasserauftriebes vor NW-Afrika, speziell für das Schelfgebiet vor Cap Blanc. Beitr. Meereskunde, H. 37 (1975).
- HALPERN, D., Villa Cisneros Winds. Coastal Upwelling Ecosystems Analysis, Vol. 2, No. 8 (1973).
- HANN-SÜRING, Lehrbuch der Meteorologie. Leipzig, 5. Auflage, 2 (1943).
- HIDAKA, K., A contribution of the theory of upwelling and coastal currents. Transact. Americ. Geophys. Union 35 (3), (1954).
- MITTELSTAEDT, E., Der hydrographische Aufbau und die zeitliche Variabilität der Schichtung und Strömung im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet im Frühjahr 1968. Meteor Forsch. Ergebn. A, 11a (1972).
- MITTELSTAEDT, E. und KOLTERMANN, K. P., On the currents over the shelf off Cap Blanc in the North-West African upwelling area. Dtsch. Hydrogr. Z. 26 (5), (1973).
- NEHRING, D., SCHEMAINDA, R. und SCHULZ, S., Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks.
Teil I: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 1. 7. bis 23. 11. 1970. Geod. Geophys. Veröff., Reihe IV, Heft 7 (1972).
Teil II: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 23. 3. bis 25. 6. 1971. Geod. Geophys. Veröff., Reihe IV, Heft 9 (1973).
Teil IV: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 7. 6. bis 7. 9. 1972. Geod. Geophys. Veröff., Reihe IV, Heft 12 (1974).
Teil Vb: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 4. 2. bis 18. 4. 1973. Geod. Geophys. Veröff., Reihe IV, Heft 15 (1975).

- ROSSIGNOL, M. und ABOUSSOUAN, M. T., Hydrologie Marine Cotiere de la Presquîle du Cap Vert. ORSTOM, Centre Oceanogr. de Dakar-Thiaroye (1965).
- SCHEMAINDA, R., NEHRING, D. und SCHULZ, S., Beiträge der DDR zur Erforschung der küstennahen Wasserauftriebsprozesse im Ostteil des nördlichen Zentralatlantiks.
Teil III: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 16. 9. bis 17. 12. 1971. Geod. Geophys. Veröff., Reihe IV, Heft 10 (1973).
Teil Va: Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Meßfahrt vom 16. 11. 1972 bis 3. 2. 1973. Geod. Geophys. Veröff., Reihe IV, Heft 14 (1975).
- SCHEMAINDA, R., NEHRING, D. und SCHULZ, S., Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion 1970 bis 1973. Geod. Geophys. Veröff., Reihe IV, Heft 16 (1975).
- SHAFFER, G. R., A theory of time-legendent upwelling induced by a specially and temporally varying wind with emphasis on the effects of a sea breeze — land breeze cycle. Kieler Meeresf., XXVIII, Heft 2 (1972).
- TOMCZAK, M. jr., Schwankungen von Schichtung und Strömung im westafrikanischen Auftriebsgebiet während der Nordatlantischen Expedition 1957. „Meteor“ Forsch. Ergeb., Reihe A, No. 7 (1970).
- TOMCZAK, M. jr., An investigation into the occurrence and development of cold water patches in the upwelling region off NW Africa (Roßbreiten-Expedition 1970). „Meteor“ Forsch. Ergeb., Reihe A, No. 13 (1973).
- WOLF, G., Über die jahreszeitliche Veränderung der *T-S*-Eigenschaften quasipermanenter Wasserarten im Fehmarnbelt. Beitr. Meereskunde, H. 39 (1977).
- WOLF, G. und KAISER, W., Über den Jahreszyklus der *T-S*-Eigenschaften quasipermanenter Wasserarten und die Ergebnisse produktionsbiologischer Untersuchungen auf dem Schelf vor Cap Blanc. Geod. Geophys. Veröff., Reihe IV (im Druck, 1978).
- WOOSTER, W. S. and REID, J. L., Eastern boundary currents. The sea, Vol. 2 (1963).
- WOZNIAK, ST., Significance of upwelling for fisheries in the Region of North-West Africa. Morskigo Institute Rybackiego, Serie A, Oceanografia i Biologia Rybacka, 15 (1969).
- YANAI, M. and MARUYAMA, T., Stratospheric Wave Disturbances Propagating over the Equatorial Pacific. Journ. of the Meteorol. Soc. of Japan, Vol. 44, No. 5 (1966).

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Met. G. WOLF

Institut für Meereskunde der AdW der DDR

DDR-253 Rostock-Warnemünde

Küstenströmungen unter Berücksichtigung der Ostseeverhältnisse

Von RYSZARD ZEIDLER

1. Allgemeine Charakteristik der Wasserbewegung in der Küstenzone

Die bestehenden Modelle der großräumigen Wasserkirkulation in Meeren und Ozeanen berücksichtigen zwar die an den Küsten dieser Wasserräume herrschenden Verhältnisse, tun dies aber auf vereinfachte, wenn auch für ihre Zwecke ausreichende Weise. Deshalb beschreiben diese Modelle nicht die in der Küstenzone auftretenden Strömungseinzelheiten in ihrer gesamten Kompliziertheit. Manchmal sind sie auch qualitativ mit der wirklichen Lage nicht übereinstimmend. Die Zirkulationssysteme

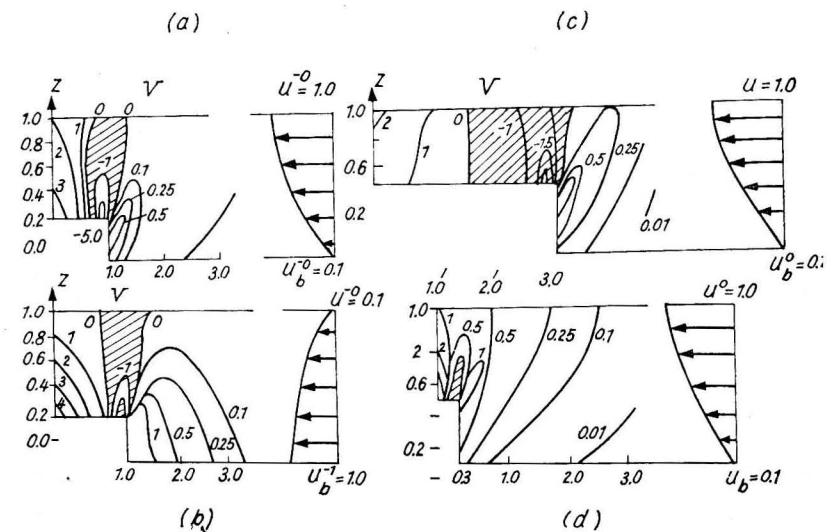


Abb. 1. Veränderung der Geschwindigkeitsprofile der an der Küstensandbank (Schelf) anlaufenden Strömung nach NILER und SPIGEL (1968)

verändern sich beachtlich in dem Maße, wie sie sich der Küste nähern. Als charakteristisches Beispiel kann die Arbeit von NILER und SPIGEL (1968) dienen. Einige Ergebnisse dieser Arbeit sind in Abb. 1 gezeigt. Die Werte auf den Linien gleicher Geschwindigkeit sind in relativen Einheiten angegeben im Verhältnis zur Maximalgeschwindigkeit der Strömung eines offenen (Schelf) Meeres/Ozeans. In allen vier Fällen der Geschwindigkeitsverteilung auf Abb. 1 können folgende Eigenschaften festgestellt werden:

1. Entgegengesetzte Strömungen vor dem Schelfabhang (schraffiertes Gebiet),
2. Auftreten maximaler Geschwindigkeiten zu beiden Seiten der Küstengewässer,
3. Auftreten maximaler Geschwindigkeiten (in vertikalem Durchschnitt) am Ende der Küstenzone mit geringerer Tiefe in allen Schemen außer c).

Diese Gemeinsamkeit aller Ergebnisse, d. h. Unabhängigkeit von den Durchflußbedingungen und vom speziellen Bodenrelief weist auf eine hohe Übereinstimmung des theoretischen Modells mit den Meßergebnissen in natura hin, was tatsächlich in gewissen Grenzen der Fall ist (vgl. SWALLOW und WORTHINGTON, 1961 für Golfstrom; REID, 1962 für Kalifornien).

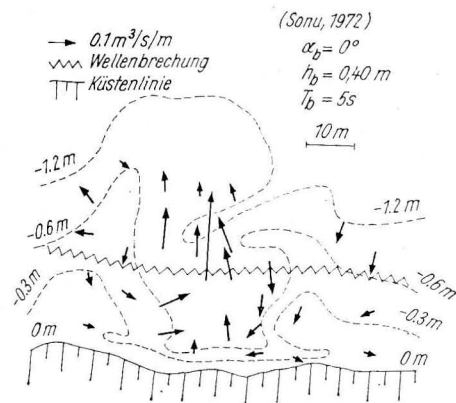


Abb. 2. Geschwindigkeitsvektoren der Küstenströmungen (SONU 1972)

Die allseitige Anwendbarkeit eines allgemeinen, die Strömungen eines tiefen Meeres auf die Küstenzone extrapolierenden Modells ist jedoch schwer anzunehmen (wie in Modell von NILLER und SPIGEL). Außer der horizontalen Strömung in der Küstenzone — ähnlich wie im tiefen Meer und Ozean, wenn auch in anderem Ausmaß — treten Erscheinungen auf, deren hydrodynamische Beschreibung äußerst kompliziert ist. Dazu gehören vor allem Strömungen und Vermischung in vertikaler Richtung, Wellenbewegungen sowie thermische Erscheinungen. Da sie nicht Erörterungsgegenstand dieser Arbeit sind, werden wir sie nur kurz behandeln.

In der Küstenzone treten in stärkerem Maße die Vertikalzirkulation begünstigende Faktoren auf als in der Tiefwasserzone. Zu ihnen gehören: höhere Turbulenz infolge Transformation hydrodynamischer Prozesse und Wechselwirkung mit dem Grund, Süßwasserzufluß vom Festland, intensivere Abkühlungs- und Erwärmungsprozesse, Sättigung des Wassers mit Geschiebesuspensionen u. a. Die vertikale Zirkulation kann unmittelbar in der Seichtwasserzone entstehen oder auch aus der Tiefwasserzone durchdringen. Das Upwelling Modell in der Seichtwasserzone kann, gestützt auf die Kontinuitätsbedingung, in Richtung zur und von der Küste, formuliert werden. Ein derartiges Modell wurde in den Arbeiten von HSUEH und O'BRIEN, 1971; GARVINE, 1971 und POSTNOVA, 1962 erörtert. In der ersten wurden sechs die Aufgabe bestimmende Parameter — Geschwindigkeit, Entfernung, Corioliskraft, Austauschkoefizienten — angenommen und Berechnungen für die natürlichen Verhältnisse in den Schelfen von Oregon, Peru und Florida durchgeführt, ohne sie jedoch durch Meß-

ergebnisse zu belegen. In den übrigen zwei Arbeiten sind die Annahmen wohl zu sehr vereinfacht — größere Tiefe als die Reibungstiefe bei GARVINE und Trennung von der Tiefwasserzone bei POSTNOVA. Man muß mit diesem Schluß übereinstimmen, denn in der Tat wird die Küstenzone durch kleine sich an den Ufern bis Null verringernde Tiefen und durch ein ungleichmäßiges Grundrelief charakterisiert, was die Transportprozesse sehr kompliziert. Wie allgemein bekannt ist, besitzen die Wellenbewegungen eine große Verschiedenartigkeit. Sie treten auf in Form von Windwellen, die zur energetischen Bilanz der Ostsee die meiste Energie beitragen und am Ufer die Brandungsschwebungen (surf beats) verursachen, von Seiches, von Inertialschwingungen und anderen unperiodischen Bewegungen, in anderen Meeren kommen dazu Gezeiten und Tsunami. Zu den Windwellen werden wir in unserer Arbeit noch zurückkehren, andere Oszillationsbewegungen sind für die Ostsee ohne wesentliche Bedeutung. Was die Brandungsschwebungen betrifft, so scheint als die am besten begründete Hypothese die von LONGUET-HIGGINS vom Zusammenhang dieser Schwingungen mit der Gruppenstruktur der Windwellen zu gelten. Den Zusammenhang der Höhe h_{sb} und der Periode T_{sb} von surf beats mit den entsprechenden Windwellenparametern ohne Index bestimmen folgende empirischen Ergebnisse

$$h_{sb} = \frac{32}{\sqrt{gh}} \frac{h^2}{T}; \quad T_{sb} = 20T - 50.$$

Dieses Resultat scheint die theoretischen Schlüsse von BICHKOV und STREKALOV (1971) zu bestätigen.

Die Heterogenität der thermischen Struktur der Küstengewässer, obwohl sie allgemein kleiner ist als auf tiefen Gewässern, verursacht die Bildung zusätzlicher Dichteströmungen, die Abänderung anderer Strömungen, die Veränderlichkeit des vertikalen Austausches und dgl.

Eine weitere Folge der thermischen Struktur ist die Entstehung von internen Wellen. PHILLIPS (1969) behauptet, daß im Fall eines großen Dichtegradienten lange Wellen von unbedeutender Steilheit überwiegen, weil mit steilen Wellen große, zur lokalen Vergrößerung der Instabilität auf Kämmen und somit zur Wellendegeneration führende Geschwindigkeiten der Wasserelemente verbunden sind. Daher hängen interne Wellen von einer größeren Anzahl von Faktoren ab, als es bei Wellen auf freier Oberfläche der Fall ist. Darüber hinaus kommen in der Seichtwasserzone zusätzliche Parameter ins Spiel, wie Tiefe, Entfernung der Dichtesprungschicht vom Grund, Neigung des Grundes. Nach LA FOND (1962) unterliegen interne Wellen auf seichtem Wasser der Refraktion und brechen immer am Ufer. PHILLIPS (1969) nimmt an, daß interne Wellen auf steilem Grund immer der Transformation unterliegen und eine „Bore“ mit vertikaler Front bilden. COX (1962) behauptet, die Küstenzone begünstigt die Bildung von Oberwellen bei internen Wellen mit kurzen Perioden, was zur zusätzlichen Turbulenz führen muß. Befindet sich die Dichtesprungschicht am Grund, dann ist das Auftreten der Horizontalasymmetrie der Orbitalgeschwindigkeit möglich (LONGINOV (1963)).

Bisher haben wir die Frage der Windeinwirkung nicht berührt, obwohl es offenbar ist, daß einerseits die an die Küstenzone vom tiefen Meer heranfließende Energie aus der Atmosphäre stammt und daß andererseits der Wind in der Küstenzone selbständige Erscheinungen erzeugen kann. Deshalb verdient der Wind im weiteren Teil der

Arbeit besondere Beachtung. Die Kompliziertheit seiner Einwirkung auf die Wassermassen wurde schon in der Arbeit von TITOV und OSADCHII (1967) nachgewiesen. Sowohl bei vom Festland wie auch in Richtung Festland wehenden Winden wurden Transporte längs der Küste festgestellt. Lokale Transporte längs der Küste wurden schon von SCHADRIN u. ONISCHCHENKO (1975) bei windlosem Wetter gemessen. In der Küstenzone selbst begleiten die direkte Windeinwirkung durch Schubspannungen

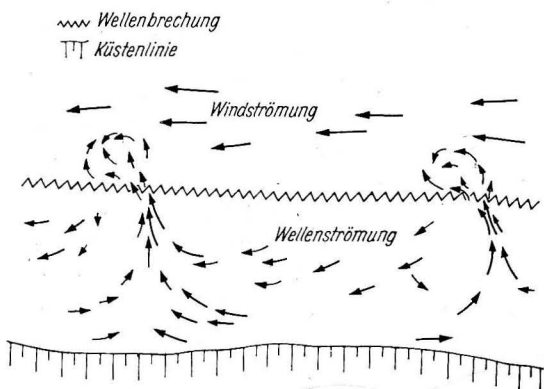


Abb. 3. Schematisierung der Küstenströmungen

mit dem Wind indirekt verbundene Wellenströmungen. Auf den ersten Blick scheinen die dadurch hervorgerufenen Strömungsverteilungen sehr unregelmäßig. Es besteht jedoch die Möglichkeit, diese Strömungen zu schematisieren. Das am besten begründete Schema stellt Abb. 3 dar. Gemäß diesem Schema herrschen in der unmittelbar an die Küste grenzenden Brandungszone durch Wellen erzeugte Strömungen vor, während außerhalb dieser Zone Triftströmungen die wichtigste Rolle spielen.

2. Triftströmungen

Die Größenordnung der einzelnen Terme der NAVIER-STOKESSchen Gleichung für Windströmungen in der Küstenzone kann durch folgende Annahmen bestimmt werden:

Charakteristische Wassergeschwindigkeit	10 cm sec ⁻¹ ,
charakteristische Dichte	$R = 1 \text{ g cm}^{-3}$,
horizontaler Austauschkoeffizient	$10^4 - 10^6 \text{ g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$,
vertikaler Austauschkoeffizient	$10^2 - 10^3 \text{ g cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$.

Die linearen charakteristischen Ausmaße in sehr seichter Küstenzone werden durch folgende Beziehungen,

$$L_y = 10^3 L_z, \quad L_x = 10^4 L_z$$

und in der tieferen Küstenzone durch

$$L_y = 10 L_z, \quad L_x = 10^2 L_z$$

angenommen.

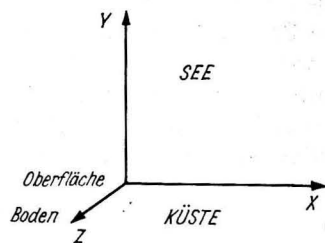


Abb. 4. Angenommenes Koordinatensystem

Nach dieser Einschätzung erhält die Bewegungsgleichung in seichter Küstenzone die Gestalt¹⁾

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{A_z} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\partial^2 y}{\partial z^2} = \frac{1}{A_z} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (2)$$

und für eine tiefere Küstenzone

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{A_z}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (3a)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{A_z}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}. \quad (3b)$$

Es wurde nachgewiesen, daß bis zu kleineren Tiefen als 20 m die Corioliskräfte (u. a. FEDOROV, 1955) und die nichtlinearen Terme bis 100 m (u. a. FELZENBAUM, 1956) vernachlässigt werden können.

Nach Annahme folgender Randbedingungen

$$\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)_{z=0} = -\frac{1}{A_z} \tau_x; \quad \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)_{z=0} = -\frac{1}{A_z} \tau_y; \quad (w)_{z=0} = 0 \quad (4a)$$

an der Wasseroberfläche und

$$u|_{z=H} = \sqrt{\frac{\tau_x}{\eta\rho}}; \quad v|_{z=H} = \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta\rho}} \quad (4b)$$

am Grund — mit dem Reibungskoeffizienten — und zusätzlich

$$\int_0^H v \, dz = 0 \quad H = y \cdot \tan \beta \quad (4c)$$

erhalten wir die nachstehende Lösung für Windströmungen in Gewässern mit kleinen Grundgefällen

$$u = \frac{1}{A} \tau_x (H - z) + \sqrt{\frac{\tau_x}{\eta\rho}} \quad (5a)$$

$$v = \frac{1}{4A_z} \tau_y \left(H - 4z + 3 \frac{z}{H^2} \right) - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta\rho}} \left(1 - 3 \frac{z^2}{H^2} \right) \quad (5b)$$

$$w = -z \tan \beta \left[\frac{1}{4} \frac{\tau_y}{A_z} \left(1 - \frac{z^2}{H^2} \right) + \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta\rho}} \frac{z^2}{H^2} \right] \quad (5c)$$

$$\zeta = -\frac{3}{\rho g \tan \beta} \left[\frac{1}{2} \tau_y (\ln l - \ln y) + \frac{A_z(l-z)}{lH} \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta\rho}} \right] \quad (5d)$$

$$P = \rho g(z - \zeta). \quad (5e)$$

¹⁾ Das Koordinatensystem ist in Abb. 4 gezeigt.

Auf der seeseitigen Grenze $y = l$ haben wir $\zeta = 0$, und auf der Wasserlinie kann ohne großen Fehler angenommen werden

$$\zeta = -\frac{3\tau_y}{2\rho g \tan \beta} \ln l. \quad (5f)$$

Bei großen Grundgefällen, mit der Entwicklung nach dem kleinen Parameter $\varepsilon = \frac{w \cdot R \cdot L_z^2}{L_y \cdot N_z}$, wo R und N_z die charakteristischen Größen der Dichte und des Austauschkoeffizienten sind, erhalten wir

$$u_1 = u_0 + \frac{\rho\tau_x}{A_z^2} \tan \beta \left[\frac{1}{4} \frac{\tau_y}{A_z} \left(\frac{1}{12} H^3 - \frac{1}{2} H z^2 + \frac{2}{3} z^3 - \frac{1}{4} \frac{z^4}{H} \right) - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta\rho}} \left(\frac{1}{4} H^2 - \frac{1}{2} z^2 + \frac{1}{4} \frac{z^4}{H^2} \right) \right] \quad (6a)$$

$$v_1 = v_0 - \frac{\rho\tau_y}{A_z^2} \tan \beta \left[\frac{\tau_y}{16A_z} \left(\frac{2}{105} H^3 - \frac{27}{70} H z^2 + \frac{3}{2} z^3 - \frac{3}{5} \frac{z^5}{H^2} + \frac{3}{10} \frac{z^6}{H^3} \right) - \frac{1}{8} \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta\rho}} \left(\frac{3}{70} H^2 - \frac{12}{35} z^2 + \frac{6}{5} \frac{z^5}{H^3} - \frac{9}{10} \frac{z^6}{H^4} \right) + \frac{3}{2} \frac{A_z}{\eta\rho} \left(\frac{1}{84} H - \frac{1}{35} \frac{z^2}{H} - \frac{1}{12} \frac{z^4}{H^3} + \frac{1}{10} \frac{z^6}{H^5} \right) \right] \quad (6b)$$

$$w_1 = w_0 + \frac{\rho\tau_y}{A_z^2} \tan^2 \beta \left[\frac{\tau_y}{16A_z} \left(\frac{2}{35} H^2 - \frac{9}{70} z^2 + \frac{1}{5} \frac{z^5}{H^3} - \frac{9}{70} \frac{z^6}{H^4} \right) - \frac{1}{8} \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta\rho}} \left(\frac{3}{35} H - \frac{3}{5} \frac{z^5}{H^4} + \frac{36}{70} \frac{z^6}{H^5} \right) + \frac{3}{2} \frac{A_z}{\eta\rho} \left(\frac{1}{84} + \frac{1}{105} \frac{z^2}{H^2} + \frac{1}{20} \frac{z^4}{H^4} - \frac{1}{14} \frac{z^6}{H^6} \right) \right] \quad (6c)$$

$$P_1 = \rho g(z - \zeta_1) \quad (6d)$$

$$\zeta_1 = \zeta_0 + \frac{3\tau_y}{A_z g} \tan \beta \left[\frac{1}{16} \frac{\tau_y}{A_z} \frac{4}{105} (l^2 - y^2) \tan \beta - \frac{1}{8} \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta\rho}} \frac{11}{105} (l - y) - \frac{3}{2} \frac{A_z}{\eta\rho} \frac{2(\ln l - \ln y)}{105 \tan \beta} \right], \quad (6e)$$

wobei die Symbole mit dem Index 0 die Lösung für ein geringes Grundgefälle bilden. Mit einer Genauigkeit von 5% kann für kleine Gefälle $\tan \beta \leq 0,04$ und von 10% für $0,04 < \tan \beta \leq 0,09$ anstatt Formel (6) die erste Approximation (5) angewendet werden.

Im Fall eines ungleichmäßigen Grundes mit beliebigem Gefälle können in den NAVIER-STOKESGleichungen die nichtlinearen Glieder nicht vernachlässigt werden. Statt der Nullintensität des Transportes

$$\int_0^H v dz = 0$$

werden die Intensitäten s_x und s_y angenommen

$$s_x = \int_0^H u dz = -\frac{\partial \psi}{\partial y} \quad (7a)$$

$$s_y = \int_0^H v dz = -\frac{\partial \psi}{\partial x}. \quad (7b)$$

Die endgültige Lösung erhält die Form

$$u_1 = \frac{\tau_x}{4A_z} \left((H - 4z + 3\frac{z^2}{H}) + \frac{3}{2} \frac{H^2 - z^2}{H^3} \frac{\partial \psi}{\partial y} - \frac{3}{2} \frac{1}{H^3} \int_0^H N dz \right) \quad (8a)$$

$$v_1 = \frac{\tau_y}{4A_z} \left((H - 4z + 3\frac{z^2}{H}) - \frac{3}{2} \frac{H^2 - z^2}{H^3} \frac{\partial \psi}{\partial x} - \frac{3}{2} \frac{1}{H^3} \int_0^H M dz \right), \quad (8b)$$

wo

$$[N, M] = \frac{\rho}{A_z} \left[\int_0^H \int_0^H \left(u_0 \frac{\partial [u_0, v_0]}{\partial x} + v_0 \frac{\partial [u_0, v_0]}{\partial y} \right) dz dz' - \int_0^H \int_0^H \left(u_0 \frac{\partial u_0}{\partial x} - v_0 \frac{\partial [u_0, v_0]}{\partial y} \right) dz dz' + \sqrt{\frac{\tau_x, \tau_y}{\eta\rho}} \right] \quad (8c)$$

und der Index 0 sich auf die Lösungen (5) bezieht. Die Funktion des Transportes ψ muß durch die Lösung der POISSONGleichung für ein inhomogenes Medium bestimmt werden

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{H^3} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{H^3} \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = \frac{1}{2A_z} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{H} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{H} \right) \right] - \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{H^3} \int_0^H M dz \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{H^3} \int_0^H N dz \right) \right]. \quad (9)$$

Diese Gleichung kann für die gegebene Küstenzone numerisch nach der Netzmethode gelöst werden.

Die angeführten Formeln wurden auf der Grundlage der seit langem bekannten und in den Arbeiten von SHTOKMAN in den vierziger Jahren vertretenen Annahmen abgeleitet. Eine breitere Anschauungsmöglichkeit der angewandten Methoden bieten für ein tiefes Meer die Arbeiten von FELZENBAUM, dagegen für die Küstenzone die von SCHADRIN (1972).

Zur Prüfung der Richtigkeit der Formeln (5) für Windströmungen hat SCHADRIN (1972) ihren Vergleich durchgeführt mit Ergebnissen der Messungen des Ministeriums für Geologie der UdSSR an den Ostseeküsten mit nicht großen Grundgefällen (1% bis 0,5% bis zur Tiefe von 15–25 m).

Im Vergleich wurde angenommen

$$\tau_x = \kappa \rho_a \overline{W W_x} = 3 \cdot 10^{-6} W^2 \sin \alpha_w \quad (10a)$$

$$\tau_y = \kappa \rho_a \overline{W W_y} = 3 \cdot 10^{-6} W^2 \cos \alpha_w, \quad (10b)$$

wo α_w der Winkel zwischen dem Windgeschwindigkeitsvektor W in der Richtung des gegebenen Profils ist. Angenommen wurde auch $A_z = 100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \text{ sec}^{-1}$ und $\eta = 0,1$. Abb. 5 zeigt eine genügende Übereinstimmung der theoretischen Ergebnisse mit den Messungen. Eine ähnliche Übereinstimmung erhielt HUFFER (1974) für in Zingst, DDR, ausgeführte Messungen. Außerdem erwies es sich hier, daß die für die Entwicklung der festgestellten Windströmungen unter dem Einfluß des stationären Windes

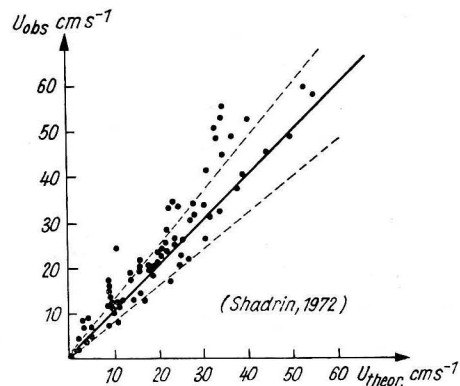


Abb. 5. Vergleich der theoretischen Berechnungen und der Meßergebnisse (SCHADRIN 1972)

nötige Zeit ungefähr 2 Stunden beträgt. Der letzte Schluß stützt sich auf die Korrelationsanalyse, und es ist schwer, dagegen zu diskutieren, obwohl die von ZEIDLER (1971) erzielten Daten auf längere, ca. 6 Stunden dauernde Zeiten hinweisen. Aus der Zeitanalyse von BRETSCHNEIDER, von der später die Rede sein wird, wäre zu entnehmen, daß die etwa 5 Stunden dauernde Entwicklungszeit der Windströmungen charakteristisch sein müßte für ca. 10 m Tiefe und Windgeschwindigkeit von ca. 10 m s^{-1} . Sie wird länger für kleinere Geschwindigkeiten oder größere Tiefen und kürzer für größere Geschwindigkeiten und kleinere Tiefen. Bei Vernachlässigung des nichtstationären Gliedes in den NAVIER-STOKESGleichungen

$$\frac{\partial[u, v]}{\partial t} \ll [u, v] \frac{\partial[u, v]}{\partial x} \quad (11)$$

und Annahme der vorher angeführten Parametergrößen folgt, daß die Entwicklungszeit der festgestellten Windströmungen die Ordnung von 10^4 s haben müßte.

Zu bemerken ist, daß die Windrichtungen sich mit der oberflächennahen Windströmung nur dann genau decken, wenn der Wind ideal senkrecht oder parallel zur Küste weht.

In anderen Fällen entsteht zwischen beiden Richtungen eine Winkelabweichung φ , die maximal bis $40-45^\circ$ reicht, wenn der Wind unter dem Winkel von 65° zur Küste weht. Die Zusammenstellung dieser Winkel und der Werte u/W für die Ostsee kann man in der Arbeit von SOSKIN (1962) finden. Aus den Messungen anderer Forscher

geht hervor, daß sich das Verhältnis u/W von Prozentbruchteil bis ca. 3% verändert. In den ziemlich weitgeführten polnischen Arbeiten in der Putziger Bucht und im Gebiet der Wisla Śmiała-Mündung betrug dieses Verhältnis im Mittel 1,5% (vgl. ZEIDLER, 1971) und entsprach gut den nach der BRETSCHNEIDERSchen Formel (1965) berechneten Werten

$$\frac{u}{W} = \sqrt{\frac{k}{k^*} \sin \alpha_w} \cdot \tanh \left\{ \frac{W \cdot t}{H} \sqrt{k \cdot k^* \sin \alpha_w} \right\} \quad (12a)$$

in der

$$k = 3 \cdot 10^{-6}$$

$$k^* = 15 n^2 H^{-1/3} [\text{Fuß}]$$

$$n = \text{Manningszahl}$$

$$t = \text{Zeit der Windwirkung.}$$

Für seichtes Wasser und lange Zeit t haben wir

$$\frac{u}{W} = \sqrt{\frac{k}{k^*} \sin \alpha_w} \quad (12b)$$

oder

$$u [\text{Fuß s}^{-1}] = 0,0173 W [\text{Knoten}] \cdot H^{1/6} [\text{Fuß}] \cdot \sin \alpha_w \quad (12c)$$

für die am häufigsten auftretenden n .

Aus den Formeln (6) geht hervor, daß die horizontalen Geschwindigkeiten in zwei Tiefen durch Null gehen.

$$z_1 = \frac{\tau_y}{2A_z B} (1 + \sqrt{1 - 4BD}); \quad z_2 = \frac{\tau_y}{2A_z B} (1 - \sqrt{1 - 4BD}) \quad (13)$$

wo

$$B = \frac{3}{4} \frac{\tau_y}{A_z H} + \frac{3}{2} \frac{1}{H^2} \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta \rho}}; \quad D = \frac{\tau_y}{4A_z} H - \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\tau_y}{\eta \rho}}. \quad (14)$$

An der Meeresoberfläche und am Grund fließt das Wasser in Richtung des Windes, dagegen in der Schicht von z_1 bis z_2 in entgegengesetzter Richtung.

Eine einfachere Veränderlichkeit von u, z beobachtete SHEMDIN (1972) in seinen Laboruntersuchungen

$$\frac{u(0) - u(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (15)$$

mit der Karmankonstanten κ , Grundrauigkeit z_0 und dynamischer Geschwindigkeit u_* . Ein solches Profil beobachtete auch BYE (1967) in seinen Ozeanforschungen. Mehr differenzierte Profile der Geschwindigkeit notierte CSANADY (1971), aber in einem dichtemäßig geschichteten Medium (Huronsee).

3. Wellenströmungen

3.1. Allgemeine Beschreibung des Wellenströmungsfeldes

Die Abb. 6 illustriert schematisch die in der Natur beobachteten Verhältnisse der Küstenströmungen. Die Windströmungen (Trift) bilden den wesentlichen Bestandteil des Strömungsfeldes weit von der Küste, während in der Brandungszone der Hauptbestandteil von Wellenströmungen stammt.

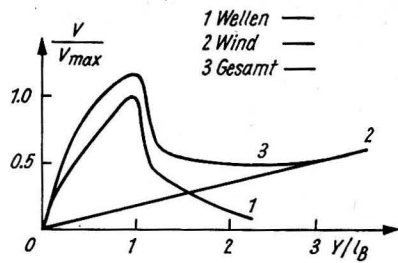


Abb. 6. Approximative Abschätzung der Bedeutung der Wind- und Wellenströmungen

Der Verfasser dieser Arbeit führte Wellenströmungsmessungen an der libyschen Küste des Mittelländischen Meeres (Benghazi) und an der polnischen Ostseeküste (Lubiatowo) durch. Beide Küsten sind sandig, haben ein paralleles Isobathensystem, aber die libysche Küste hat ein mittleres Unterwassergefälle von ca. 4% und ist grundsätzlich barrenlos, ausgenommen das Seichtwasser an der Küste vor dem die Brecherzone liegt und die Brecher vom Typ „plunging“ sind, während das Gefälle der Ostseeküste bedeutend kleiner ist (ca. 1%). Die Zahl der Barren reicht hier bis vier, und die Brecher sind meistens vom Typ „spilling“ oder „surfing“. Die Messungen erfolgten mittels Schwimmkörpern, die in verschiedenen Entfernungen von der Küstenlinie in Abständen von 400 bis 800 auf die Oberfläche des Wassers gelassen wurden.

Die an beiden Küsten beobachteten charakteristischen Strömungsfelder sind in Abb. 7 und 8 dargestellt. Im Fall des Ausbleibens eines feststellbaren Wellenganges bilden sich Windtriftströmungen, die sich je nach der Entfernung von der Küste vergrößern, wie am 5. März. Durch die Entstehung der Brecherzone wird die Bildung von zwei grundsätzlichen Typen der Wasserzirkulation verursacht:

- a) gleichgerichtete — die Küste entlang durchfließende Strömungen, manchmal mit Zickzacktrajektorien der Wasserelemente;
- b) entgegengesetzte Strömungen zwischen den Konvergenz- und Divergenzgebieten.

In großer Annäherung können diese Typen den von SONU (1972) vorgeschlagenen, auf Abb. 9 gezeigten Schemen zugeordnet werden. Die Verschiedenartigkeit beider Küsten ermöglicht folgende Schlussfolgerungen aus der Analyse sämtlicher Messungen. Gleichgerichtete Strömungen treten im Fall stärkeren Wellenganges, der unter einem Winkel zur Küstenlinie gerichtet ist, auf, wobei keine wesentliche Differenzierung der

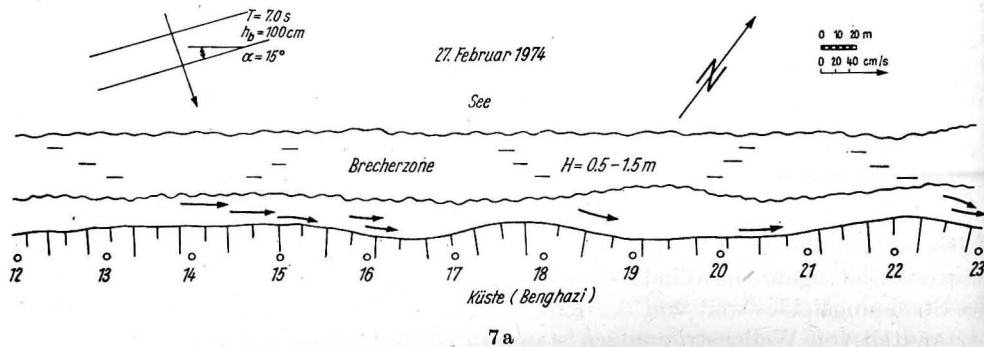
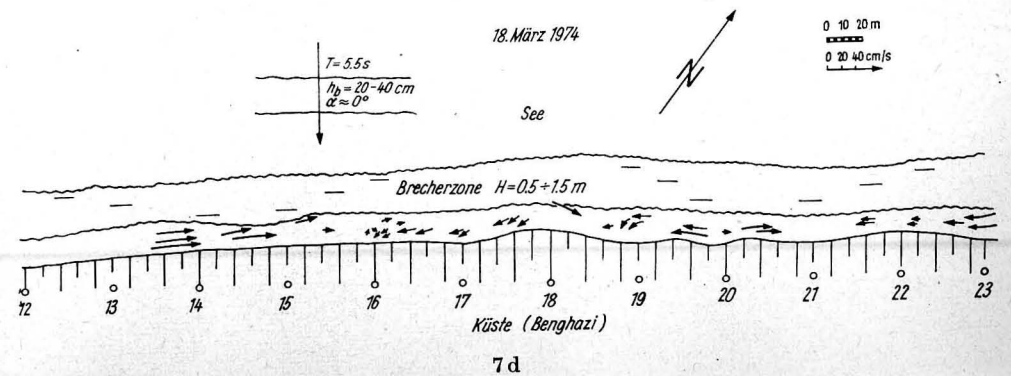
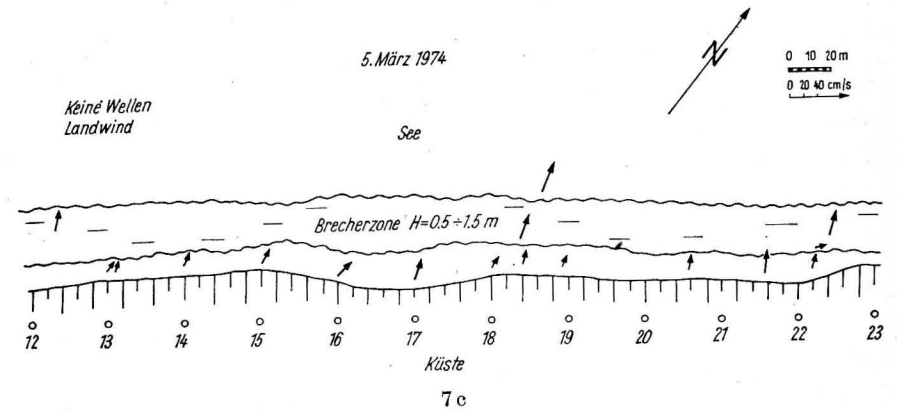
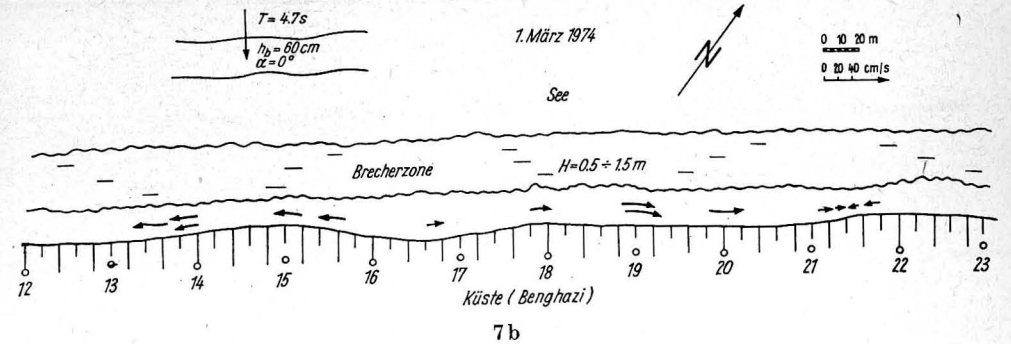


Abb. 7. Wellenströmungsfelder im Raum von Benghazi (Libyen)

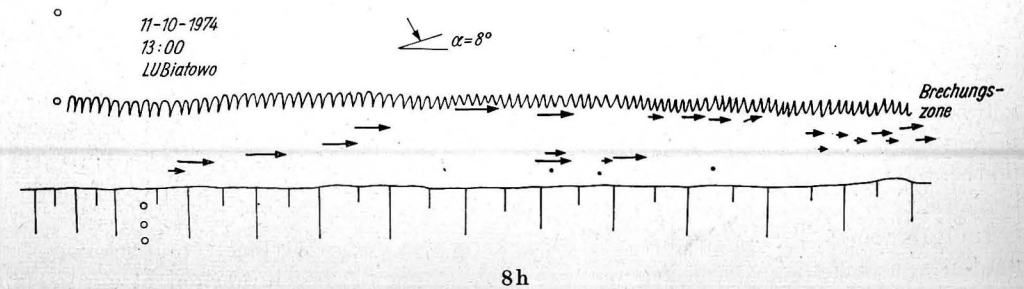
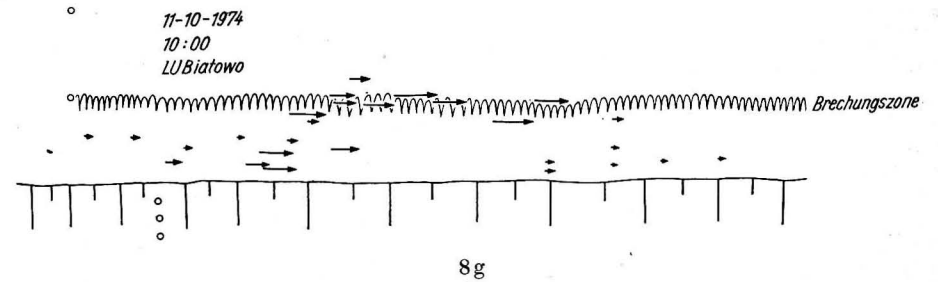
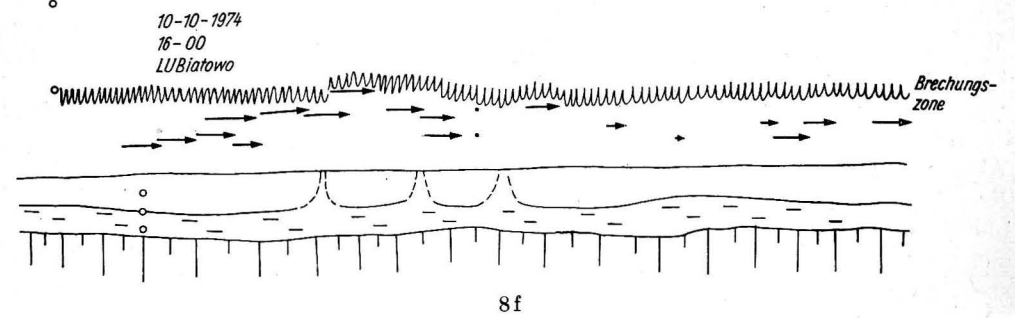
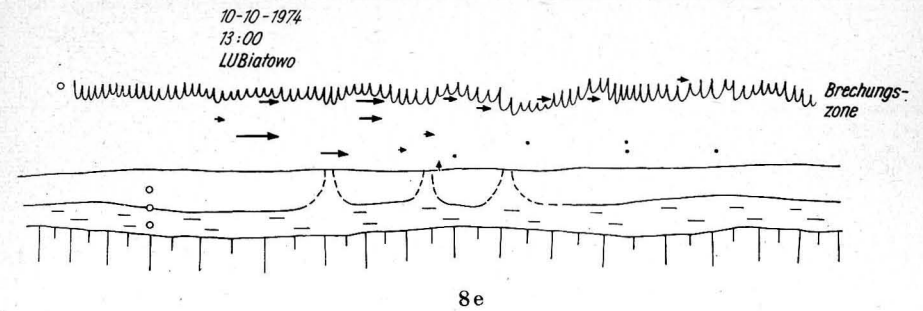
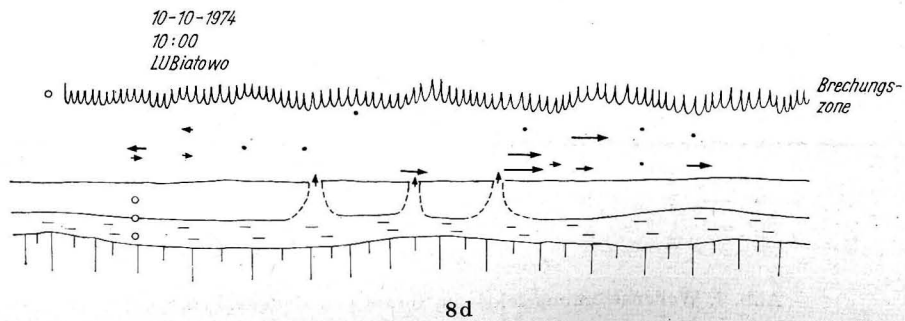
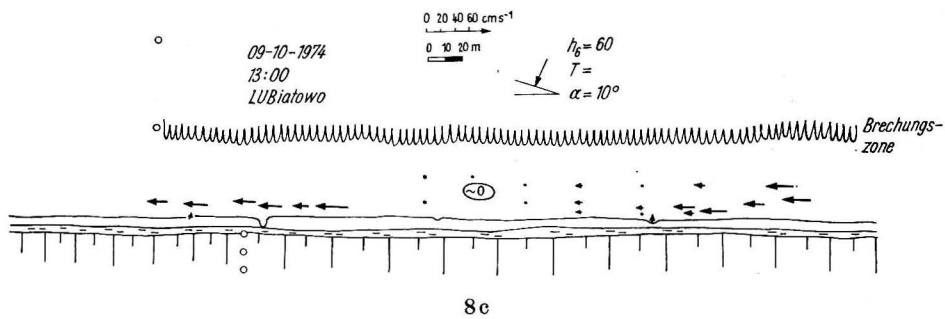
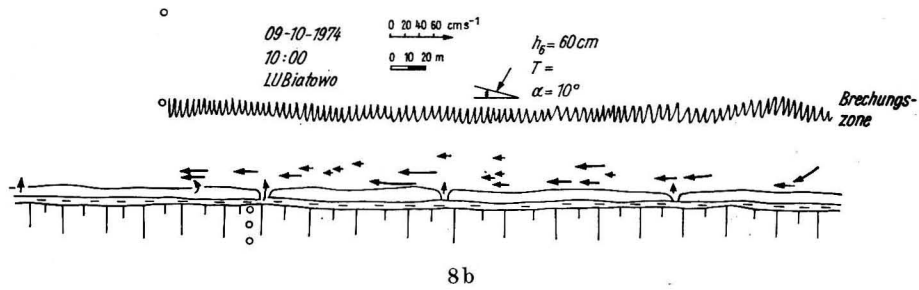
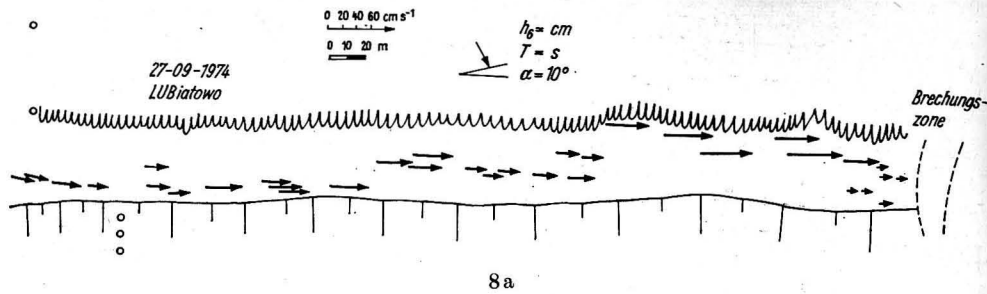


Abb. 8. Wellenströmungsfelder im Raum von Lubiato (Ostsee)

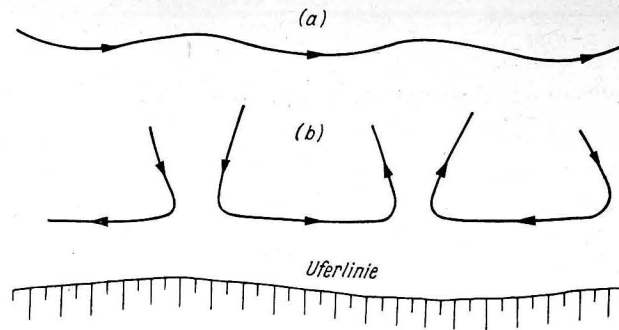


Abb. 9. Schematische Typen der Wasserzirkulation in der Küstenzone

Wellenhöhe entlang ihrer Kämme auftritt. Typ a) tritt also in der entschiedenen Mehrzahl in den in der Ostsee beobachteten Lagen (Abb. 8) und bei starken Strömungskomponenten längs der Küste auf — an den libyschen Küsten 27. Februar, (Abb. 7). Im Fall eines senkrechten Anlaufens der Wellen an die Küste (1. März, 18. März auf Abb. 7) bilden sich Zweirichtungsströmungen, in deren Gefolge das Wasser aus den Konvergenzgebieten ins Meer abfließt, Schema b). Dieser Abfluß ist an der Meeresoberfläche schwächer und verstärkt sich unter der Meeresoberfläche, worauf deutlich sichtbare Geschiebewölckchen hinweisen, was SONU bestätigt. Möglich sind zwei Entstehungsursachen der Zweirichtungsströmungen:

1. Transportdurchfluß vom seichteren Küstenraum zum tieferen,
2. küstenparallel bestehende Wellenhöhendifferenzierung.

Beide Faktoren waren an der libyschen Küste maßgebend, während in der Ostsee der zweite Faktor nur vereinzelt zur Entstehung schwach bemerkbarer Zweirichtungsströmungen beiträgt. Die Gestalt des Bodenreliefs ist für den Charakter der Strömungen von wesentlicher Bedeutung. Die auf festem und beweglichem Grund geführten Laboruntersuchungen (TARNOWSKA, ZEIDLER, 1975) bewiesen, daß der unter Sturm- einwirkung umgebaute Grund den Charakter der Transportprozesse verändert. Da sich dabei die Formen des Grundes verändern, ist der Prozeß gegenseitiger Wechselwirkungen von Wellen und Strömungen mit dem Grund kompliziert und erfordert weitere Untersuchungen.

Von der Gestalt des Grundes und einer Reihe damit gekoppelter Faktoren hängt der Austausch der Zirkulationszellen ab. Die Entfernungen zwischen den Abflußstellen der Rückströmungen (rip currents) betragen ca. 50 m in der Ostsee und bis 500 m im Mittelländischen Meer.

Die in der Ostsee mehrmals in der Entwicklungszeit eines Sturmes (Abb. 8) durchgeführten Beobachtungen zeigen, daß die Entwicklungszeit dieser Strömungen bedeutend kürzer ist als die analoge Zeit für die Triftströmungen. Die Wellenfeldveränderung wird von einer fast sofortigen Wellenströmungsfeldveränderung begleitet.

Im Rahmen der hier angeführten Analyse kann man einige Wellenströmungskomponenten unterscheiden, deren gegenseitige Einwirkung die beschriebenen Effekte erzeugt. Nachstehend eine kurze Schilderung dieser Komponenten.

3.2. Energetische Wellenströmungen

Energetische Komponenten der Wellenströmungen entstehen infolge der Umwandlung der Wellenenergie in die Energie der Strömungen längs der Küste, insbesondere durch das Brechen der Wellen. Die Gleichungen für diese Strömungen wurden bisher ausschließlich aus dem

1. Energieprinzip und dem Impulserhaltungsgesetz (PUTNAM, MUNK und TRAYLOR 1949, EAGLESON 1965, SCHADRIN 1972),
2. dem Massenerhaltungsgesetz (BRUUN 1963, INMAN und BAGNOLD 1963), sowie
3. den empirischen Abhängigkeiten (z. B. HARRISON und KRUMBEIN 1964) abgeleitet.

In der von PUTNAM u. a. gegebenen energetischen Fassung werden Zusammenhänge für die einzelne Welle zur Beschreibung des in die Brandungszone eindringenden Energiestromes angenommen. Ferner wird postuliert, daß ein Teil s dieser Energie an die Längsströmung übertragen wird. Die Energie der Strömung längs der Küste wird durch die Bodenreibung mit dem Koeffizienten f ausgeglichen. Aus dem Vergleich geht hervor, daß

$$v = \left(0,871 g \frac{s}{f} \frac{m h_b^2}{T} \sin 2\Theta_b \right)^{1/3} \quad (16)$$

wo m das Grundgefälle, ist Θ_b — der Winkel zwischen der Küstenlinie und der Linie der brechenden Wellen, h_b — Höhe der brechenden Wellen, T — Periode der Welle, g — Erdbeschleunigung. Der Impulserhaltungssatz diente PUTNAM u. a. zur Ableitung der analogen Formel

$$v = \frac{a}{2} \left(\sqrt{1 + \frac{4c \sin \Theta_b}{a}} - 1 \right) \quad (17)$$

wo $a = \frac{2,61 m \cdot h_b \cdot \cos \Theta_b}{f \cdot T}$ und c die Phasengeschwindigkeit der Welle ist.

SCHADRIN geht mit dieser Analyse noch weiter. Er sondert drei Teile der Küstenzone ab und bestimmt in jeder von ihnen die Geschwindigkeiten bei Anwendung der energetischen Methode. Die erste SCHADRINSche Unterzone deckt sich mit dem von uns angenommenen Grundbereich des Auftretens von Küstenströmungen von der Küstenlinie bis zur Brechungszone, in der der Hauptteil der Wellenenergie auf die Strömung übertragen wird. Die zweite Unterzone verläuft von dieser Brechungszone bis zu den am weitesten ins Meer herausgestreckten Gebieten sich brechende Wellen und die dritte von der Grenze der zweiten Unterzone bis zum meeresseitigen Ende der Küstenzone. Die Geschwindigkeiten in der zweiten Unterzone bestimmt SCHADRIN, indem er aus der Bilanz der zugeführten und bis an die Grenzen dieser Unterzone abgeführten Energie ausgeht, wozu er wieder von der Theorie der einzelnen Wellen Gebrauch macht.

Er erhält folgende Abhängigkeiten

$$V = \frac{a}{2} (h_1^2 - h_2^2) \left[\sqrt{1 - 6,04 \sqrt{g} \frac{h_1^{5/2} - h_2^{5/2}}{a(h_1^2 - h_2^2)} \sin \Theta_b} - 1 \right] \quad (18)$$

$a = 3,34 \frac{\cos \Theta_b}{f \cdot T \cdot l}$ wo l die Breite der zweiten Unterzone ist.

Durch Ausnutzung der Theorie der abgebrochenen Amplitude für die dritte Unterzone erhalten wir

$$V = \frac{a}{2} \left(\sqrt{1 + 4 \frac{f}{\tan \beta} \tan \alpha} - 1 \right), \quad a = 0,785 \frac{\tan \beta}{f} \frac{h^2}{TH} \operatorname{cth} \frac{2\pi H}{L} \cos \alpha. \quad (19)$$

Die Formeln (16)–(19) haben einige Fehler. Erstens bestimmen sie die mittleren Geschwindigkeiten sowohl für die ganze Küstenzone (Unterzone) wie auch für die ganze Tiefe. Die Koeffizienten s und f , oder mindestens f , bleiben unbestimmt und erfordern entweder empirische Daten oder eine empirische Bestimmung von f durch die Formeln (16)–(19) für gewisse Bedingungen, was jedoch die Gefahr des geschlossenen Rades (Tautologie) nach sich zieht. Darüber hinaus, wie GALVIN (1967) nachweist, sind die PUTNAM'SCHEN Annahmen gleichbedeutend mit der Notwendigkeit, die Ungleichung

$$c_b \cdot \sin \Theta_b > V$$

zu erfüllen, die in der überwiegend großen Zahl der empirisch beobachteten Fälle nicht erfüllt wird. SHEPARD und INMAN (1951) geben die teilweise Richtigkeit der Methode PMT – bis vor kurzem allgemein akzeptiert – zu, die aus dem Pulsationscharakter der Strömungen und der Unbeständigkeit des Koeffizienten f resultiert, der von der Geschwindigkeit umgekehrt proportional abhängt.

Im Rahmen der Massenerhaltungstheorie nimmt BRUN (1963) an, daß die brechende Welle das Wasserniveau hebt; dieser Gradient wird im Rahmen der Durchflußtheorie mit freiem Spiegel durch die Grundreibung ausgeglichen.

Er erhält demnach

$$V = C_f' \left[\frac{h_b^{3/2} m(\sin 2\Theta_b)}{T} \right]^{1/2}, \quad (20)$$

wo C_f' der durch die Konstante – 0,25 im Laboratorium und 0,13 in der Natur – multiplizierte Koeffizient Chezy C_{fe} ist.

GALVIN und EAGLESON (1965) vergleichen die volle Transportintensität längs der Küste mit der Transportintensität längs der Küste durch den Wellenbereich $A_w C_b \sin \Theta_b$, wobei man erhält

$$V = K g m T \sin 2\Theta_b, \quad (21)$$

mit

$$K = \left[1 + \frac{H_b}{h_b} - \frac{a_b}{h_b} \right] : 2 \left(\frac{H_b}{h_b} \right)^2$$

a_b die Höhe der brechenden Welle ist; K kann sich verändern von ca. 0,6 bis ca. 1,1. Auch hängt V in der Formel (21) von der Höhe h_b ab, und zwar indirekt, da von h_b die Breite der Durchflußzone längs der Küste abhängig ist.

GALVIN (1967) führte einen vielvariantigen Vergleich der Hauptformeln der drei genannten Richtungen (Energie- und Impulserhaltung, Massenerhaltung und empirische Abhängigkeiten) durch und stellte fest, daß die beste Übereinstimmung mit den glaubwürdigsten Meßdaten die Formeln (20) und (21) ergeben.

Die wesentliche Verbesserung der Einschätzung der Geschwindigkeit von energetischen Strömungen führte zur Einführung des Begriffes „radiation stress“, der von LONGUET-HIGGINS und STEWART (1960–1964) entwickelt wurde. Sie bewiesen, daß

die Anwesenheit des Wellenzuges von der Amplitude a im Wasser von der Tiefe H die Impulsströmung in Richtung der Wellenausbreitung um die Größe

$$S_{nn} = E \left(\frac{1}{2} + \frac{2kH}{\sinh 2kH} \right) \quad (22a)$$

sowie in der Richtung längs der Küste um

$$S_{tt} = E \left(\frac{kH}{\sinh 2kH} \right), \quad (22b)$$

wo

$$E = \frac{1}{2} \rho g a^2; \quad k = \frac{2\pi}{L}$$

vergrößert.

Die Komponenten des „radiation stress“ können freilich für jede Richtung ausgedrückt werden, darunter auch der längs der Küste. Aus der Bilanz des „radiation stress“, der REYNOLSSCHEN Spannungen und der Grundreibung geht die Grundgleichung

$$-\frac{\partial S_{xy}}{\partial x} - \frac{\partial (H\tau_{xy})}{\partial x} + f_y = 0, \quad (23)$$

die in Abb. 10 dargestellt ist, hervor.

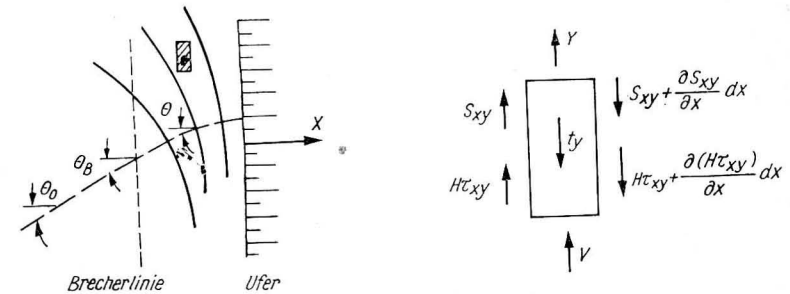


Abb. 10. Kräftebilanz im Modell „radiation stress“

Im allgemeinen Fall haben wir

$$S_{xy} = (S_{nn} - S_{tt}) \sin \Theta \cos \Theta = E \left(\frac{1}{2} + \frac{2kH}{\sinh 2kH} - \frac{kH}{\sinh 2kH} \right) \cdot \sin \Theta \cdot \cos \Theta = E \frac{c_g}{c} \cos \Theta \sin \Theta = (E c_g \cos \Theta) \frac{\sin \Theta}{c}. \quad (24)$$

Außerhalb der Brandungszone $S_{xy} = \text{const} = 1/2 E_0 \sin 2\Theta_b$, d. h. der „radiation stress“ erreicht ein Maximum für $\Theta_0 = 45^\circ$. In der Brandungszone ist die Energieströmung $E_{cg} \cos \Theta$ in Hinsicht auf die Wellenbrechung und die Grundreibung unbeständig, was geschrieben werden kann als

$$a = \alpha H. \quad (25)$$

Für die lineare Theorie im seichten Wasser erhalten wir

$$-\frac{\partial s_{xy}}{\partial x} = \frac{5}{4} \alpha^2 \rho (gH)^{3/2} s \frac{\sin \Theta_b}{(gH_b)^{1/2}}, \quad (26)$$

wo $s = -\frac{dH}{dx}$ ist.

Die Grundreibung kann mit

$$f_v \vec{e}_v = -\frac{2\alpha}{\pi} + \rho (gH)^{1/2} v \vec{e}_v \quad (27)$$

ausgedrückt werden, wo \vec{e}_v der Einheitsvektor in der Richtung längs der Küste und v Geschwindigkeit der Strömung längs der Küste ist. Der Koeffizient f kann durch Analogie mit rauhen Rohren oder offenen Wasserläufen beurteilt werden.

Übereinstimmend mit vielen empirischen Daten kann $f = 0,01$ angenommen werden, was in vielen Arbeiten bestätigt ist. Die REYNOLDSSchen Schubspannungen werden ausgedrückt durch

$$\tau_{xy} = -A_y \frac{dv}{dx}. \quad (28)$$

In einer analogen Arbeit hat BOWEN (1969) $A_y = \text{const}$ angenommen, aber LONGUET-HIGGINS stellt mit Recht fest, daß der horizontale Koeffizient der turbulenten Viskosität A_y zum Ufer hin kleiner werden mußte. Durch Annahme eines charakteristischen Maßes als Entfernung von der Küste (x) sowie der charakteristischen, zu $(gH)^{1/2}$ proportionalen Geschwindigkeit, nahm er an, daß

$$A_y = N \rho (gH)^{1/2} x,$$

wobei N der Proportionalitäts-Koeffizient ($0 < N < 0,016$) ist. Hierbei ist zu bemerken, daß der zweite durch BOWEN (1969) eingeführte Unterschied die Annahme der Proportionalität der Grundreibung zur Geschwindigkeit v ist, während LONGUET-HIGGINS nachweist, daß sie proportional zu uv ist, wo die Amplitude die die lokale Orbitalgeschwindigkeit — normal zur Küstenlinie — darstellt.

Nach Einführung von (26), (27) und (28) in die Gleichung (23) erhalten wir

$$p \frac{\partial}{\partial x} \left(x^{5/2} \frac{\partial v}{\partial x} \right) - q x^{1/2} v = \begin{cases} -v x^{3/2} & \text{für } 0 < x < x_b \\ 0 & \text{für } x_b < x < \infty \end{cases} \quad (29)$$

wo p , q und r von x unabhängige Konstanten sind

$$p = N \rho g^{1/2} s^{3/2}, \quad q = \frac{2}{\pi} \frac{a}{H} f \rho g^{1/2} \delta^{1/2}, \quad v = \frac{5}{4} \left(\frac{a}{H} \right)^2 \rho g^{3/2} s^{5/2} \frac{\sin \Theta_b}{(gH_b)^{1/2}}.$$

Die Lösung dieser Gleichung (29) hat die Form

$$V = \begin{cases} B_1 X^{P_1} + AX & \text{für } 0 < X < 1 \\ B_2 X^{P_2} & \text{für } 1 < X < \infty \end{cases} \quad (30)$$

mit der (dimensionslosen) Geschwindigkeit $V = v/V_0$ und (dimensionsloser) Entfernung von der Küste $X = x/x_b$ und den Konstanten

$$A = \frac{1}{1 - 2,5p}, \quad B_1 = [P(1 - p_1)(p_1 - p_2)]^{-1},$$

$$B_2 = [P(1 - p_2)(p_1 - p_2)]^{-1}, \quad p = \frac{\pi \delta NH}{2 af}, \quad p_1 = -\frac{3}{4} + \left(\frac{9}{16} + \frac{1}{p} \right)^{1/2}$$

$$p_2 = -\frac{3}{4} - \left(\frac{9}{16} - \frac{1}{p} \right)^{1/2}, \quad v_0 = \frac{5\pi a}{8 Hf} (gH_b)^{1/2} \delta \cdot \sin \Theta_b.$$

Die Lösung (30) ist in Abb. 11 graphisch dargestellt. Die Maximalgeschwindigkeit beträgt

$$V_{\max} = \left(1 - \frac{1}{p_1} \right) AX_m. \quad (31)$$

Angelegenheit weiterer Forschungen bleibt die Bestimmung, wie sich P in Abhängigkeit von anderen Parametern: der Höhe und Periode der Welle, dem Anlaufwinkel und Grundgefälle s verändert.

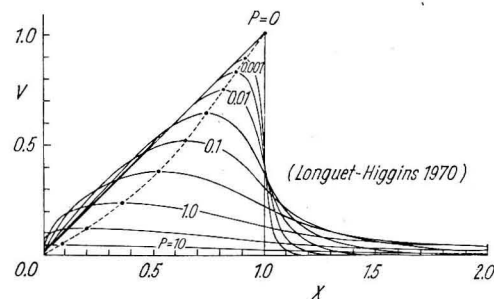


Abb. 11. LONGUET-HIGGINSsche Lösung für energetische Strömungen

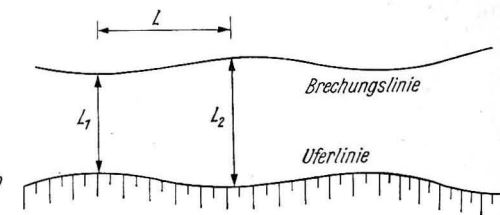


Abb. 12. Bezeichnungen für gradientale Strömungen

3.3. Gradient-Wellenströmungen

Im Falle der Differenzierung der Meeresküste, des Grundes und des Wellenfeldes in Teil 1 auf Abb. 12 liegt das Wasserniveau niedriger als in Teil 2. Wenn wir nach SCHADRIN (1972) die durch die Wellen — nach der Theorie der Einzelwellen — in die Zonen 1 und 2 eingeführten Wassermengen bestimmen, können wir die potentielle Energie dieses Wassers finden, und durch Vergleich der ihr gleichen kinetischen Energie mit dem durch Reibung an den Grund verursachten Verlusten erhalten wir

$$v = \sqrt{1,11 \cdot \frac{h}{T} \sqrt{gh} \left(1 - \frac{l_1}{l_2} \right)}. \quad (32)$$

Bei zusätzlicher Annahme der Veränderung der Wellenparameter in Teil 1 und 2 erhalten wir

$$v = \sqrt{1,11 \frac{\sqrt{gh_1}}{h_1 T} \left(h_1^2 - h_2^2 \frac{l_1}{l_2} \right)}. \quad (33)$$

Analoge Erwägungen für die mittlere der drei SCHADRINSchen Unterzonen führen zu der Formel

$$v = \sqrt{1,11 \sqrt{\frac{g}{h_1} \frac{h_1^2 - h_2^2}{T_1 - T_2} \left(1 - \frac{l_1}{l_2}\right)}}, \quad (34)$$

wo h_1 , T und h_2 , T_2 Wellenparameter an der Meer- und Küstengrenze der zweiten Unterzone sind.

Strömungen ähnlichen Charakters entstehen infolge der Veränderlichkeit der Wellenamplituden längs der Kammlinie, deshalb werden sie zuweilen längskammige Strömungen genannt. Neben den genannten reinen Gradientenströmungen bilden die Strömungen längs der Küste die zweite Ursache des Entstehens der Rückströmungen (rip currents) infolge gegenseitiger Einwirkung mit den energetischen Strömungen (s. § 3.1). Jedoch selbst bei großen Koeffizienten der Wellenasymmetrie sind die Geschwindigkeiten der Strömungen längs der Küste nicht groß (Ordnung einiger cm s^{-1}) für ca. 25 cm hohe Wellen und der Periode von ca. 4,5 s in der Tiefe von 1 m und haben lokalen Charakter.

3.4. Rip currents und das theoretische Modell der Wasserzirkulation in der Küstenzone

Wir haben bisher angenommen, daß infolge der Inhomogenität entweder des Wellenfeldes oder des Grundes, Kompensationsströmungen – rip currents – entstehen. Die Richtigkeit dieser Annahme wurde in Laboruntersuchungen (vgl. TARNOWSKA, ZEIDLER 1975) vollends bestätigt. Außer der Feststellung der bedeutenden Rolle der Reliefgestaltung bei der Entwicklung der „rip currents“ haben diese Forschungen erwiesen, daß nach dem Durchgang durch die Brecherzone das tief ins Meer abfließende Wasser in die Brandungszone nicht mehr zurückkehrt, sondern sich außerhalb ausbreitet. Indessen gibt es theoretische Modelle, die das Auftreten von Zirkulationszellen (Abb. 9) annehmen, die von der übrigen Küstenzone stark isoliert sind. INMAN, TAIT und NORDSTROM (1971) stellen fest, daß der Wasseraustausch zwischen Nachbarzellen um vieles kleiner ist als zwischen der Brandungszone und einem tieferen Gewässer. Obwohl die Daten von SONU (1972) auch neben den Daten des Autors einen deutlichen Abfluß in das offene Meer nachweisen, ist es schwer zu entscheiden, ob das Bestehen von stark isolierten Zirkulationszellen unter gewissen Umständen ausgeschlossen werden kann. Daher ist es wichtig, etwas Aufmerksamkeit dem theoretischen Modell der Küstenzirkulation zu widmen.

Ein solches Modell wurde von BOWEN (1965) ausgearbeitet, der die Zirkulationszellen mit dem Bestehen von Wellen vom Typ „edge wave“, also regulärer Periodenwellen, in Verbindung bringt. In seiner Analyse der Zirkulation in der Brandungszone nutzt BOWEN den Begriff „radiation stress“ aus und benutzt ihn zur Bestimmung der dreidimensionalen Differenzierung des Wasserniveaus in der Brandungszone. Durch die Analyse des Wasserstandsfeldes in der Brandungszone gelangt BOWEN zu einer Reihe von ausführlichen Schlüssen, u. a.:

1. das Ausbleiben von Kräften außerhalb der Brandungszone, die eine Zirkulation verursachen könnten,
2. die Erhöhung des Wasserstandes im Bereich hoher Wellen (dreidimensionalen) ist größer als im Bereich der niedrigen Wellen, wodurch der Abfluß der „rip currents“

im Bereich der niedrigen Wellen verursacht wird, was nicht ein unbestreitbarer Schluß ist; denn das Druckfeld, das die Beschleunigung des Wassers vom Bereich der niedrigen Wellen zu hohen Wellen sowie das Brechen der höheren Wellen auf tiefem Wasser verursacht, muß auch in Betracht gezogen werden.

Bei der Ableitung der Bewegungsgleichungen nimmt BOWEN an:

1. Strömungsstationarität
2. Unabhängigkeit der Geschwindigkeit von der Tiefe
3. Homogenität und Inkompressibilität des Wassers
4. hydrostatische Druckverteilung
5. Vernachlässigung der Corioliskräfte
6. Vernachlässigung der Wechselwirkung von Strömungen und Wellen, da die Strömungen ziemlich schwach sind.

Die Bewegungs- und Kontinuitätsgleichungen entsprechen dann den Gleichungen der STOKERSchen Theorie des seichten Wassers (1952).

$$u_x \frac{\partial u_i}{\partial x} + u_y \frac{\partial u_i}{\partial y} = -g \frac{\partial u}{\partial x_i} + R_i + \tau_i \quad (i \equiv x, y), \quad (35)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} [u_x(\bar{\eta} + H)] + \frac{\partial}{\partial y} [u_y(\bar{\eta} + H)] = 0,$$

in denen R_x und R_y die Reibung beschreibende Glieder sind, wobei die Reibung entweder durch das Vorhandensein einer horizontalen turbulenten Viskosität oder der Bodenreibung (der linear zur Meeresoberfläche übertragenen) entsteht, τ_x und τ_y sind Tensorkomponenten des „radiation stress“. Die Lösung für den Fall der Bodenreibung hat die Form für die Stromfunktion

$$\psi(\bar{x}, y) = \sin \lambda y \{ P[\lambda \bar{x} \cosh \lambda \bar{x} \sin \lambda x - 2 \cosh \lambda \bar{x}] \}, \quad (36)$$

wo $\bar{x} = x + x_s$, x_s ist die Abszisse des Punktes des maximalen Wellenanlaufes, $\lambda = 2\pi/L$ die Wellenzahl längs der Küste, $B = -\frac{1}{4} g \gamma^2 m \varepsilon \lambda$ in der Brandungszone und $B = 0$ außerhalb dieser Zone, $\gamma = \frac{h_b}{\bar{\eta} + H}$, $m = \frac{\bar{\eta} + H}{x(1 + \varepsilon \cos \lambda y)}$.

Die Geschwindigkeitskomponente längs der Küste ergibt

$$v(x, y) = \frac{1}{x \tan \beta} \frac{\partial \psi}{\partial x} = -\frac{Q \lambda^2}{\tan \beta} l^{-\lambda x} \sin \lambda y, \quad (37)$$

wo β das Grundgefälle ist. Die Konstanten P und Q werden aus der Stabilitätsbedingung für ψ und $\partial \psi / \partial x$ auf der Brecherlinie bestimmt.

Ein typisches Beispiel der Lösung wurde in Abb. 13 gezeigt, wo

$$\frac{Bm^2}{c\lambda^2} = 1,6 \quad \lambda x_b = \frac{\pi}{2} \quad \text{und} \quad \lambda x_b = \frac{2\pi}{5}.$$

Der Transport in der Brandungszone erfolgt vom Bereich der hohen Wellen $\lambda y = 0$ zum Bereich der niedrigen Wellen. „Rip currents“ treten auf der Linie $\lambda y = \pi$, wo die Wellen am niedrigsten sind, auf.

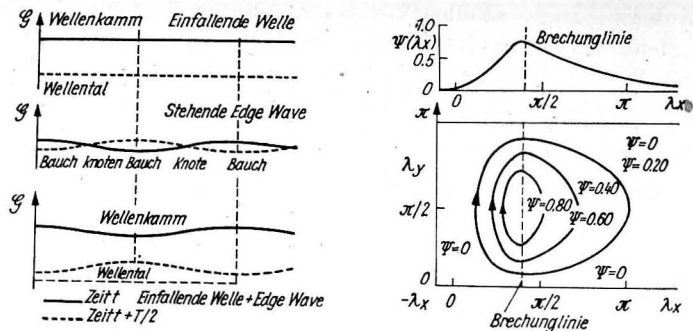


Abb. 13. Theoretisches rip currents-Modell und BOWENSche Lösung

Im Falle der aus der turbulenten Reibung resultierenden R_x und R_y muß in der Lösung eine größere Zahl von Konstanten bestimmt werden. Die Lösung zeigt, daß mit dem Anwachsen der REYNOLDSSchen Zahl sich die Rückströmung verengt, der Raum des Anlaufens an die Küste dagegen ausbreitet.

Die Ergebnisse der theoretischen BOWENSchen Analyse finden ihre qualitative Bestätigung in den Ergebnissen der Geländebeobachtungen, dagegen ist die quantitative Übereinstimmung in Hinsicht auf die Willkürlichkeit der Wahl der Konstanten schwer einzuschätzen.

Ein etwas anderes Modell der „rip currents“ wurde von TAM (1973) vorgeschlagen. Neben der Mehrzahl der BOWENSchen Voraussetzungen nahm er an, daß die „rip current“ so eng sind, daß für sie die Näherung in Form der Wandschichtgleichung angewendet werden kann. TAM erörtert zwei Faktoren, die zur Bildung von Ausbreitungsgebieten der „rip current“ führen:

1. plötzliche Grundveränderung,
2. Küstenströmung senkrecht zur Brandungszone.

Die Maximalgeschwindigkeit auf flacher Küste mit der Neigung $\tan \beta$ beträgt nach den Berechnungen von TAM

$$u_m(x) = 0,6552 \left(\frac{K^2}{A_y \tan \beta} \right)^{1/3} \frac{1}{x} [\text{Fuß sec}^{-1}], \quad (38)$$

wo K das Verhältnis der vollen Impulsströmung der „rip current“ zur Wasserdichte M/ρ ist.

Eine vom Standpunkt jeder Theorie interessante Größe ist der Abstand zwischen den Rückflußzonen dieser Strömungen. Laboruntersuchungen und Geländeversuche von TARNOWSKA und ZEIDLER (1975) deuten auf einen Zusammenhang dieses Abstandes mit dem Bodenrelief und Seegangcharakteristik hin. Der allgemeinste Parameter dieser Faktoren kann die Breite der Brandungszone sein. Geländeuntersuchungen (vgl. Abb. 7 und 8) deuten auf eine direkte Proportionalität des Abstandes „rip currents“ und „Breite der Brandungszone“ hin. Auch BOWEN und INMAN (1969) weisen auf die Korrelation dieser beiden Faktoren hin. Nach diesen Forschern überwiegt auch die Korrelation des Abstandes der „rip currents“ mit nur einer Komponente der „edge waves“.

3.5. Massentransport

Außer den in der Brandungszone durch die Wellen hervorgerufenen Strömungen treten in der Küstenzone auch mit den Wellenbrechern nicht verbundene Strömungen auf. Zu ihnen gehört insbesondere der STOKESSche Massentransport, der durch die nicht geschlossenen Bahnen der Wasserpartikel in den Wellen verursacht wird. Wir wollen kurz die aus diesem Transport resultierende Strömung besprechen, denn sie kann sich mit anderen Komponenten des Geschwindigkeitsfeldes superponieren, obwohl sie übereinstimmt mit der Ausbreitungsrichtung der Wellen. Dagegen werden wir aus unseren Erwägungen die Oszillationsbewegungen der Wellen ausschließen. Erstens sind sie nicht direkt mit der Thematik dieser Arbeit verbunden, zweitens können sie in Hinsicht auf ihren periodischen Charakter im verhältnismäßig engen Frequenzbereich leicht herausgefiltert werden. Eine interessante Anwendung und Lösungsanalyse des Massentransports in der Grundsicht in bezug zur Dynamik der Seeküste kann man in der Arbeit von CARTER, LIU und MEI (1973) finden. Den vollständigsten Schilderungsversuch des Massentransports enthielt bis vor kurzem die Arbeit von LONGUET-HIGGINS (1953). Die Geschwindigkeit des Massentransports drückt sich bei ihm durch die Abhängigkeit aus

$$u = \frac{\pi^2 h^2}{4TL \sinh^2 kH} \left\{ 3 + 2 \cosh \left[2kH \left(\frac{z}{H} - 1 \right) \right] + kH \sinh 2kH \left[3 \left(\frac{z}{H} \right)^2 - 4 \frac{z}{H} + 1 \right] + 3 \left(\frac{\sinh 2kH}{2kH} + \frac{3}{2} \right) \left[\left(\frac{z}{H} \right)^2 - 1 \right] \right\}, \quad (39)$$

wo $k = 2\pi/L$, $H =$ Tiefe, $h =$ Wellenhöhe.

Die LONGUET-HIGGINSsche Lösung steht im Widerspruch zu den Beobachtungsdaten für die Oberflächenschicht und enthält keine Beschränkungen für die Geschwindigkeit an der Wasseroberfläche — sie ist eine Funktion der Tiefe und steigt linear mit der Tiefe bei $kH \gg 1$ an —, was physikalisch nicht begründet ist. Zur ausführlichen Beschreibung des Massentransports an der Meeresoberfläche hat HUANG (1970) die Formeln von LONGUET-HIGGINS angewandt, jedoch hat er eine abweichende Methode für die Wandschicht angenommen. Diese Schicht ist für kleine Viskositätsveränderungen äußerst empfindlich. Für reines Wasser hat das HUANGSche Ergebnis die Form

$$u = \frac{\pi^2 h^2}{4TL \sinh^2 kH} \left\{ 2 \cosh [2kH (1 - \mu)] - \frac{3}{2} [1 - \mu^2] \frac{\sinh 2kH}{kH} + \frac{9}{2} \mu^2 - \frac{3}{2} \right\}, \quad (40)$$

wo $\mu = z/H$ ist.

PHILLIPS (1966) hat kurz wichtige Konsequenzen des Zustandes der Flüssigkeitsoberfläche — Ölverschmutzung und dgl. — erörtert. Auf dieser Grundlage erhielt HUANG im Fall des Auftretens von Oberflächenfilmen

$$u = \frac{\pi^2 h^2}{4TL \sinh^2 kH} \left\{ 2 \cosh [2kH (1 - \mu)] + (9\mu^2 - 6\mu) + (3\mu^2 - 4\mu + 1) \cos^2 kH + \frac{6}{kH} (\mu^2 - \mu) \sinh 2kH \right\}. \quad (41)$$

Der Vergleich mit den Versuchsdaten — größte Sammlung von RUSSEL und OSSORIO (1957) — fällt günstig für die HUANGSche Lösung oberhalb $kH = 1,5$ aus, wo die Lösung LONGUET-HIGGINS nahezu unvertretbar ist.

Die Unstimmigkeiten der Formel LONGUET-HIGGINS mit den Meßdaten wurden der Turbulenzeinwirkung zugeschrieben. Kürzlich ist SLEATH (1972) mit der Behauptung aufgetreten, diese Unstimmigkeit sei vielmehr der Annäherungsordnung zuzuschreiben. SLEATH hat die zweite Annäherung für den Massentransport abgeleitet, in der Glieder bis zur vierten Potenz der Wellensteilheit enthalten sind. Die entsprechende Formel hat die Form

$$u = u_1 + \left(\frac{u_\infty k}{\sigma}\right)^3 u_\infty [F_1(z) + AF_2(z) + A^2F_3(z)], \quad (42)$$

wo u_∞ die Geschwindigkeit an der Grenze der Wandschicht ist,

$$u_\infty = \frac{\sigma h}{2 \sinh kH} \left\{ 1 - (hK)^2 \frac{8 \cosh kH - 4 \cosh^4 kH - \cosh^2 kH + \frac{3}{8}}{32 \sinh^6 kH} + 0 \left[\left(\frac{u_\infty k}{\sigma}\right)^4 \right] \right\} \quad (42.1)$$

und

$$A = \frac{3}{2 \sinh^2 kH} \left\{ 1 + 0 \left[\left(\frac{u_\infty k}{\sigma}\right)^2 \right] \right\},$$

weil

$$u_1 = \frac{u_\infty^2 k}{4\sigma} [5 - 8 \exp(-\beta z) \cos \beta z + 3 \exp(-2\beta z)] \quad \text{für } \beta = \left(\frac{\sigma}{2y}\right)^{1/2} \quad (42.2)$$

die erste Annäherung (LONGUET-HIGGINS) für die Wandschicht ist. Die Funktionen $F_1(z)$, $F_2(z)$ und $F_3(z)$ sind in Abb. 14 dargestellt.

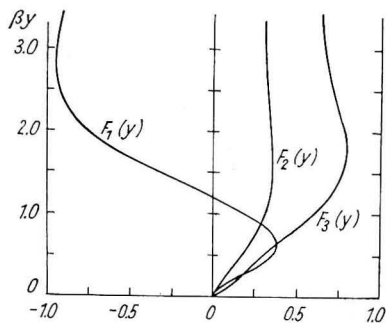


Abb. 14. SLEATHSche Funktionen

3.6. Empirische Daten für das Wellenströmungsfeld

In den einzelnen Punkten dieser Arbeit wurde testweise die Übereinstimmung der Meßdaten mit den bestehenden Modellen der Rückströmungen (rip currents), energetischen Strömungen und des Massentransports erörtert. In dem nachstehenden Absatz werden wir einen allgemeinen Vergleich der resultierenden Strömung, die aus theoretischen Formeln der vorherigen Punkte berechnet waren, mit den Ergebnissen einiger Meßzyklen in der Natur durchführen. Ein voller Vergleich unter Berücksichtigung der Labordaten ist in der Arbeit von TARNOWSKA und ZEIDLER (1975) enthalten.

Tabelle 1

Feldmessungen	theoretisch ermittelte Werte (cm s ⁻¹)											
	T s	h (h _b) cm	H cm	H _b cm	b °	V _{gr} cm/s	Ven cm/s	V _{gr} (32)	Ven (20)	Ven (21)	V (30)	
Sep 16'72 Lub	3.0	35	100	130	8.5	25	19	19	7	7	16	9
Sep 20'72 Lub	4.0	35	60	150	12.5	55	16	16	6	13	23	14
Sep 22'72 Lub	3.2	50	150	200	18	90	24	24	11	15	39	22
Feb 26'74 Ben	6.5	70	150	150	8	20	25	25	20	93	183	74
Feb 27'74 Ben	7.0	100	150	200	10-15	20	31	31	20			
Mar 1'74 Ben	4.7	60	150	150	0	35	27	27				
Mar 2'74 Ben	5.0	30	100	100	0	25	15	15				
Mar 7'74 Ben	7.0	150	200	250	0	40	43	43				
Mar 11'74 Ben	5.0	50	100	150	5-10	30	23	23	12	41	78	37
Mar 12'74 Ben	7.2	50	100	150	5-10	30	19	19	10	59	78	37
Mar 15'74 Ben	8.2	120	200	250	0	25	36	36				
Mar 17'74 Ben	8.0	75	150	200	8	25	24	24	13	69	92	37
Mar 18'74 Ben	5.5	30	100	100	0	20	14	14				
Sep 27'74 Lub	2.8	32	100	100	30	15	18	18	10	19	50	30
Oct 3'74 Lub	5.4	60	100	130	15	20	21	21	9	21	43	27
Oct 9'74 10 a. m.	3.0	29	100	100	20	12	16	16	7	15	31	18
Oct 9'74 1 p. m.	4.7	57	100	130	20	15	22	22	10	24	54	32
Oct 10'74 10 a. m.	4.3	71	100	150	8	25	26	26	8	9	25	15
Oct 10'74 1 p. m.	4.3	60	100	130	10	10	23	23	8	12	28	17
Oct 10'74 4 p. m.	3.7	50	100	130	25	20	22	22	11	22	55	32
Oct 11'74 10 a. m.	3.8	58	100	130	20	20	25	25	12	19	54	32
Oct 11'74 1 p. m.	3.5	52	100	130	25	15	23	23	12	21	59	33
Oct 13'74 Lub	3.0	52	100	130	30	15	25	25	10	20	70	39
Oct 16'74 Lub	2.7	39	100	130	20	0	21	21	10	14	35	19
GALVIN-EAGLESON, 1965											+	+
SCHADRLIN, 1972											+	+
BRENNER-KAMPHNIS, 1963											+	+
Autor: Massentransport:											(40) + (42) +	
Ben = Benghazi											h _b - Benghazi	
h - Lubiatowo											Lub = Lubiatowo	
Falls nicht anders vermerkt, wurden alle Messungen um 1:00 p. m. durchgeführt.											Empfohlene Verwendung der Gleichungen (30) und (32).	
N = 0.008											C' = 130	

unkorrigierte Werte

Autor: Massentransport:

Ben = Benghazi
h - Lubiatowo
Lub = Lubiatowo
Falls nicht anders vermerkt, wurden alle Messungen um 1:00 p. m. durchgeführt.
N = 0.008 C' = 130

Der Vergleich konzentriert sich in drei Hauptkomponenten des Wellenströmungsfeldes: der energetischen, gradientalen (rip current) und des Massentransports. Die gradientalen Komponenten (rip current) konnten für den Fall des senkrechten Anlaufens der Wellen in der Natur am genauesten identifiziert werden. Energetische Komponenten sind hier belanglos.

Die Ergebnisse der theoretischen Berechnungen und die Geländemessdaten sind in Tafel 1 zusammengestellt. Die Geländedaten bilden die Resultate der Messungen, die vom Autor mit Hilfe von Schwimmkörpern und Thermistor — Geschwindigkeitsmessern — im Raum von Bnghazi und Lubiato wo durchgeführt wurden, sowie die Ergebnisse von vier anderen Forschern (BOUWMEESTER, GALVIN, EAGLESON, SCHA DRIN und BREBNER u. KAMPHUIS). BOUWMEESTER (1973) hat in Lubiato wo im Herbst 1972 eine Serie von Messungen der Küstenlängsströmungen durchgeführt, wobei er sich eines Fluoreszenzfarbstoffes bediente. GALVIN führte seine Forschungen im hydraulischen Laboratorium durch und sie betrafen im Grunde genommen energetische Strömungen. Die SCHA DRINSCHEN Daten stammen vom Asowschen Meer, die von SHEPARD und INMAN von der kalifornischen Küste des Stillen Ozeans. Aus dem in Tab. 1 angeführten Vergleich geht eine gute Übereinstimmung der empirischen Daten mit den angenommenen theoretischen Formeln hervor. Die wahrheitsgetreueste Abbildung der natürlichen Verhältnisse garantiert die Anwendung der LONGUET-HIGGINSschen Formeln für energetische Strömungen (30) und der von SCHA DRIN (32) für gradientale Strömungen. Die Formeln (30), (32) weisen keine größere Abweichung von den wirklichen Werten auf. Die Kammlängsströmungen haben einen lokalen Charakter, und es ist schwer, sie in der Natur zu identifizieren. Aus der in Tab. 1 angeführten Größenanalyse geht hervor, daß das System des Massentransports zur Küstenlängsübertragung unbedeutend ist.

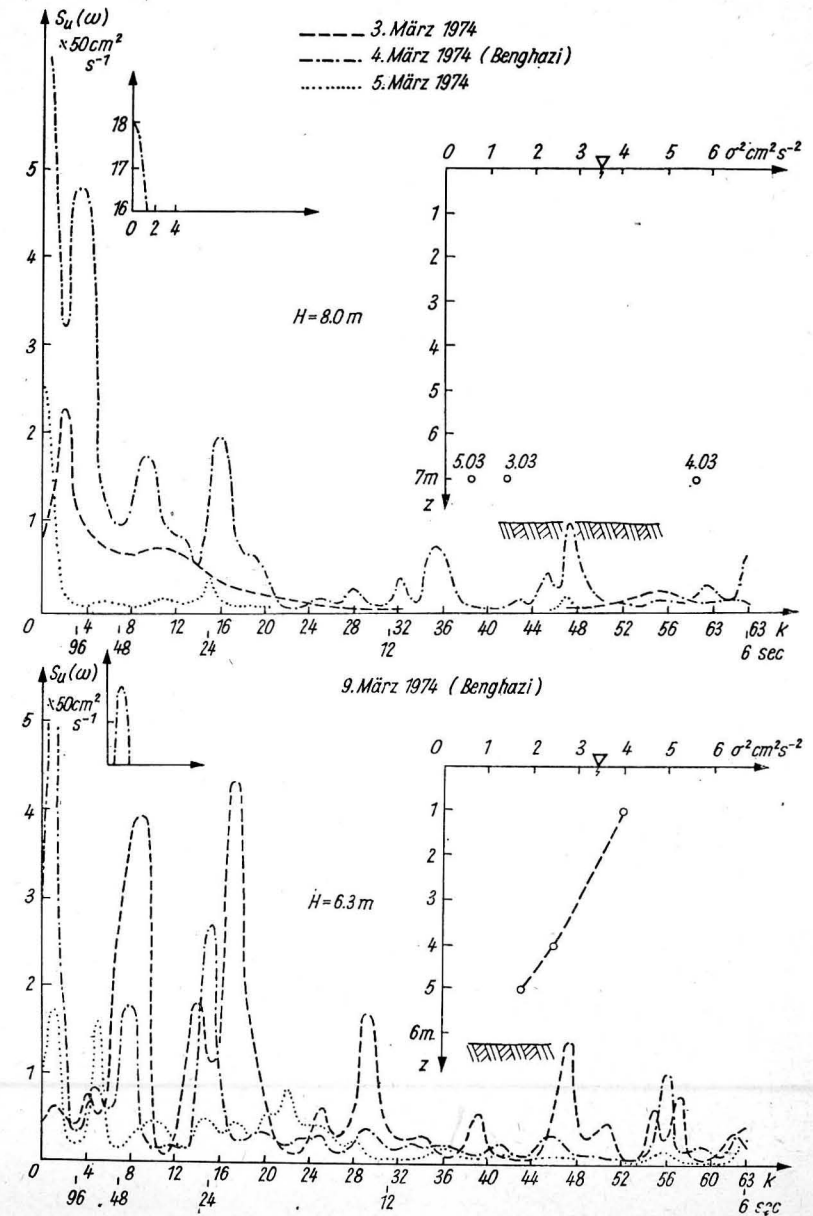
4. Bemerkungen über die Strömungsenergie und die Energietransformation in der Küstenzone

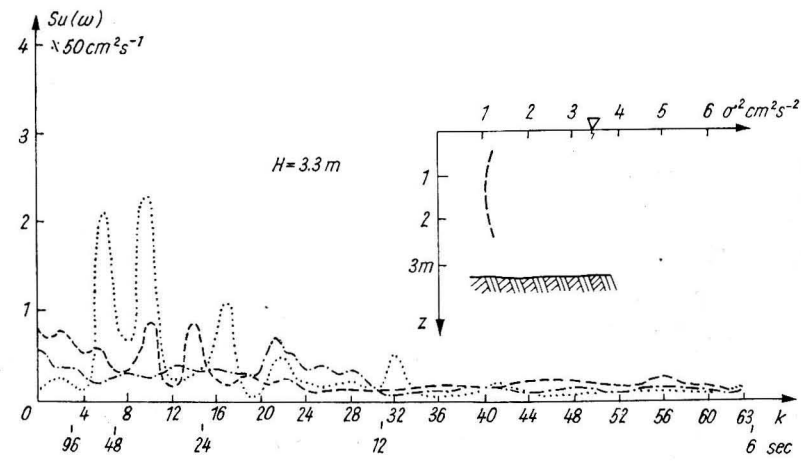
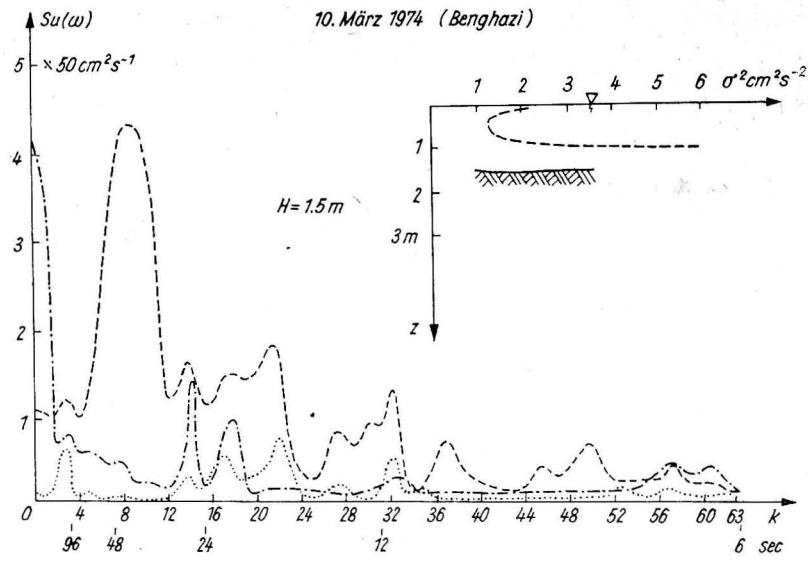
Die Küstenzone wird charakterisiert durch eine starke Transformation der Maßstäbe aller geophysikalischen Prozesse. Deutlich sichtbar ist das für Wellen, die der Refraktion, der Reflexion, der Dämpfung, der Brechung und einer Reihe anderer Veränderungen ihrer Energie sowie den statistischen Verteilungen unterliegen. Vom Standpunkt dieser Arbeit ist die Übertragung der Wellenenergie in die Strömungsenergie die wichtigste und interessanteste.

Unabhängig von den Verbindungen mit der Wellentransformation unterliegen die Strömungen in der Küstenzone auch selbständigen Umbildungen. Die richtigsten Mechanismen der Energiedissipation der Strömungen sind die Reibung am Meeresgrund, die Energieübertragung auf das Geschiebe und die Umwandlung der mechanischen Energie in Wärme infolge der Viskosität (durch die Kaskade turbulenter Wirbelgebilde). Da die Menge der Strömungsdaten für die Küstenzone nicht genügend groß ist, ist es zweckmäßig, die durch den Verfasser im Raum von Bnghazi gemessenen Energieverteilungen in Betracht zu ziehen.

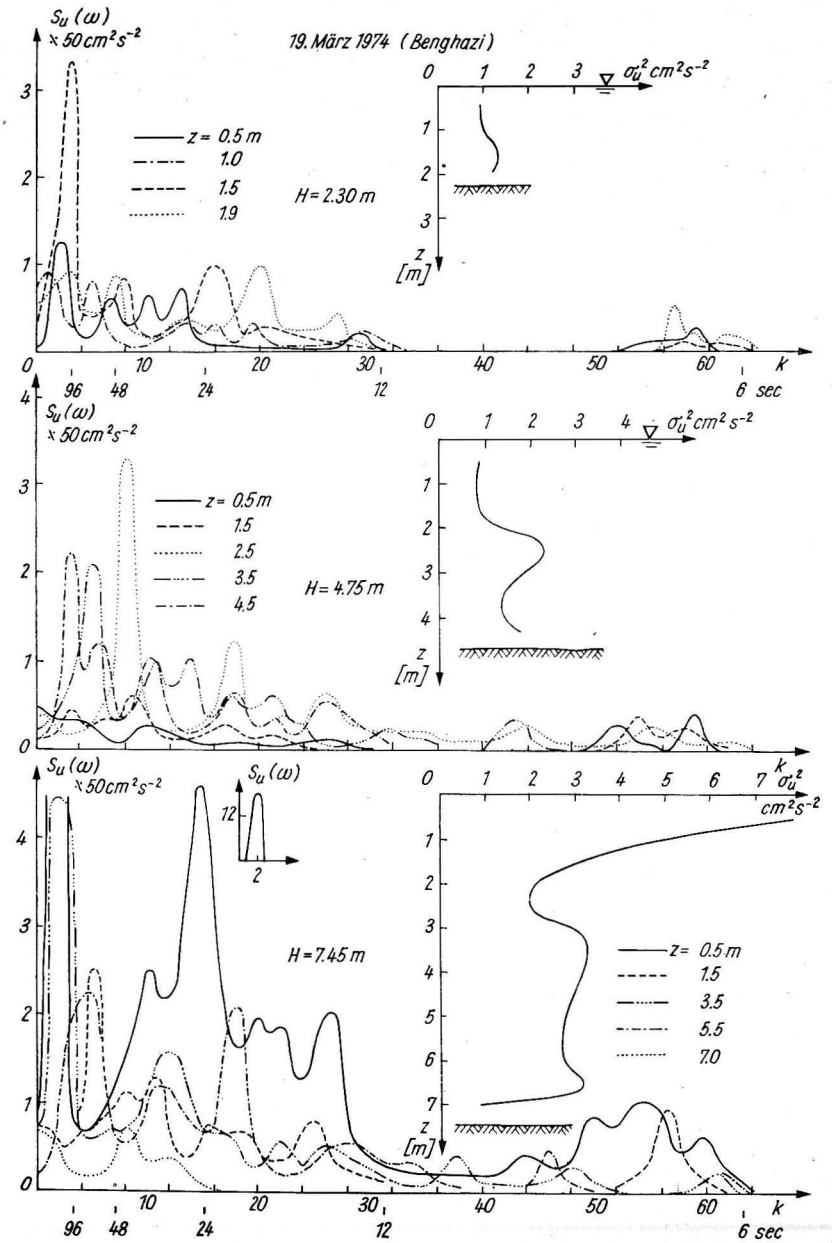
Die Messungen wurden unter Anwendung von Thermistor-Strömungsmessern von 3 sec Zeitkonstante durchgeführt, die die absoluten Strömungsgeschwindigkeiten messen. Die Zeiger wurden in zur Küste senkrechten Profilen in verschiedenen Tiefen aufgestellt. Die Meßergebnisse wurden auf den Ziffernrechenmaschinen nach der

„FAST-FOURIER-Transform“-Methode bearbeitet. Die Ergebnisse der Spektralanalyse sind in Abb. 15 dargestellt, die neben den Verteilungen der spektralen Dichte die vollen σ^2 -Energien zeigt. Aus der Abbildung ist zu ersehen, daß in den meisten Fällen der größte Energieanteil in den Streifen enthalten ist, die den Perioden 6—7 s, 25 s und 50 s entsprechen. Die höchsten Energiewerte in vertikalen Profilen sind am Wasserspiegel festzustellen, während das Energieminimum meistens in der mittleren





15b



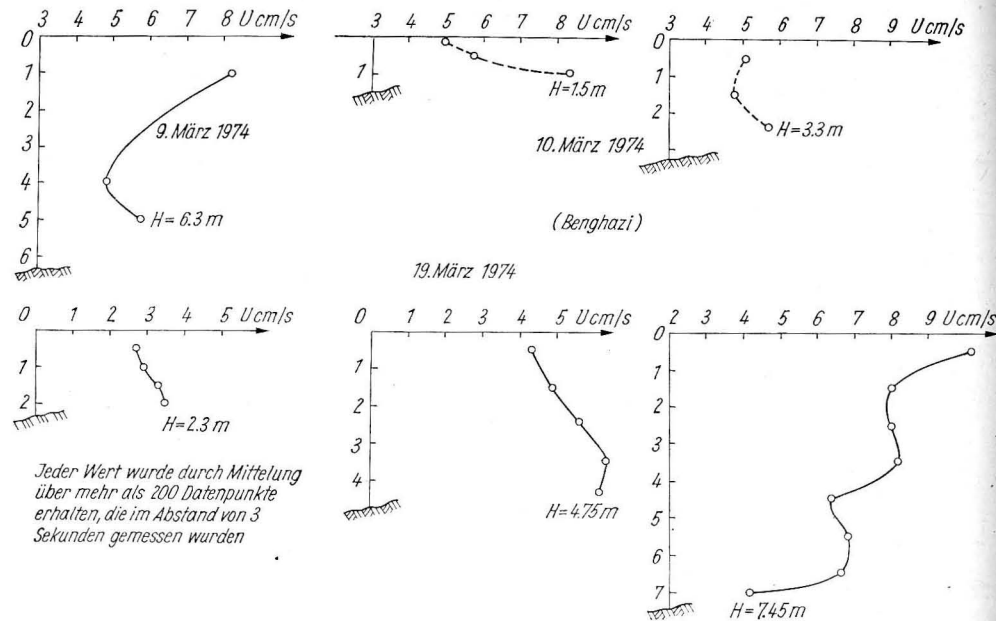
15c

Abb. 15. Spektralverteilungen der Küstenströmungen (Benghazi)

Wasserschicht festzustellen ist. Das kann bedeuten, daß die Turbulenzenergie nicht nur von außen durch die Grenzfläche Luft–Wasser in die Uferzone fließt, sondern daß sie auch am Meeresgrund erzeugt wird.

Die Bestimmung der relativen Turbulenzintensität ermöglicht die Konfrontation zwischen Abb. 15 und Abb. 16, auf der die mittleren Geschwindigkeitsverteilungen gezeigt sind. Diese Intensität erhält sich auf einem fast ständigen Niveau auf der ganzen Wassertiefe und in verschiedenen Entfernungen von der Küste. Für die stilleren Verhältnisse vom 19. März 1974 betrug sie 20–25%, in übrigen untersuchten Verhältnissen reicht sie bis 30%.

Interessant ist der Vergleich der Abb. 15 mit den in Abb. 17 dargestellten Daten von SONU (1972). Der linke Teil stellt die Verteilung der Spektraldichte der „rip current“ im Moment der Flut, der rechte im Moment der Ebbe in Seagrove (Florida) dar. Die Streifen des Turbulenzenergiezuflusses sind anders als in Abb. 15.



Jeder Wert wurde durch Mittelung über mehr als 200 Datenpunkte erhalten, die im Abstand von 3 Sekunden gemessen wurden

Abb. 16. Verteilung der mittleren Geschwindigkeiten (Benghazi)

Rip-Strömungen
(sonu)

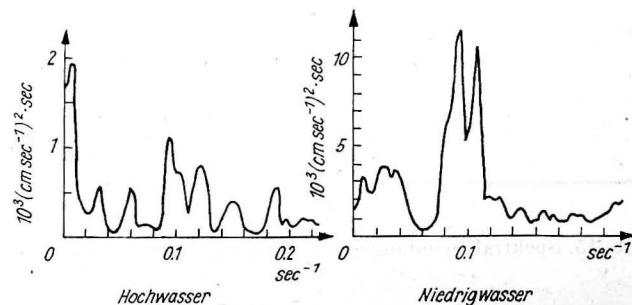


Abb. 17. Spektralverteilungen der Geschwindigkeiten in „rip currents“ (SONU)

Literatur

- BICHKOV, J. und STREKALOV, S. S., Izv. AN SSSP, ser. FAO, 1971.
 BOUWMEESTER, R. J. B., Univ. Technol. Delf, Dept. Civ. Eng., Sect. Coast. Eng. 1972.
 BOWEN, A. J., J. Marine Res. 27, 1969.
 BOWEN, A. J., J. Geoph. Res., 23, 1969b.
 BOWEN, A. J. und INMAN, D. L., J. Geoph. Res., Dec. 1969.
 BREBNER, A. und KAMPHUIS, J. W., Queen's Univ. Civil Eng. Res., Dept., 31, 1963.
 BRETSCHNEIDER, CH. M., On the generation of wind-driven currents . . . 1965.
 BRUUN, P., Journ. Geoph. Res. 68, 1963.
 BYE, J. A. T., Journ. Mar. Res. 25, 1967.
 CARTER, T. G., LIN, PH. und MEI, C. C., J. ASCE, WW 2, 1973.
 COX, C. S., Internal waves. The Sea. vol. 1, 1962.
 CSANADY, G. T., Proceed. Great Lakes Confer., 1971.
 EAGLESON, P. S., Mass Inst. Techn., Hydr. Rep. No. 82, 1965.
 FEDOROV, K. N., Izv. AN SSSR, ser. geof. 3, 1955.
 FELZENBAUM, K. N., Dokl. AN SSSR, 109, No. 1, 1956.
 GALVIN, C. J. und EAGLESON, P. S., U. S. Army C.E.R.C., Techn. Mem. 10, 1965.
 GALVIN, C. J., Reviews Geoph., vol. 5, No. 3, 1967.
 GARVINE, R. W., Journ. Phys. Ocean., 1, 1971.
 HARRISON, W. und KRUMBEIN, W. C., US. Army C.E.R.C., Techn. Mem. 7, 1964.
 HSUEH, L. und O'BRIEN, H., Deep-sea Research, 1971.
 HUANG, N. E., J. Mar. Res. 28, 1, 1970.
 HUPFER, P., Windströmungen, Seminar in Lubiatowo, 1974.
 INMAN, D. L. und BAGNOLD, R. L., Littoral process. The Sea, New York, 1963.
 INMAN, D. L., TAIT, R. und NORDSTROM, W., J. Geoph. Res., 15. May 1971.
 LAFOND, E. C., Internal waves. The Sea., vol. 1, 1962.
 LONGINOV, V. V., Dinamika beregovoï zony besprilivnykh morei, 1963.
 LONGUET-HIGGINS, M. S., Phil. Trans., Roy. Society London 903, 1953.
 LONGUET-HIGGINS, M. S. und STEWART, R. W., J. Fluid Mech., 13, 1962.
 LONGUET-HIGGINS, M. S. und STEWART, R. W., Deep-Sea Res., 11, 1964.
 LONGUET-HIGGINS, M. S., Journ. Geophys. Res., vol. 75, No. 33, 1970.
 NILLER, P. P. und SPIGEL, P. P., Deep-Sea Res., 1968.
 PHILLIPS, O., The dynamics of the upper ocean 1965 (1969 in Russian).
 POSTNOVA, J. A., Okeanologiya, 1962.
 PUTNAM, J. A., MUNK, W. und TRAYLOR, R., Trans. Amer. Geoph. Union, 30, 1949.
 REID, J. L., Deep-Sea Research, 1962.
 RUSSEL, R. C. H. und OSSORIO, J. D. C., Proceed. Conf. Coast. Energ., 6th, 1957.
 SCHADRIN, I. F., Techneniya beregovoï zony besprilivnogo moria, Moskva, 1972.
 SCHADRIN, J. F. und ONTSCHENKO, E., Okeanologiya, 1975.
 SHEMDIN, O. H., Journ. Phys. Ocean. Oct. 1972.
 SHEPARD, F. und INMAN, D. L., Trans. Amer. Geoph. Union 31, No. 2, 1950.
 SLEATH, J. F. A., J. Mar. Res., 30, 3, 1972.
 SONU, CH. J., Journ. Geoph. Res., June 20, 1972.
 SOSKIN, I. M., Trudy GOIN 70, 1962.
 STOKER, J. W., Water waves, 1952.
 SWALLOW, J. C. und WORTHINGTON, L. V., Deep-Sea Res., No. 1, 1961.
 TAM, CH. K., J. Geoph. Res. Apr. 1973.
 TARNOWSKA, M. und ZEIDLER, R., Rozprawy Hydrot., 1975.
 TITOV, B. B. und OSADCHII, A. P., Okeanologiya, 1967.
 ZEIDLER, R., Rozprawy Hydrot., 29, 1971.
 ZEIDLER, R., Oceanologia 5, 1975.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Ing. R. ZEIDLER
 Institut für Wasserbau
 Polnische AdW, Gdansk (VR Polen)

Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur in der offenen Ostsee

Von WOLFGANG MATTHÄUS

Zusammenfassung: An zehn Stationen aus allen Teilen der offenen Ostsee (Abb. 1, Tab. 1) wird die mittlere jahreszeitliche Veränderlichkeit der Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe auf der Basis des gesamten verfügbaren Beobachtungsmaterials aus dem Zeitraum 1900—1973 untersucht. An Hand der Analysen werden charakteristische thermische Eigenschaften der drei grundlegenden Seegebiete der zentralen Ostsee — Arkonasee, Bornholmsee und Gotlandsee — herausgeschält (Abb. 5—7) und durch graphische Darstellungen der Elemente der jahreszeitlichen Veränderlichkeit (Amplituden, Eintrittszeiten und Beträge der Extrema, Jahresschwankungen u. a.) erläutert (Abb. 4 A—K). Tabellen der wichtigsten Elemente des Jahresgangs aller untersuchten Stationen werden mitgeteilt (Tab. A—K).

Summary: Taking as a basis the total available observation data during 1900—1973 the mean seasonal variability of temperature is calculated as a function of depth at ten stations of all parts of the Baltic proper (Fig. 1, Table 1). By means of this analysis characteristic properties of the mean temperature conditions of the three fundamental areas of the Baltic proper — the Arkona Sea, the Bornholm Sea and the Gotland Sea — are pointed out (Figs. 5—7) and diagrams of the elements of the seasonal variability (amplitudes, times and amounts of the maximums and minimums, annual fluctuations and others) are given (Figs. 4 A—K). Tables of the fundamental elements of the mean annual variation at all observed stations are presented (Tables A—K).

Резюме: На десяти станциях, выполненных во всех частях Балтики в прямом значении (рис. 1, табл. 1), исследуется средняя сезонная изменчивость температуры в зависимости от глубины на основе всех имеющихся в распоряжении данных наблюдений периода 1900—1973 гг. Посредством анализов выясняются характерные термические свойства трех основных морских участков центральной части Балтийского моря — Арконское море, Борнхольмское море и Готландское море — (рис. 5 до 7), и они демонстрируются графиками элементов сезонной изменчивости (амплитуд, сроков поступления и экстремальных значений, годовых колебаний и т.п.) (рис. 4 А—К). Приведены таблицы основных элементов годового хода всех исследованных станций (табл. А—К).

1. Einleitung

Eine wichtige Aufgabe der regionalen Ozeanologie ist die Bestimmung des Jahresgangs meereskundlicher Parameter. Der jährliche Gang von Temperatur und Salzgehalt — dargestellt durch seine Elemente wie Amplituden, Jahresschwankung, Extrema und deren Eintrittszeiten — ist besonders geeignet für die Charakterisierung regionaler Unterschiede. So basierten beispielsweise Untersuchungen von DIETRICH (1950) über die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee in erster Linie auf Bestimmungen des mittleren Jahresgangs von Temperatur und Salzgehalt sowie der Intensität und Tiefenlage der Sprungschichten dieser Parameter.

Die Variation der thermohalinen Schichtungsverhältnisse erfolgt im oberflächennahen Bereich in erster Linie durch den strahlungs- und konvektionsbedingten Wärmeumsatz zwischen Meer und Atmosphäre sowie über den durch Verdunstung, Niederschlag und Festlandsabfluß beeinflussten Gehalt an gelösten Salzen im Meerwasser. Diese Veränderungen bleiben nicht auf die Meeresoberfläche beschränkt. Durch Konvektion und Turbulenz werden die tieferen Wasserschichten in regional verschiedener Form erfaßt. Zusätzlich ist noch der advektive Austausch überlagert, so daß sich schließlich aus der Summe all dieser Vorgänge der örtliche thermohaline Aufbau des Meeres ergibt.

Im Bereich der Randmeere der Ozeane bewirken der Einfluß des Festlandes auf Wärmeumsatz und Wasserkreislauf, die geringen Tiefen und teilweise die Gezeitenströmungen eine beträchtliche Differenzierung in den Temperatur- und Salzgehaltsverhältnissen gegenüber dem offenen Ozean. Diese Erscheinung ist besonders in den Schelfmeeren mittlerer geographischer Breiten zu beobachten, von denen die Ostsee zu den Meeresgebieten mit extremen Temperaturunterschieden zwischen Sommer und Winter gehört. Während im August Temperaturen bis über 20 °C gemessen werden können, sind im Februar/März Werte um den Gefrierpunkt in vielen Teilen keine Seltenheit. Dieser ausgeprägte Jahresgang beeinflusst in regional verschiedener Weise die tieferen Schichten. Der Jahresgang im Salzgehalt erreicht nicht derartig große Werte. Einige Ansätze zur Berechnung des mittleren Jahresgangs im Salzgehalt zeigen darüber hinaus (vgl. auch KAYSER, 1974), daß die auftretenden Streuungen der Meßwerte recht beträchtlich gegenüber den Amplituden sind. Derartige Untersuchungen fanden daher in dieser Arbeit keine Berücksichtigung.

Die Kenntnis des Jahresgangs der Temperatur ist eine wichtige Voraussetzung für eine Reihe physikalischer, chemischer und biologischer Fragestellungen in der Ostsee. Der Schwerpunkt dieser Untersuchungen ist auf die Berechnung mittlerer Verhältnisse gelegt worden, weil Mittelwerte eine Form der Verallgemeinerung komplex beeinflusster ozeanologischer Parameter darstellen und somit mittlere Jahresgänge und Streubreiten der Temperatur als wichtige Hilfsmittel bei der Charakterisierung von Seegebieten gewertet werden müssen. Darüber hinaus wird dem Ozeanologen durch mittlere Jahresgänge ein Bezugsniveau für quantitative Aussagen über Anomalien im Jahresgang eines Einzeljahres in die Hand gegeben.

Mathematische Modelle sind bisher nicht in der Lage, den komplexen Charakter ozeanologischer Prozesse in der Ostsee mit ausreichender Genauigkeit zu erfassen. Die durch eine Vielzahl verschiedener Faktoren beeinflussten komplizierten Verhältnisse im Weltmeer machen die Berechnung der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit trotz oder gerade wegen der modernen Meßtechnik mit ihren vielfältigen Möglichkeiten notwendig als Methode zur Verallgemeinerung charakteristischer Erscheinungen von Meeresgebieten.

Mittlere Jahresgänge stellen eine der Grundlagen für die systematische Erforschung von Regionen des Weltmeeres dar. So analysierte z. B. PANFILOVA (1968, 1972) mittlere jahreszeitliche Veränderungen der Oberflächentemperatur und entwarf Karten der Elemente des Jahresgangs für das gesamte Weltmeer. ZUBIN (1968, 1972) untersuchte Jahresgänge der Temperatur im Atlantik in Abhängigkeit von der Tiefe und bestimmte an Hand der verschiedenen Typen des Jahresgangs und der Amplituden hydrographische Regionen. MIDTTUN (1971) berechnete aus 35-jährigen Beobachtungen an sieben Stationen vor der norwegischen Küste zwischen Oslo und Vardö die mittlere

jahreszeitliche Veränderlichkeit der Temperatur und des Salzgehaltes an der Oberfläche. Welche Rolle Jahresgänge der Temperatur für das Erkennen von Zusammenhängen in speziellen Meeresgebieten spielen können, zeigen Beispiele aus der Monterey Bay (Kalifornien) und aus dem Einflußbereich des Kuroshio vor der Südküste Japans (SVERDRUP, JOHNSON, FLEMING, 1942). Darstellungen des Jahresgangs der Oberflächentemperatur des Einzeljahres und des mittleren Jahresgangs über einen größeren Zeitraum haben auch einen festen Platz in dem „Hydrographischen Jahrbuch der Ostsee“ (z. B. INST. MET. GOSP. WOD., 1973), das regelmäßig vom polnischen Institut für Hydrometeorologie, dem heutigen Institut für Meteorologie und Wasserwirtschaft herausgegeben wird.

Erste Untersuchungen zum jährlichen Gang ozeanologischer Parameter im Bereich der Nord- und Ostsee gehen auf die mit Beginn dieses Jahrhunderts einsetzende intensivere Beobachtungstätigkeit zurück. Die internationalen Terminfahrten in den Jahren 1902 bis 1907 lieferten das Material für die zusammenfassenden Darstellungen von KNUDSEN (1908). Er berechnete aus den vier jährlichen Quartalsmessungen der Temperatur im Februar, Mai, August und November unter Anwendung der Harmonischen Analyse Jahresmittelwerte, Extremwerte, Amplituden und Eintrittszeiten der Maxima in Abhängigkeit von der Tiefe für 81 Positionen aus der Nordsee und dem Ärmelkanal. Dabei war er sich der Mängel durchaus bewußt, die bei der ausschließlichen Berücksichtigung der Hauptjahreswelle für die Berechnung mittlerer Jahresgänge auftreten, zumal nur vier Beobachtungen pro Jahr zur Verfügung standen.

JACOBSEN (1908) bestimmte mittlere Jahresgänge von Salzgehalt und Temperatur für verschiedene Tiefenhorizonte aus täglichen Beobachtungen an Feuerschiffen im Kattegat im Zeitraum 1880 bis 1905. An Hand dieser Beispiele zeigte er die Bedeutung der halbjährlichen Welle bei der Analyse des mittleren jährlichen Ablaufs. Im Gegensatz zu KNUDSEN (1908) verzichtete GEHRKE (1910), der die Beobachtungen der Terminfahrten 1902 bis 1907 in der Ostsee bearbeitete, auf die Konstruktion mittlerer Temperaturkurven aus den vier jährlichen Quartalsmessungen. Auch SPETHMANN (1913) berechnete für die Terminfahrtstationen lediglich Saisonmittelwerte in Abhängigkeit von der Tiefe, indem er die Meßwerte innerhalb eines bestimmten Zeitabschnittes der Jahreszeiten mittelte. Für die Feuerschiffe im Bereich des Übergangsbereiches gibt er mittlere Jahresgänge des Salzgehaltes an.

Später fand die Interpretation mittlerer Jahresgänge durch FOURIER-Reihen immer häufiger Anwendung. GRANQVIST (1938, 1952) unterzog das umfangreiche Beobachtungsmaterial finnischer Küstenstationen und Feuerschiffe einer Harmonischen Analyse und berechnete Elemente des mittleren Jahresgangs von Temperatur und Salzgehalt in Abhängigkeit von der Tiefe. Neben der Jahreshauptwelle und der halbjährlichen Welle wurde nun auch die dritteljährliche Welle in die Analyse einbezogen. Umfangreiche Untersuchungen des mittleren jährlichen Ablaufs der thermohalinen Verhältnisse im Rigaer Meerbusen sind von SLAUCITAJA (1947) bekannt, der Monatsmittel zur Bestimmung der Elemente des Jahresgangs benutzte. Auch die Berechnung der Elemente des jährlichen Gangs der Oberflächentemperatur der Nord- und Ostsee, die DIETRICH (1953) publizierte, stützt sich auf das relativ homogene Datenmaterial der in Küstennähe stationierten Feuerschiffe. Detaillierte Untersuchungen über den Jahresgang der Temperatur an elf Abschnitten der sowjetischen Ostseeküste liegen von LEDER (1972) vor.

DIETRICH (1948, 1950) war es, der erstmalig die seinerzeit noch beschränkte Zahl hydrographischer Serien aus den Tiefs der offenen Ostsee (Bornholmtief, 78 Serien; Gotlandtief, 45 Serien; Nördliches Gotlandbecken, 25 Serien) zur Konstruktion mittlerer Jahresgänge aus Monatsmitteln der Temperatur und des Salzgehaltes verwendete. Monatsmittel aus dem Zeitraum 1948—1962 dienten auch als Basis für die Untersuchungen von PIECHURA (1970), der für 12 Tiefenhorizonte im Gdańsker Tief mittlere Jahresgänge der Temperatur bestimmte.

Später haben LENZ (1971) und BOCK (1971) im Rahmen der Berechnung von Monatskarten der Temperatur und des Salzgehaltes den Versuch unternommen, den Jahresgang beider Parameter für ausgewählte Eingradfelder der Ostsee in Abhängigkeit von der Tiefe zu entwerfen. Die Darstellungen lassen aber nur wenige qualitative Aussagen zu und berücksichtigen zudem nur die Beobachtungen aus dem Zeitraum 1902—1956. Inzwischen hat sich das Datenmaterial aus der Ostsee vervielfacht und läßt nunmehr eine systematische Bearbeitung mittlerer Jahresgänge im offenen Seegebiet in größerem Umfange zu.

2. Umfang, Quellen und Genauigkeit des Beobachtungsmaterials

2.1. Zur Genauigkeit der Meßwerte

Die Temperatur wird in der Ozeanographie in Grad Celsius angegeben. Die meisten Temperaturmessungen aus dem Meßwertkollektiv wurden mit Kippthermometern vorgenommen, die bereits 1874 in die ozeanographische Meßtechnik eingeführt wurden (MATTHÄUS, 1966) und heute Genauigkeiten von $\pm 0,02$ bis $\pm 0,01$ °C aufweisen. Die Oberflächentemperaturen bei den älteren Messungen sind zum Teil mit Schöpfthermometern bestimmt worden. Einige Temperaturserien gehen auf Bathythermographenmessungen zurück, die Genauigkeiten von $\pm 0,1$ bis $\pm 0,2$ °C besitzen. Nach 1960 kamen in stärkerem Maße auch elektrische und elektronische Temperaturmeßgeräte zum Einsatz, deren Genauigkeiten zwischen $\pm 0,1$ und $\pm 0,01$ °C liegen (MATTHÄUS, 1966). Für das vorliegende Beobachtungsmaterial kann man daher im wesentlichen mit Genauigkeiten von $\pm 0,1$ bis $\pm 0,01$ °C rechnen.

Allen Beobachtungen sind im allgemeinen kurzfristige und kleinräumige Variationen überlagert, die nicht eliminiert werden können und von vornherein — insbesondere in der sommerlichen, extrem stark geschichteten Ostsee — Streuungen in den Werten mit sich bringen. Diese Variabilitäten sind in hohem Maße auf interne Schwingungen zurückzuführen (KRAUSS, MAGAARD, 1961; HOLLAN, 1969).

Die Arkonasee als „hauptsächliche Mischpfanne der ganzen Ostsee“ (WÜST, 1957) weist besonders komplizierte thermische Schichtungsverhältnisse (KALLE, 1953; WÜST, 1957) und damit verbunden große räumliche und zeitliche Variabilitäten im Sommer auf (HELA, KRAUSS, 1959; SIEDLER, 1961; KIELMANN, KRAUSS, KEUNECKE, 1973). Die innere thermische Unruhe ist in der Nähe der Grenzflächen Wasser/Luft und Wasser/Meeresgrund am geringsten und erreicht in Tiefen zwischen 20 und 40 m beträchtliche Werte. Die Ursache der großen Variabilität ist in den internen Wellen zu suchen, von denen die internen Seiches und Querschwingungen der Ostsee in der Arkonasee eine bestimmende Rolle zu spielen scheinen (HELA, KRAUSS, 1959; KRAUSS, MAGAARD, 1961). Bei quasikontinuierlichen Temperaturmessungen wurden in 30 m Tiefe Variabilitäten von etwa 7 Grad in wenigen Stunden (Juni/Juli 1968 auf $55^{\circ} 02,4'N$, $13^{\circ} 50,6'E$; TOMCZAK, 1969) und am Südwestrand des Arkonabeckens in

20 m Tiefe von knapp 7 Grad in nur 20 Minuten (Juli 1970 auf $54^{\circ} 47,7'N$, $13^{\circ} 03,5'E$; FRANCK, 1976) gefunden.

Diese großen kurzzeitigen Variationen treten aber offenbar nicht das ganze Jahr über auf. Untersuchungen von TOMCZAK (1969) zeigen starke Variabilitäten in der Temperatur im Jahre 1968 von Ende Mai bis Ende September vor allem in Tiefen zwischen 30 und 44 m.

Die kurzzeitige Veränderlichkeit außerhalb des Sprungschichtbereiches in den anderen Teilgebieten der zentralen Ostsee ist geringer. Untersuchungen aus der Bornholmsee im August 1960 ($55^{\circ} 18,5'N$, $15^{\circ} 18'E$) zeigen zwar eine komplizierte thermische Struktur mit im allgemeinen aber zeitlich stetigem Verhalten der Schichtung (SIEDLER, 1961). Bei etwa stündlichen Messungen über einen halben Tag wurden Schwankungsbreiten von 4,0 Grad in 28 m, von 1,3 Grad in 48 m und von 1,6 Grad in 73 m gefunden (JACOB, 1961).

Über die Variabilität im Gotlandtief ($57^{\circ} 20'N$, $20^{\circ}E$) liegen Untersuchungen vom September 1967 bzw. Mai 1968 (GIESKES, GRASSHOFF, 1969) und vom Oktober 1969 (NEHRING, FRANCKE, BROSI, 1971) vor. Danach wurden an der Oberfläche Veränderlichkeiten von 0,2—0,5 Grad in drei Stunden gefunden. Im Bereich der Temperaturprungschicht sind dreistündige Änderungen von maximal 6 Grad (30 m, 1967) beobachtet worden. Variabilitäten bis zu 0,5 Grad in drei Stunden sind in der Tiefe der Salzgehaltssprungschicht zu erwarten.

Ähnliche Beobachtungen über die kurzzeitigen Variabilitäten liegen aus dem nördlichen ($59^{\circ} 02'N$, $20^{\circ} 09'—21^{\circ} 05'E$) und westlichen Gotlandbecken (etwa $58^{\circ} 07'N$, $18^{\circ} 14'E$) vor (SIEDLER, 1961; JACOB, 1961).

2.2. Die Beobachtungsstationen

Für die Untersuchungen der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit der Temperatur wurden aus dem derzeitigen Stationsnetz zehn Positionen so ausgewählt, daß aus jedem Becken der zentralen Ostsee wenigstens eine Station mit relativ langen Beobachtungsreihen Berücksichtigung findet. Diese Stationen liegen überwiegend im Bereich der größten Vertiefungen (vgl. Abb. 1), die im allgemeinen in den küstenfernen Regionen der Becken anzutreffen sind. Damit dürften sie für ein größeres Areal der zentralen Becken repräsentative Verhältnisse aufweisen. Die ausgewählten Positionen decken sich im wesentlichen mit den in der Empfehlung 1957-2 (ANON., 1957) der 1. Konferenz der Ostseeozeanographen, Helsinki 1957, vorgeschlagenen Stationen. Eine Reihe von Stationen, die 1957 speziell für das Studium der Erneuerung des Tiefen- und Bodenwassers der Ostsee empfohlen wurden, ist bereits seit Beginn dieses Jahrhunderts von den Ostseeanliegern in unregelmäßigen Abständen vermessen worden. In Tab. 1 sind die ausgewählten Stationen mit der in der Arbeit verwendeten Bezeichnung, einer Kurzform (in Klammern dahinter), der internationalen Bezeichnung und der Position angegeben.

2.3. Eigenschaften des Beobachtungsmaterials

Das Beobachtungsmaterial aus der offenen Ostsee ist im allgemeinen weder zeitlich noch örtlich homogen. In dieser Arbeit wurde durch Beschränkung auf solche Stationen, die häufig von Forschungsschiffen besucht werden, zumindest eine örtliche Homogenität des Materials und darüber hinaus auch ein optimaler Meßwertumfang erreicht.

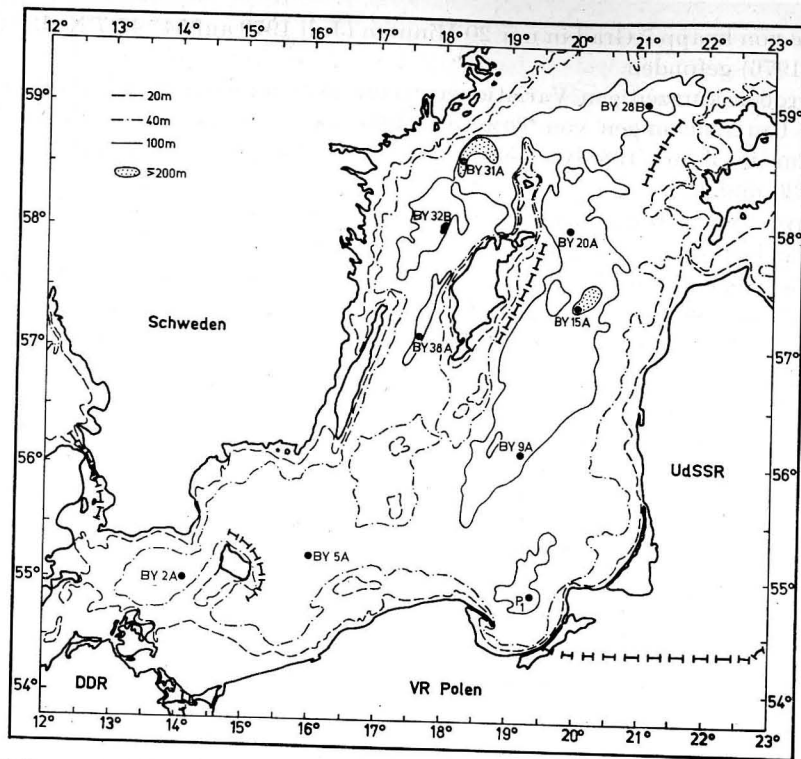


Abb. 1. Tiefen und Bodenrelief der zentralen Ostsee sowie die Lage der Beobachtungsstationen

Tabelle 1
Beobachtungsmaterial

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

*) für den Zeitraum vor 1955 wurden die alte deutsche Station „Bornholmtief“ auf etwa 55°20' N 15°30' E und die alte schwedische Station „S Ostsee 4“ auf etwa 55°20' N und 15°40' E zur Auswertung herangezogen.

Für die Berechnung der langjährigen mittleren Jahresgänge sind alle verfügbaren Daten der Temperatur herangezogen worden, wobei sich natürlich für die einzelnen Stationen ungleich lange Beobachtungsperioden mit unterschiedlich dichten Meßwert-

folgen ergeben. Dieser Unzulänglichkeit wird durch die Berechnungsmethodik teilweise Rechnung getragen, denn eine Reduktion auf einheitlich lange Meßreihen mit gleicher Verteilung ist nicht durchführbar. Wenn man bedenkt, daß im allgemeinen nur etwa 20% der Beobachtungen auf die erste Hälfte unseres Jahrhunderts entfallen, bleibt eine Vergleichbarkeit der Stationen untereinander weitgehend gewährleistet.

Die Beobachtungen erfolgten zu unterschiedlichen Tageszeiten, so daß bei den Oberflächenwerten der Tagesgang anteilig in der Streuung der Meßwerte enthalten ist. Eine Eliminierung ist nicht möglich.

Für die Bearbeitung wirkt sich günstig aus, daß seit Beginn der regulären Beobachtungstätigkeit in der Ostsee in einheitlichen Standardhorizonten gemessen wurde. Bei der Berechnung mittlerer Jahresgänge gestatten die 5 m- bzw. 10 m-Tiefenstufen im Oberflächenbereich eine ausreichende vertikale Staffelung, wobei die Anzahl der Meßwerte in allen Tiefenhorizonten einer Station annähernd gleich ist. Damit ist auch die Vergleichbarkeit der verschiedenen Niveaus innerhalb einer Station gegeben.

Das für die Berechnung der Jahresgänge herangezogene Beobachtungsmaterial der einzelnen Stationen ist in Tab. 1 zusammengestellt. Von den insgesamt 1923 Serien der Temperatur sind für das Bornholmtief mit über 400, das Arkona- und Gdańsker Tief mit nahezu 300, das Gotlandtief mit weit über 200 und das Landsorttief mit rund 150 die größte Anzahl von Serien vorhanden. Für die restlichen fünf Auswahlstationen wurden nur je etwa 100 Serien im Verlaufe dieses Jahrhunderts gemessen.

Die Mehrzahl der Meßwerte ist den Datenberichten des International Council for the Exploration of the Sea (ICES) oder den entsprechenden Publikationen der Anliegerstaaten der Ostsee entnommen. Darüber hinaus wurde Beobachtungsmaterial aus Veröffentlichungen einzelner Autoren herangezogen, das nicht in den zugänglichen Datensammlungen enthalten war. Sämtliche Quellen sind im Literaturverzeichnis zusammengestellt.

2.4. Zu Fragen der Häufigkeitsverteilung

Auf Grund der zeitlichen Inhomogenität sind Fragen der Verteilung des Beobachtungsmaterials von besonderem Interesse. Zu Kontrollzwecken wurden für alle Tiefen von 10 zu 10 m und alle Stationen die Beobachtungswerte über der Jahresperiode (1 Jahr \cong 360 Tage) aufgetragen. Diese Darstellungen, die aus Platzgründen hier nicht wiedergegeben werden können, zeigen mehr oder weniger starke Häufungen der Meßwerte in den seit 1902 bevorzugten Terminfahrtmonaten Februar/März, Mai, Juli/August und Oktober/November. Diese Erscheinung tritt besonders deutlich bei den im südlichen Teil des Bearbeitungsgebietes gelegenen Stationen auf. Sie wird jedoch verwischt, wenn man die auf die einzelnen Monate entfallende Zahl der Serien ermittelt, die an der Zeitachse der Diagramme des mittleren Jahresgangs (Abb. 4A—K) aufgetragen sind. Die größte Zahl von Beobachtungen fällt in das Sommerhalbjahr mit dem Maximum im Juli/August. Im Winterhalbjahr liegen teilweise bedeutend weniger Daten pro Monat vor. Die geringste Zahl von Serien wurde meist im Dezember, verschiedentlich auch im März beobachtet. Eine geringe Zahl an Beobachtungen ist in den Monaten Dezember bis März aus dem nördlichen Teil des Bearbeitungsgebietes greifbar, insbesondere von der Station „Nördliches Gotlandbecken“.

Im allgemeinen dürften die vorhandenen Beobachtungen in den Monaten Januar bis März hauptsächlich aus milden Eiswintern stammen, so daß zu hohe Wintertemperaturen im Oberflächenbereich vorgetäuscht werden könnten. Die für die

Untersuchungen im nördlichen Teil herangezogenen Stationen liegen aber sämtlich im offenen Seegebiet mit großen Wassertiefen und demzufolge hohem Wärmeverrat, so daß trotz der ungünstigen klimatischen Verhältnisse die Seegebiete im Bereich dieser Stationen sehr selten völlig zufrieren. In normal verlaufenden Eiswintern muß lediglich nördlich des 59. Breitengrades und östlich des 21. Längengrades mit umfangreichen Eisfeldern gerechnet werden (vgl. Eishandbuch, 1972; Handbuch Ostsee, 1969). Im Bereich dieser Position liegt nur die bereits erwähnte Station „Nördliches Gotlandbecken“, über deren diesbezügliche Besonderheiten später noch berichtet wird. In diesem Zusammenhang sei auch auf die Station „Landsorttief“ hingewiesen, die relativ geringe Entfernungen zur Küste aufweist und deshalb öfters durch den Küsteneisraum beeinflusst wird.

Zur Beurteilung der Verteilung der Meßwerte sind die zeitlichen Abstände Δt [Tage] zwischen den innerhalb der Jahresperiode chronologisch geordneten Beobachtungsterminen nützlich. Zu diesem Zweck wurden für die Stationen Häufigkeitsdarstellungen aller vorkommenden Zeitabstände ermittelt und in Abb. 2 dargestellt. Eine für die

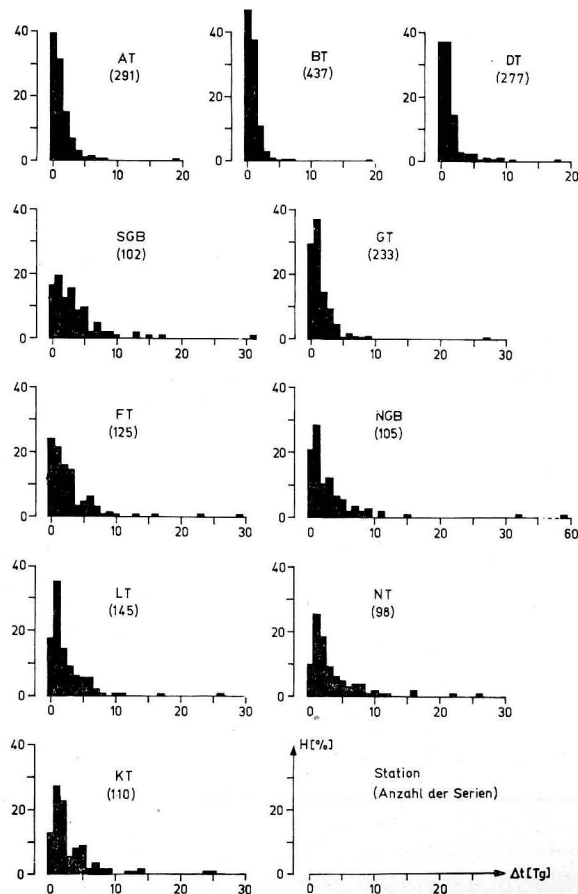


Abb. 2. Histogramme der Häufigkeitsverteilung der Zeitabstände Δt zwischen den im Jahresverlauf chronologisch geordneten Beobachtungsterminen der Temperatur

Berechnung mittlerer Jahresgänge günstige Verteilung ist bei solchen nicht äquidistanten Messungen gegeben, deren Abstände zum überwiegenden Teil geringer als etwa 3 bis 5 Tage sind. Die maximalen Zeitabstände sollten dabei möglichst klein bleiben (vgl. FRANCK, MATTHÄUS, 1974). Diesen Bedingungen entspricht weitgehend das Material des Arkonatiefs, des Bornholmtiefs, des Gdańsker Tiefs und des Gotlandtiefs. Allerdings treten maximale Zeitabstände von knapp 20 Tagen, im Gotlandtief sogar von 27 Tagen auf. Sie liegen bei den restlichen sechs Stationen zwischen 25 und 31 Tagen, erreichen im Nördlichen Gotlandbecken sogar 59 Tage. Bei neun der ausgewählten Stationen ist die größte zeitliche Lücke in den Messungen zum Jahreswechsel zu beobachten. Nur im Nördlichen Gotlandbecken liegt diese Lücke im Bereich des Temperaturminimums von Mitte Februar bis Mitte April. Insgesamt ist auch die Verteilung der zeitlichen Abstände ungünstiger als bei den vier eingangs genannten Stationen. Die prozentuale Häufigkeit der Abstände von 1–2 Tagen ist nur etwa halb so groß, dafür treten Abstände bis zu 10 Tagen häufiger auf.

Zur Beurteilung der Aussagekraft eines langjährigen mittleren Jahresgangs sind Angaben über die Streuung der Einzelwerte um die Ausgleichskurve notwendig. Diesem Zweck dient die Standardabweichung s . Stichprobenparameter wie die Standardabweichung sind jedoch nicht ohne weiteres zu interpretieren, wenn man nicht voraussetzen kann, daß die Stichprobe aus einer Grundgesamtheit mit GAUSSScher Normalverteilung stammt. Nach TAUBENHEIM (1969) darf man das Vorliegen einer Normalverteilung bei solchen Meßgrößen annehmen, die symmetrisch um einen Mittelwert schwanken. Ein solcher Fall liegt bei den Abweichungen der Meßwerte von der mittleren Kurve vor.

Die Verteilung der Differenzen ΔT_i zwischen den Meßwerten der Temperatur T_i und den zeitlich zugeordneten Werten \bar{T}_i der Ausgleichskurve soll an Hand einiger Beispiele geprüft werden. Die Auswahl der Beispiele ist so getroffen worden, daß die Ergebnisse der Prüfung eine Verallgemeinerung auf alle ausgewählten Stationen und betrachteten Tiefenhorizonte gestatten.

In Abb. 3 sind Histogramme der Häufigkeitsverteilung von ganzjährig zusammengefaßten Temperaturdifferenzen ΔT an drei verschiedenen Stationen in unterschiedlichen Tiefen dargestellt. Dabei weisen die unter dem Summenzeichen stehenden Zahlen auf den zugrundeliegenden Materialumfang hin. Die gerissene Kurve ist die aus Standardabweichung und Mittelwert der Temperaturdifferenzen berechnete zugehörige Normalverteilung, die auf die Summe der Ordinatenwerte des Histogramms bezogen wurde. Es zeigt sich sowohl im Oberflächenbereich des Bornholmtiefs als auch am Boden des flacheren Arkonatiefs sowie im 100 m-Horizont des Gotlandtiefs eine gute Übereinstimmung mit der angepaßten Normalverteilung. Eine Ausnahme bildet lediglich die Tiefe der sommerlichen Sprungschicht im Gotlandtief.

Zu ähnlichen Ergebnissen kam FRANCK (1975), der sich mit Streuungsmaßen von Meßwerten bei mittleren Jahresgängen ozeanologischer Parameter am Beispiel von Temperaturwerten einer Station im Bornholmbecken östlich von Christiansö beschäftigte. Er stellte fest, daß sich ganzjährig zusammengefaßte Temperaturabweichungen von mittleren Jahresgängen in der Regel als normalverteilt erweisen und empfiehlt eine bevorzugte Anwendung der Standardabweichung als Streuungsmaß. Bei Normalverteilung liefert die Standardabweichung die Information in sehr konzentrierter und vollständiger Form, was bei vergleichenden Betrachtungen von Vorteil ist.

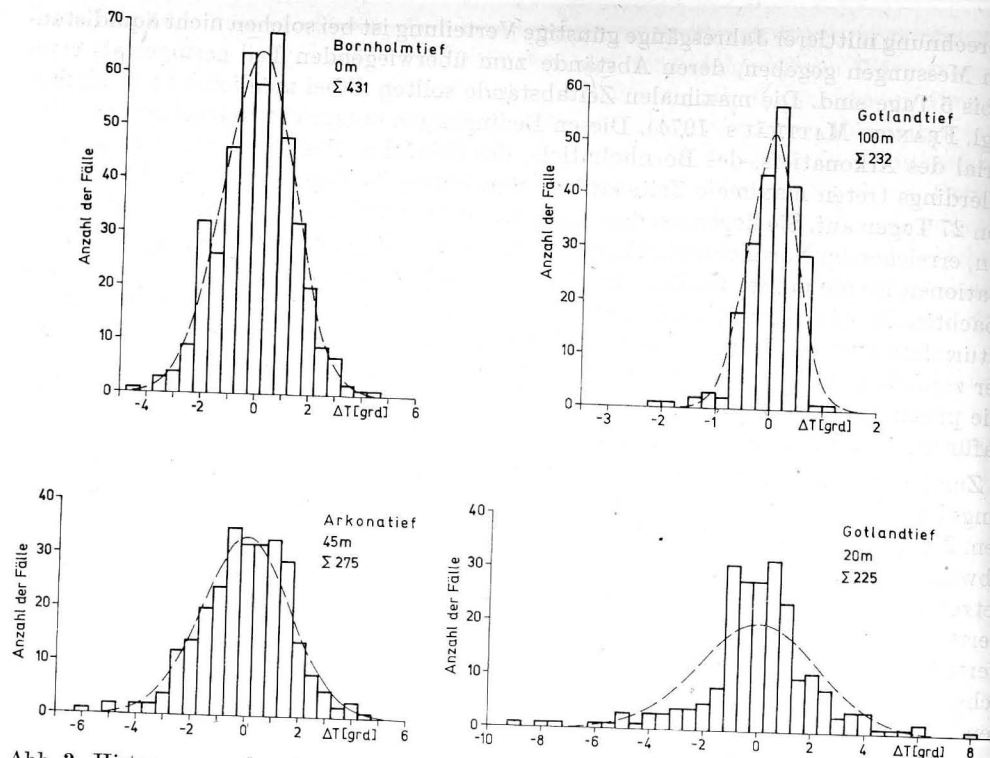


Abb. 3. Histogramme der ΔT -Verteilungen und die angepaßten Normalverteilungen (gerissen) für verschiedene Stationen in unterschiedlichen Tiefenhorizonten

In dieser Arbeit war nur die Berechnung der Jahresstandardabweichung möglich, da die Anzahl der Meßwerte im allgemeinen zu gering war, um Standardabweichungen im Monat oder Quartal zu bestimmen. Als Mindestumfang einer Stichprobe, die sich noch zur Klasseneinteilung eignen soll, werden 50 Meßwerte angegeben (TAUBENHEIM, 1969). Die hier berechnete Standardabweichung ganzjährig zusammengefaßter Temperaturabweichungen vom mittleren Jahresgang reicht deshalb nur für allgemeine Vergleiche aus. Dabei ist zu beachten, daß der Informationsgehalt eines Jahresstreuungswertes mit zunehmend ungleichmäßiger zeitlicher Verteilung und mit wachsenden Streuungsunterschieden im Jahr sinkt (FRANCK, 1975).

Stichproben entsprechen im allgemeinen nicht exakt einer GAUSSschen Normalverteilung. Um zu entscheiden, ob in den vorliegenden Beispielen eine Normalverteilung der Grundgesamtheit, aus der die Stichproben stammen, zugrunde gelegt werden kann, wurde ein Test durchgeführt. Bei beliebigem Stichprobenumfang l wird die Größe

$$\chi^2 = \sum_{p=1}^m \frac{(n_p - e_p)^2}{e_p}$$

als geeignete Prüffunktion angesehen (WEBER, 1972; MÜLLER, NEUMANN, STORM, 1973), wobei m die Anzahl der Klassen bedeutet, in die die l Meßwerte geteilt sind, n_p die Häufigkeit der Meßwerte in der p -ten Klasse und e_p der entsprechende Wert der angepaßten Normalverteilung ist. Zur Beurteilung der χ^2 -Werte liegen Berechnungen

der Schwellenwerte der obigen Gleichung in Abhängigkeit von der Zahl der Freiheitsgrade und der Irrtumswahrscheinlichkeit in Tabellen (WEBER, 1972) oder graphischer Form (KOLLER, 1969) vor. Danach kann eine empirische Verteilung als normalverteilt angesehen werden, wenn die berechnete Wertungsziffer χ^2 kleiner ist als ein vorgegebener Schwellenwert. Die angepaßten Normalverteilungen in Abb. 3 wurden mit Hilfe von Mittelwert und Standardabweichung der empirischen Verteilung berechnet. Der χ^2 -Test zeigte, daß unter Zugrundelegung einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 0,01 bei drei Beispielen auf das Vorliegen einer Normalverteilung geschlossen werden kann. Nicht normalverteilt dagegen ist die Stichprobe der Temperaturdifferenzen im 20-m-Horizont des Gotlandtiefs.

In Verallgemeinerung dieser Beispiele und der Untersuchungen von FRANCK (1975) kann man annehmen, daß zumindest für alle betrachteten Tiefenhorizonte außerhalb der Sprungschichten die langjährigen Temperaturabweichungen vom mittleren Jahresgang einer Normalverteilung genügen. Auch die Untersuchungen im 20-m-Tiefenniveau des Gotlandtiefs lassen nicht den Schluß zu, daß die Grundgesamtheit, aus der die Stichprobe entnommen wurde, nicht normalverteilt ist. Die angepaßte Normalverteilung wurde mit Hilfe der aus der Stichprobe ermittelten Werte der Standardabweichung und des Mittelwertes errechnet. FRANCK (1975) konnte beispielsweise für den 30-m-Horizont im Bornholmbecken zeigen, daß es durchaus möglich ist, der empirischen Verteilung optimaler angepaßte Normalverteilungen zu berechnen, wenn man günstigere Standardabweichungen zugrunde legt. Damit wurde auch die empirische Verteilung im 30-m-Horizont nach dem χ^2 -Test als Stichprobe mit normalverteilter Grundgesamtheit bestimmt. Man kann somit davon ausgehen, daß in allen Tiefen des Untersuchungsbereiches mit normalverteilten Grundgesamtheiten der ganzjährig zusammengefaßten Abweichungen der Temperatur vom mittleren Jahresgang gerechnet werden kann.

3. Berechnungsmethodik

3.1. Das Ausgleichsverfahren

Zur Bestimmung der langjährigen mittleren Veränderlichkeit sind verschiedene Wege gegangen worden, die in gewissen Grenzen durch Umfang und Eigenschaften des Beobachtungsmaterials festgelegt sind. Bei den zeitlich äquidistanten Beobachtungen der Küstenstationen und Feuerschiffe wurde die Konstruktion des Jahresgangs sowohl mit Hilfe der Harmonischen Analyse über die Mittelbildung (JACOBSEN, 1908; SCHUBERT, 1936; GRANQVIST, 1938, 1952; SLAUCITAJŠ, 1947; DIETRICH, 1953) als auch direkt aus Monatsmitteln (JACOBSEN, 1908; SPETHMANN, 1913; HUPFER, 1962; LEDER, 1972; Inst. Met. Gosp. Wod., 1973) angewendet. Für das im allgemeinen nichtäquidistante Material aus dem offenen Seegebiet blieb oft nur der Entwurf von Jahresgängen über die Bildung von Monats- (DIETRICH, 1948, 1950; PIECHURA, 1970; ZUBIN, 1968, 1972) oder Dekadenmitteln (MIDTUN, 1971). Man erhält hierbei jedoch keinen funktionalen Zusammenhang zwischen Meßgröße und Zeit. Zwar gestattet die Transformation der Meßwerte in zeitlich äquidistante Mittelwerte formal die Anwendung der Harmonischen Analyse; bei inhomogenem Material relativ geringen Umfangs wird sie aber problematisch (KNUDSEN, 1908; SLAUCITAJŠ, 1947).

Zur Vermeidung einer erzwungenen Äquidistanz bei der Berechnung mittlerer Zusammenhänge können Ausgleichsverfahren herangezogen werden. Für die Ermittlung

von Jahresgängen ozeanologischer Parameter hat der Verfasser ein Verfahren vorgeschlagen, das bei HULTZSCH (1966) angegeben ist und bereits ausführlich beschrieben wurde (MATTHÄUS, 1971; MATTHÄUS, SAGER, SAMMLER, 1974). Die Beobachtungswerte, die durch eine Linearkombination trigonometrischer Funktionen der Form

$$\bar{T} = A_0 + \sum_{n=1}^k A_n \cos(nt - \alpha_n)$$

ausgeglichen werden, gehen unmittelbar in die Berechnungen ein, ohne daß auf Mittelwerte zurückgegriffen oder auf zeitliche Äquidistanz geachtet werden muß. Die Standardabweichung s dient als Maß für die Güte der Ausgleichung, in deren Ergebnis man den Jahresmittelwert A_0 , die Amplituden der jährlichen (A_1), der halbjährlichen (A_2), der dritteljährlichen (A_3), usw. harmonischen Welle und deren Phasenkonstanten α_n erhält.

3.2. Vorteile und Grenzen des Verfahrens

Das Ausgleichsverfahren wurde an mehreren Beispielen verschiedenen Meßwertumfanges und unterschiedlicher zeitlicher Verteilung aus der westlichen und zentralen Ostsee erprobt. Dabei erwies sich die Nützlichkeit des Verfahrens sowohl bei der Ermittlung des Jahresgangs der Temperatur (MATTHÄUS, 1973; KAYSER, 1974) als auch des Sauerstoffgehalts (MATTHÄUS, 1974). Darüber hinaus wurde die Leistungsfähigkeit der bisher in der ozeanologischen Praxis angewendeten Methoden mit der des Ausgleichsverfahrens verglichen. Bei zeitlich äquidistanten Meßwerten größeren Umfangs erweist sich eine einfache oder übergreifende Mittelbildung mit Anwendung der Harmonischen Analyse zur Konstruktion langjähriger mittlerer Jahresgänge als vorteilhaft gegenüber dem Ausgleichsverfahren (MATTHÄUS, SAGER, SAMMLER, 1974). Hierbei wird die Harmonische Analyse durch Herabsetzung der Anzahl der Koeffizienten genau genommen auch im Sinne der Ausgleichsrechnung verwendet. Diese Methoden sind bei nichtäquidistanten Daten aber nur dann anwendbar, wenn ein genügend großes Meßwertkollektiv zur Verfügung steht.

Die Vorteile des Ausgleichsverfahrens zeigen sich bei Meßmaterial geringeren Umfangs und ungünstiger zeitlicher Verteilung, wie es im allgemeinen aus den küstenfernen, tieferen Teilen eines Seegebietes vorliegt. Nach Untersuchungen von FRANCK und MATTHÄUS (1974) an zwei Meßreihen der Oberflächentemperatur des Bornholm- und Gotlandbeckens scheint das Ausgleichsverfahren flexibler zu sein und sich durch die unmittelbare Verwendung der nichtäquidistanten Beobachtungswerte zeitlich ungünstigen Verteilungen besser anzupassen. Die bei der Harmonischen Analyse notwendige Transformation der Meßwerte in zeitlich äquidistante Mittelwerte stellt bei ungünstigen Verteilungen einen Eingriff dar, der zu Fehlern führen kann.

In Fällen, in denen die Verteilung zu ungünstig und die Streuung zu groß wird oder die Anzahl der Meßwerte im Bereich der Extrema zu gering ist, kann auch die Berechnung nach dem Ausgleichsverfahren bei größerem Ausgleichungsgrad (z. B. $k = 4$) zu Fehlern in einzelnen Kurvenabschnitten führen. Die Ausgleichung liefert die mathematisch beste Kurve durch das Meßwertkollektiv eines Tiefenhorizontes. Treten im Laufe der Jahresperiode jedoch große Streuungen in Verbindung mit zeitlichen Lücken auf, so kann die mittlere Kurve im Bereich der Lücke einen fehlerhaften Verlauf nehmen, wie er bei einer früheren Untersuchung (MATTHÄUS, 1973) beispielsweise in der Tiefe der sommerlichen Temperatursprungschicht im Gotlandtief beob-

achtet wurde. Bei dem vorliegenden Material tritt ein solcher Fall für das Nördliche Gotlandbecken auf. Von Dezember bis einschließlich April standen nur 14 Serien zur Verfügung bei einer Lücke im Bereich des Temperaturminimums von Mitte Februar bis Mitte April, so daß der mittlere Temperaturverlauf in diesem Zeitraum als unsicher (in Abb. 4 G, gerissen) gekennzeichnet werden muß.

3.3. Zur praktischen Durchführung der Berechnungen

Bei den Rechnungen hat es sich als ausreichend erwiesen, wenn man 1 Jahr = 12 Monate = 360 Tage \cong 360° setzt. Damit ist jeder Monat auf 30 Tage normiert, und 1 Tag entspricht 1 Winkelgrad. Zählt man die Zeit t ab 1. Januar \cong 0°, dann entspricht z. B. 120° dem 1. Mai und 215° dem 6. August. Der Ausgleichungsgrad wurde auf Grund von Erfahrungswerten aus ähnlichen Berechnungen und speziellen Untersuchungen zu diesem Problem (MATTHÄUS, 1971; FRANCK, MATTHÄUS, 1974) auf $k = 4$ begrenzt.

Die mittleren Jahresgänge der Temperatur wurden zwischen der Oberfläche und 100 m in Tiefenhorizonten von 10 zu 10 m analysiert. Darüber hinaus sind die Jahresgänge im 5 m-Horizont des Arkona- und Bornholmtiefs sowie im 15 m- und 45 m-Horizont des Arkonatiefs berechnet worden.

Sämtliche Berechnungen wurden auf der elektronischen Rechenanlage Cellatron C 8205 des Instituts für Meereskunde Warnemünde vorgenommen. Die Ergebnisse liegen in Tabellenform vor, wobei für jede Tiefe Amplituden, Jahresstandardabweichung und mittlere Tageswerte ausgedruckt wurden. Aus den mittleren Tageswerten wurde der Verlauf des Jahresgangs entworfen. Zur Kontrolle der Analysen und zur Ausschaltung von Fehlern wurden alle berechneten Jahreskurven in die über der Jahresperiode aufgetragene Meßwertverteilung eingepaßt.

4. Ergebnisse der Analysen

Um die Ergebnisse der Analysen in möglichst konzentrierter und übersichtlicher Form mitteilen zu können, sind die mittleren Jahresgänge und ihre Elemente in Abhängigkeit von der Tiefe für jede der zehn ausgewählten Stationen in den Abb. 4 A—K dargestellt. Für die Wiedergabe der berechneten Jahresgänge (linke Hälfte der Abbildungen) wurde eine Darstellung bevorzugt, bei der der Kurvenverlauf für jeden betrachteten Tiefenhorizont um einen 4 Grad entsprechenden Betrag gegeneinander verschoben ist. Die mittlere Streuung der Einzelwerte um die berechnete Kurve wird durch die Angabe der Jahresstandardabweichung in jedem Horizont gekennzeichnet. An der Zeitachse dieser Diagramme ist die Anzahl der monatlich zugrundegelegten Meßwerte aufgetragen.

Im rechten Teil der Abb. 4 sind die Untersuchungsergebnisse über die Elemente der mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit in Abhängigkeit von der Tiefe zusammengefaßt. Unter a. sind die berechneten Amplituden A_n dargestellt und in b. speziell die prozentuale Änderung der Amplituden A_1 und A_2 , bezogen auf die Oberflächenwerte, mitgeteilt. In der Graphik c. ist die Phasenverschiebung α_1 der mittleren jährlichen harmonischen Welle und in d. diejenige der Extrema des mittleren Jahresganges mit der Tiefe wiedergegeben. Das Diagramm e. kennzeichnet den Jahresmittelwert A_0 , die Höhe der Extrema des mittleren Jahresganges (ausgezogen) und die absolut höchsten und niedrigsten beobachteten Werte (gerissen). Die Zahlenkolonne im rech-

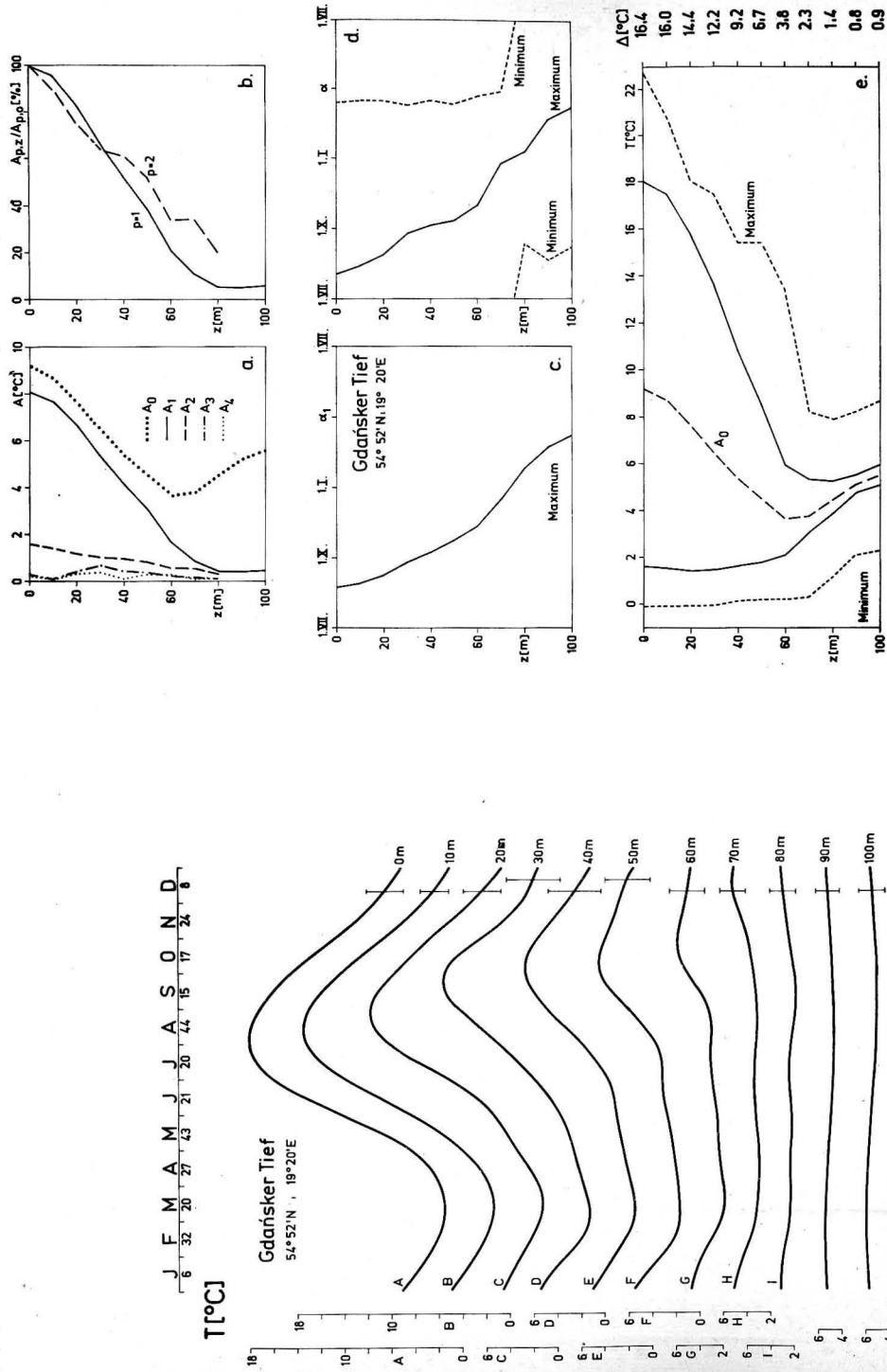


Abb. 4C. Mittlerer Jahresgang der Temperatur und seine Elemente im Gdańsker Tief

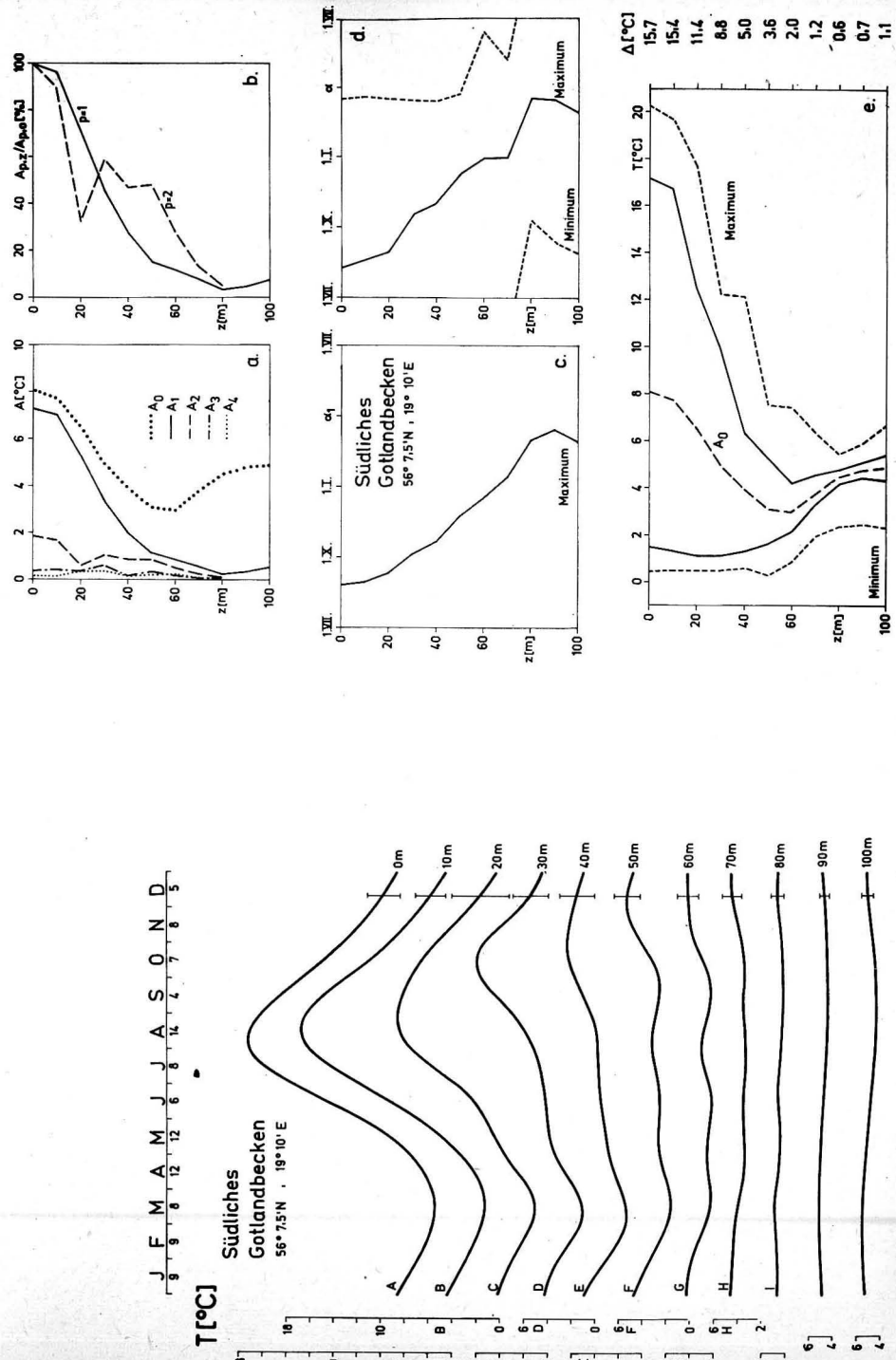


Abb. 4D. Mittlerer Jahresgang der Temperatur und seine Elemente im Südlichen Gotlandbecken

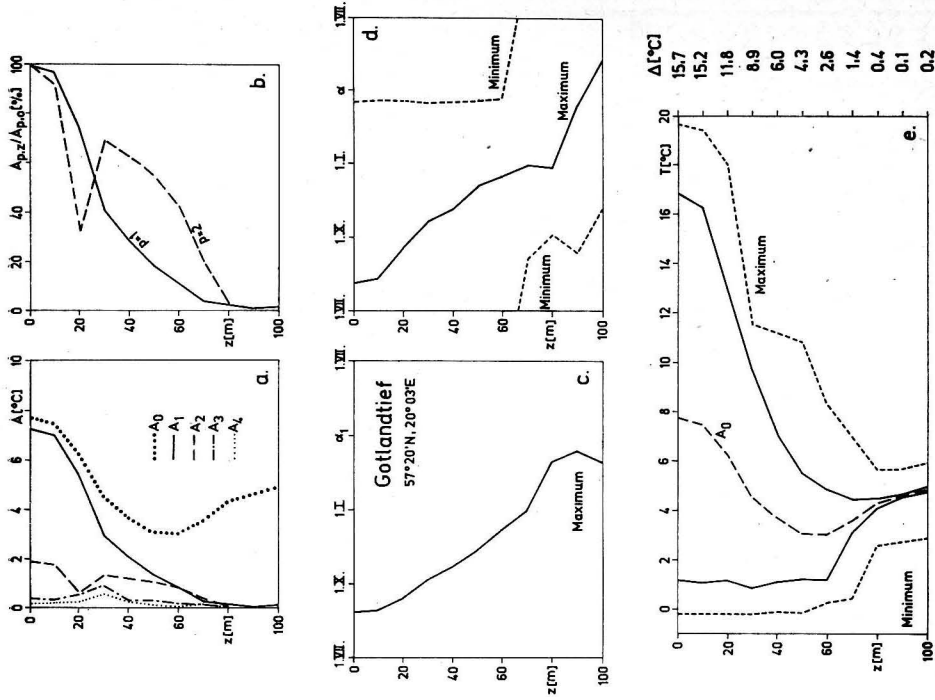


Abb. 4E. Mittlerer Jahresgang der Temperatur und seine Elemente im Gotlandtief

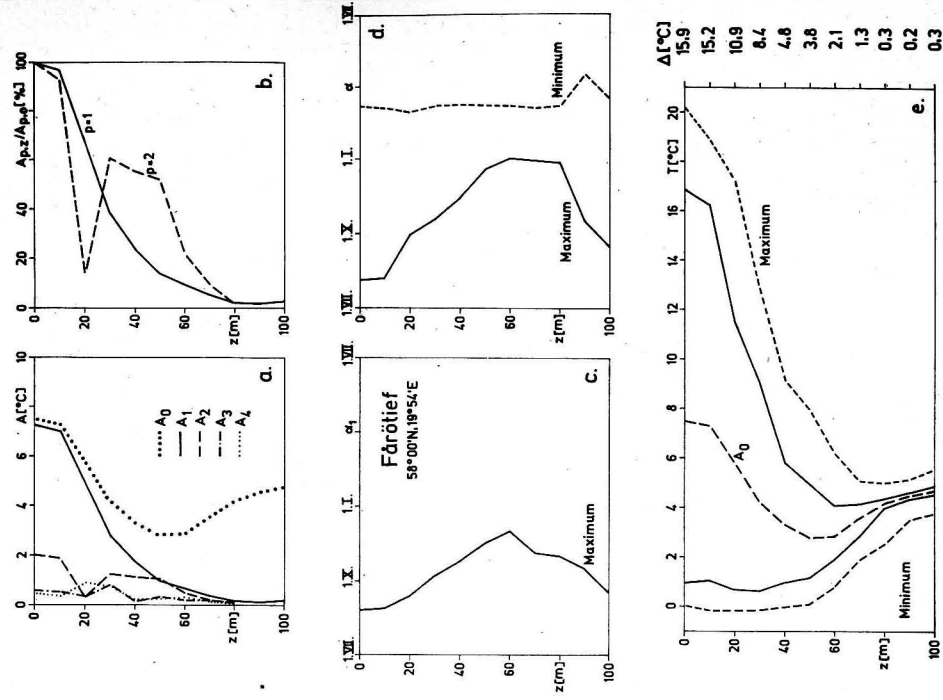
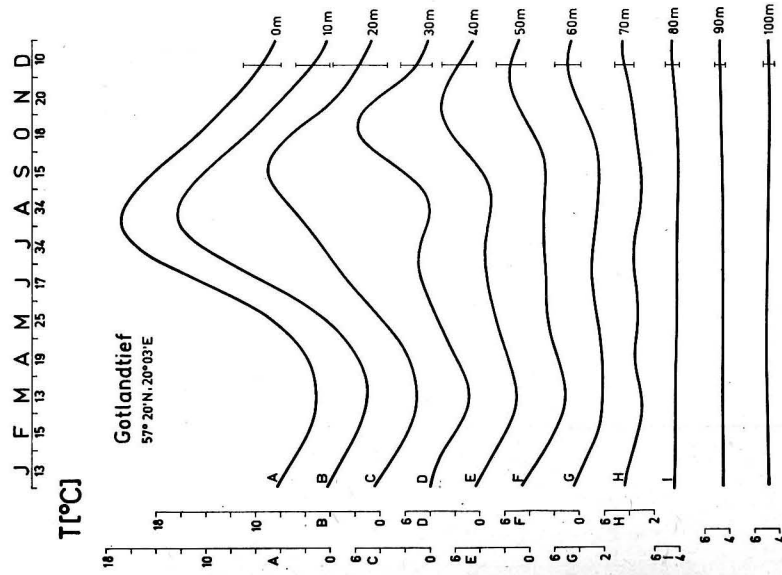
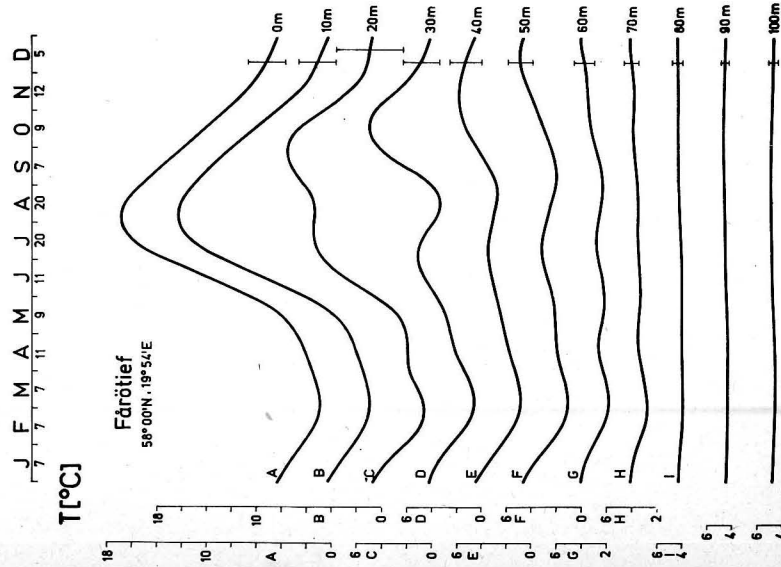


Abb. 4F. Mittlerer Jahresgang der Temperatur und seine Elemente im Färötief



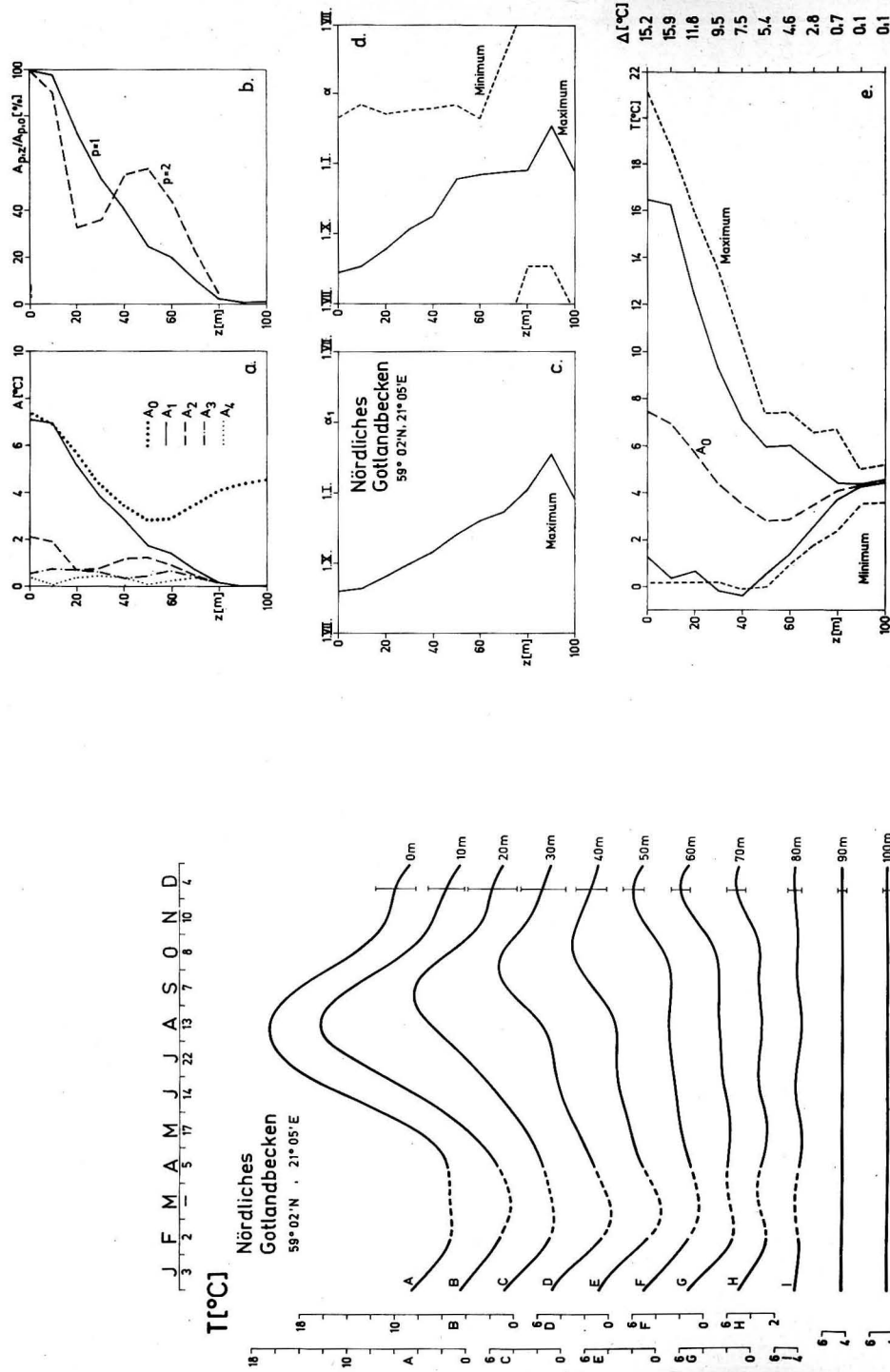


Abb. 4G. Mittlerer Jahresgang der Temperatur und seine Elemente im Nördlichen Gotlandbecken

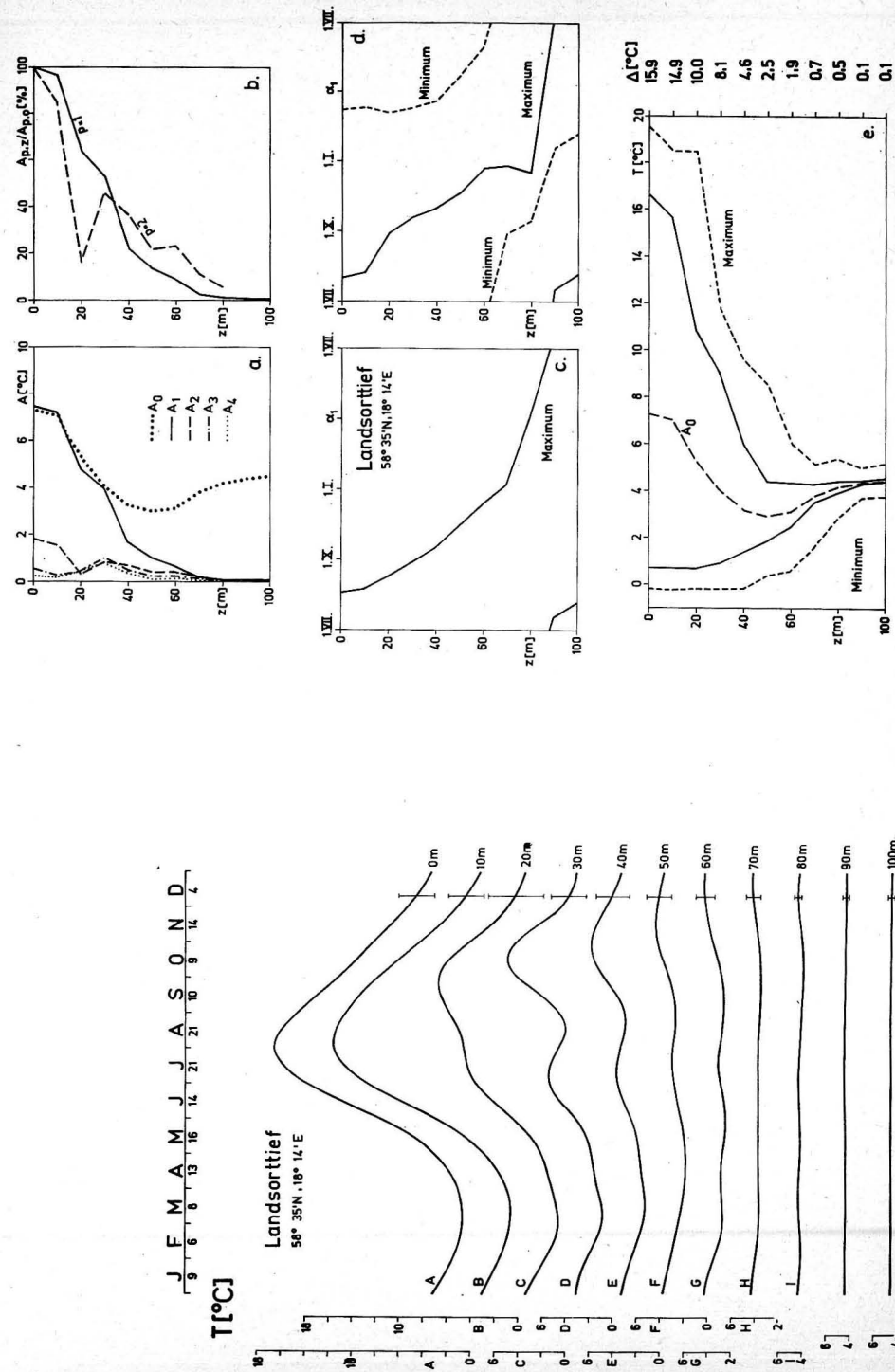


Abb. 4H. Mittlerer Jahresgang der Temperatur und seine Elemente im Landsorttief

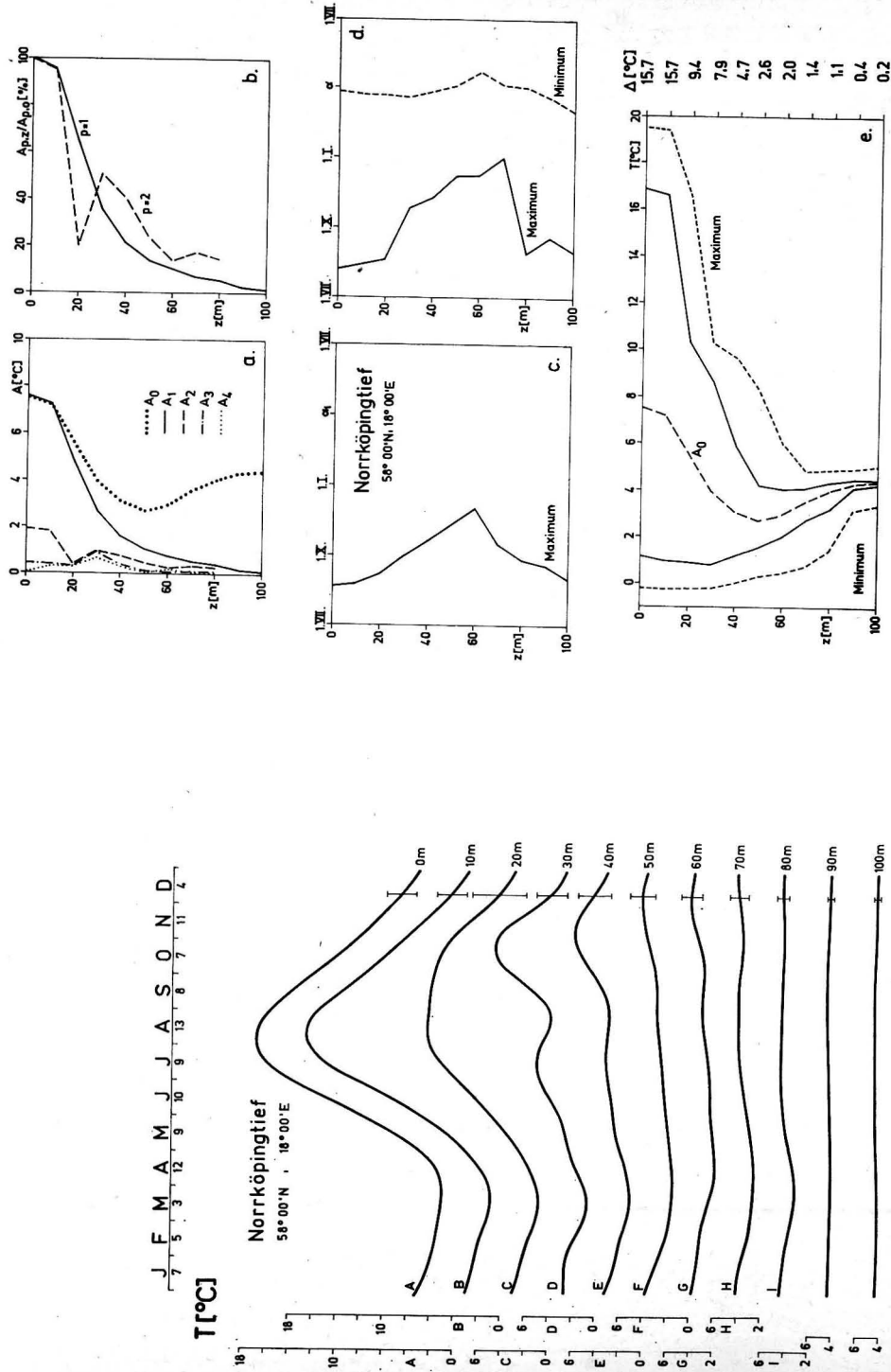


Abb. 4I. Mittlerer Jahresgang der Temperatur und seine Elemente im Norrköpingtief

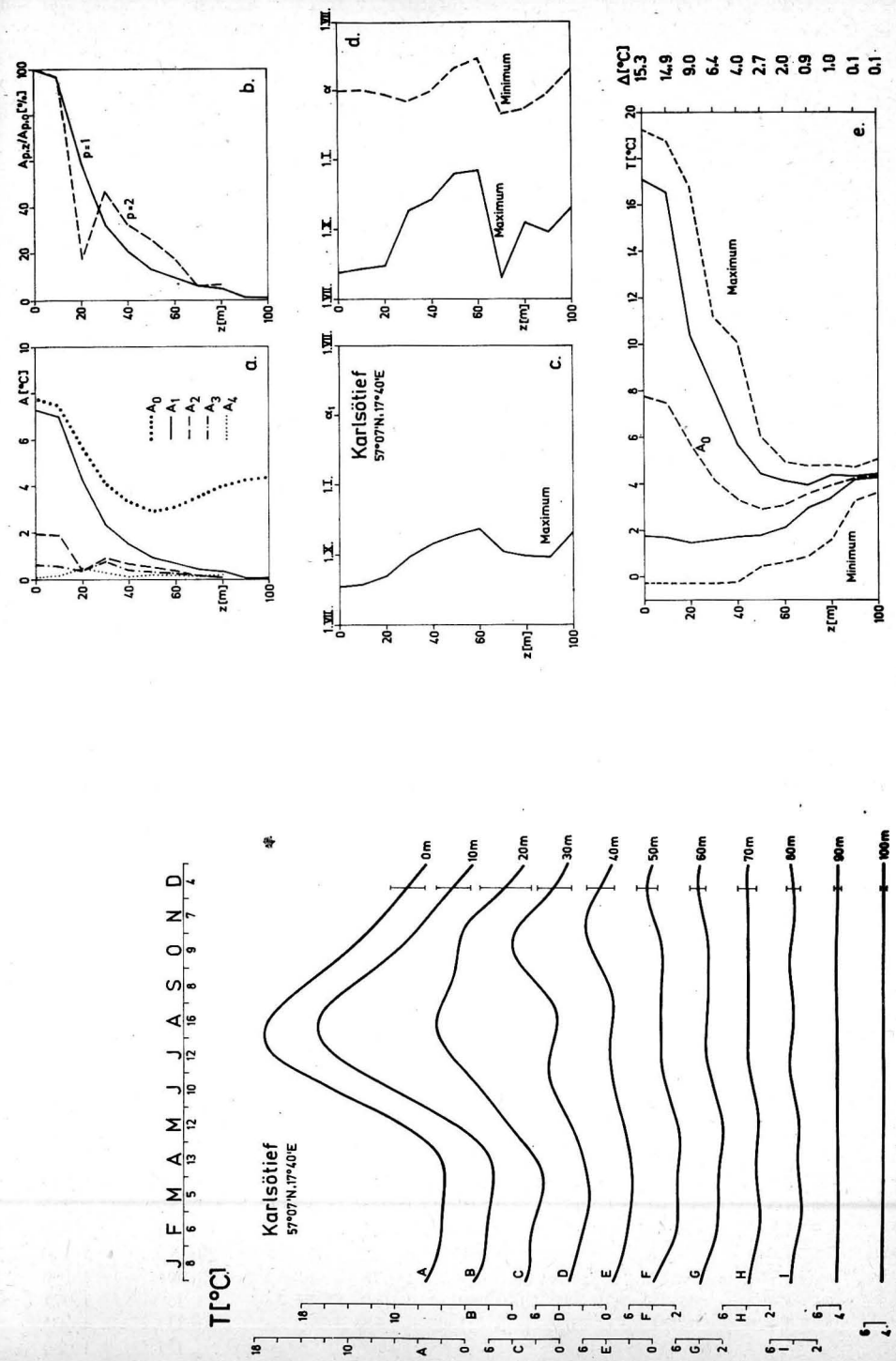


Abb. 4K. Mittlerer Jahresgang der Temperatur und seine Elemente im Karlsötief

Tabellen der Elemente des mittleren Jahresganges der Temperatur an zehn Stationen der zentralen Ostsee (A_0 = Jahresmittelwert; A_n = Amplitude der n -ten Oberwelle; α = Eintrittszeit des Maximums; s = Jahresstandardabweichung)

Tabelle A

Arkonatief (BY 2 A), 55°00' N 14°05' E

z [m]	A_0 [°C]	A_1 [°C]	A_2 [°C]	A_3 [°C]	A_4 [°C]	A_2/A_1 [%]	α	s [°C]
0	8,422	7,548	1,149	0,469	0,089	15,2	5. VIII.	1,437
5	8,357	7,470	1,160	0,540	0,061	15,5	3. VIII.	1,375
10	8,190	7,280	1,026	0,508	0,153	14,1	6. VIII.	1,386
15	7,663	6,710	0,621	0,367	0,371	9,3	15. VIII.	1,529
20	6,866	5,698	0,586	0,312	0,414	10,3	5. IX.	2,122
30	6,115	4,888	0,551	0,063	0,253	11,3	8. X.	1,982
40	7,048	5,625	0,145	0,204	0,175	2,6	4. X.	1,731
45	7,143	5,399	0,247	0,157	0,236	4,6	8. X.	1,635

Tabelle B

Bornholmtief (BY 5 A), 55°15' N 15°59' E

z [m]	A_0 [°C]	A_1 [°C]	A_2 [°C]	A_3 [°C]	A_4 [°C]	A_2/A_1 [%]	α	s [°C]
0	8,497	7,464	1,383	0,282	0,158	18,5	7. VIII.	1,353
5	8,353	7,368	1,303	0,145	0,082	17,7	14. VIII.	1,295
10	8,219	7,216	1,259	0,163	0,108	17,4	16. VIII.	1,286
20	7,355	6,209	0,929	0,377	0,177	15,0	1. IX.	1,596
30	5,733	3,969	0,884	0,422	0,296	22,3	13. X.	2,000
40	4,349	2,151	1,112	0,320	0,141	51,7	18. XI.	1,546
50	4,380	2,129	0,629	0,438	0,132	29,5	3. XII.	1,583
60	5,628	2,622	0,114	0,315	0,134	4,3	7. XII.	1,668
70	6,341	1,757	0,219	0,252	0,248	12,5	18. XII.	1,575
80	6,256	0,968	0,220	0,158	0,162	22,7	22. XII.	1,390

Tabelle C

Gdańsker Tief (P_1), 54°52' N 19°20' E

z [m]	A_0 [°C]	A_1 [°C]	A_2 [°C]	A_3 [°C]	A_4 [°C]	A_2/A_1 [%]	α	s [°C]
0	9,177	8,074	1,564	0,277	0,218	19,4	2. VIII.	1,608
10	8,683	7,681	1,396	0,093	0,095	18,2	13. VIII.	1,197
20	7,621	6,680	1,163	0,431	0,296	17,4	27. VIII.	1,584
30	6,454	5,353	0,994	0,660	0,344	18,6	24. IX.	2,336
40	5,359	4,146	0,954	0,417	0,085	23,0	4. X.	2,236
50	4,497	3,074	0,810	0,346	0,276	26,4	10. X.	1,940
60	3,641	1,637	0,526	0,209	0,272	32,1	29. X.	1,450
70	3,751	0,833	0,529	0,119	0,079	63,5	23. XII.	1,106
80	4,495	0,421	0,302	0,069	0,110	71,7	8. I.	1,071
90	5,126	0,391	—	—	—	—	20. II.	1,009
100	5,523	0,431	—	—	—	—	6. III.	1,080

Tabelle D

Südliches Gotlandbecken (BY 9 A), 56°7,5' N 19°10' E

z [m]	A_0 [°C]	A_1 [°C]	A_2 [°C]	A_3 [°C]	A_4 [°C]	A_2/A_1 [%]	α	s [°C]
0	8,031	7,262	1,830	0,343	0,140	25,2	8. VIII.	1,396
10	7,700	6,990	1,642	0,410	0,162	23,5	18. VIII.	1,344
20	6,457	5,225	0,593	0,358	0,356	11,3	28. VIII.	2,395
30	4,915	3,312	1,072	0,608	0,371	32,4	15. X.	1,526
40	3,881	1,950	0,849	0,150	0,184	43,5	29. X.	1,471
50	3,070	1,100	0,872	0,365	0,203	79,3	7. XII.	1,096
60	2,938	0,830	0,504	0,185	0,257	60,7	28. XII.	0,944
70	3,749	0,539	0,223	0,042	0,096	41,4	28. XII.	0,743
80	4,443	0,224	0,082	0,073	0,089	36,6	15. III.	0,539
90	4,757	0,335	—	—	—	—	13. III.	0,423
100	4,877	0,526	—	—	—	—	28. II.	0,529

Tabelle E

Gotlandtief (BY 15 A), 57°20' N 20°03' E

z [m]	A_0 [°C]	A_1 [°C]	A_2 [°C]	A_3 [°C]	A_4 [°C]	A_2/A_1 [%]	α	s [°C]
0	7,731	7,255	1,879	0,399	0,222	25,9	5. VIII.	1,473
10	7,476	6,993	1,727	0,331	0,210	24,7	10. VIII.	1,372
20	6,261	5,356	0,611	0,572	0,249	11,4	17. IX.	2,213
30	4,495	2,941	1,299	0,902	0,565	44,2	21. X.	1,262
40	3,663	2,044	1,171	0,329	0,273	57,3	5. XI.	1,423
50	3,049	1,295	1,026	0,306	0,114	79,2	3. XII.	1,233
60	2,998	0,787	0,791	0,207	0,059	100,5	14. XII.	1,098
70	3,569	0,269	0,385	0,142	0,165	143,1	28. XII.	0,817
80	4,305	0,162	0,058	0,042	0,028	35,8	25. XII.	0,540
90	4,599	0,050	—	—	—	—	11. III.	0,433
100	4,861	0,099	—	—	—	—	5. V.	0,450

Tabelle F

Fårötief (BY 20 A), 58°00' N 19°54' E

z [m]	A_0 [°C]	A_1 [°C]	A_2 [°C]	A_3 [°C]	A_4 [°C]	A_2/A_1 [%]	α	s [°C]
0	7,498	7,234	2,012	0,552	0,434	27,8	4. VIII.	1,478
10	7,312	6,999	1,871	0,514	0,351	26,7	7. VIII.	1,449
20	5,803	4,916	0,273	0,319	0,880	5,6	29. IX.	2,689
30	4,165	2,772	1,220	0,807	0,728	44,0	18. X.	1,544
40	3,270	1,701	1,111	0,125	0,210	65,3	14. XI.	1,316
50	2,764	0,967	1,040	0,321	0,239	107,5	19. XII.	1,000
60	2,812	0,653	0,432	0,179	0,309	66,2	2. I.	0,795
70	3,559	0,362	0,185	0,181	0,166	51,1	30. XII.	0,616
80	4,178	0,137	0,034	0,045	0,032	24,8	27. XII.	0,396
90	4,493	0,122	—	—	—	—	16. X.	0,290
100	4,702	0,170	—	—	—	—	16. IX.	0,376

Tabelle G

Nördliches Gotlandbecken (BY 28 B), 59° 02' N 21° 05' E

z [m]	A ₀ [°C]	A ₁ [°C]	A ₂ [°C]	A ₃ [°C]	A ₄ [°C]	A ₂ /A ₁ [%]	α	s [°C]
0	7,452	7,120	2,102	0,533	0,386	29,5	10. VIII.	1,734
10	6,941	6,957	1,890	0,751	0,086	27,2	17. VIII.	1,561
20	5,693	5,185	0,686	0,720	0,366	13,2	10. IX.	2,145
30	4,379	3,803	0,749	0,615	0,436	19,7	5. X.	1,901
40	3,478	2,849	1,157	0,325	0,375	40,6	22. X.	1,263
50	2,796	1,734	1,208	0,464	0,076	69,7	9. XII.	0,937
60	2,844	1,411	0,924	0,660	0,266	65,5	14. XII.	0,819
70	3,463	0,716	0,469	0,395	0,376	65,5	18. XII.	0,787
80	4,069	0,145	0,097	0,105	0,180	66,9	20. XII.	0,576
90	4,324	0,031	—	—	—	—	18. II.	0,355
100	4,515	0,051	—	—	—	—	21. XII.	0,364

Tabelle H

Landsortief (BY 31 A) 58° 35' N 18° 14' E

z [m]	A ₀ [°C]	A ₁ [°C]	A ₂ [°C]	A ₃ [°C]	A ₄ [°C]	A ₂ /A ₁ [%]	α	s [°C]
0	7,264	7,430	1,800	0,532	0,214	24,2	30. VII.	1,520
10	7,028	7,183	1,531	0,268	0,148	21,3	7. VIII.	1,480
20	5,263	4,753	0,282	0,417	0,451	5,9	27. IX.	2,347
30	4,001	3,936	0,817	0,988	0,733	20,8	17. X.	1,493
40	3,184	1,638	0,658	0,499	0,311	40,2	29. X.	1,407
50	2,947	0,988	0,385	0,220	0,079	39,0	19. XI.	1,049
60	3,102	0,651	0,415	0,235	0,132	63,7	20. XII.	0,802
70	3,779	0,177	0,200	0,101	0,018	113,0	24. XII.	0,596
80	4,172	0,069	0,096	0,102	0,062	139,1	15. XII.	0,356
90	4,356	0,056	—	—	—	—	16. VII.	0,282
00	4,465	0,050	—	—	—	—	5. VIII.	0,282

Tabelle I

Norrköpingtief (BY 32 B), 58° 00' N 18° 00' E

z [m]	A ₀ [°C]	A ₁ [°C]	A ₂ [°C]	A ₃ [°C]	A ₄ [°C]	A ₂ /A ₁ [%]	α	s [°C]
0	7,513	7,543	1,884	0,433	0,027	25,0	6. VIII.	1,255
10	7,191	7,226	1,800	0,378	0,298	24,9	11. VIII.	1,318
20	5,508	4,780	0,378	0,301	0,292	7,9	19. VIII.	2,295
30	3,883	2,659	0,948	0,918	0,659	35,7	25. X.	1,278
40	3,051	1,595	0,760	0,384	0,285	47,6	8. XI.	1,379
50	2,681	1,036	0,449	0,118	0,048	43,3	5. XII.	1,123
60	2,930	0,771	0,252	0,064	0,181	32,7	7. XII.	0,872
70	3,526	0,522	0,322	0,103	0,059	61,7	30. XII.	0,795
80	3,993	0,425	0,271	0,101	0,026	63,8	26. VIII.	0,527
90	4,283	0,184	—	—	—	—	17. IX.	0,256
100	4,368	0,111	—	—	—	—	1. IX.	0,245

Tabelle K

Karlsöief (BY 38 A), 57° 07' N 17° 40' E

z [m]	A ₀ [°C]	A ₁ [°C]	A ₂ [°C]	A ₃ [°C]	A ₄ [°C]	A ₂ /A ₁ [%]	α	s [°C]
0	7,745	7,296	1,944	0,593	0,048	26,6	4. VIII.	1,559
10	7,447	7,001	1,876	0,542	0,153	26,8	9. VIII.	1,472
20	5,647	4,300	0,346	0,352	0,462	8,0	13. VIII.	2,146
30	4,100	2,354	0,910	0,739	0,284	38,7	23. X.	1,437
40	3,287	1,516	0,630	0,374	0,103	41,6	8. XI.	1,204
50	2,875	0,947	0,501	0,286	0,170	52,9	11. XII.	0,901
60	3,044	0,686	0,343	0,232	0,124	50,0	16. XII.	0,728
70	3,533	0,422	0,117	0,128	0,109	27,7	28. VII.	0,731
80	3,953	0,331	0,126	0,050	0,179	38,1	8. X.	0,595
90	4,229	0,065	—	—	—	—	26. IX.	0,293
100	4,325	0,059	—	—	—	—	28. X.	0,250

ten Teil der Graphik e. gibt die mittlere Jahresschwankung Δ für die einzelnen Tiefenniveaus.

In den Tabellen A—K sind für jede Station Jahresmittelwert A_0 , Amplituden A_n , Eintrittszeit des Maximums α , Amplitudenverhältnis A_2/A_1 und Standardabweichung s zusammengestellt.

Die grundlegenden Seegebiete der zentralen Ostsee sind die Arkonasee, die Bornholmsee und die Gotlandsee. Sie gehören nach WITTING (1912) sowie WÜST und BROGMUS (1955) hinsichtlich ihrer Schichtung zwar zu dem Haupttyp der relativ großen und tiefen Becken, der im Sommer durch eine dreifache oder vierfache Schichtung gekennzeichnet ist. Auf Grund ihrer verschiedenen Konfiguration, Tiefenverteilung, Entfernung von den Ostseezugängen und geographischen Lage weisen die thermohalinen Schichtungsverhältnisse jedoch Unterschiede auf, die für jedes Seegebiet charakteristische Erscheinungen hervorrufen. Diese Besonderheiten dokumentieren sich in den berechneten mittleren thermischen Verhältnissen.

4.1. Arkonasee

Die kompliziertesten thermischen Verhältnisse sind in der Arkonasee zu beobachten. Sie liegt zwischen dem vorwiegend durch Nordseewasser geprägten Übergangsgebiet und dem Brackwasserreservoir der zentralen Teile der Ostsee und stellt das Hauptmischungsgebiet beider Wasserarten dar. Die Extrema der Schichtung liegen im Winter und im Sommer. Dazwischen existieren Übergangssituationen, die insbesondere durch den Jahresgang der Temperatur, im Oberflächenbereich unmittelbar und im Tiefenwasser mittelbar, beeinflußt werden.

Die Berechnung mittlerer Jahresgänge der Temperatur für die Arkonasee ist bisher kaum in Angriff genommen worden. Lediglich LENZ (1971) hat den jährlichen Gang der Temperatur an der Oberfläche, im 20 m- und im 40 m-Niveau der westlichen Arkonasee (Eingradfeld 54°30'—55°30' N, 12°30'—13°30' E) entworfen. Seine Darstellungen, die Beobachtungen aus den Jahren 1902—1956 berücksichtigen, lassen aber nur wenige qualitative Aussagen zu.

Unsere Ergebnisse, über die bereits in Zusammenhang mit den mittleren Sauerstoffverhältnissen der Arkonasee berichtet wurde (MATTHÄUS, 1975), stützen sich auf

Untersuchungen an der Station BY 2 A in 8 Tiefenhorizonten zwischen Oberfläche und Bodennähe. Auf Grund des relativ kleinen Areals der tieferen Teile der Arkonasee dürften die an dieser Station gefundenen mittleren Verhältnisse für die gesamte Arkonasee repräsentativ sein. Sie können natürlich nicht die Vielfalt und kurzzeitige Variabilität der thermischen Schichtung widerspiegeln, aus dem Verlauf und den Elementen des mittleren Jahresgangs der Temperatur (Abb. 4 A; Tab. A) lassen sich aber zwei grundlegende Schichten mit unterschiedlichen thermischen Eigenschaften charakterisieren: Die Deckschicht zwischen der Oberfläche und 20–30 m und das Tiefenwasser in 40–45 m Tiefe (vgl. auch Abb. 5).

Die Deckschicht besteht aus dem salzarmen Oberwasser, das im Winter bis an die Obergrenze der Salzgehaltssprungschicht reicht, im Sommer aber durch die thermische Sprungschicht in 20–25 m zu größeren Tiefen hin abgegrenzt ist. Sie ist im Mittel von Mitte Oktober bis Mitte April annähernd homotherm. Die vertikalen Temperaturunterschiede dieser Schicht sind mit weniger als 0,5 Grad nur gering. Anfang bis Mitte März tritt das Minimum mit Temperaturen von 1,2 bis 1,6 °C ein, und Mitte April beginnt die Ausbildung der Temperaturschichtung im Oberflächenbereich. Die Schicht zwischen Oberfläche und 20 m erwärmt sich schnell und ist Anfang Mai bereits um mehr als 2 Grad wärmer als das Wasser in 30 m Tiefe. In den oberen 20 m beginnt Anfang bis Mitte Mai mit dem mittleren Einsetzen windschwacher Wetterlagen die thermische Differenzierung und erreicht ihre stärksten Gradienten zwischen 15 und 20 m im Juli. Die mittleren Maxima in 0 bis 10 m mit 16,9 bzw. 16,5 °C werden Anfang August erreicht. Mit dem Abbau der starken sommerlichen Schichtung dringt die Wärme in größere Tiefen vor und das mittlere Temperaturmaximum von 13,4 °C in 20 m bzw. 11,2 °C in 30 m verschiebt sich auf Anfang September bzw. Oktober (vgl. Abb. 4 A). Unterstützt durch die zunehmende Häufigkeit größerer Windstärken im Herbst (MARKGRAF, BINTIG, 1954) und die Vertikalkonvektion wird die Deckschicht im Oktober/November wieder homotherm.

Durch die Untersuchungen gelang es, erstmalig auch für das Tiefenwasser mittlere Angaben über Ablauf und Elemente des beträchtlichen jährlichen Temperaturgangs zu erhalten. Diese Wassermasse unterliegt sowohl im Winter als auch im Sommer im wesentlichen durch advective Vorgänge mittelbar einer Beeinflussung durch den Jahresgang in Oberflächennähe. Vertikale Austauschprozesse könnten lediglich um die Zeit des Minimums der Temperatur von Mitte Februar bis Mitte April einen merklichen Einfluß auf den Jahresgang im Tiefenwasser ausüben.

Die Temperaturen im Tiefenwasser sind im Mittel von Anfang Oktober bis Ende Februar stets höher als diejenigen in der Deckschicht (maximal um mehr als 2 Grad) und fast das ganze Jahr hindurch (außer Mitte April bis Ende Mai) höher als in 30 m Tiefe. Jahresmittelwert A_0 und Amplitude der jährlichen Welle A_1 (vgl. Abb. 4 A und Tab. A) haben in 30 m ein Minimum und liegen im Tiefenwasser rund 1 Grad (A_0) bzw. 0,5–0,7 Grad (A_1) höher als in 30 m. Das Temperaturminimum in 40 bzw. 45 m wird Mitte März mit 1,5 bzw. 2,1 °C, das Maximum Anfang Oktober mit 12,6 bzw. 12,8 °C erreicht.

Das Verhältnis von Jahresamplitude in der Tiefe z zum Oberflächenwert (Abb. 4 A, b.) geht von der Oberfläche bis in 30 m auf rund 65% zurück und nimmt im Tiefenwasser wieder um 7–10% zu. Für die Amplitude A_2 hat dieses Verhältnis in 40 m mit etwa 13% ein Minimum und steigt in 45 m auf ca. 22% an.

Aus Abb. 4 A, e. kann man die Extrema des mittleren Jahresgangs und die absolut höchsten und niedrigsten beobachteten Temperaturen ablesen. Die mittlere Jahreschwankung Δ , die an der Oberfläche zu 15,3 Grad berechnet wurde, nimmt bis in 30 m auf 10,0 Grad ab und steigt im Tiefenwasser wieder geringfügig an.

Die Standardabweichungen (Tab. A) liegen im Tiefenwasser höher als im Oberflächenbereich. Das deutet darauf hin, daß im Tiefenwasser beträchtliche Streuungen der Meßwerte auftreten, die vor allem auf advective Vorgänge zurückzuführen sein dürften. Die größten Werte werden in der Tiefe der thermischen Sprungschicht in 20–30 m erreicht.

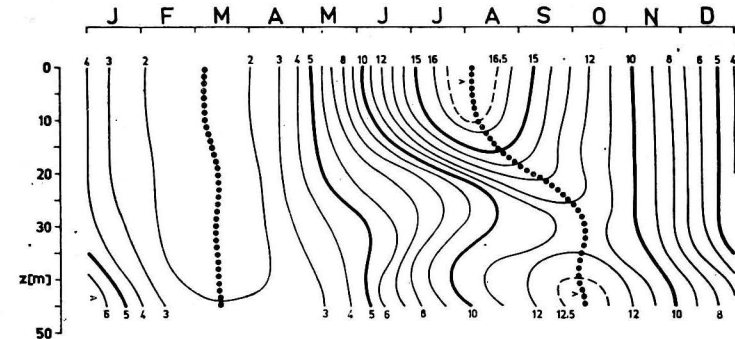


Abb. 5. Mittlerer jährlicher Gang der thermischen Schichtung im Arkonatief in [°C] (Punkte kennzeichnen den Verlauf der Maxima mit der Tiefe, Kreise denjenigen der Minima)

In Abb. 5 ist eine Isolethendarstellung des berechneten mittleren Jahresgangs der Temperatur in [°C] gegeben. Sie zeigt die im Mittel relativ einfache winterliche Schichtung und die dagegen komplizierten sommerlichen Verhältnisse sowie ihre Übergangsformen. Deutlich fällt der in allen Tiefen des Arkonatiefs zu beobachtende beträchtliche Jahresgang ins Auge. Auf Grund der vorwiegend durch advective Prozesse geprägten Verteilung unterhalb der Temperatursprungschicht kann die Darstellung nur das mittlere Verhalten einer Tiefenschicht zu einem Zeitpunkt wiedergeben, wobei im Einzelfall, wie insbesondere im Bereich des Zwischenwassers, warme und kalte Wasserkörper in kurzer Zeit abwechseln können (HELA, KRAUSS, 1959; KIELMANN, KRAUSS, KEUNECKE, 1973). Deshalb sind quantitative Aussagen über die Temperatur einzelner Wasserkörper aus dieser Darstellung nicht möglich, die allgemeinen thermischen Eigenschaften der grundlegenden Wasserarten kommen jedoch zum Ausdruck.

Im Februar/März erreicht das kalte baltische Oberwasser (Winterwasser) seine größte vertikale Ausdehnung. Die hier nicht dargestellten Salzgehaltswerte weisen auf eine im Mittel vorhandene haline Schichtung hin. Die Temperatur des Tiefenwassers unterscheidet sich aber kaum wesentlich von den Werten in der Deckschicht. Mit der Erwärmung der oberflächennahen Schichten im Frühjahr (warmes baltisches Oberwasser) bildet sich das baltische Zwischenwasser aus, dessen mittleres Vorhandensein bis zur Auflösung der thermischen Schichtung in einem intermediären Temperaturminimum dokumentiert wird. Die Warmwasserintrusionen im Sommer und Herbst führen im Mittel zu einem intermediären Temperaturmaximum im Be-

reich der halinen Sprungschicht in ca. 40 m, dessen höchste Werte Ende September/Anfang Oktober zu erwarten sind. Unter diesem Mischwasser lagert das im Sommer im Mittel kühlere Tiefenwasser. Mit fortschreitender Abkühlung des Oberflächenwassers und dem zunehmenden vertikalen Austausch im Herbst vermischt sich das Zwischenwasser mit dem Oberwasser, und es stellt sich wieder die winterliche Schichtung ein.

4.2. Bornholmsee

Untersuchungen zum mittleren Jahresgang der Temperatur in der Bornholmsee sind bereits früher vorgenommen worden. Das wird z. T. auf das gegenüber anderen Regionen der offenen Ostsee relativ große Meßwertkollektiv aus diesem Seegebiet zurückzuführen sein. DIETRICH (1948) berechnete aus Monatsmitteln den Jahresgang der Oberflächentemperatur an der Küstenstation Christiansö (55°19' N, 15°12' E) und bestimmte später Elemente dieses Jahresgangs mit Hilfe der Harmonischen Analyse (DIETRICH, 1953). Den mittleren jährlichen Verlauf der Temperatur in Abhängigkeit von der Tiefe ermittelte er für die Position 55°21' N, 15°36' E aus 78 Serien des Zeitraums 1902–1939 (DIETRICH, 1948). Eine Darstellung des Jahresgangs über alle Beobachtungen des Eingradfeldes 55–56° N, 15–16° E liegt von LENZ (1971) vor. Umfangreiche quantitative Aussagen über die mittleren thermischen Verhältnisse gestatten aber erst die hier durchgeführten Analysen in der gesamten Wassersäule.

Das Temperaturfeld hängt im Oberflächenwasser in erster Linie vom Wärmeumsatz mit der Atmosphäre ab und wird durch den Wärmeaustausch mit den tieferen Wasserschichten modifiziert. Unterhalb des im Sommer ständig vorhandenen kalten Zwischenwassers können Warmwasserintrusionen wirksam werden, die zeitweise über die Arkonasee bis in die Bornholmsee vordringen und sich entsprechend ihrer Dichte einschichten. Insgesamt sind die thermischen Schichtungsverhältnisse aber nicht so komplex wie in der Arkonasee. Wenn man in Betracht zieht, daß die Topographie des Meeresgrundes im Bornholmbecken kaum Unregelmäßigkeiten aufweist, dürften die an der Station BY 5 A gefundenen mittleren thermischen Verhältnisse eine Verallgemeinerung auf die gesamte Bornholmsee gestatten.

Die mittlere jahreszeitliche Veränderlichkeit wurde in 10 Tiefenniveaus zwischen Oberfläche und Grundnähe analysiert. Die Resultate der Untersuchungen sind in Abb. 4B und Tab. B zusammengetragen. Grundsätzlich ist auch in der Bornholmsee ein Jahresgang bis zum Boden zu beobachten, der sich in Bodennähe durch mittlere Jahreschwankungen von 4,0 Grad in 70 m und 2,3 Grad in 80 m dokumentiert. Eine Trennung zwischen Deckschicht, die eine vorwiegend durch vertikalen Austausch bedingte thermische Struktur besitzt, und Tiefenwasser, dessen Temperaturverhältnisse durch advective Vorgänge geprägt werden, ist aus den Jahresgängen weniger deutlich abzuleiten. Die Darstellung der Elemente (Abb. 4B) und der mittleren thermischen Schichtungsverhältnisse (Abb. 6) zeigen aber, daß dieser Grenzbereich in 40–50 m Tiefe oberhalb der halinen Sprungschicht liegt.

Die Deckschicht bis in 40 m ist im Mittel von Mitte November bis Mitte April nahezu homotherm. In der ersten Märzhälfte tritt mit 1,5–1,7 °C das Minimum ein. Mitte April beginnt die Ausbildung der thermischen Schichtung, die bereits Mitte Mai auch die oberen 10 m erfaßt. Anfang bis Mitte August wird mit 16,6 bis 17,0 °C das Maximum dieser Schicht erreicht. Nach Überschreiten des sommerlichen Maximums

beginnt der Abbau der thermischen Schichtung, in dessen Verlauf die Wärme in die tieferen Schichten eindringt und sich das kalte Zwischenwasser mit dem warmen Oberwasser vermischen kann. Mittlere Temperaturmaxima von 14,9 °C in 20 m, 10,8 °C in 30 m und 7,6 °C in 40 m treten Anfang September, Mitte Oktober bzw. Mitte November auf (vgl. Abb. 4B). Ab November ist dann wieder mit homothermen Verhältnissen in der Deckschicht zu rechnen.

Das Tiefenwasser zwischen 50–60 m und Meeresgrund ist durch ansteigende mittlere Temperaturen mit zunehmender Tiefe gekennzeichnet. Die Temperaturen in 60–80 m Tiefe sind das ganze Jahr über höher als diejenigen im 50 m-Horizont, maximal um 3,5–4 Grad. Der Jahresmittelwert A_0 hat in 40–50 m ein Minimum und steigt in Tiefen von 70–80 m wieder um 2 Grad an. Auch die Amplitude der Jahreswelle A_1 weist in 40–50 m ein Minimum auf, steigt in 60 m geringfügig an, geht aber mit größeren Tiefen weiter zurück (Abb. 4B) (vgl. auch LUNDBERG, 1964). Die Temperaturmaxima treten durchweg im Dezember auf und liegen mit 7–8,8 °C bedeutend niedriger als im Tiefenwasser des Arkonatiefs. Die Eintrittszeiten der Minima werden unregelmäßig und verschieben sich auf Mai bis Juli bei Werten zwischen 2,5 °C in 50 m und 5,4 °C in 80 m.

Das Verhältnis von Jahresamplitude in der Tiefe z zu ihrem Wert an der Oberfläche nimmt bis in 40–50 m auf etwa 30% ab, steigt in 60 m nochmals geringfügig an und erreicht in 80 m Werte um 15%. Für die halbjährliche Amplitude geht dieses Verhältnis in 20–30 m auf 65% zurück, erreicht in 40 m nochmals 80% und fällt dann schnell auf 10–15% in 60–80 m Tiefe.

Für die Oberfläche liegen vergleichbare Analysen der mittleren Jahresgänge der Temperatur von DIETRICH (1953) sowie FRANCK und MATTHÄUS (1974) vor. Die Untersuchungen von DIETRICH, die auf täglichen Messungen an der Küstenstation Christiansö auf 55°19' N, 15°12' E aus dem Zeitraum 1902–1938 fußen, ergeben bis zu knapp 0,4 Grad kleinere Amplituden. Die Eintrittszeit des Maximums der Jahreshauptwelle ist jedoch gleich, und das Verhältnis A_2/A_1 unterscheidet sich nur wenig. Möglicherweise spielt hier der Küsteneinfluß eine Rolle, denn Ergebnisse einer Analyse von FRANCK (FRANCK, MATTHÄUS, 1974) auf der Position 55°19' N, 15°14' E in der offenen Bornholmsee aus dem Zeitraum 1933–1970 zeigen einen praktisch gleichen Jahresmittelwert A_0 und maximale Abweichungen der Amplituden kleiner als 0,08 Grad gegenüber den hier vorgelegten Ergebnissen.

Die höchsten beobachteten Temperaturen im betrachteten Zeitraum wurden im Oberflächenwasser des Bornholmtiefs in den Jahren 1937/38 mit über 21 °C an der Oberfläche und mehr als 12 °C in 40 m angetroffen. Der extrem warme Sommer 1975 brachte im August für die offene Bornholmsee verbreitet die absolut höchsten beobachteten Oberflächentemperaturen von 21 bis über 22 °C. An der Station Bornholmtief wurden am 9. 8. 75 in 10 cm Tiefe sogar 24,41 °C und in 1 m Tiefe noch 23,56 °C gemessen (MATTHÄUS, STURM, FRANCKE, 1976). Im Tiefenwasser zwischen 60 und 80 m wurden noch maximale Werte von 13–14 °C beobachtet. Die absoluten Minima lagen zwischen –0,2 und –0,4 °C in 0–40 m, wurden mit 0 °C in 50 m registriert und stiegen dann bis auf 3 °C in 80 m an.

Aus der Darstellung der Extrema des mittleren Jahresgangs und der absolut höchsten und niedrigsten gemessenen Werte (Abb. 4B, e.) ist zu entnehmen, daß die Variationen im Tiefenwasser des Bornholmtiefs weitaus geringer sind als im Arkonatief. So nimmt die mittlere Jahresschwankung Δ , die an der Oberfläche 15,2 Grad

beträgt, bis in 50 m auf 4,9 Grad ab, hat in 60 m nochmals 5,7 Grad und geht dann in 80 m auf 2,3 Grad zurück. Das drückt sich auch in den Standardabweichungen (Tab. B) aus, die unter denjenigen der entsprechenden Tiefen im Arkonatief liegen.

Die Abb. 6 zeigt den mittleren jährlichen Ablauf der Temperaturschichtung im Bornholmtief an Hand eines Isoplethendiagramms. Im Winter bildet sich in der salzarmen Deckschicht das kalte baltische Oberwasser mit Temperaturen unter 2 °C, das sich infolge der Vertikalkonvektion bis an die Obergrenze der halinen Sprungschicht in etwa 40–50 m erstreckt. Mit der Erwärmung im Frühjahr, die nur einer relativ dünnen Oberflächenschicht zugute kommt, entsteht das warme Oberwasser. Die winterlichen Temperaturen bleiben in der sommerlichen Winterwasserschicht (kaltes Zwischenwasser) zwischen 40 und 55 m annähernd erhalten. Die Existenz dieses kalten Zwischenwassers sollte dabei aber nicht völlig isoliert von dem großen Reservoir kalten Winterwassers in der Gotlandsee gesehen werden.

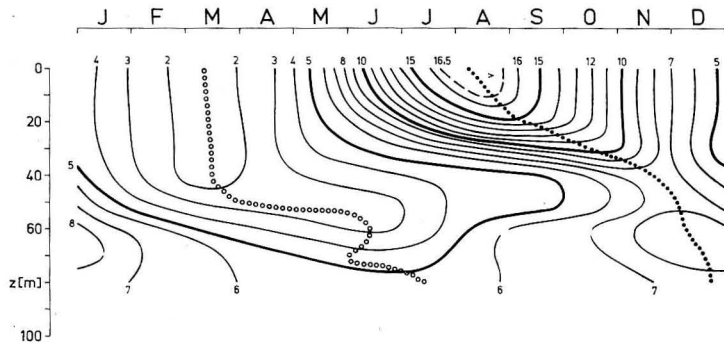


Abb. 6. Mittlerer jährlicher Gang der thermischen Schichtung im Bornholmtief in [°C] (Punkte kennzeichnen den Verlauf der Maxima mit der Tiefe, Kreise denjenigen der Minima)

Im Tiefenwasser zwischen 60 und 70 m ist im Mittel noch die Wärme herbsthlicher Warmwasserintrusionen aus dem Arkonabecken konserviert. Der Abbau dieser Wärme erfolgt vermutlich zum größeren Teil auf advektivem Wege über im Mittel der Jahre regelmäßige Intrusionen kälteren Wassers von Westen im Bereich der Salzgehaltssprungschicht und weniger durch vertikalen Austausch. Die Isoplethendarstellung zeigt jedenfalls eine geringe vertikale Verlagerung des Kerns des kalten Zwischenwassers im Mai/Juni unter langsamer Erwärmung und einen Rückgang der Temperaturen im Tiefen- und Bodenwasser.

Im Juli/August treten maximale Temperaturen im warmen Oberwasser auf, das sich bis zur thermischen Sprungschicht in 20–30 m erstreckt. Im Tiefenwasser beginnt sich ab August der Einfluß von Warmwasserintrusionen bemerkbar zu machen, der zu einer langsamen Erhöhung der Temperatur in 60–70 m gegenüber dem Zwischenwasser und den grundnahen Wasserschichten führt. Mit dem Rückgang der Oberflächentemperaturen und der einsetzenden herbsthlichen Vertikalzirkulation beginnt eine zunehmende Vermischung zwischen warmem Oberwasser und kalter Zwischenwasserschicht, die sich bis zu ihrer Auflösung im Mittel auf 7 °C erwärmt (vgl. auch PIECHURA, 1972).

Wenn die salzarme Deckschicht wieder homotherm ist, tritt im Bereich und unmittelbar unterhalb der halinen Sprungschicht ein intermediäres Maximum mit mittleren

Temperaturen von mehr als 8 °C auf. Diese Erscheinung, die in Isoplethendarstellungen von DIETRICH (1948, 1950) bzw. DIETRICH und KALLE (1957) auf Grund des beschränkten Beobachtungsmaterials fehlt, weist darauf hin, daß die Warmwasserintrusionen über die Arkona- in die Bornholmsee als ein weitaus regelmäßigeres Ereignis anzusehen sind, als man bisher angenommen hat.

Die grundnahe Wasserschicht scheint nur in geringem Maße von Warmwasserintrusionen beeinflußt zu werden, denn die mittlere Jahresschwankung liegt um ca. 3,5 Grad unter derjenigen im 60 m-Horizont.

4.3. Gotlandsee

Auf Grund des unruhigen Bodenreliefs wird die Gotlandsee in eine Anzahl von natürlichen Teilgebieten gegliedert, für die mindestens eine Untersuchungsstation pro Tiefenbecken ausgewählt wurde (vgl. Abb. 1). Darstellungen des mittleren Jahresgangs und seiner Elemente liegen daher für das Gdańsker Tief (Abb. 4C, Tab. C), das Südliche Gotlandbecken (Abb. 4D, Tab. D), das Gotlandtief (Abb. 4E, Tab. E), das Färötief (Abb. 4F, Tab. F), das Nördliche Gotlandbecken (Abb. 4G, Tab. G), das Landsorttief (Abb. 4H, Tab. H), das Norrköpingtief (Abb. 4I, Tab. I) und das Karlsötief (Abb. 4K, Tab. K) vor. Da sich die Untersuchungen zum mittleren Verlauf der Temperatur auf die obere, 100 m mächtige Schicht beziehen, sind von vornherein ähnliche Resultate im Jahresgang und seinen Elementen zu erwarten. Wie ein Blick auf die Abb. 4C–K zeigt, trifft das auch für alle Stationen außer für das im südlichen Teil der Gotlandsee liegende Gdańsker Tief (Abb. 4C) zu. Zur Interpretation der grundlegenden großräumigen Temperaturverhältnisse an Hand der Analysen soll deshalb die zentral gelegene Station „Gotlandtief“ (BY 15A) herangezogen werden. Die Untersuchung und Wertung regionaler Unterschiede in der gesamten zentralen Ostsee, die schon aus der geographischen Lage der Teilgebiete zu erwarten sind, wird Gegenstand einer späteren Betrachtung sein.

Mittlere Jahresgänge aus Tages-, Dekaden- oder Monatsmitteln der Temperatur sind für die Gotlandsee sowohl an Küstenstationen (GRANQVIST, 1938, 1952; LEDER, 1972; Inst. Met. Gosp. Wod., 1973) als auch an zwei Stationen (F 74, Nördliches Gotlandbecken; F 81, Gotlandtief) im offenen Seegebiet berechnet worden (DIETRICH, 1948, 1950). Erste vorbereitende Untersuchungen zu dieser Arbeit liegen für das Gotland- und Landsorttief vor, basierten jedoch nur auf der Hälfte des hier herangezogenen Beobachtungsmaterials (MATTHÄUS, 1973). Übersichtsdiagramme des Jahresgangs bis 100 m Tiefe in 20 m-Abständen in den Eingradfeldern 55–56° N, 18°30' bis 19°30' E (nördliche Gdańsker Bucht), 57–58° N, 19°30'–20°30' E (Gotlandtief) und 58–59° N, 18–19° E (Landsorttief, Norrköpingtief) liegen von LENZ (1971) vor. Eine Analyse der gefundenen Kurven, die nur auf einen Bruchteil der Meßwerte zurückgeht, die in den folgenden Untersuchungen zugrundegelegt wurden, steht bisher aber noch aus.

Der mittlere Jahresgang wurde auf allen Stationen in 11 Tiefenniveaus zwischen Oberfläche und 100 m analysiert. Ein regelmäßiger Jahresgang ist bis in 70–80 m Tiefe zu beobachten. Da die Amplitude der Jahreshauptwelle mit wachsender Tiefe schnell abnimmt, ist in Tiefen größer als 80 m nur noch mit einem Ausgleichsgrad von $k = 1$ gerechnet worden. Deutliche Jahresgänge im 100 m-Niveau mit Amplituden A_1 von mehr als 0,3 Grad sind im Gdańsker Tief (Abb. 4C, Tab. C) und im Südlichen Gotlandbecken (Abb. 4D, Tab. D) gefunden worden, wo sich in Grundnähe

möglicherweise noch eine jahreszeitliche advective Beeinflussung, wie sie im Arkona- und Bornholmtief hervortritt, bemerkbar macht.

Im Gotlandtief ist eine periodische Änderung der Temperatur im Jahresrhythmus im Mittel bis in etwa 70 m zu beobachten (vgl. Abb. 4E). Unterhalb dieser Tiefe werden die Amplituden sehr klein und machen weniger als 3% der Oberflächenwerte aus. Daß die in diesen Tiefen liegende Salzgehalts- und Dichtesprungschicht stark hemmend auf den vertikalen Wärmetransport wirkt, zeigen auch die Darstellungen der Elemente (Abb. 4E) und der mittleren thermischen Schichtungsverhältnisse (Abb. 7).

Der Jahresgang tritt besonders in der salzarmen Deckschicht hervor, die sich bis in etwa 50 m Tiefe erstreckt. Diese Schicht ist von Anfang Dezember bis Ende April nahezu homotherm. Das mittlere Minimum der Temperatur tritt mit 0,8–1,2 °C Mitte März ein. Ende April beginnt die Ausbildung der thermischen Schichtung und Anfang August ist mit 16,8 bzw. 16,2 °C das Maximum in 0–10 m erreicht. Erst mit dem Abbau der starken sommerlichen Temperaturschichtung dringt die Wärme in größere Tiefen vor. Temperaturen von 12,9 °C Mitte September, 9,7 °C in der zweiten Oktoberhälfte, 7,1 °C Anfang November und 5,5 °C Anfang Dezember kennzeichnen die Maxima in 20, 30, 40 und 50 m Tiefe (vgl. Abb. 4E). Anfang Dezember ist dann wieder Homothermie erreicht.

An der Obergrenze der halinen Sprungschicht in etwa 50–60 m endet die winterliche Vertikalkonvektion. Im Sprungschichtbereich erreicht (60 m) bzw. übersteigt (70 m) die Amplitude der halbjährlichen diejenige der jährlichen Welle. Die mittlere Jahresschwankung geht von gut der Hälfte (60 m) auf knapp ein Drittel (70 m) derjenigen in 50 m zurück.

Sowohl der Jahresmittelwert A_0 als auch die Amplituden der jährlichen Wellen A_1 sind in allen betrachteten Tiefen des Gotlandtiefs durchweg kleiner als im Arkona- und Bornholmtief. Bei den Amplituden der halbjährlichen Wellen ist es im allgemeinen umgekehrt (vgl. Tab. A, B, C). Eine Ausnahme bildet der 20 m-Horizont, in dem die Amplitude der halbjährlichen Welle mit nur 33% des Oberflächenwertes ein Minimum aufweist. Die A_2 -Amplitude steigt dann in 30 m auf 69% des Oberflächenwertes an und geht auf 20% in 70 m und 3% in 80 m zurück. Im Unterschied zum Arkona- und Bornholmtief, wo die Jahresamplituden in allen Tiefen dominieren, erreicht in 60 bis 70 m des Gotlandtiefs A_2 die Größe von A_1 .

An dieser Stelle sei auf eine Erscheinung aufmerksam gemacht, die sich bei der Analyse fast aller ausgewählten Stationen der Gotlandsee zeigte: ein sekundäres Temperaturmaximum unterhalb der hochsommerlichen Temperatursprungschicht in 30–50 m. Dieses Maximum, auf das bereits früher hingewiesen wurde (MATTHÄUS, 1971, 1973), ist durch relativ hohe Amplituden A_3 und A_4 besonders in 30 m gekennzeichnet.

An der Oberfläche des Gotlandtiefs wurden vereinzelt Höchstwerte der Temperatur bis zu 19,6 °C und niedrigste Werte von –0,2 °C gemessen (vgl. Abb. 4E). Selbst in 20 m können noch über 18 °C und in 50 m noch weit über 10 °C beobachtet werden. Bis zu Tiefen von 50 m sind in Einzelfällen negative Temperaturen gefunden worden.

Aus Abb. 4E, e. geht hervor, daß die Variationen im Tiefenwasser des Gotlandtiefs unterhalb der Salzgehaltssprungschicht weitaus geringer sind als die im Arkona- und Bornholmtief beobachteten mittleren und absoluten Streuungen. Die berechnete mittlere Jahresschwankung Δ , die an der Oberfläche mit 15,7 Grad diejenigen in der Ar-

kona- und Bornholmsee übertrifft, wird bereits ab 20 m Tiefe kleiner als die Werte dieser Seegebiete, nimmt in 50 m auf 4,3 Grad ab und erreicht in 90–100 m 0,1–0,2 Grad. Die Standardabweichungen (vgl. Tab. E), die im Bereich der sommerlichen Temperatursprungschicht maximale Werte erreichen, werden mit wachsender Tiefe auch schnell kleiner und liegen in 100 m bei 0,4 Grad.

Die grundlegenden thermischen Schichtungsverhältnisse der oberen 100 m in der Gotlandsee sind aus der Isolethendarstellung der Temperatur am Beispiel des Gotlandtiefs (Abb. 7) zu erkennen. Die Isolethen, die aus den analysierten mittleren Jahresgängen konstruiert wurden, kennzeichnen den Bereich des sich im Winter in der gesamten Gotlandsee bildenden kalten Oberwassers in der salzarmen Deckschicht mit seinem Schwerpunkt Mitte März. Die im Frühjahr einsetzende Erwärmung in

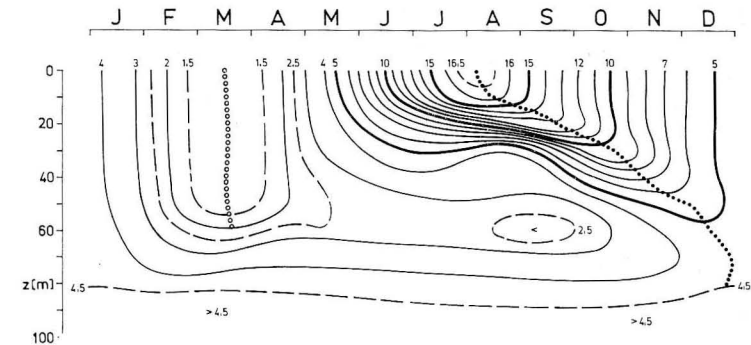


Abb. 7. Mittlerer jährlicher Gang der thermischen Schichtung im Gotlandtief in [°C] (Punkte kennzeichnen den Verlauf der Maxima mit der Tiefe, Kreise denjenigen der Minima)

Oberflächennähe (warmes Oberwasser) führt zur Ausbildung der Temperaturschichtung, die eine Konservierung der winterlichen Temperaturen in der kalten Zwischenwasserschicht in 40–70 m bewirkt. Das warme Oberwasser erreicht im Mittel mehr als 16,5 °C. Das Zentrum der Sprungschicht liegt im Hochsommer in 20 m Tiefe und wird mit zunehmender vertikaler Vermischung im Herbst unter Abschwächung der Gradienten geringfügig tiefer verlagert. Von der Untergrenze der thermischen Sprungschicht bis in 40–50 m entsteht im Mittel der beobachteten Jahre zur Zeit der stärksten Ausbildung der Schichtung ein sekundäres Minimum der Temperatur, dem ein sekundäres Maximum im Juni/Juli vorausgeht. Durch Vertikalkonvektion und seegangsbedingte Durchmischung wird zur Jahreswende hin die kalte Zwischenwasserschicht unter Erwärmung immer mehr abgebaut. Ihr Kern, der über der halinen Sprungschicht in etwa 60 m Tiefe liegt, bleibt mit mittleren Temperaturen von 2,5 bis 3 °C bis in den Oktober erhalten. Er erwärmt sich mit Auflösung der thermischen Schichtung im warmen Oberwasser im Gegensatz zum Bornholmtief im Mittel aber nur auf etwa 4,5 °C.

Unterhalb der Salzgehaltssprungschicht befindet sich das relativ warme Tiefenwasser, dessen mittlere Temperaturen mehr als 4 °C betragen und mit der Tiefe langsam zunehmen. Die Temperaturen im Tiefen- und Bodenwasser der Gotlandsee unterliegen hauptsächlich der advectiven Beeinflussung durch die sporadischen Salzwassereinträge in die Ostsee, durch die in Abhängigkeit von der Jahreszeit des Salzeintrags verschiedene temperierte Wassermassen eindringen können. Im Lands-

orttief hält es FONSELIUS (1962) darüber hinaus für möglich, daß das Tiefenwasser langsam durch Wasser aus der nördlichen Ostsee erneuert wird.

Abschließend dankt der Verfasser Herrn Dipl.-Met. H. FRANCK für zahlreiche Diskussionen und das ständige Interesse an dieser Problematik sowie den technischen Assistentinnen Frau Ch. ARNDT, Frau A. KAYSER und Frau I. WINKLER für die Zusammenstellung und EDV-gerechte Aufbereitung des umfangreichen Datenmaterials und die sorgfältige Reinzeichnung sämtlicher Diagramme und Darstellungen.

Literatur

- ANONYMOUS, Recommendations of the 1st Conference of Baltic Oceanographers, 20.—22. III. 1957, Helsinki 1957.
- BOCK, K.-H., Monatskarten des Salzgehaltes der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, No. 12, Hamburg 1971.
- DIETRICH, G., Der jährliche Gang der Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in den britischen Randmeeren und in der Nord- und Ostsee. Wiss. Ber., Dt. Hydrogr. Inst. Hamburg 1948.
- DIETRICH, G., Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforsch. 7 (1950), H. 2, 35—69.
- DIETRICH, G., Die Elemente des jährlichen Ganges der Oberflächentemperatur in der Nord- und Ostsee und den angrenzenden Gewässern. Dt. Hydrogr. Z. 6 (1953), 49—64.
- DIETRICH, G. und KALLE K., Allgemeine Meereskunde. Berlin-Nikolassee 1957.
- FONSELIUS, S. H., Hydrography of the Baltic deep basins. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr., No. 13 (1962), 1—41.
- FRANCK, H., Zur Bestimmung der Streuung von Meßwerten bei mittleren Jahresgängen ozeanologischer Parameter. Beitr. Meereskunde, H. 36 (1975), 29—51.
- FRANCK, H., Zu kurzzeitigen Temperaturänderungen am Südwestrand des Arkonabeckens. Beitr. Meereskunde, H. 38 (1976), 103—117.
- FRANCK, H. und MATTHÄUS, W., Vergleich zweier Methoden zur Berechnung von Jahresgängen aus nichtäquidistanten Meßwerten. Beitr. Meereskunde, H. 34 (1974), 47—60.
- GEHRKE, J., Beiträge zur Hydrographie des Ostseebassins. Publ. Circonstance No. 52, Copenhagen 1910.
- GIESKES, J. M. T. M. and GRASSHOFF, K., A study of the variability in the hydrochemical factors in the Baltic Sea on the basis of two anchor stations September 1967 and May 1968. Kieler Meeresforsch. 25 (1969), 105—132.
- GRANQVIST, G., Zur Kenntnis der Temperatur und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands. Merentutk. Julk., No. 122 (1938), 1—166.
- GRANQVIST, G., Harmonic analysis of temperature and salinity in the sea off Finland and changes in salinity. Merentutk. Julk., No. 152 (1952), 1—29.
- HELA, I. und KRAUSS, W., Zum Problem der starken Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken. Kieler Meeresforsch. 15 (1959), 125—143.
- HOLLAN, E., Die Veränderlichkeit der Strömungsverteilung im Gotland-Becken am Beispiel von Strömungsmessungen im Gotland-Tief. Kieler Meeresforsch. 25 (1969), 19—70.
- HULTZSCH, E., Ausgleichsrechnung. Leipzig 1966.
- HUPFER, P., Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900. Veröff. Geophys. Inst. Univ. Leipzig, 17 (1962), H. 4, 355—512.
- Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej: Rocznik Hydrograficzny Morza Bałtyckiego 1970. Warszawa 1973.
- JACOB, O. E., Über die kurzfristige Veränderlichkeit in der Vertikalverteilung ausgewählter chemischer Faktoren in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. Kieler Meeresforsch. 17 (1961), 154—158.
- JACOBSEN, J. P., Mittelwerte von Temperatur und Salzgehalt, bearbeitet nach hydrographischen Beobachtungen in dänischen Gewässern 1880—1907. Medd. Komm. Havunders., Ser. Hydrogr. 1, (1908), No. 1, 1—26.
- KALLE, K., Zur Frage der inneren thermischen Unruhe des Meeres. Dt. Hydrogr. Z. 6 (1953), 145—170.

- KAYSER, B.-F., Die Bestimmung des mittleren Jahresganges von Wassertemperatur, Salzgehalt und Dichte im Seegebiet vor Warnemünde durch Ausgleichsverfahren. Unveröff. Ing.-Arbeit, Warnemünde 1974.
- KIELMANN, J., KRAUSS, W. and KEUNECKE, K.-H., Currents and stratification in the Belt Sea and the Arkona Basin during 1962—1968. Kieler Meeresforsch. 29 (1973), 90—111.
- KNUDSEN, M., Short general review of hydrographical conditions in the seas investigated by the International Council. Bull. Trimestr., année 1906—1907, Suppl., Kopenhagen 1908.
- KOLLER, S., Neue graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. 4. Aufl., Darmstadt 1969.
- KRAUSS, W. und MAGAARD, L., Zum Spektrum der internen Wellen der Ostsee. Kieler Meeresforsch. 17 (1961), 137—147.
- LEDER, I. Z., Eine regionale Gliederung nach hydrologischen Beobachtungen an der Küste auf der Basis statistischer Parameter (in russ.). Trudy LO GOIN, No. 110 (1972), 63—75.
- LENZ, W., Monatskarten der Temperatur der Ostsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, No. 11, Hamburg 1971.
- LUNDBERG, O. R., Die Bestimmung des Koeffizienten der vertikalen Temperaturleitfähigkeit durch Änderungen der Wassertemperatur in der Ostsee (in russ.). Trudy GOIN, No. 81 (1964), 94—105.
- MARKGRAF H., und BINTIG, P., Klimatologie der Nordwesteuropäischen Gewässer. Teil 2: Windverhältnisse. Dt. Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröff. No. 4, Hamburg 1954.
- MATTHÄUS, W., Die historische Entwicklung der meereskundlichen Temperaturmeßgeräte für größere Tiefen. NTM-Schriftenr. Gesch. Naturw. Techn. Med. 3 (1966), H. 8, 58—73.
- MATTHÄUS, W., Die Anwendung von Ausgleichsverfahren zur Ermittlung von Jahresgängen ozeanographischer Parameter. Mber. Dt. Akad. Wiss. 13 (1971), 116—121.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee II. Der mittlere Jahresgang der Temperatur in Oberflächennähe. Beitr. Meereskunde, H. 32 (1973), 105—114.
- MATTHÄUS, W., Zur Hydrographie der Gotlandsee IV. Zum mittleren Jahresgang des Sauerstoffgehalts im Oberflächenbereich des Gotlandtiefs. Beitr. Meereskunde, H. 33 (1974), 141—151.
- MATTHÄUS, W., Mittlere Temperatur- und Sauerstoffverhältnisse in der Arkonasee am Beispiel der Station BY 2 A auf 55° N, 14° E. Beitr. Meereskunde, H. 36 (1975), 5—27.
- MATTHÄUS, W., Mittlere jährliche und langzeitige Veränderlichkeit der Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverhältnisse in der zentralen Ostsee — eine Analyse langjähriger nichtäquidistanter Zeitreihen aus dem küstenfernen Seegebiet. Dissertation (B), Warnemünde 1976.
- MATTHÄUS, W., SAGER, G. und SAMMLER, R., Vergleichende Betrachtungen von Methoden zur Ermittlung von Jahresgängen ozeanographischer Parameter. Beitr. Meereskunde, H. 33 (1974), 153—160.
- MATTHÄUS, W., STURM, M. und FRANCKE, E., Einige Aspekte des thermischen Regimes der Ostsee im Sommer 1975 am Beispiel der Bormholmsee. Z. Meteorol. 26 (1976), 360—372.
- MIDTTUN, L., Long term observation series on surface temperature and salinity in Norwegian coastal waters. ICES Paper, C. M. 1971/C: 25 (1971).
- MÜLLER, P. H., NEUMANN, P. und STORM, R., Tafeln der mathematischen Statistik. Leipzig 1973.
- NEHRING, D., FRANCKE, E. und BROSIN, H.-J., Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969. Beitr. Meereskunde, H. 28 (1971), 75—82.
- PANFILOVA, S. G., Jahreszeitliche Schwankungen der Temperatur im Oberflächenwasser des Stillen Ozeans (in russ.). Okeanologija 8 (1968), 801—806.
- PANFILOVA, S. G., Jahreszeitliche Schwankungen der Temperatur im Oberflächenwasser des Weltmeeres (in russ.). Okeanologija 12 (1972), 394—406.
- PIECHURA, J., Die Rolle des Nordseewassers bei der Bildung der hydrologischen Bedingungen in der Ostsee (in poln.). Prace PIHM, No. 98 (1970), 3—24.
- PIECHURA, J., The density structure and mixing of the southern Baltic waters. 8th Conf. Baltic Oceanographers, Copenhagen 1972, Paper No. 4.
- SCHUBERT, O. v., Der jährliche Gang der Oberflächen-Wassertemperatur an den deutschen Feuer-schiffen der Nordsee. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. 64 (1936), 386—390.
- SEEHYDROGRAPHISCHER DIENST DER DDR, Eishandbuch für die Schifffahrt. Rostock 1972.

- SEEHYDROGRAPHISCHER DIENST DER DDR, Handbuch der Ostsee, Allgemeiner Teil. Rostock 1969.
- SIEDLER, G., Über die kurzfristige Veränderlichkeit von Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. Kieler Meeresforsch. 17 (1961), 148–153.
- SLAUCITAJŠ, L., Ozeanographie des Rigaischen Meerbusens. Contr. Baltic Univ. No. 45, Pinneberg 1947.
- SPETHMANN, H., Studien zur Ozeanographie der südwestlichen Ostsee. Leipzig 1913.
- SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. and FLEMING, R. H., The oceans. Englewood Cliffs, N. J. 1942, 10. Ausg. 1961.
- TAUBENHEIM, J., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig 1969.
- TOMCZAK, M., Über interne Trägheitsbewegungen in der westlichen Ostsee. Dt. Hydrogr. Z. 22 (1969), 158–162.
- WEBER, E., Grundriß der biologischen Statistik. 7. Aufl., Jena 1972.
- WITTING, R., Die Hydrographie der Ostsee. Z. Ges. Erdk. Berlin, No. 10 (1912), 721–738.
- WÜST, G., Ergebnisse eines hydrographisch-produktionsbiologischen Längsschnitts durch die Ostsee im Sommer 1956. I. Die Verteilung von Temperatur, Salzgehalt und Dichte. Kieler Meeresforsch. 13 (1957), 163–185.
- WÜST, G. und BROGMUS, W., Ozeanographische Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt mit Forschungskutter „Südfall“ durch die Ostsee Juni/Juli 1954 (anlässlich der totalen Sonnenfinsternis auf Öland). Kieler Meeresforsch. 11 (1955), 3–21.
- ZUBIN, A. B., Über die Jahressgänge der Wassertemperatur im Atlantischen Ozean (in russ.). Okeanol. Issled. No. 19 (1968), 128–135.
- ZUBIN, A. B., Jahressgänge der Wassertemperatur in der Deckschicht und hydrologische Regionen im nördlichen Atlantik (in russ.). Trudy AltantNIRO, No. 48 (1972), 33–41.

Untersuchungsmaterial

Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer:

- (a) Bulletin des résultats acquis pendant les courses périodiques, 1902–1905, Copenhague.
- (b) Bulletin trimestriel des résultats acquis pendant les croisières périodiques et dans les périodes intermédiaires, 1905–1908, Copenhague.
- (c) Bulletin Hydrographique, 1908–1956, Copenhague.
- (d) ICES Oceanographic Data Lists, 1957–1964, Copenhague.

Institut für Meereskunde, Warnemünde: Archivmaterial 1958–1973.

International Baltic Year Data: Finland, FRG, GDR, Poland, Sweden, 1969/70.

Meddelande från Havsfiskelaboratoriet Lysekil, Hydrografiska avdelningen, No. 38, 41, 52, 63, 70, 80, 82, 83, 84, 85, 93, 104, 112, 116, 132, 135, 137, 143; 1963–1972, Göteborg.

Merentutkimuslaitoksen Julkaisu, No. 4, 27, 32, 39, 46, 49, 66, 70, 78, 81, 89, 90, 98, 103, 110, 124, 127, 128, 166, 177, 183, 186, 193, 197, 204, 214; 1914–1961, Helsinki.

Ostseefahrten mit FS „Prof. Albrecht Penck“, 1963, 1965, 1967.

GŁOWIŃSKA, A., Hydrologische Verhältnisse in der südlichen Ostsee in der Zeit von August 1949 bis Mai 1951 (in poln.). Prace MIR, No. 6 (1951), 119–130.

GŁOWIŃSKA, A., Hydrologische Untersuchungen in der südlichen Ostsee im Jahre 1951 (in poln.). Prace MIR, No. 7 (1954), 159–190.

HUPFER, P., Ein ozeanologischer Längsschnitt durch die Ostsee vom 10.–13. Juli 1957. Beitr. Meereskunde, H. 2/3 (1961), 60–86.

NEHRING, D. und FRANCKE, E., Beiträge der DDR zur Internationalen Ostseeforschung. Das ozeanographische Beobachtungsmaterial des Internationalen Ostseejahres 1969/70. Teil I: Geod. Geophys. Veröff. R. IV, H. 4 (1971); Teil II: Geod. Geophys. Veröff. R. IV, H. 6 (1971).

- RUPPIN, E., Beitrag zur Hydrographie der Belt- und Ostsee. Wiss. Meeresunters. N. F., Abt. Kiel, 14 (1912), 10, 205–272.
- SCHULZ, B., Hydrographische Beobachtungen insbesondere über die Kohlensäure in der Nord- und Ostsee im Sommer 1921. Aus d. Archiv. Dt. Seewarte, 40 (1922), 2, 1–44.
- SCHULZ, B., Die Durchlüftung der Nord- und Ostsee. Naturwissensch. 12 (1924), 105–113, 126–133.
- SCHULZ, B., Die hydrographischen Ergebnisse der Ostseefahrt des Vermessungsschiffes „Panther“ im Sommer 1924. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. 71 (1943), 197–205.
- SCHULZ, B., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925 bis 1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. Dt. Hydrogr. Z., Erg.-H. B, No. 1, Hamburg 1956.

Abschluß der Arbeit: 15. 3. 1976

Anschrift des Verfassers:

Dr. W. MATTHÄUS

Institut für Meereskunde der AdW der DDR
DDR-253 Rostock-Warnemünde

Interpolation von Meß- und Tabellenwerten bei äquidistanten Stützpunkten

Von GÜNTHER SAGER

Zusammenfassung: Es werden Interpolationsformeln bis zum vierten Grad für äquidistante Stützwerte gegeben, wobei die Bestimmung von Extrema im Interpolationsbereich einbezogen wird.

Einleitung

Bei einer Reihe von Aufgabenstellungen in der Meereskunde und anderen Wissensgebieten tritt das Erfordernis unterschiedlich genauer Interpolationen auf. Beim harmonischen Verfahren zur Berechnung der Gezeiten geht man von berechneten stündlichen Tidewasserständen aus, um daraus genähert die Eintrittszeiten der Hoch- und Niedrigwasser zu bestimmen. Analog lassen sich die Maximalströme und deren Eintrittszeiten über die in den Tidestromkarten oder Gezeitenstromatlanten enthaltenen Karten mit den stündlichen Werten nach Meridiandurchgang des Mondes in Greenwich oder nach der Hochwasserzeit eines Bezugsorts ermitteln.

Neben solchen zeitlich äquidistanten Werten spielen örtlich feste Intervalle eine Rolle, nämlich bei der Messung von Parametern in verschiedenen Tiefenhorizonten, wobei die sog. Standardtiefen zumindest in den oberen Horizonten äquidistant sind. Will man aus einer solchen Meßserie zum Beispiel das Vertikalprofil der Temperaturverteilung darstellen, so reicht die gewöhnliche oder lineare Interpolation dazu nicht aus. Die Extrema der Temperatur oder eines anderen Parameters lassen sich über eine quadratische oder parabolische Interpolation gewinnen, sofern man mit deren Genauigkeit zufrieden sein kann.

Schließlich spielen Interpolationen ständig bei der Benutzung von Tabellenwerken eine Rolle. Meist wird aus Zeitmangel und manchmal aus Bequemlichkeit ohne Überlegung die lineare Interpolation gewählt, obwohl ein Vergleich der Funktionswert-Differenzen beiderseits des Interpolationsintervalls bzw. bekannte Kriterien die Unzulässigkeit hätten erkennen lassen. Vor allem gilt das für die Umgebung von Extrema, wo die gewöhnliche Interpolation unstatthaft ist. Bei genaueren Rechnungen — als Beispiel seien astronomische und Refraktionsprobleme erwähnt — wird auch die quadratische Interpolation nicht mehr genügen, weshalb im folgenden auch Interpolationen dritten und vierten Grades behandelt und denen ersten und zweiten Grades gegenübergestellt werden.

Interpolationen ersten bis vierten Grades

a) Die lineare Interpolation.

Für die beiden Wertepaare $P_1(x_1, y_1)$ und $P_2(x_2, y_2)$ sind aus dem Ansatz

$$y = a_0 + a_1(x - x_0)$$

folgende trivialen Formeln möglich

$$y = y_1 + \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} (x - x_1), \quad (1a)$$

$$y = y_2 - \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} (x_2 - x) \quad (1b)$$

und

$$y = y_m + \frac{\Delta y}{\Delta x} (x - x_m) \quad (1c)$$

mit

$$\Delta x = x_2 - x_1, \quad \Delta y = y_2 - y_1, \quad x_m = \frac{1}{2} (x_2 + x_1), \quad y_m = \frac{1}{2} (y_2 + y_1).$$

Die Form (1c) ist hier neben die beiden anderen gestellt, weil sie bei der Interpolation dritten Grades analog wiederkehrt. Die Formeln (1a) bis (1c) versagen, wenn im Interpolationsintervall ein Extremum vorliegt und sollten auch sonst nicht formal angewandt werden, ohne sich wenigstens von der Quasi-Identität der Δy_i in den Nachbarintervallen zu überzeugen.

b) Die quadratische oder parabolische Interpolation.

Bei dieser Methode werden drei Wertepaare $P_1(x_1, y_1)$, $P_2(x_2, y_2)$, $P_3(x_3, y_3)$ mit

$$x_3 - x_2 = x_2 - x_1 = \frac{1}{2} (x_3 - x_1) = \Delta x$$

verbunden durch eine Parabel, von der man annimmt, daß sie den Verlauf der Kurve oder Meßwertfolge im Intervall $x_1 < x < x_3$ ausreichend approximiert. Dann ist die Gleichung dieser Parabel mit den Ausgangswerten gegeben aus dem Ansatz

$$y = a_0 + a_1(x - x_2) + a_2(x - x_2)^2,$$

der auf

$$y = y_2 + (y_3 - y_1) \frac{x - x_2}{x_3 - x_1} + 2(y_1 - 2y_2 + y_3) \left(\frac{x - x_2}{x_3 - x_1} \right)^2$$

bzw.

$$y = y_2 + \frac{y_3 - y_1}{2\Delta x} (x - x_2) + \frac{y_1 - 2y_2 + y_3}{2\Delta x^2} (x - x_2)^2 \quad (2)$$

führt.

Aus der ersten Ableitung

$$\frac{dy}{dx} = a_1 + 2a_2(x - x_2)$$

gewinnt man im Interpolationsintervall vorhandene Extrema als

$$x_E = x_2 - \frac{y_3 - y_1}{4(y_1 - 2y_2 + y_3)} (x_3 - x_1), \quad (3a)$$

$$y_E = y_2 - \frac{(y_3 - y_1)^2}{8(y_1 - 2y_2 + y_3)}, \quad (3b)$$

wobei die Abszisse des Extremums auch als

$$x_E = x_2 - \frac{y_3 - y_1}{2(y_1 - 2y_2 + y_3)} \Delta x$$

geschrieben werden kann. In dieser Form mit y_t als stündlichem Wasserstand und $\Delta x = 1$ [h] oder häufiger $\Delta x = 60$ [min] werden die Formeln seit einem Drittel Jahrhundert zur genäherten Bestimmung der Hoch- und Niedrigwasser benutzt, wozu von RAUSCHELBACH „Hilfstafeln zur Berechnung der Gezeiten nach dem harmonischen Verfahren“ zur direkten Ermittlung der Ergebnisse herausgegeben wurden. In diesem Tafelwerk wurde jedoch kein Gebrauch von der Formel (2) gemacht, um einen bestimmten Wasserstand seiner Eintrittszeit zuzuordnen, vielmehr wird dort vereinfacht – unter Hinnahme kleinerer Abweichungen – auf die Gruppe (1) zurückgegriffen. Auf diese Diskrepanz ist der Verfasser früher eingegangen (1973).

Liegen die drei Punkte P_1, P_2, P_3 im Sonderfall auf einer Geraden, so entfällt der quadratische Term in (2) und man hat wegen $y_3 - y_1 = 2(y_2 - y_1)$ dann die Formel (1b). Der Nachteil der parabolischen Interpolation liegt für höhere Genauigkeitsansprüche in dem Fakt der monotonen Krümmung, die keinen Wendepunkt zuläßt und daher nur auf Meßfolgen oder Funktionen entsprechender Charakteristik anwendbar ist. Bei der Bestimmung der Extrema ist überdies darauf zu achten, daß jene drei Ordinaten zu wählen sind, deren Beträge sich voneinander am wenigsten unterscheiden.

c) Die kubische oder Interpolation dritten Grades.

Nunmehr werden die vier Wertepaare $P_1(x_1, y_1)$, $P_2(x_2, y_2)$, $P_3(x_3, y_3)$, $P_4(x_4, y_4)$ vorgegeben, durch die das Polynom

$$y = a_0 + a_1(x - x_m) + a_2(x - x_m)^2 + a_3(x - x_m)^3$$

gelegt wird, wobei analog

$$x_4 - x_3 = x_3 - x_2 = x_2 - x_1 = \Delta x$$

ist und aus Symmetriegründen

$$x_m = \frac{1}{4} (x_1 + x_2 + x_3 + x_4)$$

herangezogen wird. Dann findet man für die Approximation im Intervall $x_2 < x < x_3$ aus Maßgabe der gesamten Bedingungen nach einigen Rechnungen

$$y = \frac{9(y_3 + y_2) - (y_4 + y_1)}{16} + \frac{27(y_3 - y_2) - (y_4 - y_1)}{24\Delta x} (x - x_m) + \frac{(y_4 + y_1) - (y_3 + y_2)}{4\Delta x^2} (x - x_m)^2 + \frac{y_4 - 3(y_3 - y_2) - y_1}{6\Delta x^3} (x - x_m)^3. \quad (4)$$

In dieser Formel zeigt sich anhand der jeweiligen Koeffizienten ein deutlich höherer Einfluß der Ordinaten y_2 und y_3 gegenüber y_1 und y_4 .

Aus der ersten Ableitung

$$\frac{dy}{dx} = a_1 + 2a_2(x - x_m) + 3a_3(x - x_m)^2$$

folgt durch Nullsetzen für die Abszisse eines Extremums

$$x_E = x_m + \frac{\Delta x}{2} \left\{ \sqrt{\frac{(y_4 + y_1) - (y_3 + y_2)}{y_4 - 3(y_3 - y_2) - y_1}} - \frac{1}{3} \cdot \frac{27(y_3 - y_2) - (y_4 - y_1)}{y_4 - 3(y_3 - y_2) - y_1}} - \frac{(y_4 + y_1) - (y_3 + y_2)}{y_4 - 3(y_3 - y_2) - y_1} \right\}. \quad (5a)$$

Mit $x = x_E$ könnte man aus (4) die Ordinate des Extremums aus dem viergliedrigen Ausdruck berechnen. Benutzt man jedoch die Bedingung $dy/dx = 0$ und multipliziert sie mit $(x - x_m)$, so kann man über

$$(x - x_m)^3 = -\frac{2}{3} \frac{a_2}{a_3} (x - x_m)^2 - \frac{1}{3} \frac{a_1}{a_3} (x - x_m)$$

den Term mit der höchsten Potenz eliminieren und erhält dann vereinfacht

$$y_E = \frac{9(y_3 + y_2) - (y_4 + y_1)}{16} + \frac{27(y_3 - y_2) - (y_4 - y_1)}{36\Delta x} (x_E - x_m) + \frac{(y_4 + y_1) - (y_3 + y_2)}{12\Delta x^2} (x_E - x_m)^2. \quad (5b)$$

Der Vorteil der kubischen Interpolation liegt darin, daß dabei ein Wechsel in der Krümmung der zu approximierenden Kurve Berücksichtigung findet. Damit wird eine größere Flexibilität erreicht, die z. B. dem Verlauf von Vertikalprofilen oder gemischten Gezeiten besser gerecht zu werden vermag. Dabei ist natürlich zu bedenken, welche Genauigkeit den Ausgangswerten beizumessen ist, ob also eine Interpolation höheren Grades überhaupt sinnvoll erscheint.

d) Die Interpolation vierten Grades.

Gegeben seien die fünf Wertepaare $P_1(x_1, y_1)$, $P_2(x_2, y_2)$, $P_3(x_3, y_3)$, $P_4(x_4, y_4)$, $P_5(x_5, y_5)$, die zu Punkten des Polynoms

$$y = a_0 + a_1(x - x_3) + a_2(x - x_3)^2 + a_3(x - x_3)^3 + a_4(x - x_3)^4$$

werden müssen, wobei

$x_5 - x_4 = x_4 - x_3 = x_3 - x_2 = x_2 - x_1 = \Delta x$ ist und die Interpolation für das Intervall $x_2 < x < x_4$ vorgesehen ist. Aus dem gewählten Ansatz findet man die Zuordnung

$$y = y_3 + \frac{8(y_4 - y_2) - (y_5 - y_1)}{12\Delta x} (x - x_3) + \frac{16(y_4 + y_2) - (y_5 + y_1) - 30y_3}{24\Delta x^2} (x - x_3)^2 + \frac{(y_5 - y_1) - 2(y_4 - y_2)}{12\Delta x^3} (x - x_3)^3 + \frac{6y_3 + (y_5 + y_1) - 4(y_4 + y_2)}{24\Delta x^4} (x - x_3)^4. \quad (6)$$

Auch in dieser Formel (6) erkennt man den höheren Einfluß der Ordinaten der inneren Stützpunkte.

Die erste Ableitung

$$\frac{dy}{dx} = a_1 + 2a_2(x - x_3) + 3a_3(x - x_3)^2 + 4a_4(x - x_3)^3$$

führt für die Bestimmung der Extrema auf die kubische Gleichung

$$a(x_E - x_3)^3 + b(x_E - x_3)^2 + c(x_E - x_3) + d = 0$$

mit

$$a = \frac{6y_3 + (y_5 + y_1) - 4(y_4 + y_2)}{6\Delta x^4}, \quad b = \frac{(y_5 - y_1) - 2(y_4 - y_2)}{4\Delta x^3}, \\ c = \frac{16(y_4 + y_2) - (y_5 + y_1) - 30y_3}{12\Delta x^2}, \quad d = \frac{8(y_4 - y_2) - (y_5 - y_1)}{12\Delta x}.$$

Da drei reelle Extrema vorbehalten bleiben müssen, erhält man für die Lösung der kubischen Gleichung

$$x_E = x_3 - \frac{b}{3a} + \xi_i \quad (i = 1, 2, 3)$$

mit

$$\xi_1 = -2\sqrt{|p|} \cos \frac{\varphi}{3}, \quad \xi_2 = 2\sqrt{|p|} \cos \left(60^\circ - \frac{\varphi}{3}\right), \quad \xi_3 = 2\sqrt{|p|} \cos \left(60^\circ + \frac{\varphi}{3}\right),$$

wenn

$$\cos \varphi = \left| \frac{q}{p\sqrt{|p|}} \right|, \quad p = \frac{3ac - b^2}{9a^2}, \quad q = \frac{b^3}{27a^3} - \frac{bc}{6a^2} + \frac{d}{2a} \quad (7)$$

sind, wobei für die Wurzel jeweils dasselbe Vorzeichen zu wählen ist, das die Größe q hat. Von den drei Lösungen tritt praktisch diejenige auf, bei der $|\xi_i - b/3a|$ den geringsten Betrag hat.

Ist x_E bestimmt worden, so kann y_E aus (6) mit $x = x_E$ errechnet werden. Günstiger ist es, sich auch hier die bei der Interpolation dritten Grades benutzte Methode der Elimination des Gliedes mit der höchsten Potenz nutzbar zu machen. Dann folgt für y_E der Ausdruck

$$y_E = y_3 + \frac{8(y_4 - y_2) - (y_5 - y_1)}{16\Delta x} (x_E - x_3) + \frac{16(y_4 + y_2) - (y_5 + y_1) - 30y_3}{48\Delta x^2} (x_E - x_3)^2 + \frac{(y_5 - y_1) - 2(y_4 - y_2)}{48\Delta x^3} (x_E - x_3)^3. \quad (8)$$

Die Interpolation vierten Grades ist sehr anpassungsfähig und mit Ausnahme der Bestimmung von Extremwerten nicht wesentlich aufwandintensiver. Sie wird vor allem Anwendung finden, wenn in Tabellenwerken sehr genaue Zwischenwerte ermittelt werden müssen, wofür ein Beispiel gegeben wird. Geht man bei häufigen Interpolationen ohnehin über Rechenprogramme, so sollte öfter von Polynomen höheren Grades Gebrauch gemacht werden.

Durchführung von Beispielen

Um den Vorgang der Interpolation verschiedener Grade zu veranschaulichen, sind in Abb. 1 (a–d) fünf Punkte folgender Lage gegeben:

P_i	P_1	P_2	P_3	P_4	P_5
x_i	1	2	3	4	5
y_i	3	5	6	4	1

Es soll mit verschiedenen Graden der Interpolation einmal auf $x = 2,5$ interpoliert werden und zum anderen die Lage des Extremums näherungsweise bestimmt werden. Aus der Abbildung sind die jeweils benutzten Punkte ersichtlich. Das Resultat läßt sich zusammenfassen zu

Grad der Approximation	1	2	3	4
$y = f(2,5)$	5,5	5,875	5,75	5,84
x_E	—	2,83	2,94	2,85
y_E	—	6,04	6,01	6,04

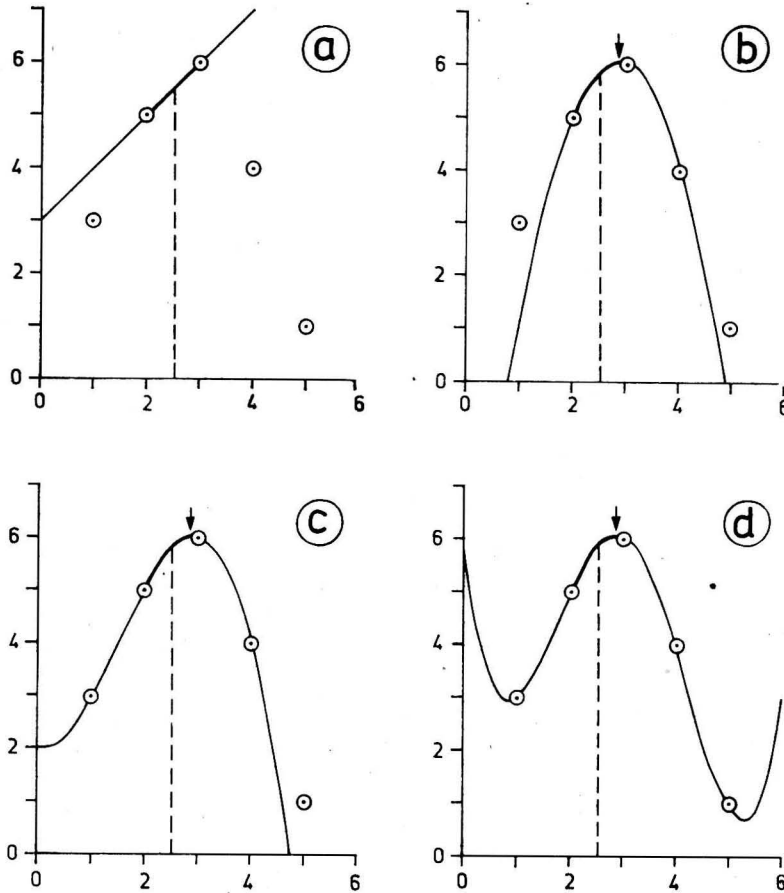


Abb. 1. Darstellung der Polynome für verschiedene Approximationsgrade desselben Beispiels

In Abb. 1 sind die jeweils zugeordneten Polynome eingezeichnet, die das unterschiedliche Vorgehen bei den einzelnen Interpolationsgraden charakterisieren. Ihre Gleichungen sind

- a) $y = 5,5 + (x - 2,5) = 3 + x,$
- b) $y = 6 - \frac{1}{2}(x - 3) - \frac{3}{2}(x - 3)^2,$
- c) $y = 5,75 + \frac{13}{12}(x - 2,5) - (x - 2,5)^2 - \frac{1}{3}(x - 2,5)^3,$
- d) $y = 6 - \frac{1}{2}(x - 3) - \frac{5}{3}(x - 3)^2 + \frac{1}{6}(x - 3)^4.$

Das Beispiel ist extrem gewählt, wobei sogar der Fall eintritt, daß die P_E beim Grad 2 und 4 enger benachbart sind als jeweils zum Grad 3. Für den Grad 4 seien noch die Zwischenwerte angegeben, nämlich

$$a = 2/3, b = 0, c = -10/3, d = -1/2, p = -5/3, q = -3/8, \cos \varphi = 0,17428, \\ \varphi = 79,96^\circ, \varphi/3 = 26,654^\circ, \xi_3 = -0,1507.$$

Für die Gegenüberstellung aller vier Interpolationsgrade dient das folgende Beispiel zur Bestimmung von Werten des elliptischen Integrals erster Gattung $F(\varphi, k^2)$ für $\varphi = 89^\circ$, das den Tafeln von BELYAKOV, KRAVTSOVA und RAPPOPORT (S. 580) entnommen ist. Mit $F = y$ und $k^2 = x$ hat man daraus

i	1	2	3	4	5
x_i	0,50	0,55	0,60	0,65	0,70
y_i	1,829 393	1,872 909	1,921 974	1,978 100	2,043 502

wobei jeweils jeder fünfte Tabellenwert genommen wurde, um das Resultat der auf $x = 0,63$ durchzuführenden Interpolation als $y = 1,954 680$ zu kennen und die Leistungsfähigkeit der verschiedenen Grade der Einschaltung in diesem Fall ermitteln zu können. Die Resultate lassen sich in folgende Übersicht fassen:

Grad der Approximation	1	2	3	4
y	1,955 650	1,954 536	1,954 661	1,954 676
absol. Fehler	0,000 970	-0,000 144	-0,000 019	-0,000 004
relat. Fehler	0,000 496	-0,000 074	-0,000 010	-0,000 002

In diesem Beispiel dokumentiert sich der Approximationsgrad sehr klar. Die allgemeine Schwierigkeit liegt bei allen Approximationen darin, daß man nicht weiß, wie weit man dem nicht bekannten wahren Wert bereits nahegekommen ist. Wäre in dem letzten Ergebnis der exakte Wert nicht bekannt, so ergeben die Differenzen der einzelnen Grade

$$y_{(2)} - y_{(1)} = -0,001 114, \quad y_{(3)} - y_{(2)} = +0,000 125, \quad y_{(4)} - y_{(3)} = +0,000 015,$$

woraus zu vermuten ist, daß frühestens eine Näherung fünften Grades alle Stellenwerte richtig wiedergeben würde.

Bestimmung der Scheitelkrümmungskreise

Für den Verlauf der Näherungspolynome und einige praktische Aufgabenstellungen sind die Krümmungskreise in den Extrema von Interesse, deren Radien bei $y = f(x)$ gegeben sind durch

$$r_E = \frac{1}{f''(x_E)}.$$

Bei den einzelnen Approximationsgraden erhält man

b) Grad 2:

$$r_E = \frac{\Delta x^2}{y_1 - 2y_2 + y_3}; \quad (9b)$$

c) Grad 3:

$$r_E = \frac{2\Delta x^3}{[(y_4 + y_1) - (y_3 + y_2)] \Delta x + 2[y_4 - 3(y_3 - y_2) - y_1] (x_E - x_m)} \quad (9c)$$

mit $x_E - x_m$ nach Gleichung (5a);

d) Grad 4:

$$r_E = \frac{12\Delta x^4}{N}$$

mit

$$N = [16(y_4 + y_2) - (y_5 + y_1) - 30y_3] \Delta x^2 + 6[(y_5 - y_1) - 2(y_4 - y_2)] \Delta x(x_E - x_3) + 6[6y_3 + (y_5 + y_1) - 4(y_4 + y_2)] (x_E - x_3)^2 \quad (9d)$$

und $x_E - x_3$ aus Gleichung (7).

Da die Werte für x_E bei der Bestimmung der Extrema vorliegen, ist die Bestimmung der r_E weniger aufwendig, als es nach den Gleichungen (9c) und (9d) den Anschein hat. Für die gewählte Punktfolge des Beispiels erhält man resp. $-r_E = 0,3 = 0,333 \dots$ (b), 0,372 (c) und 0,304 (d). Die in der Abb. 1 nicht eingetragenen Krümmungskreise unterscheiden sich nach Lage und Radius am wenigsten voneinander in den Fällen (b) und (d), also bei den Approximationen vom Grad 2 und 4, wie dies auch schon die numerisch berechneten Polynome erwarten lassen.

Abschließend sei noch eine Ergänzung gestattet. Die bei der Interpolation vierten Grades auf x_E benutzte trigonometrische Lösung läßt sich unter geringem Verlust an Genauigkeit vermeiden, wenn man von der Lösung bei der Interpolation zweiten Grades ausgeht und deren Wert x_{E_2} als erste Näherung für x_{E_4} benutzt, um in die NEWTONSche Regel einzugehen. Man erhält dann

$$x_{E_4} = x_{E_2} - \frac{f'(x_{E_2})}{f''(x_{E_2})}$$

mit

$$x_{E_2} = x_3 - Q \cdot \Delta x, \quad Q = \frac{y_4 - y_2}{2(y_2 - 2y_3 + y_4)}$$

und

$$f'(x_{E_2}) = \frac{1}{\Delta x} \left[\frac{8(y_4 - y_2) - (y_5 - y_1)}{12} - \frac{16(y_4 + y_2) - (y_5 + y_1) - 30y_3}{12} Q + \frac{(y_5 - y_1) - 2(y_4 - y_2)}{4} Q^2 - \frac{6y_3 + (y_5 + y_1) - 4(y_4 + y_2)}{6} Q^3 \right]$$

sowie

$$f''(x_{E_2}) = \frac{1}{\Delta x^2} \left[\frac{16(y_4 + y_2) - (y_5 + y_1) - 30y_3}{12} - \frac{(y_5 - y_1) - 2(y_4 - y_2)}{2} Q + \frac{6y_3 + (y_5 + y_1) - 4(y_4 + y_2)}{2} Q^2 \right] \quad (7a)$$

anstelle der Formel (7). In dem durchgeführten Beispiel der gegebenen fünf Punkte erhält man aus der Näherung (7a) $x_{E_4} = 2,84934$ anstatt $x_E = 2,84932$ bei der trigonometrischen Methode der Lösung der kubischen Gleichung. Da ohnehin schon die dritte Dezimale problematisch ist, liefert das Beispiel praktisch die Identität.

Literatur

- BELYAKOV, V. M., KRAVTSOVA, R. I. und RAPPOPORT, M. G., Tafeln elliptischer Integrale, Tom I. Moskau 1962.
 BRONSTEIN, I. N. und SEMENDJAJEW, K. A., Taschenbuch der Mathematik. Leipzig 1960.
 RAUSCHELBACH, H., Hilfstafeln zur Berechnung der Gezeiten nach dem harmonischen Verfahren. Marineobservatorium Wilhelmshaven. Berlin 1939.
 SAGER, G., Berechnung der Gezeiten für beliebige Zeitpunkte — ein internationaler Vergleich. Seewirtschaft, 5, H. 4. Berlin 1973.
 SAGER, G., Berechnung der Gezeiten im Küstenvorfeld und auf See. Seewirtschaft, 5, H. 5. Berlin 1973.

Anschrift des Verfassers:

Dr. habil. GÜNTHER SAGER,
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-253 Rostock-Warnemünde

*Kurze Mitteilung*Salzgehaltsspektren
für das Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee¹⁾

Von MICHAEL BÖRNGEN

Zur Untersuchung der statistischen Struktur und der periodischen Komponenten des Salzgehaltes wurden Energiedichtespektren für Oberfläche und 15 m Tiefe für die Feuerschiffe „Lappegrund“ und „Gedser Rev“ geschätzt.

Die folgende Tabelle informiert über die herangezogenen Zeitreihen (die Daten wurden dem Nautisk-Meteorologisk Årbog bzw. Oceanografiske Observationer entnommen) einschließlich der Mittelwerte und der mittleren quadratischen Abweichungen σ^2 .

Nr.	Station	Tiefe (m)	Periode	Mittel (‰)	σ^2 (‰ ²)		
					$\Delta T = 1$ Monat	$\Delta T = 3$ Monate	$\Delta T = 1$ Jahr
1	LG	0	1900–1969	13,6	5,74	2,42	0,37
2	LG	15	1900–1969	27,1	9,17	6,03	2,31
3	GR	0	1897–1972	10,5	3,14	1,72	0,30
4	GR	11	1897–1915	11,8	3,90	1,83	—
5	GR	15	1920–1939	13,4	4,30	2,43	—
6	GR	15	1945–1972	15,1	6,27	4,71	—
7	GR	11/15	1897–1972	13,8	—	—	3,17

Leider sind die langen Zeitreihen nicht völlig homogen. Lücken in den Reihen wurden durch Interpolation und durch Verwendung von Mittelwerten benachbarter Stationen (mittels Regressionsanalyse) geschlossen.

Methoden der Spektralschätzung:

- (1) „Klassische“ Methode (unter Benutzung des Hanning-Filters und der Fast-Fourier-Transformation),
- (2) Autoregressive Spektralschätzung (Anpassung eines autoregressiven Prozesses an die Zeitreihe) (LACOSS 1971, BÖRNGEN; HUPFER 1975, u. a.).

Die gewonnenen Spektren der Zeitreihen 4, 5 und 6 wurden gemittelt.

Für den Signifikanztest der „klassischen“ Spektren wurde die von GILMAN u. a. (1963) angegebene Methode verwendet.

¹⁾ Die Arbeit wurde als Paper auf der 10. Konferenz der Ostsee-Ozeanographen in Göteborg (Juni 1976) vorgelegt.

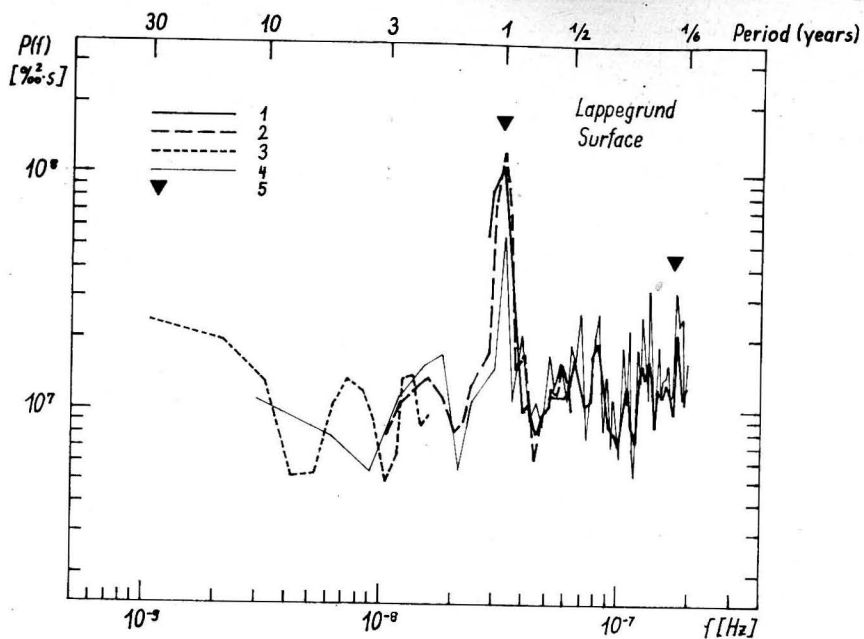


Abb. 1. Energiedichtespektrum des Oberflächensalzgehaltes am Feuerschiff „Lappegrund“ (Erklärung der Symbole: s. Text)

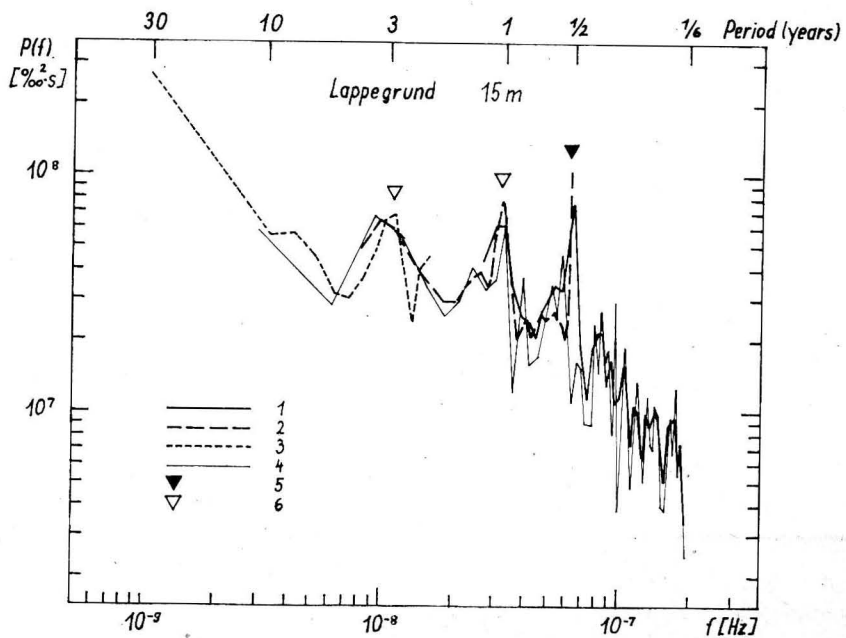


Abb. 2. Energiedichtespektrum des Salzgehaltes in 15 m Tiefe am Feuerschiff „Lappegrund“ (Erklärung der Symbole: s. Text)

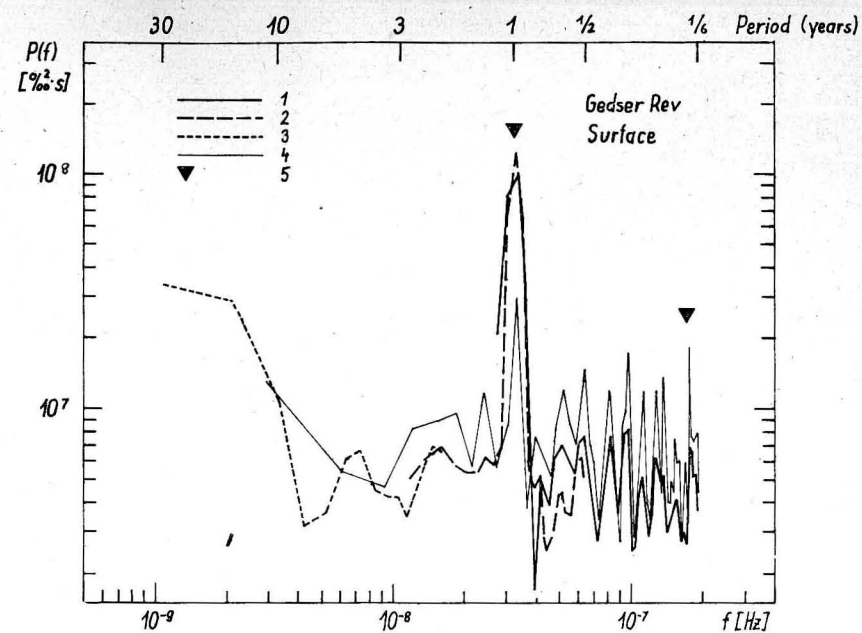


Abb. 3. Energiedichtespektrum des Oberflächensalzgehaltes am Feuerschiff „Gedser Rev“ (Erklärung der Symbole: s. Text)

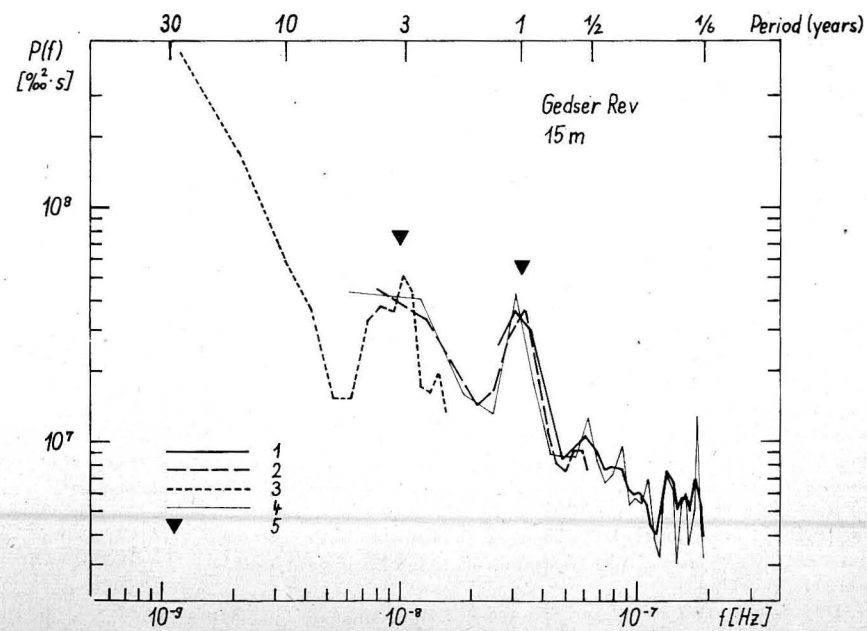


Abb. 4. Energiedichtespektrum des Salzgehaltes in 15 m Tiefe am Feuerschiff „Gedser Rev“ (Erklärung der Symbole: s. Text)

Die Abbildungen 1–4 zeigen die berechneten Spektren. Dabei bedeuten:

- 1: Methode (1), $\Delta T = 1$ Monat
- 2: Methode (1), $\Delta T = 3$ Monate
- 3: Methode (1), $\Delta T = 1$ Jahr
- 4: Methode (2), $\Delta T = 1$ Monat
- 5: Statistisch signifikant mit $\beta = 0,01$
- 6: Statistisch signifikant mit $\beta = 0,05$

Ergebnisse:

1. Beide Methoden bringen die gleichen Resultate, allerdings zeigen die autoregressiven Spektren mehr Einzelheiten.
2. Die Energiedichtewerte des Salzgehaltes in 15 m Tiefe sind erwartungsgemäß größer als die an der Oberfläche.
3. Die stärkere Dynamik bei Lappegrund spiegelt sich ebenfalls durch höhere Energiedichtewerte wider.
4. In der Tiefe von 15 m erscheint das absolute Maximum der Energiedichtewerte in der Nähe der Frequenz 0, d. h. die Zeitreihen enthalten einen bemerkenswerten Langzeit-Trend (s. auch HUPFER 1975).
5. Der Abfall der Energiedichtewerte mit wachsender Frequenz ist in der Tiefe größer als an der Oberfläche.
6. Alle Spektren, besonders die des Oberflächensalzgehaltes, zeigen deutlich die jährliche und halbjährliche Welle.
7. Bemerkenswert ist die Energiedichtekonzentration nahe einer Periode von 3 Jahren in 15 m Tiefe. Das steht in Einklang mit der von WOLF (1972) aufgefundenen Rhythmicität der starken Salzeinbrüche in die Ostsee. Dieses Verhalten stimmt aber nicht mit den von SOSKIN (1963) bzw. DICKSON (1971) erhaltenen Resultaten überein, wonach eine Periode von 4–5 bzw. 3–4 Jahren für den starken Einstrom zu erwarten wäre.
8. In allen Spektren ist eine quasibiennale Schwingung nur schwach entwickelt.
9. Besonders in den Oberflächenspektren erscheinen signifikante Peaks nahe der Periode von etwa 2 Monaten. Sie scheinen mit entsprechenden Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation zusammenzuhängen.

Die Untersuchungen werden fortgesetzt.

Literatur

- BÖRNGEN, M. und HUPFER, P., Statistische Spektralanalyse von Jahresmittelwerten der Wassertemperatur und des Salzgehaltes im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee. — Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 4, S. 485–494.
- DICKSON, R. R., A recurrent and persistent pressure-anomaly pattern as the principle cause of intermediate-scale hydrographic variations in the European shelf seas. — Deutsch. Hydrogr. Z. 24 (1971), p. 97–119.
- GILMAN, D. L. et al., On the Power Spectra of "Red Noise". — J. Atmospheric Sci. 20 (1963) 2, p. 182–184.
- HUPFER, P., Marine Climatic Fluctuations in the Baltic Sea Area since 1900. — Z. Meteor., Berlin 25 (1975) 2, S. 85–93.

- LACOSS, R. T., Data adaptive spectral analysis methods. — Geophysics, Tulsa (Okla.) 36 (1971) 4, p. 661–675.
- Nautisk-Meteorologisk Årbog (seit 1961 Oceanografiske Observationer), 1897–1972. — Kopenhagen.
- SOSKIN, I. M., Mnogoletnie izmenenija gidrologičeskich karakteristik Baltijskogo Morija. — Leningrad: izd. Gidrometeoizdat 1963, (russ.).
- WOLF, G., Salzwassereinbrüche im Gebiet der westlichen Ostsee. — Beitr. Meereskunde H. 29, S. 67–77. Berlin 1972.

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Geophys. M. BÖRNGEN,
Karl-Marx-Universität, Sektion Physik,
Arbeitsgruppe Ozeanologie,
Talstraße 35, DDR-701 Leipzig

Physik des Planeten Erde

Ergebnisse geophysikalischer Forschung

Mitverfaßt und herausgegeben von ROBERT LAUTERBACH

1975. VIII, 266 Seiten — 88 Abbildungen — 13 Tabellen — gr. 8° — Leinen 48,— M
Bestell-Nr. 761 859 6 (6121)

Die Erforschung des Planeten Erde hat in den letzten Jahren gewaltige Fortschritte gemacht. Dies liegt z. B. an der internationalen Kooperation, die immer umfassender und intensiver geworden ist; dazu kommen die Einbeziehung grundlegender Ergebnisse der Kosmosforschung, die Fortschritte in der Detailaufnahme der Kontinente und vor allem auch der Ozeane, die neuen Möglichkeiten und Perspektiven von Theorie, Datenverarbeitung und nicht zuletzt die verfeinerten Labormethoden.

Die schon fast verwirrende Vielfalt neuer Ergebnisse will dieses Buch sowohl für die Problematik der Erdentstehung, der vergleichenden Untersuchung des Mondes, für die Physik der Atmosphäre, der Hydrosphäre und vor allem des Erdkörpers ordnen und dem interessierten Fachkollegen — aus dem Bereich der Geowissenschaften wie aus anderen Disziplinen — angesichts der Stofffülle so gut als möglich aufbereitet und zusammengefaßt darbieten.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3-4