

18. Okt. 1976

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
Bibliothek
203 Meereskunde
Deutsche Demokratische Republik

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON
ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON
OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 38



AKADEMIE-VERLAG BERLIN

1976

Im Mittelpunkt der Mensch

Umweltgestaltung — Umweltschutz

Herausgegeben von Karlheinz Lohs/Sonnhild Döring

1975. VIII, 422 Seiten — 192 Abbildungen — 27 Tafeln — gr. 8° —
Leinen 27,— M
Bestell-Nr. 7619134 (6159)

Führende Wissenschaftler der DDR nehmen aus unterschiedlichen Gesichtspunkten zu den wichtigsten Fragen der sozialistischen Landeskultur Stellung. Dabei geht es den Autoren — seien sie nun Ökonomen, Biologen, Mediziner, Chemiker oder Techniker — prinzipiell um den Menschen als den Bezugspunkt aller Bemühungen der sozialistischen Gesellschaft um die Umwelt. An Hand von Zahlen und Fakten erhält der Leser einen Eindruck von der Vielgestaltigkeit und den Schwierigkeiten der Umweltproblematik. Es werden aber auch die grundsätzlichen Unterschiede in der Behandlung der Probleme des Umweltschutzes und der Umweltgestaltung unter den Bedingungen der sozialistischen und der kapitalistischen Gesellschaft deutlich. Das Buch ist für jeden gesellschaftswissenschaftlich und naturwissenschaftlichen Interessierten verständlich. Es wendet sich in gleicher Weise auch an die auf diesem Gebiet tätigen Wissenschaftler und nicht zuletzt an den großen Kreis ehrenamtlicher Helfer im Naturschutz sowie vor allem an die Lehrer an den allgemeinbildenden sowie Hoch- und Fachschulen.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3-4

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 38

mit 59 Abbildungen und 15 Tabellen



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1976

Die Autoren des Heftes widmen ihre Beiträge

Herrn Prof. Dr. Ing. habil.

Erich Bruns

zu seinem 75. Geburtstag am 8. April 1975

7976. 926

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

© Akademie-Verlag Berlin 1976

Lizenznummer: 202 · 100/453/76

P 266/76

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

Bestellnummer: 762 3344 (2105/38), LSV 1465

Printed in GDR

DDR 39,— M

Inhalt

KLAUS STRIGGOW, Entwicklung und Einsatz einer elektronischen Stufen-sonde zur Seegangsmessung in der Brandungszone	7
C. DRUET, P. HUPFER und O. A. KUSNECOV, Wechselwirkung Meer-Atmosphäre in der Kontaktzone zwischen Land und Meer — Über einige Ergebnisse des Küstenexperiments EKAM 73 in Zingst	33
A. J. BLAZHCHISHIN, Zur Stratigraphie spätquartärer Bodenab-lagerungen der mittleren Ostsee	49
E. M. EMELJANOV, Die Entstehung des chemischen Gehalts von Beimengungen und Ablagerungen in der Ostsee	61
O. S. PUSTELNIKOV, Absolutwerte der Masse an Sedimentmaterial und das Tempo rezenter Sedimentation in der Ostsee	81
LUTZ BRÜGMANN, Die automatische Bestimmung von Nitrat, Nitrit und Silikat im Ostseewasser	95
HERBERT FRANCK, Zu kurzzeitigen Temperaturänderungen am Südwestrand des Arkonabeckens	103
HANS-ULRICH LASS, Über eine Methode zur Vergleichbarkeit von Theorie und Experiment in der Meeresforschung am Beispiel der windgetriebenen Strömung	119
GÜNTHER SAGER, Zur Mittelwertbildung bei ozeanologischen Verti-kalprofilen	135

Entwicklung und Einsatz
einer elektronischen Stufensonde
zur Seegangsmessung in der Brandungszone¹⁾

Von KLAUS STRIGGOW

Zusammenfassung: Aus der kritischen Einschätzung des Standes der Technik auf dem Gebiet der für Seegangsmessungen verwendeten Stufensonden wird eine Konzeption für eine speziell für die Brandungszone bestimmte Sonde abgeleitet: Schnelle und repetierende sukzessive Abtastung der Sondenkontakte, Meßwerttastung und -registrierung in einer Landstation, Meßwertübertragung von der Sonde und Energieversorgung zur Sonde über ein zweiadriges Kabel, computergerechte Meßwertregistrierung.

Nach der Vorstellung des auf dieser Konzeption entwickelten und gebauten Gerätes werden erste Meßergebnisse mitgeteilt.

0. Einleitung

0.1. Die Bedeutung von Seegangsmessungen

Die Messung des Seegangs ist zunächst für zahlreiche Gebiete der *Praxis* von Bedeutung (vgl. MASON [2]). Im Einzelnen sind zu nennen: der Schiffbau (Statik) und Schiffseinsatz (Routenberatung), die Fischerei, die Auswahl von Hafenplätzen und die Konstruktion von Hafenschutzbauten, die Anlage und Erhaltung von schiffbaren Zugängen zu Flüssen, Buchten und Häfen, der Küstenschutz sowie als jüngstes Beispiel die Arbeit der ozeanischen Industrie.

Ferner ist die Messung des Seegangs für die *Ozeanographie* an sich von Bedeutung. Denn noch vermag keine Theorie die Frage des Energieübergangs von der Atmosphäre auf die Wellen, von Wellen auf andere Wellen und von Wellen auf die Turbulenz sowie die Frage der Wellendämpfung bei der Ausbreitung in ein Gebiet ohne Wind oder mit abnehmender Wassertiefe hinreichend genau zu beantworten! Ein echter theoretischer Fortschritt wird ohne exaktes Meßmaterial unmöglich sein (vgl. BARNETT [3] und WALDEN [4]).

Die im folgenden beschriebene Entwicklung verdankt ihre Entstehung den Belangen des Küstenschutzes²⁾. Dennoch ist sie so universell, daß sie sowohl für andere praktische als auch für theoretische Zwecke verwendbar ist.

¹⁾ Dieser Aufsatz ist die stark gekürzte Fassung einer Dissertation gleichen Titels [1], auf welche bezüglich weiterer Einzelheiten verwiesen sei.

²⁾ Die Entwicklung der Stufensonde wurde zunächst für die Untersuchungen des Instituts für Meereskunde eingeleitet und später auf der Grundlage vertraglicher Vereinbarungen für die Wasserwirtschaftsdirektion Küste—Warnow—Peene, Stralsund fortgesetzt und abgeschlossen.

0.2. Die Besonderheiten der Seegangsmessung

Die Messung des Seegangs wird im Vergleich zu anderen Aufgaben der ozeanologischen Meßtechnik durch das Zusammentreffen einiger Besonderheiten, wie

- a) die Unumgänglichkeit von *Feldmessungen*,
- b) seinen *stochastischen Charakter* und
- c) die bisweilen *fehlende Eindeutigkeit* erschwert.

Zu a): Während ein Teil der ozeanologischen Parameter, wie z. B. der Salzgehalt, im Labor (an Hand von geschöpften Wasserproben) bequemer und genauer als an Ort und Stelle („in situ“) gemessen werden kann, sind für die Messung des Seeganges Feldmessungen mit allen damit verbundenen Schwierigkeiten unumgänglich.

Zu b): Die als Seegang bezeichneten winderzeugten Oberflächenwellen sind bekanntlich sehr unregelmäßig und unterliegen Zufallsgesetzen. Sie stellen daher einen stochastischen oder Zufallsprozeß dar.

Aus dem stochastischen Charakter des Seegangs ergeben sich für seine Messung zwei Konsequenzen, nämlich zunächst, daß die Messung eine *Dauermessung*¹⁾ sein muß und ferner, daß die Parameter nur durch eine (mehr oder minder aufwendige) *statistische Analyse* der Dauerregistrierung ermittelt werden können.

Hingegen kann beispielsweise die Temperatur durch eine Momentanmessung bestimmt werden; die Meßzeit ist nach unten lediglich durch die Instrumententrägheit begrenzt, und der Momentanwert hat unmittelbar physikalische Bedeutung.

Entsprechend der genannten Zweiteilung der Aufgabe behandeln der dritte und der vierte Abschnitt der vorliegenden Arbeit die Gewinnung und die statistische Analyse von Dauerregistrierungen.

Es sei nur am Rande vermerkt, daß der Seegang der erste stochastische Prozeß war, mit dem es die Meereskunde *bewußt* zu tun hatte.

Zu c): Die Lage der oberen Grenzfläche des Meerwassers ist im allgemeinen nicht eindeutig bestimmt. Denn bei stärkerem Wind bewirken Schaum auf, versprühte Wassertröpfchen über und Luftbläschen unter der „Wasseroberfläche“ sowie stürzende Brecher, daß es in einer Vertikalen *mehrere* Grenzflächen Wasser—Luft gibt. Da es ein aussichtsloses Unterfangen wäre, alle solche Grenzflächen registrieren zu wollen, muß das Registriergerät so aufgebaut sein, daß es in jedem Falle nur einen einzigen, *physikalisch sinnvollen* Meßwert aufzeichnet. Diese Forderung erfüllt sich keineswegs automatisch, wie im Abschn. 1.3. gezeigt wird, und darf deshalb bei der Entwicklung eines Seegangsmessgerätes nicht außer Acht gelassen werden.

Eine derartige potentielle Vieldeutigkeit scheint in der Meereskunde nur bei den Oberflächenwellen und den sogenannten internen Wellen vorhanden zu sein.

1. Der Stand der Technik auf dem Gebiet der Stufensonden

1.0. Vorbemerkungen

Unter den zahlreichen bekannt gewordenen Verfahren zur Seegangsmessung (bezüglich Einzelheiten und Literaturangaben s. [1]) gibt es keines, das frei von Nachteilen und für alle Anwendungsfälle optimal geeignet ist. Daher kann die Auswahl eines bestimmten Verfahrens für eine konkrete Aufgabe nur ein Kompromiß sein (vgl. hierzu KINSMAN [5]).

¹⁾ Unter ozeanischen Verhältnissen werden Seegangsmessungen üblicherweise über (größenordnungsmäßig) 1000 s ausgedehnt, während für den dieser Arbeit zugrunde liegenden Zweck 200 s als ausreichend angesehen werden.

Der Verfasser entschied sich zunächst für das Prinzip der *inkremental* arbeitenden Seegangssonde oder — wie sie gewöhnlich bezeichnet wird — der Stufensonde, da diese keiner Eichung bedarf und ihre elektrischen Kennwerte über längere Zeiträume relativ unverändert beibehält.

Stufensonden sind gekennzeichnet durch eine mehr oder minder große Zahl von übereinander angeordneten *binär* arbeitenden Elementen oder Fühlern, die beim Ein- oder Austauschen von dem einen in den anderen Zustand umschalten; sie werden außer in der ozeanologischen auch in der industriellen Meßtechnik — zur Bestimmung der Standhöhe von Flüssigkeiten in Behältern — eingesetzt.

Die Fühler können nach verschiedenartigen Prinzipien arbeiten. Für die meereskundliche Anwendung wurden bisher ausschließlich *Kontakte* verwendet, die durch das Seewasser geschlossen werden („elektrolytische Schalter“). Für die industrielle Anwendung wurden ferner mit Licht (LUCAS [6]) und mit radioaktiver Strahlung (SCHROEDTER [7]) arbeitende *Strahlenschranken* als Fühler eingesetzt. Auch *beheizte Thermistoren* eignen sich als Fühler, da ihre Übertemperatur und damit ihr Widerstand stark davon abhängen, ob sie sich in Luft oder in einer Flüssigkeit befinden (RUMPF [8]). Schließlich sind mit *Ultraschall* arbeitende Stufensonden bekannt geworden. So beschreiben VALKENBURG und SANSOM [9] eine Stufensonde, bei der die Flüssigkeit als akustische Verbindung zwischen Ultraschallsendern und -empfängern dient. VALKENBURG [10] gibt noch ein zweites Verfahren an:

Die Sonde besteht aus einem schallleitenden Stab, auf den in festen Abständen Scheiben aufgesetzt sind. Vom oberen Ende her werden Ultraschallimpulse in die Sonde gestrahlt, die von allen Scheiben (Unstetigkeitsstellen!) oberhalb des Flüssigkeitsspiegels reflektiert werden. Unterhalb des Flüssigkeitsspiegels wird der Ultraschall durch die größere Bedämpfung der Scheiben ausgelöscht. Es ist also die Anzahl der Echos ein Maß für die Länge des austauchenden Teiles der Sonde. Eine dritte Möglichkeit ist die Verwendung von Ultraschallsendern, deren Schwingung abbricht, sobald die schallabstrahlenden Elemente beim Eintauchen in die Flüssigkeit hinreichend stark gedämpft werden (vgl. BÖHME [11]).

Die folgenden Betrachtungen beschränken sich auf Stufensonden mit elektrolytischen Schaltern wegen ihres einfachen Aufbaus. Die von VALKENBURG angegebene Ultraschallstufensonde stellt zwar ein wesentlich eleganteres Gerät dar, jedoch bestehen Bedenken, daß bei vielstufigen Sonden Mehrfachreflexionen zu Störechos Anlaß geben.

1.1. Stufensonden mit direkt geschalteten Netzwerken

Bei der ursprünglichen Form der ozeanologischen Stufensonden dienten die elektrolytischen Schalter *direkt* dazu, gewisse Bauelemente eines (passiven) elektrischen Netzwerkes anzuschalten bzw. zu überbrücken. Die Abb. 1 zeigt drei bekanntgewordene Schalterschemen, von denen jedoch nur zwei (a und b) breitere Anwendung gefunden haben (vgl. CALDWELL [12], GERHARDT et al. [13], MAJEWSKI [14] und DREIER [15]). Bei dem Schema a werden parallel liegende Widerstände gleicher Größe durch eintauchende Kontakte eingeschaltet. Daher ist der Leitwert dieses Netzes der Anzahl der eingetauchten Kontakte proportional, so daß bei konstanter (eingepprägter) Span-

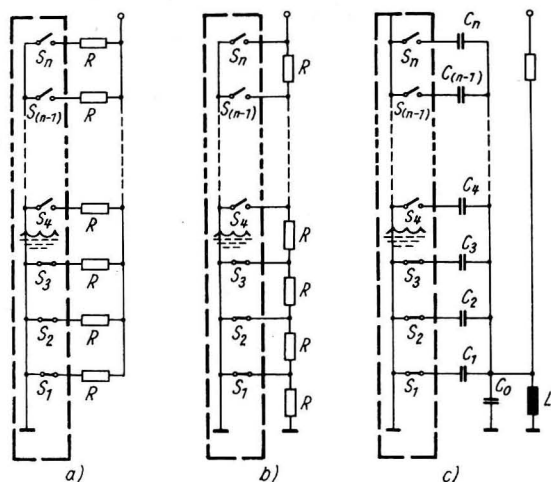


Abb. 1. Stufensonden mit direkt geschalteten Netzwerken

a und b = übliche Schaltungen, c = verbesserte Schaltung (nach VERHAGEN), umwandelter Teil = eigentliche Stufensonde, \$S_1 \dots S_n\$ = elektrolytische Schalter, (\$S_1 \dots S_3\$ sind eingetaucht)

nung eine Proportionalität zwischen dem durch das Netz fließenden Strom und der Anzahl der eingetauchten Kontakte besteht.

Bei dem Schema b werden hintereinander liegende Widerstände gleicher Größe durch eintauchende Kontakte überbrückt. Daher ist hier der Widerstand der Anzahl der ausgetauchten Kontakte proportional, so daß bei konstantem (eingepprägtem) Strom eine Proportionalität zwischen der Spannung und der Anzahl der ausgetauchten Kontakte besteht (sofern die für das Netz verwendeten Widerstände wesentlich größer sind als der Widerstand eines eingetauchten elektrolytischen Schalters). Beiden Varianten gemeinsam sind die Eigenschaften, daß erstens der idealerweise sprunghafte Charakter der Änderungen des Ausgangssignals in der Praxis, besonders bei fallendem Wasserspiegel mehr oder minder verwischt ist, und zweitens die „statische“ Kennlinie sich im Laufe der Zeit verändert. Die Ursachen hierfür liegen darin, daß bei fallendem Wasserspiegel zunächst noch ein Wasserfilm auf der Sonde zurückbleibt, welcher zu gewissen Restströmen führt, und daß sowohl die Isolator- als auch die Kontaktoberflächen im Laufe der Zeit verschmutzen, bewachsen (pflanzlicher und tierischer Bewuchs) und möglicherweise sogar korrodieren.

Zur Minderung dieser Mängel schlug VERHAGEN [16] das Schema c vor, bei welchem parallel liegende Kondensatoren unterschiedlicher Größe durch eintauchende Kontakte eingeschaltet werden. Die resultierende Kapazität C wird als frequenzbestimmende Größe eines Röhrenoszillators verwendet. Durch eine passende Abstufung der Kapazität \$C_1, C_2, \dots C_n\$ wird eine lineare Abhängigkeit zwischen der Frequenz

$$f = 1/2\pi \sqrt{LC}$$

und der Anzahl der eintauchenden Kontakte erreicht. Bei dem von VERHAGEN beschriebenen Beispiel ist \$n = 100\$ und \$500 \text{ Hz} \leq f \leq 1500 \text{ Hz}\$.

1.2. Relais-Stufensonden

Eine Möglichkeit zur vollständigen Beseitigung der genannten Mängel direkt schaltender Stufensonden besteht darin, mit den Schaltern der Sonde Relais zu steuern. Die Relaiswicklungen können im einfachsten Fall wie die Widerstände in Abb. 1 a geschaltet werden, und mit den Relaiskontakten kann beispielsweise ein Widerstandsnetz nach 1a (Variante 1) oder 1b (Variante 2) geschaltet werden. Derartige Relais-Stufensonden wurden von MURAKI und ISHIDA [17] verwendet (s. Abb. 2a).

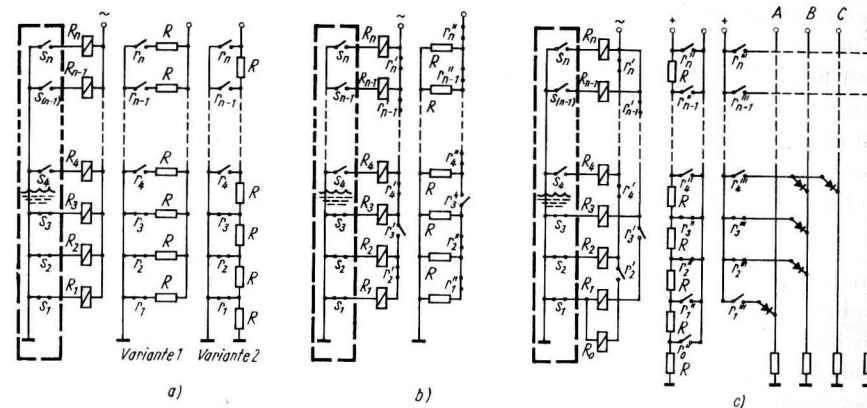


Abb. 2. Relais-Stufensonde

(a) einfachste Ausführung, mit Widerstandsnetzwerk analog zu Abb. 1a (Variante 1) oder 1b (Variante 2) (nach MURAKI u. ISHIDA), (b) stromsparende Ausführung (nach IBRAGIMOV), (c) stromsparende Ausführung mit verbessertem Übergangsverhalten und zusätzlichem Digital-Ausgang (nach RUSSEL)

Der Nachteil, daß die Stromaufnahme bei weit eintauchender Sonde wegen der parallel liegenden Relaiswicklungen beträchtlich ist, läßt sich vermeiden durch Relais mit zwei Kontakten, von denen der eine ein Ruhekontakt ist und zum Abschalten der Erregerwicklungen des zweiten, dritten usw. Relais unterhalb der Wasseroberfläche verwendet wird. Auf diese Weise kann also höchstens eines der Relais erregt werden. Eine derartige Stufensonde wurde von IBRAGIMOW et al. [18] angegeben; die Abb. 2b zeigt das Schaltschema. Mit dem zweiten (durch " gekennzeichneten Ruhe-) Kontakt wird ein aus gleichen Widerständen bestehendes Netz geschaltet. Der Leitwert dieses Netzes ist der Anzahl der austauchenden Kontakte proportional. Dieses Schema leidet an dem Mangel, daß bei fallendem Wasserspiegel das Ausgangssignal kurzzeitig Fehler von allgemein beträchtlicher Größe aufweist! Zur Erläuterung diene der Fall, daß der ursprünglich — wie in Abb. 2b dargestellt — zwischen den elektrolytischen Schaltern \$S_3\$ und \$S_4\$ liegende Wasserspiegel unter \$S_3\$ fällt. Sobald \$S_3\$ austaucht, hört die Erregung des Relais \$R_3\$ auf, und seine Kontakte \$r_3'\$ und \$r_3''\$ schließen, wodurch nun die Relais \$R_2\$ bis \$R_1\$ erregt werden. Wegen der unvermeidlichen Ansprechverzögerung dauert es eine gewisse Weile, bis \$r_2''\$ öffnet. Daher folgt auf das vom Widerstandsnetzwerk gelieferte Meßergebnis

„3 Schalter eingetaucht“

bei fallendem Wasserspiegel zwangsläufig das falsche Zwischenergebnis

„0 Schalter eingetaucht“

und erst nach Ablauf der Relais-Ansprechverzögerung das richtige Ergebnis

„2 Schalter eingetaucht“.

Um derartige Übergangsfehler auf eine praktisch unbedeutende Größe zu reduzieren, entwickelte RUSSEL [19] eine Schaltung, bei welcher nur die den beiden obersten eingetauchten elektrolytischen Schaltern zugeordneten Relais erregt werden. Abb. 2c zeigt links das Schalterschema für die Relais-Wicklungen, und rechts daneben einen linearen Spannungsteiler, welcher durch den zweiten (durch " gekennzeichneten Arbeits-) Kontakt der Relais geschaltet wird. Im Normalfall wird dieser Spannungsteiler an zwei Punkten abgegriffen; im dargestellten Beispiel geschieht dieses durch $r3''$ und $r2''$ (wodurch einer der $n + 1$ Widerstände des Teilers überbrückt ist). Ändert sich nun der Wasserstand an der Sonde, so bleibt einer der beiden Kontakte geschlossen, und das Fehlsignal

„0 Schalter eingetaucht“

kann nicht mehr auftreten. Es läßt sich zeigen, daß der Übergangsfehler nur noch Bruchteile der idealen Sprunghöhe beträgt und somit unbedeutend ist.

Allen bisher beschriebenen Schaltungen für Stufensonden ist gemeinsam, daß sie die durch die Sonde quantisierte Wasserspiegellhöhe in *analoger* Form ausgeben. Diese Form ist für die Registrierung des zeitlichen Verlaufes der seegangbedingten Wasserstandsschwankungen mittels handelsüblicher Linienschreiber zweckmäßig, jedoch für die statistische Seegangsanalyse mittels Ziffernrechenautomaten ungeeignet. Aus diesem Grunde ergänzte RUSSEL seine Stufensonde durch eine *digitale* Meßwertausgabe. Abb. 2c zeigt rechts die zur Codierung verwendete Dioden-Matrix, welche durch den dritten (durch " gekennzeichneten Arbeits-) Kontakt der Relais angesteuert wird. Die Digitalausgänge A, B, C usw. liegen entweder auf dem Potential 0 („low level“, LL, logisch 0) oder auf einem positiven Potential („High Level“, HL, logisch L). Solange keiner der elektrolytischen Schalter $S1 \dots Sn$ eingetaucht ist, sind die Kontakte $r1 \dots rn$ geöffnet, und es ist

$$A = B = C \dots = 0.$$

Ist nur $S1$ eingetaucht, so ist $r1$ geschlossen, und es ist

$$A = L, B = C \dots = 0.$$

Sind $S1$ und $S2$ eingetaucht, so sind $r2$ und $r1$ geschlossen, und es ist

$$A = B = L, C = \dots = 0, \text{ usf.}$$

Die Dioden der Matrix sind so angeordnet, daß die Meßwerte nach dem bekannten und von vielen Ziffernrechenautomaten lesbaren GRAY-Code verschlüsselt werden. Die Registrierung der Meßwerte erfolgt auf Lochstreifen (von dessen 8 Spuren bei der 60stufigen Sonde jedoch nur 6 benötigt werden).

1.3. Elektronische Stufensonden

Relais-Stufensonden leiden an dem Mangel, daß die Relais einem Verschleiß unterliegen und — was besonders für vielstufige Sonden zutrifft — ein großes Volumen be-

ansprechen. Nach dem Aufkommen der Halbleiter-Bauelemente lag es daher nahe, die Relais durch elektronische Schaltungen zu ersetzen.

Erstmals wurden elektronische Stufensonden vom Verfasser 1963 an der südlichen Ostseeküste sowie von SAKOU und KUBOTA 1965 an der Korallenküste Hawaiis eingesetzt. Wie sich herausstellte (vgl. STRIGGOW [20], [21], SAKOU [22] und SAKOU und KUBOTA [23]), liegt diesen ausschließlich für digitale Meßwertausgabe vorgesehenen Sonden, obwohl unabhängig entwickelt, genau das gleiche Codierungsverfahren zugrunde; unterschiedlich ist nur die technische Realisierung.

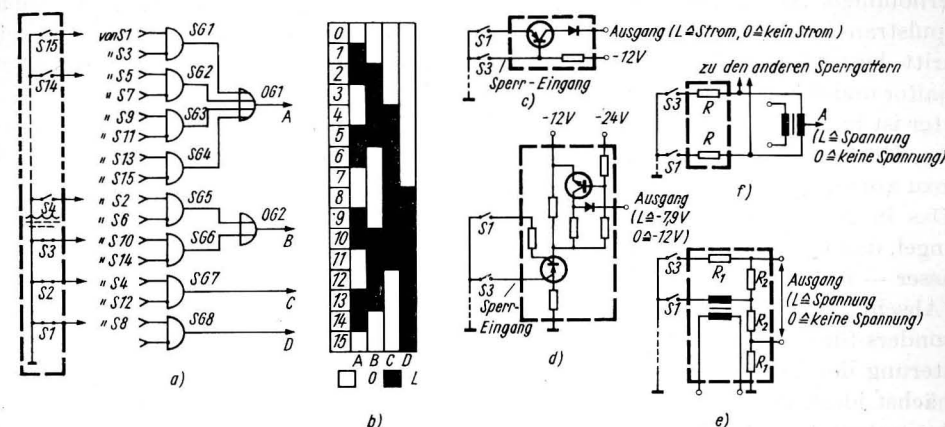


Abb. 3. Elektronische Stufensonden mit GRAY-Codierung

- (a) Logikplan nach STRIGGOW sowie SAKOU und KUBOTA (SG = Sperrgatter, OG = ODER-Gatter),
 (b) GRAY-Code, (c) Sperrgatter nach STRIGGOW, (d) Sperrgatter nach SAKOU und KUBOTA, (e) Sperrgatter nach RUTKOWSKI, (f) Sperrgatter nach SPIEWAK

Das Verschlüsselungsverfahren sei an Hand des in Abb. 3a dargestellten Logikplanes einer 15stufigen Sonde erläutert. Die elektrolytischen Schalter $S1 \dots S15$, die eingetaucht das Signal L und ausgetaucht das Signal 0 liefern, steuern die Sperrgatter $SG1 \dots SG8$ an. Sind beispielsweise alle Schalter ausgetaucht, so liegt an allen Eingängen der Sperrgatter das Signal 0, und ihre Ausgangssignale sind gleich 0 ebenso wie die der ODER-Gatter. Daher ist $A = B = C = D = 0$. Taucht nun $S1$ ein, so erscheint am oberen Eingang von $SG1$ ein L, und das Ausgangssignal von $SG1$ wird zu L, womit auch A gleich L wird. Taucht nun noch $S2$ ein, so wird zusätzlich $B = L$. Taucht schließlich $S3$ ein, so erscheint auch am unteren Eingang von $SG1$ ein L, wodurch die Ausgänge von $SG1$ und $OG1$ zu 0 werden. Es ist leicht zu sehen, daß diese Verschlüsselungsschaltung den GRAY-Code liefert (vgl. Abb. 3b).

Das erläuterte Verfahren erfordert zu seiner Realisierung nur wenig Aufwand; seine Einfachheit verdankt es der Eigenschaft des GRAY-Codes, *einschrittig* zu sein, d. h. sich beim Übergang zu dem darunter oder darüberliegenden Nachbarwert nur in einer Spur zu ändern.

Aus diesem Grunde läßt sich das erläuterte Codierungsverfahren lediglich durch Änderung der Verdrahtung zwischen $S1 \dots S15$ und $SG1 \dots SG8$ auch für andere einschrittige Codes, wie z. B. dem GLIXON-Code, den O'BRIEN-Code und TOOTILLSche Kettencodes (s. etwa BERGER [24]) verwenden (worauf schon in [20] hingewiesen worden ist).

Die Sperrgatter wurden vom Verfasser aus je einem Transistor, einem Widerstand und einer Diode (Abb. 3c) und von SAKOU und KUBOTA als bistabile Schaltungen aus je einer Thyristor-Tetrode, einem Transistor, einer Diode und sechs Widerständen (Abb. 3d) aufgebaut. Die ODER-Gatter erübrigten sich, da bereits die einfache Parallelschaltung der Ausgänge („wired or“) die gewünschte logische Verknüpfung liefert.

Später (1967 bzw. 1968) wurde das in Abb. 3a dargestellte Schema unter Weiterentwicklung der Sperrgatter von RUTKOWSKI et al. [25, 26] sowie von SPIEWAK [27] übernommen. Abb. 3e zeigt das RUTKOWSKISCHE Sperrgatter; es besteht aus einem Impulstransformator und vier paarweise gleichen Widerständen. Der technische Fortschritt besteht darin, daß die gleichstrommäßige Belastung der elektrolytischen Schalter und damit die Polarisationserscheinungen fortfallen. Das SPIEWAKSCHE Sperrgatter ist in Abb. 3f dargestellt. Es besteht lediglich aus zwei gleichen Widerständen, deren Größe jedoch für die Sperrgatter derselben Spur unterschiedlich sein muß. Hinzu kommt noch ein Transformator mit Mittelanzapfung für jede Spur.

Das in Abb. 3a dargestellte Codierungsverfahren leidet unter dem prinzipiellen Mangel, daß unzulässig große Fehler auftreten können, wenn die Lage der Grenzfläche Wasser — Luft nicht eindeutig festgelegt ist. Derartige Fälle sind aber — wie schon im Abschn. 0.2 unter Punkt c erläutert wurde — für den Seegang im allgemeinen und besonders für den Seegang in der Brandungszone nichts Außergewöhnliches. Zur Erläuterung des Versagens werde eine 7stufige Sonde betrachtet, die vollständig und zunächst ideal, dann aber unvollkommen eingetaucht sei, wobei einer der sieben an sich „untergetauchten“ elektrolytischen Schalter infolge von Luftblasen nicht geschlossen sei. An Hand der Abb. 3a und b ist leicht zu erkennen, daß in diesen Fällen Meßwerte gemäß der untenstehenden Tab. 1 ausgegeben werden.

Tabelle 1

Codierungsfehler bei einer nicht ideal eingetauchten 7stufigen Sonde nach Abb. 3a

Eingetauchte Kontakte	Ausgegebener	Meßwert	Bemerkung
	verschlüsselt A B C	entschlüsselt	
1 2 3 4 5 6 7	L O O	7	richtig
1 2 3 4 5 7	L L O	4	irreführend
1 2 3 4 6 7	L O O	7	noch sinnvoll
1 2 3 5 6 7	O O O	0	irreführend
1 2 4 5 6 7	L O L	6	noch sinnvoll
1 3 4 5 6 7	L O O	7	noch sinnvoll
2 3 4 5 6 7	L O O	7	noch sinnvoll

Im ungünstigsten Fall wird also der Meßfehler so groß wie der gesamte Meßbereich! Diese Feststellung gilt auch für vielstufige Sonden.

1968 wurde von CZEPA [28, 29] eine nach einem anderen Verfahren arbeitende Stufensonde entwickelt und eingesetzt. Das Prinzip ist in Abb. 4a dargestellt.

Jeder der elektrolytischen Schalter der Stufensonde steuert eine elektronische Schaltung, die wiederum ein Relais treibt. Abbildungen 4b und c zeigen die verwendeten Treiberschaltungen, von denen sich die letztere durch ein Kippverhalten aus-

zeichnet. Die (bei eingetauchten elektrolytischen Schaltern geschlossenen) Relaiskontakte verwendet CZEPA zur Tastung von Uhr-Impulsen, welche mit elektromechanischen Zählwerken (Gesprächszählern) gezählt werden. Auf diese Weise werden — ähnlich wie schon in [21] beschrieben — die Eintauchzeiten der elektrolytischen Schalter gemessen, was auf die sog. erste Verteilungsfunktion des Seegangs führt.

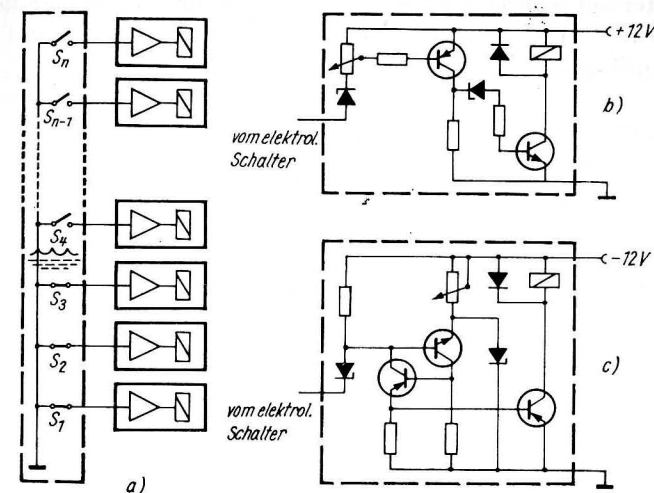


Abb. 4. Stufensonden mit elektronisch gesteuertem Relais (nach (CZEPA)

(a) Prinzip (\triangle - \square) = elektronisch gesteuertes Relais), (b) einfache Steuerschaltung für Relais, (c) Steuerschaltung für ein Relais mit Kippverhalten

Als Mängel des in Abb. 4 dargestellten Verfahrens sind die gleichstrommäßige Belastung der elektrolytischen Schalter, die Verwendung von mechanischem Verschleiß unterliegenden Relais sowie — bei vielstufigen Sonden — der große Aufwand an Bauelementen zu nennen.

2. Festlegung der Entwicklungskonzeption

2.0. Grobkonzeption

Die zu entwickelnde Apparatur für den Seegang in der Brandungszone soll eine Registrierung der am Ort der Sonde stattfindenden Wasserstandsschwankungen liefern, welche ohne irgendeine Bearbeitung einem Universalziffernrechnenautomaten zur statistischen Analyse eingegeben werden kann. Deshalb muß die Registrierung *automatengerecht* und in *digitaler* Form erfolgen.

Im Hinblick auf den Energiebedarf und die besonders in der Brandungszone bestehende Gefahr der Zerstörung soll das (nach Möglichkeit handelsübliche und universelle) Registriergerät an Land aufgestellt werden. Die signalmäßige Verbindung zwischen Sonde und Registriergerät soll von einem als Empfänger bezeichneten sepa-

raten Gerät hergestellt werden, welches auch die Sonde mit Strom versorgt und die Registrierung abbricht, sobald die Meßwertfolge eine hinreichende Länge erreicht hat. Es ergibt sich also für die Meßeinrichtung folgende apparative Dreiteilung

SONDE — EMPFÄNGER — REGISTRIERGERÄT

(vgl. Abb. 5).

Um evtl. später mit mehreren gleichen Sonden synchron messen zu können, soll die Sonde kontinuierlich oder zumindest quasikontinuierlich messen und die Meßwert-Tastung im Empfänger erfolgen.

Sonde und Empfänger sollen durch ein zweiadriges Kabel verbunden werden, welches gleichzeitig der Stromversorgung der Sonde und der Meßwertübermittlung dient.

Alle drei Einzelgeräte sollen ohne Elektronenröhren und Relais aufgebaut werden.

2.1. Sonde

Als Sonde soll auf Grund der Ausführungen von Abschn. 1.0 eine Stufensonde mit elektrolytischen Schaltern Verwendung finden. Da die gebräuchlichen Schaltungen für elektrolytische Stufensonden Eigenschaften besitzen, welche sie für die vorliegende Aufgabe als unzumutbar erscheinen lassen (vgl. Abschn. 1.1 bis 1.3.), soll eine neue Schaltung mit folgenden Merkmalen entwickelt werden:

- A. Das Eintauchkriterium für jeden elektrolytischen Schalter lautet „Schalterwiderstand $\leq a$ (Schalterwiderstand bei vollständigem Eintauchen)“, wobei der Faktor a später noch festzulegen ist.
- B. Die Abtastung der elektrolytischen Schalter erfolgt sukzessiv (von unten nach oben) und repetierend.

Durch A. werden die folgenden günstigen Eigenschaften erzielt:

- 1. Das Übergangsverhalten der elektrolytischen Schalter wird idealisiert, insbesondere beim Austauschen.
- 2. Die Sonde paßt sich automatisch der im Laufe der Zeit schwankenden Leitfähigkeit des Meerwassers an.

Durch B. entstehen folgende Vorzüge:

- 1. Das Meßergebnis fällt im Zählcode an und kann daher unmittelbar auf einem einzigen Übertragungskanal fortgeleitet werden.
- 2. Die bei der Simultanabtastung mit GRAY-Codierung gemäß Abb. 3a möglichen Fehler entfallen. Das Meßergebnis bedeutet in jedem Falle die Anzahl der eingetauchten Schalter; es stellt daher auch in den Fällen eine physikalisch sinnvolle Aussage dar, wo die Höhe des Wasserspiegels infolge von Schaum, Luftblasen und/oder stürzenden Brechern nicht eindeutig fixierbar ist.
- 3. Für das Eintauchkriterium wird nur ein einziger Amplituden-Diskriminator benötigt.

Aufeinanderfolgende Abtastzyklen sollen durch einen Langimpuls, dessen Dauer etwa achtmal größer als die der Abtastimpulse ist, getrennt werden.

Die Sondenlänge und der Stufenabstand sollen etwa 3 m und 5 cm betragen, so daß die gesamte Sonde etwa 60 Stufen erhält. Die Abtastfrequenz soll 100 kHz betragen,

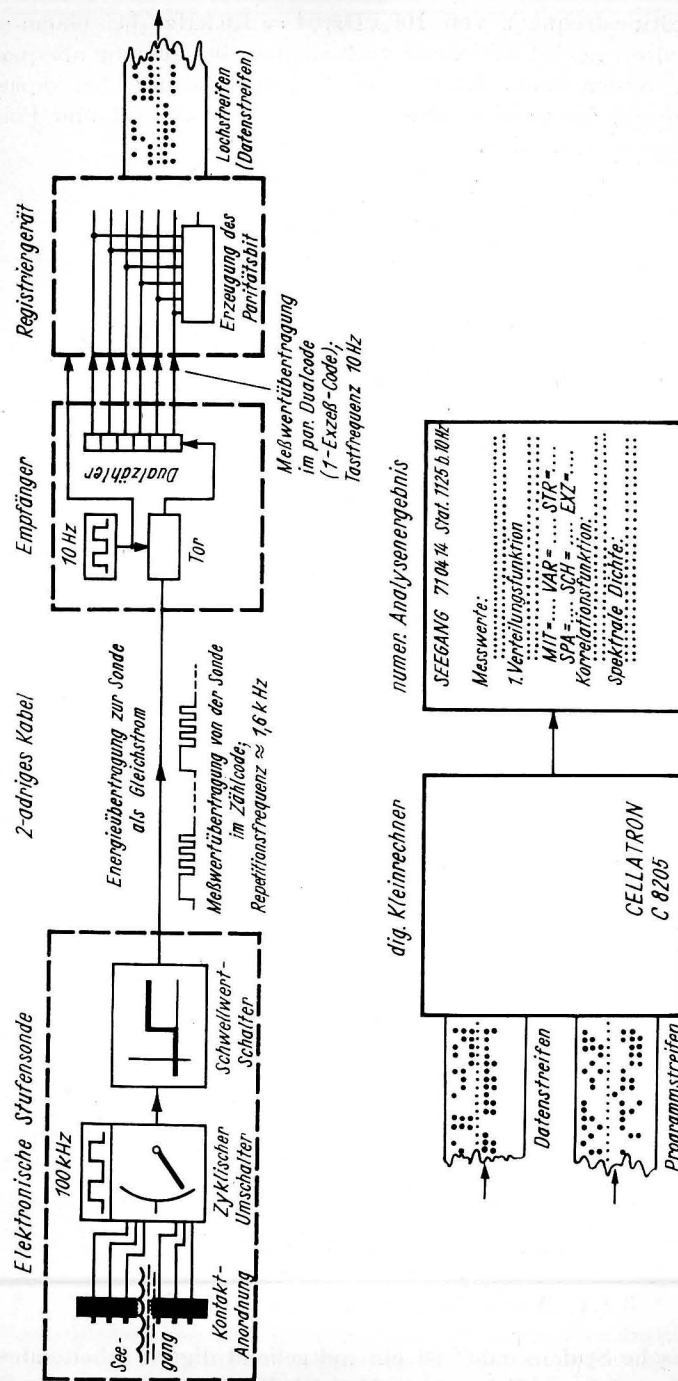


Abb. 5. Konzeption für die Messung, Registrierung und Analyse des Seegangs in der Brandungszone

damit die Repetitionsfrequenz von $100 \text{ kHz}/64 \approx 1,6 \text{ kHz}$ (bei einem 64stelligen Meßstellenumschalter) noch hinreichend groß ist und die Messung als quasikontinuierlich angesehen werden kann. Die elektrolytischen Schalter sollen kapazitiv angesteuert werden, damit die gleichstrommäßige Belastung entfällt und Polarisationserscheinungen vermieden werden.

2.2. Empfänger

Der Empfänger soll

- die Sonde mit Strom versorgen,
- die im 1,6-kHz-Takt eingehenden Meßwerte im 10-Hz-Takt tasten und vom Zählcode in einen 6stelligen Dualcode umsetzen,
- dem Registriergerät signalisieren, daß ein Meßwert zur Registrierung vorliegt und
- die Registrierung abbrechen, wenn $2048 (= 2^{11})$ Einzelwerte gesammelt sind. (Die Meßzeit beträgt dann 204,7 s).

2.3. Registriergerät

Das Registriergerät soll ein 8spuriger Lochstreifenstanzer mit einer Mindestarbeitsgeschwindigkeit von 10 Zeichen/s und der Möglichkeit zur Paritätsbitergänzung und zur manuellen Informations- und Starteingabe sein.

3. Vorstellung der Elektronischen Stufensonde zur Seegangsmessung in der Brandungszone

3.0. Allgemeines

In diesem Abschnitt wird — untergliedert in die Abschnitte „Elektronische Stufensonde“, „Empfänger zur Elektronischen Stufensonde“ und „Lochstreifen-Registrier-Einrichtung LRE 1“ — die auf der Grundlage der im Abschn. 2. festgelegten Konzeption entwickelte Meßapparatur für den Seegang in der Brandungszone vorgestellt, wobei bezüglich der technischen Einzelheiten, der Wirkungsweise und des Aufbaus wieder auf [1] verwiesen werden muß.

Abbildung 6 zeigt im oberen Teil die in Zingst am Meßtag des Maritimen Observatoriums der Karl-Marx-Universität befestigte Sonde und im unteren Teil den auf dem Lande stationierten Empfänger mit der Lochstreifen-Registriereinrichtung.

3.1. Elektronische Stufensonde

3.1.1. Aufgaben und Eigenschaften

Die „Elektronische Stufensonde“ ist ein weitgehend digital arbeitendes Gerät zur Messung der Höhe und der zeitlichen Charakteristik des Seegangs sowie des Stillwasserspiegels in der Brandungszone.

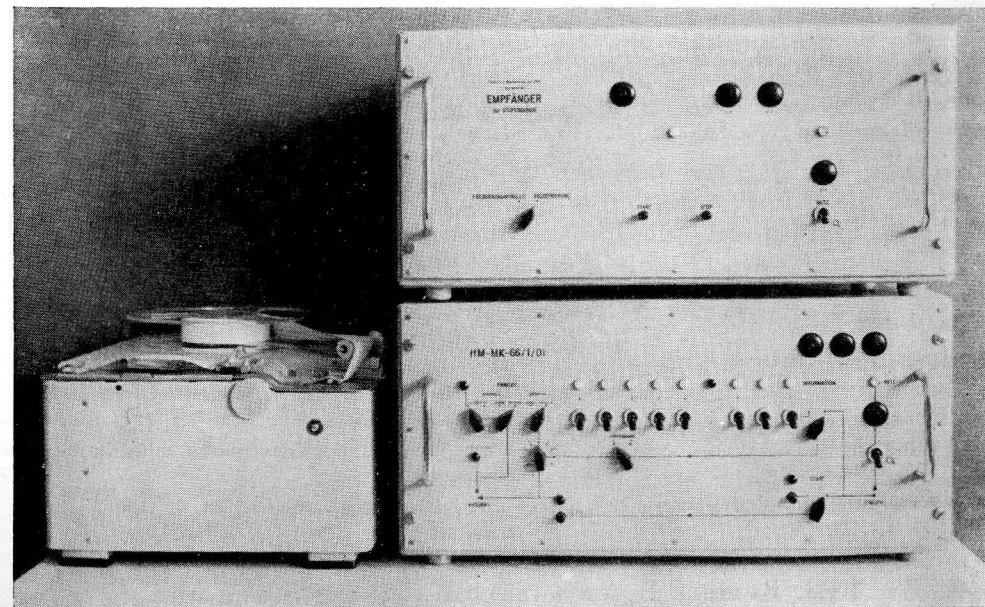
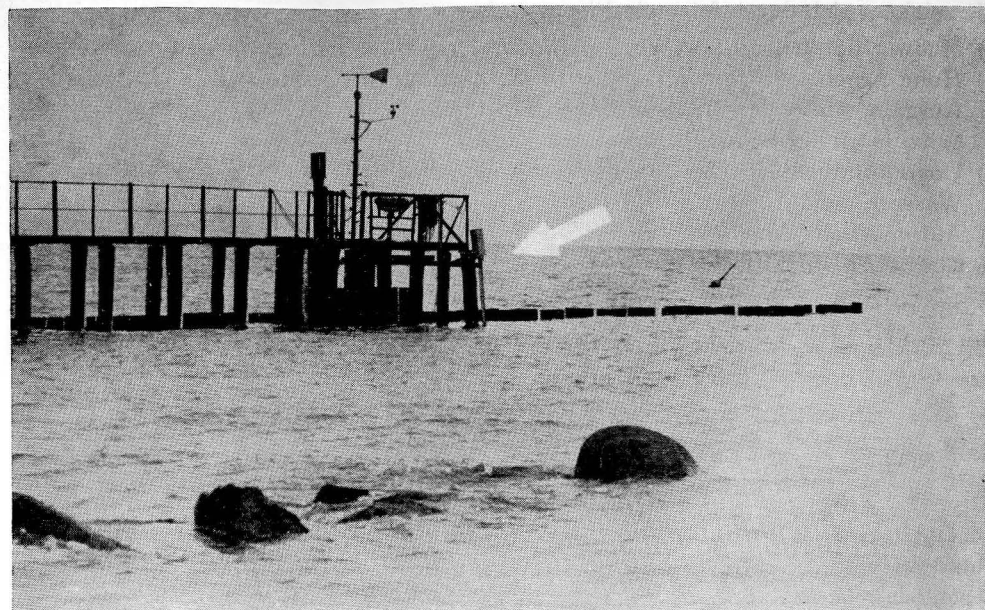


Abb. 6. Elektronische Stufensonde zur Seegangsmessung in der Brandungszone
Oben: Stufensonde (durch den Pfeil gekennzeichnet), am Meßsteg des Maritimen Observatoriums in Zingst im Einsatz.
Unten: Der Empfänger zur Stufensonde und die Lochstreifen-Registriereinrichtung (auf dem Lande in der Meßhütte untergebracht).

Sie zeichnet sich durch folgende Eigenschaften aus:

- Meßwertdarstellung nach dem Impulszählverfahren,
- Hohe Arbeitsgeschwindigkeit (≈ 1600 Meßwerte pro Sekunde),
- Ausgabe sinnvoller Meßwerte auch bei überhängenden Brechern, Spritzern und Schaum an der Sonde,
- Unempfindlichkeit gegenüber auf ausgetauchten Kontakten zurückbleibenden Wasserfilmen,
- Automatische Anpassung an Schwankungen der Leitfähigkeit des Meerwassers,
- Geringer Stromverbrauch.

In Verbindung mit einem speziellen Empfänger und der Lochstreifen-Registrier-einrichtung LRE 1 ermöglicht sie eine *automatengerechte* Registrierung der Meßwerte.

3.1.2. Technische Daten

Meßprinzip	sukzessive, repetierende Abtastung von (maximal 59) vertikal gestaffelten elektrolytischen Kontakten
Kontaktabstand	5 cm
Abtastfrequenz	100 kHz
Repetitionsfrequenz	100 kHz/64 $\approx 1,6$ kHz
Abtastdauer für einen Kontakt	5 μ s
Zulässige Leitfähigkeit des Meerwassers	0,005 ... 0,030 Ohm ⁻¹ cm ⁻¹ entsprechend 0 ... 23 °C Temperatur und 5 ... 20% Salzgehalt
Kontaktmaterial	säurefester Stahl
Kontaktbelastung	ohne Gleichstromkomponente
Meßwertdarstellung	Impulszahlverfahren
	a) Rechteckimpulse von 12 V Amplitude und 5 μ s Dauer in einem 10- μ s-Raster mit einem Langimpuls von 40 μ s Dauer zur Trennung aufeinanderfolgender Abtastzyklen sowie
	b) Nadelimpulse von 600 mV Amplitude abwechselnder Polarität (welche durch Differenzieren aus den Rechteckimpulsen gemäß a) abgeleitet werden)
Versorgungsspannung	15 V niederohmiger Versorgungsleitung, 18 V bei Versorgungsleitungen bis zu 10 Ohm Eigenwiderstand
Stromaufnahme	240 \pm 5 mA, durch Vorwiderstand im Empfänger einzustellen
Stromversorgung und Meßwertausgabe	über zweiadriges Kabel mit ca. 60 Ohm Wellenwiderstand

3.1.3. Bemerkungen zur Kontaktanordnung und zur elektronischen Schaltung

Die Kontaktanordnung der Stufensonde besteht aus (maximal) 59 säurefesten Zylinder-Stahl-Schrauben M 3 \times 30, einem Edelstahldraht (Dentaldraht $\varnothing = 0,9$ mm) von etwa 3 m Länge und einem Träger, an welchem die Schrauben und der Draht befestigt sind und welcher die Zuleitungen zu den Schrauben aufnimmt (vgl. Abb. 7).

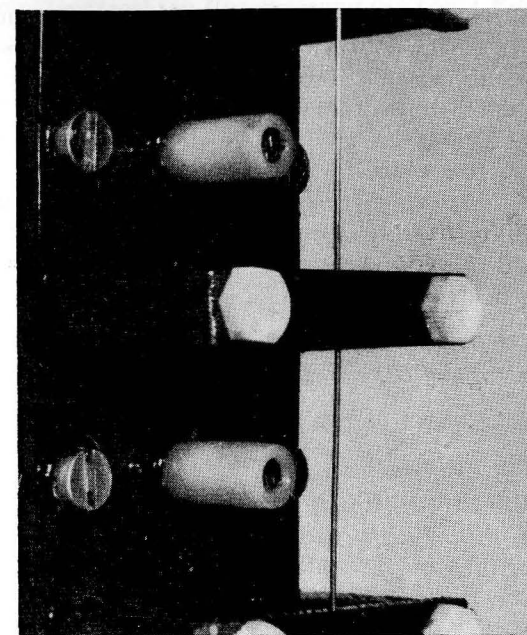


Abb. 7. Kontaktanordnung der Elektronischen Stufensonde

Zwei der (maximal) 59 Kontakte (rostfreie Schrauben, in weißen zylindrischen Miramid-Isolatoren versenkt) sind sichtbar. Der senkrechte (rostfreie Stahl-) Draht stellt die allen Schaltern gemeinsame Masseleitung dar

Die Schrauben befinden sich in einem zylindrischen Miramid-Isolator; nur die Deckfläche des Schraubenkopfes kann mit dem Meerwasser in Verbindung treten.

Die Schrauben sind horizontal und mit 5 cm Abstand übereinander angeordnet. In 10 mm Abstand von den Schraubenköpfen ist der Draht vertikal gespannt.

Jede Schraube ist mit einem Ausgang des zyklischen Umschalters (s. Abb. 5) verbunden. Der vertikal gespannte Draht ist galvanisch an das Metallgehäuse der Sonde angeschlossen; sein Potential ist mit dem des Meerwassers identisch und wird als 0 Volt bezeichnet. Der Widerstand zwischen einer vollständig eingetauchten Schraube und dem Draht hängt von der Sondengeometrie ab und ist außerdem der Leitfähigkeit κ des Meerwassers umgekehrt proportional.

Vorversuche lieferten

$$R = \frac{1}{\kappa C} \text{ mit } C \approx 0,59 \text{ cm.}$$

Das verwendete Kontaktmaterial gilt als seewasserbeständig; jedoch hatten Vorversuche gezeigt, daß Belastung durch Gleichstrom zu Lochfraß führt, weshalb eine Ansteuerung über Kondensatoren gewählt wurde.

Der zyklische Umschalter (s. Abb. 5), mit welchem die Kontakte der Sonde angesteuert werden, besteht aus einer 8zeiligen und 8spaltigen Matrix, deren Zeilen und Spalten durch je einen 8stufigen Ringverteiler (SPEISER [30]) umgeschaltet werden.

Von den 8×8 Ausgängen der Matrix dürfen jedoch wegen des am Ende des Abtastzyklus als Trennzeichen eingeschobenen Langimpulses nur die ersten 59 für die Sondensteuerung verwendet werden. Dem zyklischen Umschalter nachgeschaltet ist ein — im Blockschaltbild nicht angedeuteter — spannungsgesteuerter Verstärker, der die den eingetauchten Kontakten entsprechenden Ausgangsimpulse *unabhängig von der Leitfähigkeit des Meerwassers* auf 4 Volt verstärkt. Der Schwellenwertschalter ist für einen Schwellwert von 2 Volt eingestellt. Daher schaltet er um, wenn genau die Hälfte der Oberfläche des elektrolytischen Kontaktes eingetaucht ist. Ebenfalls nicht angedeutet ist eine Impuls-Restaurierungsschaltung, welche dafür sorgt, daß die Flanken der ausgegebenen Impulsfolge genau im $5\text{-}\mu\text{s}$ -Raster liegen

3.2. Empfänger zur elektronischen Stufensonde

3.2.1. Aufgaben und Eigenschaften

Der „Empfänger zur Elektronischen Stufensonde“ dient in Verbindung mit der Elektronischen Stufensonde und der Lochstreifen-Registriereinrichtung zur Messung und Registrierung des küstennahen Seegangs.

Im einzelnen erfüllt er folgende Teilaufgaben:

- Versorgung der Elektronischen Stufensonde mit dem notwendigen Betriebsstrom (15 V/240 mA),
- Tastung der im 1,6 kHz-Takt von der Stufensonde eingehenden Meßwerte im 10-Hz-Takt,
- Umcodierung der (gemäß (b)) ausgewählten Meßwerte vom Impulszahlcode in den sechsstelligen, parallelen (1-Exzeß-)Dual-Code,
- Signalisierung des Registriergerätes, sobald ein (gemäß (c)) umcodierter Meßwert zur Registrierung vorliegt,
- Abbruch der Messung, wenn $2^{11} = 2048$ Einzelwerte gesammelt sind.

3.2.2. Technische Daten

Eingang	ausgelegt für das auf einem Kabel mit ca. 60 Ohm Wellenwiderstand übertragene Ausgangssignal der Elektronischen Stufensonde
Eingangsamplitude	± 50 bis ± 3000 mV
Abtastfrequenz	10 Hz
Probenumfang	2048 Einzelwerte
Ausgang	1-Exzeß-Dualcode, 6stellig, parallel; logisch L = - 12 V, logisch 0 = 0 V
Stromaufnahme	0,5 A bei 220 V $\pm 10\%$ /50 Hz
Abmessung	534 mm \times 270 mm \times 320 mm
Masse	16 kg

3.3. Lochstreifen-Registrier-Einrichtung

3.3.1. Aufgaben und Eigenschaften

Die Lochstreifen-Registrier-Einrichtung besteht aus einem modifizierten Lochstreifenstanzer Typ Soemtron S 470/1 und dem Steuergerät Typ IfM-MK-66/1.

Sie dient zur automatengerechten Registrierung der vom „Empfänger zur Elektronischen Stufensonde“ ausgegebenen Meßwerte, wobei ein Paritätsbit ergänzt und die Parität nach der Ablochung sogleich kontrolliert wird. Sie ermöglicht auch eine manuelle Eingabe von Daten auf den Lochstreifen.

Die abzulochende Information gelangt in drei funktionell und zeitlich getrennten Teilschritten auf den Lochstreifen:

- Einspeicherung der zur Ablochung bestimmten Information in Pufferspeicher.
- Übertragung der Information aus den Pufferspeichern in die Stanzmechanik.
- Übertragung der (nun mechanisch gespeicherten) Information aus der Stanzmechanik auf den Lochstreifen (Ablochung).

3.3.2. Technische Daten

Betriebsarten ¹⁾	Informationseingabe extern oder manuell, Starteingabe extern oder manuell, Streifenbreite oder 8 Spuren, Paritätsergänzung gerade oder ungerade in einer beliebigen Spur
Arbeitsweise	Start-Stop-Betrieb
Stanzgeschwindigkeit	max. 20 Zeichen/s
Optische Alarmierung	bei gefülltem Pufferspeicher des S-Kanals, bei Streifenriß und Streifenende, bei einem Paritätsfehler
Stromaufnahme	0,6 bis 0,8 A bei 220 V $\pm 10\%$ /50 Hz
Abmessungen	534 mm \times 270 mm \times 320 mm (Steuergerät) 330 mm \times 350 mm \times 240 mm (Stanzer)
Massen	22 kg (Steuergerät) 15 kg (Stanzer)

4. Erste Meßergebnisse

Die von der Elektronischen Stufensonde ausgegebenen Lochstreifen wurden mit dem Kleinrechner C 8205 des Instituts für Meereskunde ausgewertet.

Bei der Eingabe wurden zunächst die Einzelwerte auf Paritätsfehler geprüft und gegebenenfalls nach folgender Vorschrift behandelt: „Ein Meßwert mit Paritätsfehler ist durch den vorhergehenden (evtl. bereits korrigierten) Meßwert zu ersetzen. Wenn diese Substitution zu Beginn der Dateneingabe noch nicht möglich ist, ist der fehlerhafte Wert zu überlesen.“

Die Analyse der Lochstreifen erfolgt auf der Grundlage der Theorie der stochastischen oder Zufall-Prozesse (vgl. etwa JAGLOM [31]) wobei vorausgesetzt wird, daß der Seegang ein *stationärer* und *ergodischer* Zufallsprozeß ist. *Nicht* vorausgesetzt wird jedoch, daß der Seegang ein GAUSSScher Prozeß ist.

Abbildung 8 zeigt das vom Rechner ausgedruckte Ergebnis einer Seegangsanalyse. Die erste Zeile enthält das Datum, die Uhrzeit und die Abtastfrequenz. Letztere beträgt 10 Hz und führt damit zu einer Nyquistfrequenz (s. BLAKMAN und TUKEY [32])

¹⁾ Die Einstellungen können unabhängig voneinander gewählt werden.

Man erkennt, daß sich die mittlere quadratische Wellenhöhe“ und die Wellenhöhe der klassischen Wellentheorie“ um eine Größenordnung unterscheiden.)

SCH = Stufe der 1. Verteilungsfunktion, definiert als Quotient des Zentralmomentes 3. Ordnung und des Kubus der Streuung.

EXZ = Exzeß der 1. Verteilungsfunktion, definiert als Quotient des Zentralmomentes 4. Ordnung und des Quadrates der Varianz, vermindert um 3.

(Im Beispiel sind

SCH = 0,84 (dimensionslos) und

EXZ = 1,50 (dimensionslos).

Aus diesen Werten folgt, da für die GAUSSsche Verteilung SCH = EXZ = 0 ist, daß die 1. Verteilungsfunktion des Seegangs von der Normalverteilung abweicht).

Der Block *Korrelationsfunktion* enthält die Korrelationsfunktion für die Argumente 0,1, ... 100 \triangleq 0; 0,1; ... 10 s. (Wie es sein muß, stimmt — bis auf Rundungsfehler — C_0 mit VAR überein).

Der Block *Spektrale Dichte* enthält die aus der Korrelationsfunktion mit einem HANNING-Fenster (s. BLACKMAN und TUKEY [32] durch FOURIERtransformation berechnete Spektraldichte für die Frequenzen 0, 5, 10, ... 495 cHz (gemessen in der Einheit Stufenabstand²/Abtastfrequenz = 2,5 cm²/Hz).

(Im Beispiel liegt das spektrale Maximum bei 20 cHz, was sehr gut der Pseudoperiode von 5,1 s bei der Korrelationsfunktion entspricht.)

Die Ergebnisse der Analyse von fünf Seegangsregistrierungen sind in den Abb. 9 bis 11 dargestellt¹⁾.

Wie die untenstehende Aufstellung zeigt, gehören die ausgewählten Beispiele zu zwei Tagen mit sehr unterschiedlicher Seegangsstärke.

Datum	Uhrzeit	MIT (5 cm)	VAR (25 cm ²)	STR (5 cm)	SPA (5 cm)	SCH	EXZ
1. 4. 71	14.20	29,61	1,12	1,05	8	0,13	0,07
1. 4. 71	14.30	29,61	1,17	1,08	9	0,28	0,17
5. 4. 71	12.00	36,76	30,86	5,55	31	0,97	0,69
5. 4. 71	13.30	36,91	29,32	5,41	30	0,93	0,72
5. 4. 71	14.00	37,00	30,15	5,49	29	1,19	0,93

Abbildung 9 zeigt die empirisch gefundenen 1. Verteilungsfunktionen.

Der Darstellung liegt ein sog. Wahrscheinlichkeitsnetz²⁾ zugrunde. Die Abszissenachse ist gleichmäßig und die Ordinatenachse nach dem GAUSSschen Fehlerintegral geteilt. Infolge dieser Teilung wird eine Normalverteilungsfunktion zu einer Geraden, deren Schnittpunkte mit den Linien

15,87%, 50% 84,13%

¹⁾ Bei der (an dieser Stelle nicht beabsichtigten) physikalischen Interpretation der Analyseergebnisse sollte berücksichtigt werden, daß die Stufensonde bei der Durchführung der ersten Messungen unmittelbar am Kopf des Meßsteges des Zingster Maritimen Observatoriums befestigt war und sich damit im Einflußbereich einer Bühne befand.

²⁾ Wahrscheinlichkeitsnetze können unter der Bestell-Nummer 500 von der Firma Schäfers Feinpapier, Plauen (Vogtl.) bezogen werden.

bzw. die Abszissenwerte

$$m - \sigma, \quad m \quad \text{und} \quad m + \sigma$$

liefern. (Dieser Zusammenhang ermöglicht eine graphische Bestimmung des Mittelwertes m und der Streuung σ .)

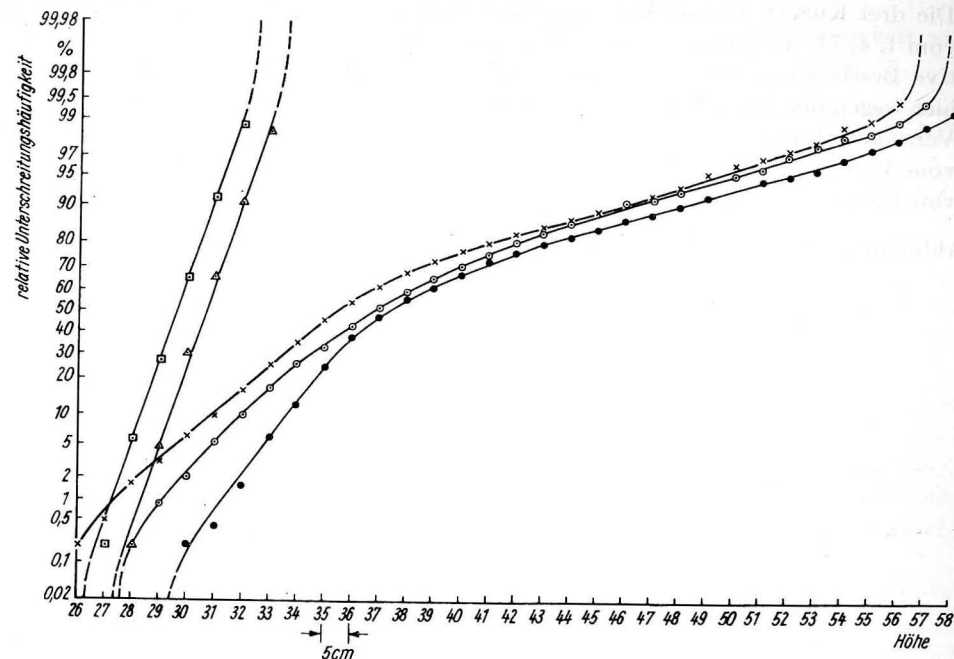


Abb. 9. 1. Verteilungsfunktion des Seegangs in der Brandungszone

- 1. 4. 1971 14.20 Uhr
- △ 1. 4. 1971 14.30 Uhr (um 1 Einheit nach rechts verschoben)
- × 5. 4. 1971 12.00 Uhr
- 5. 4. 1971 13.30 Uhr (um 1 Einheit nach rechts verschoben)
- 5. 4. 1971 14.00 Uhr (um 2 Einheiten nach rechts verschoben)

Bemerkungen zu den Kurven:

- a) Die beiden — in nur 10 Minuten Abstand aufgenommenen — Kurven vom 1. 4. 1971 sind fast deckungsgleich. (Man beachte, daß die eine von ihnen um eine Einheit nach rechts verschoben ist.)
- b) Die beiden Kurven vom 1. 4. 71 sind im Bereich $m \pm 2,5 \sigma$ nahezu gerade, d. h. sie stellen fast *Normalverteilungen* dar.
- c) Das graphische Verfahren liefert für die Kurven vom 1. 4. 71

$$m = 29,6; \quad \sigma = 1,0 \quad (14.20)$$

$$m = 29,7; \quad \sigma = 1,0 \quad (14.30),$$

was im Rahmen der Zeichengenauigkeit mit den vom Rechner ausgedruckten Werten (s. o.) übereinstimmt.

- d) Die drei Kurven vom 5. 4. 71 sind einander sehr ähnlich; eine Deckungsgleichheit ist wegen der größeren Zeitabstände nicht zu erwarten.
- e) Die drei Kurven vom 5. 4. 71 weisen eine so starke Krümmung auf, daß keine Verwandtschaft zu einer Geraden besteht. Es liegt also *keine Normalverteilung* vor.
- f) Die drei Kurven vom 5. 4. 71 verlaufen im Mittel flacher als die beiden Kurven vom 1. 4. 71, was auf die größere Wellenhöhe am 5. 4. 71 hinweist. (Eine quantitative Bestimmung der mittleren quadratischen Wellenhöhe σ aus den Kurven ist hier wegen der Krümmung nur indirekt möglich; vgl. STRIGGOW [33]).
- g) Verteilungsfunktionen der unter b) und e) genannten Typen wurden schon 1963 vom Verfasser mit einem anderen Meßgerät und außerhalb des Einflußbereiches von Buhnen aufgenommen (vgl. [21]).

Abbildung 10 zeigt die empirisch gefundenen Korrelationsfunktionen.

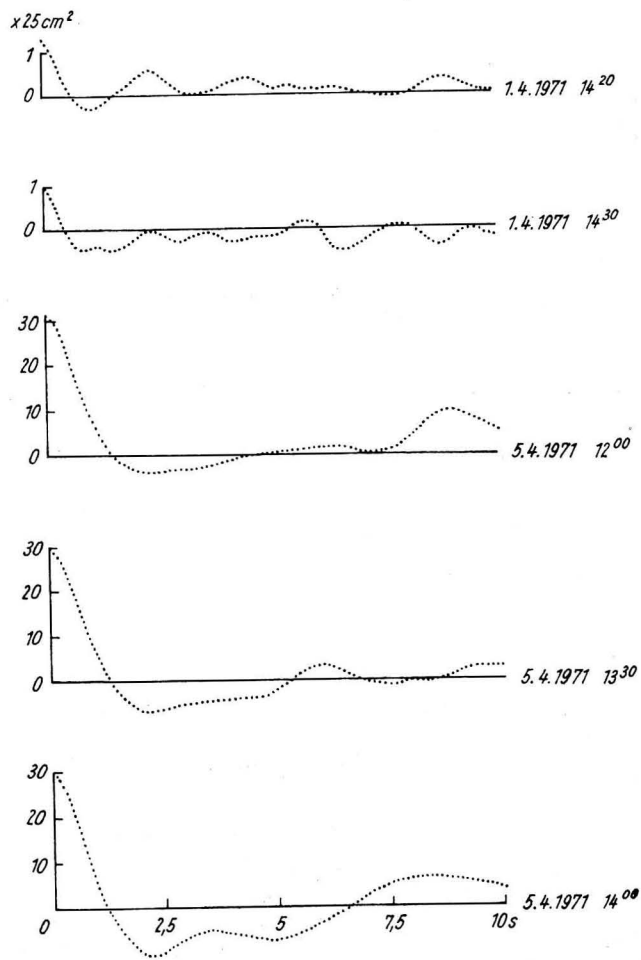


Abb. 10. Korrelationsfunktion des Seegangs in der Brandungszone

Die beiden oberen Kurven unterscheiden sich von den drei unteren sowohl durch die Amplitude als auch durch die Zeit für den Abfall auf den Wert 0, was der größeren Wellenhöhe und -periode am 5. 4. 71 zuzuschreiben ist.

Für *beide* Kurvengruppen gelten folgende Bemerkungen:

- Der Kurvenverlauf ist auffallend stetig, jedoch ist eine Gesetzmäßigkeit nicht erkennbar.
- Die Kurven sind für $\tau = 10$ s noch nicht abgeklungen.
- Der Kurvenverlauf ändert sich innerhalb kurzer Zeit, z. B. schon während 10 Minuten, unverkennbar!

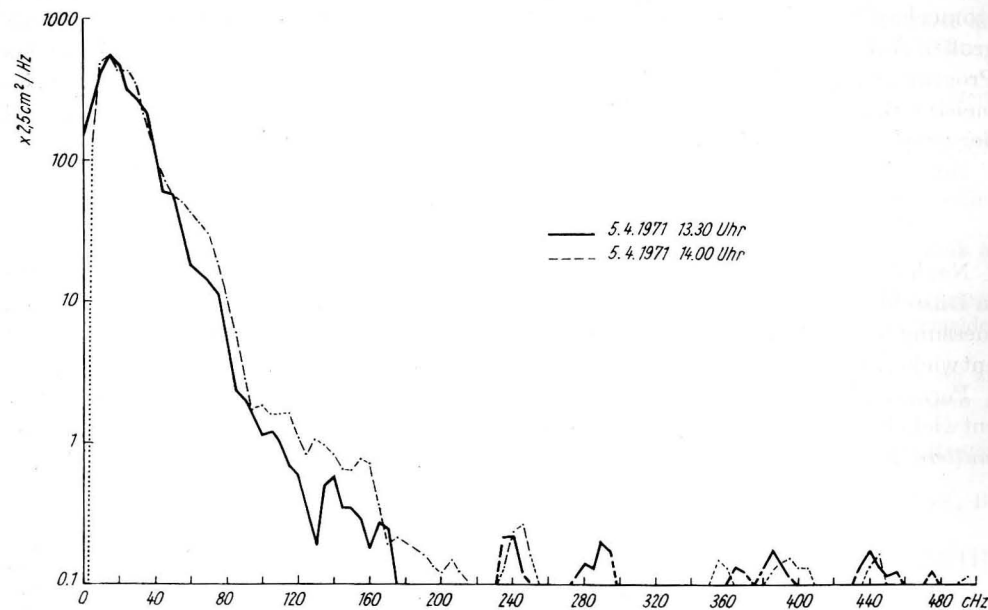


Abb. 11. Spektraldichte des Seegangs in der Brandungszone

Abbildung 11 zeigt die empirisch gefundenen Spektraldichten der beiden letzten der fünf Beispiele (mit einem logarithmischen Amplitudenmaßstab).

Die beiden — in einem Abstand von 30 Minuten aufgenommenen — Kurven stimmen nur qualitativ überein.

Bemerkungen zu den Kurven:

- Der Kurvenverlauf ist sehr unruhig — im Gegensatz zum Verlauf der entsprechenden Korrelationsfunktionen.
- Das absolute Maximum liegt bei 15 cHz, entsprechend einer Periode von 6,7 s. Etwa der gleiche Wert wurde auch durch visuelle Periodenmessungen ermittelt.
- Im Frequenzbereich 15 ... 120 cHz fällt die Spektraldichte exponentiell auf das 10^{-3} -fache des Maximalwertes ab.
- Oberhalb von 180 cHz schwankt die Spektraldichte um einen sehr kleinen Wert. (Es wird vermutet, daß dieser Effekt durch den Quantisierungsfehler bedingt ist.)

Nachsatz 1

Herr Dr. O. MIEHLKE (WWD Küste-Warnow-Peene) förderte das von ihm seit 1969 betreute Vorhaben in verständnisvoller Weise. Sein Mitarbeiter Herr Mechanikermeister G. STEFFENHAGEN lieferte umfangreiche Zuarbeiten. Herr Dr. habil. P. HUPFER (Karl-Marx-Universität Leipzig) ermöglichte die Benutzung der Einrichtungen des Maritimen Observatoriums in Zingst für die Durchführung von Feldmessungen, bei denen mir seine Mitarbeiter Herr Dipl.-Phys. H.-U. LASS und Herr Mechaniker G. SIEWERT tatkräftig zur Seite standen. Herr Dr. F. MÖCKEL stellte bereitwillig seine praktischen Erfahrungen auf dem Gebiet der Geräteentwicklung zur Verfügung. Von seinen Mitarbeitern haben besonders die Herren Mechanikermeister E. GEYER und Elektromechanikermeister B. BIESEL — ebenso wie Herr Uhrmacher K. FISCHER — großen Anteil an den experimentellen Arbeiten. Herr Dipl. Math. D. BÖHL stellte das Programm „Seegangsanalyse“ für den Kleinrechner C 8205 auf, und Frau Industriemeister B. LANGE sowie Herr Kartograph H.-E. MULSOW besorgten den größten Teil der graphischen Arbeiten.

Ihnen und auch den ungenannten Helfern sei herzlich gedankt.

Nachsatz 2

Nach dem Abschluß der Entwicklungsarbeiten wurde durch die INTEROCEAN '73 in Düsseldorf eine nach einem ähnlichen Prinzip arbeitende Stufensonde zur Seegangsmessung bekannt, welche vom Institute of Applied Physics — TNO [34] (Niederlande) entwickelt wurde und in größerer Zahl im Rahmen des Delta-Projektes eingesetzt wird.

Ferner wurde bekannt, daß CZEPA [35] eine Stufensonde in der Richtung weiterentwickelt hat, daß intern durch eine *analog* arbeitende elektronische Schaltung die *mittlere Wellenhöhe* auf einem Analogschreiber kontinuierlich aufgezeichnet wird.

5. Literatur

- [1] STRIGGOW, K., Entwicklung und Einsatz einer elektronischen Stufensonde zur Seegangsmessung in der Brandungszone. Dissertation zum Promotionsverfahren A. Universität Rostock, Fakultät für Mathematik, Natur-Wissenschaften und Technik, 9. 3. 1973.
- [2] MASON, M. A., Ocean Wave Research and its Engineering Applications. Ann. New York Acad. Sci., Vol. 51, Art 3 (May 1949).
- [3] BARNETT, T. P., Wind Waves and Swell in the North Sea. Earth sciences (Transactions of the American Geophysical Union) 51 (1970), No. 7, pp. 544—550.
- [4] WALDEN, H., Der Seegang und seine Vorhersage in: Erforschung des Meeres, hersg. von G. DIETRICH. Umschau-Verlag, Frankfurt 1970, S. 65—78.
- [5] KINSMAN, B., Wind Waves. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1965.
- [6] LUCAS, C., Anordnung zur Standanzeige, vorzugsweise Fernanzeige DBP Nr. 957 193.
- [7] SCHRÖDTER, M., Standmessung in Behältern. VEB Verlag der Technik, Berlin 1965.
- [8] RUMPF, K.-H., Bauelemente der Elektronik, 5. Aufl. VEB Verlag der Technik, Berlin 1966.
- [9] VALKENBURG, H. E. VAN und R. E. SANSON, Anzeigegerät für den Flüssigkeitsspiegel DBP Nr. 1 066 369.
- [10] VALKENBURG, H. E. VAN, Ultraschall-Höhenstandsmesser DBP Nr. 960 318.
- [11] BÖHME, J., Elektronische Füllstandsmeßtechnik. Elektronik 1971, Heft 2, S. 43—48.
- [12] CALDWELL, J. M., The Step Resistance Wave Gage. Proceedings of the First Conference on Coastal Engineering Instruments. Council of Wave Research, (1956) Chap. 5.44.
- [13] GERHARDT, J. R., K. H. JEHN and J. A. KATZ, A Comparison of Step-, Pressure-, and Continuous-Wire-Gage Wave Recordings in the Golden Gate Channel. Trans. Amer. Geophys. Un. 36 (1955), S. 235—250.

- [14] MAJEWSKI, J., Probleme der Hydro-Elektronik (in poln., mit engl. und russ. Zusammenfassung) Rozprawy Hydrotechniczne (1965), 163—190.
- [15] DREIER, A. A., Wellenschreiber für die hydrometeorologische und hydrotechnische Arbeit (in russ.) Trudy 93 (1968), 209—220.
- [16] VERHAGEN, C. M., Improvements in the Electric Step Gauge for Measuring Wave Heights. Proc. of VI.th Conf. on Coastal Engineering, (1958), S. 225—230.
- [17] MURAKI, Y., und N. ISHIDA, A new step type wave recorder with relay circuits and its practical use for routine observation at Tomakomai Harbor. Coastal Engineering in Japan, 8 (1965), 51—56.
- [18] IBRAGIMOW, A. M., SCH. D. MAMEDJAROW und E. S. AGALAROW, Eine Stufensonde aus Vinylplast (russ., mit engl. Zusammenfassung) Okeanologija 8 (1968), 1083—1086.
- [19] RUSSEL, T. L., A step-typw recording wave gage in: Ocean Wave Spectra, S. 251—257. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1963
- [20] STRIGGOW, K., Verfahren zur Messung und Codierung der Standhöhe einer Flüssigkeit und zur Auswertung der Meßwertergebnisse bei zeitlich veränderlicher Standhöhe. DDR-Patentschrift Nr. 50009 (angemeldet: 24. 9. 1965, ausgegeben: 5. 9. 1966).
- [21] STRIGGOW, K., Ein Wellenmesser mit Stufensonde und interner Datenreduzierung. Beitr. Meereskunde, H. 17—18 (1966), 100—110.
- [22] SAKOU, T., Surf on the coral-reefed coast. Ocean Science and Ocean Engineering 1965, 2, 700—705. Marine Technology Society, 1965.
- [23] SAKOU, T. and St. KUBOTA, An incremental Wave-Gage with digital magnetic tape recording. Hawaii Instituts of Geophysics, University of Hawaii, 1966.
- [24] BERGER, E., Zahlensysteme, Codierung und Code-Sicherung in der digitalen Meßtechnik in: Digitale Meßtechnik (VDI-Berichte, Nr. 78), 1964, 23—30.
- [25] BOGUS, Z., D. RUTKOWSKI und E. ZIAJKA, System zur digitalen Messung des Wellenganges und des Niveaus von Flüssigkeiten (poln.). VRP-Patentschrift Nr. 57 279 (angemeldet: 13. 1. 1967, erteilt: 25. 4. 1969).
- [26] RUTKOWSKI, D., Z. BOGUS, E. SPIEWAK, E. ZIAJKA und A. GLIAZDA, Digitales System zur dynamischen Messung der Standhöhe leitender Flüssigkeiten. Messen-Steuern-Regeln 13 (1970), 271—274.
- [27] SPIEWAK, E., Methoden der Seegangsmessung (poln., mit engl. Zusammenfassung) Rozprawy Hydrotechniczne, H. 22 (1968), 257—277.
- [28] CZEPA, O., Elektronische Bausteine für Geräte zur Seegangsanalyse. Acta hydrophys., Bd. XIV, Heft 1/2, 9—16 (1969).
- [29] CZEPA, O., H. HARTKE und S. HOEG, Bericht über Messungen von Seegang und Seegangswirkungen an der Ostseeküste.
- [30] SPEISER, A. P., Digitale Rechenanlagen. Springer-Verlag, Berlin—Göttingen—Heidelberg 1961.
- [31] JAGLOM, A. M., Einführung in die Theorie stationärer Zufallsfunktionen. Akademie-Verlag, Berlin 1959.
- [32] BLACKMAN, R. B., and J. W. TUKEY, The Measurement of Power Spectra from the Point of View of Communications Engineering. Dover Publications, Inc., New York, 1959.
- [33] STRIGGOW, K., The Deviation of the Empirical first Distribution Function of Nearshore Surface Waves in the Southern Baltic Sea from the Gaussian Distribution. International Association for the Physical Sciences of the Ocean/International Union of Geodesy and Geophysics, PROCES-VERBAUX No. 10, XIV General Assembly at Berne, Sept.—Oct. 1967, p. 144—145.
- [34] Institute of Applied Physics — TNO. Prospect "Slender Stepgange".
- [35] CZEPA, O., Methoden der Seegangsmessung im Küstenbereich. Acta hydrophys., Bd. XVII, H. 2/3, S. 85—103.

Anschrift des Verfassers:

Dr.-Ing. Klaus STRIGGOW

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

Wechselwirkung Meer—Atmosphäre in der Kontaktzone
zwischen Land und Meer
— Über einige Ergebnisse des Küstenexperimentes EKAM 73
in Zingst —

Von C. DRUET, P. HUPFER und O. A. KUSNEZOV

Zusammenfassung: Die Hauptergebnisse des internationalen Küstenexperimentes EKAM 73, das im Mai/Juni 1973 in Zingst (westliche Ostsee) durchgeführt wurde, werden kurz beschrieben. Das mittlere Verhalten der ozeanologischen und meteorologischen Größen zeigt eine erhebliche Abhängigkeit von der Richtung der küstennormalen Windkomponente. Die Felder des Windes, der Lufttemperatur, des Dampfdruckes und der Wassertemperatur weisen charakteristische Inhomogenitäten normal zur Uferlinie auf. Im Fall des ablandigen Windes ist eine interne Grenzschicht über dem Meer gut entwickelt. Weiterhin werden einige Eigenschaften der ufernahen Windwellen unter den Bedingungen geringer Windgeschwindigkeiten sowie die Beziehungen zwischen den Pulsationen des Unterwasserlichtfeldes und den Wellen erörtert. Die Ergebnisse der Messungen der turbulenten Fluktuationen der Windkomponenten, der Lufttemperatur und der Feuchte einschließlich der Bestimmungen des fühlbaren Wärmestromes mit verschiedenen Methoden zeigten ebenfalls deutlich den Einfluß der vorherrschenden Windrichtung und der wechselnden horizontalen Gradienten der Feldgrößen. Gute Resultate erbrachten Direktmessungen der laminaren Grenzschicht der Atmosphäre im Hinblick auf erste Versuche, den vertikalen fühlbaren Wärmestrom auch in der Kontaktzone zwischen Land und Meer zu parametrisieren.

Summary: The main results of the International Coastal Experiment EKAM 73 executed during May/June 1973 in Zingst (western Baltic Sea) are briefly described. The mean behaviour of the oceanological and meteorological properties shows a considerable dependence upon the direction of the wind component normal to the coast. The fields of wind, air temperature, vapour pressure and water temperature are characterized by inhomogeneities normal to the shoreline. In the case of off-shore wind an internal boundary layer above the sea is well developed. Further some characteristics of the near-shore wind waves under the conditions of low wind velocities as well as the relations between the pulsations of the underwater light field and the waves are discussed. The results of measurements of the turbulent fluctuations of the wind components, the air temperature and the humidity including estimations of the sensible heat flow with different methods showed also clearly the influence of the predominant wind direction and the changing horizontal gradients of the field properties. Reasonable results brought direct measurements of the laminar boundary layer of the atmosphere in respect to first attempts to parameterize the vertical sensible heat flow in the contact zone between land and sea too.

1. Einführung

Im Mai/Juni 1973 wurde am Maritimen Observatorium Zingst der Karl-Marx-Universität Leipzig unter Beteiligung von Forschungsgruppen aus der UdSSR, der Volksrepublik Polen und der DDR das Küstenexperiment EKAM 73 durchgeführt. Das allgemeine Ziel der gemeinsamen Untersuchungen bestand darin, die kleinräumigen Wechselwirkungsprozesse und die diese begleitenden speziellen Eigenschaften meteoro-

logischer und ozeanologischer Felder im unmittelbaren Bereich der Uferlinie zu erfassen.

Wie bereits von P. HUPFER, C. DRUET und O. A. KUSNEZOV 1974 mitgeteilt wurde, wurden innerhalb des gemeinsamen Programmes Fluktuationsmessungen der drei Windkomponenten, der Lufttemperatur und der -feuchtigkeit sowie Bestimmungen der Mikrostruktur der Lufttemperaturschichtung in der Schicht unmittelbar über dem Meer durchgeführt. Ferner wurden der Seegang und die küstenbedingten Wellentransformationsprozesse erfaßt, die mittlere Strömung registriert und Besonderheiten des Lichtfeldes im Wasser der ufernahen Zone untersucht. Besondere Aufmerksamkeit wurde auch dem mittleren Verhalten meteorologischer und ozeanologischer Größen geschenkt (Wind, Lufttemperatur, Luftfeuchtigkeit, Wassertemperatur u. a.). In dem oben erwähnten Bericht wird auch eine schematische Programmübersicht gegeben.

Das Experiment EKAM 73 fand in einer Jahreszeit statt, in der die thermischen Gegensätze zwischen Land und Meer im allgemeinen am stärksten entwickelt sind. Es bilden sich dann auch in der ufernahen Zone erhebliche horizontale Inhomogenitäten in der Verteilung der Größen aus. Im Mai und Juni 1973 waren die Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet durch eine anomal große Häufigkeit meridionaler Windrichtungen bei im Mittel geringen Windgeschwindigkeiten gekennzeichnet. Dadurch wechselten im Untersuchungsgebiet häufig Winde mit auf- und ablandiger Richtung. Diese äußere Bedingung erwies sich als entscheidend für die Bildung und das Verhalten der analysierten meteorologischen und ozeanologischen Felder. Im Folgenden soll über einige Ergebnisse der gemeinsamen Untersuchungen berichtet werden. Ausführlichere Ergebnisse sind in dem Sammelband 1975 enthalten.

2. Zum charakteristischen mittleren Verhalten meteorologischer und ozeanologischer Größen in der ufernahen Zone

Die mittleren *Windverhältnisse* wurden im Frequenzbereich von 0,05 bis 10 Zyklen pro Stunde (cph) in ausgewählten Perioden untersucht. Die erhaltenen Leistungsspektren sind alle vom Typ des „roten Rauschens“ und die Energiedichten folgen mit zunehmender Frequenz einem $-6/3$ -Potenzgesetz im Fall der uferparallelen Komponente und einem $-7/3$ -Potenzgesetz im Fall der ufernormalen Komponente (vgl. Abb. 2). Die erhaltenen Spektren stimmen gut mit früher in der Literatur veröffentlichten Spektren des Windes überein und zeigen das normale Verhalten in dem Abschnitt des Spektrums, der als „mesometeorologisches Minimum“ bezeichnet wird. Nur in dem Periodenbereich < 2 h fallen einige Energiedichtekonzentrationen auf, die mit lokalen Effekten verbunden sein könnten. Das Windfeld über der ufernahen Zone des Meeres zeichnet sich durch eine hohe Kohärenz im Bereich der niederfrequenten Schwankungen der Windgeschwindigkeit aus. Die größte Streuung wird im Fall des ablandigen Windes beobachtet, wenn sich eine interne Grenzschicht über dem küstennahen Meer entwickelt.

Bemerkenswerte Ergebnisse brachten die Untersuchungen des vertikalen *Windprofils* bis zu einer Höhe von ca. 6 m und einer Uferentfernung von 75 m. Im Fall des

auflandigen Windes mit Geschwindigkeiten ≥ 4 m/s ist das mittlere Windprofil dem bekannten Verlauf des Windprofils über dem offenen Meer sehr ähnlich. Dies beweist auch der unter der Annahme neutraler Schichtung erhaltene Reibungskoeffizient $C_{10} = (1,26 \pm 0,41) 10^{-3}$. Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit veröffentlichten Werten für die offene See sowie den parallel durchgeführten Bestimmungen von C_{10} nach der Fluktuationsmethode (s. Abschn. 4.). Demgegenüber konnte im Fall des ablandigen Windes die Existenz der internen Grenzschicht als Folge des abrupten Wechsels der Reibungsbedingungen an der Küste klar nachgewiesen werden. Dann ist das Windprofil in zwei Teile geteilt: der untere Teil entspricht der fortschreitenden Anpassung des Windes an die neue unterliegende Oberfläche, während der obere Teil noch die typischen Züge des Windprofils über Land trägt. Die gemessenen Profile stimmen gut mit theoretisch berechneten (nach TAYLOR 1972) überein, s. Abb. 1. Die

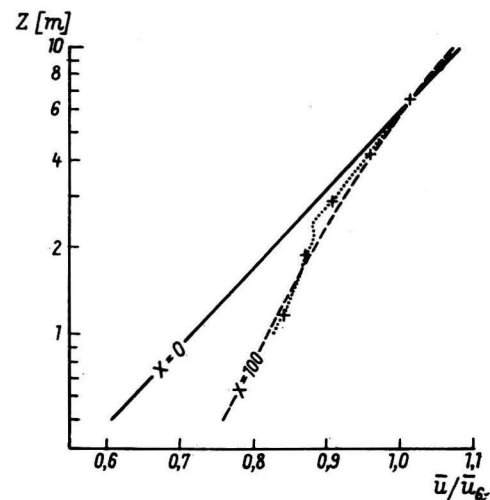


Abb. 1. Vergleich zwischen dem mittleren gemessenen und dem theoretisch berechneten vertikalen Windprofil in der ufernahen Zone des Meeres bei ablandigem Wind (x = Uferentfernung, die Messungen beziehen sich auf $x = 75$ m)

Messungen deuten darauf hin, daß die obere Grenze der internen Grenzschicht durch eine Diskontinuität im Profilverlauf gekennzeichnet ist. Die Grenzschicht ist offenbar umso besser ausgebildet, je höher die Windgeschwindigkeit ist. Die erzielten Ergebnisse weisen auf die Notwendigkeit hin, die experimentellen Untersuchungen zur Struktur der internen Grenzschicht in Ufernähe fortzusetzen.

Unmittelbar abhängig von den lokalen Windverhältnissen sind die ufernahen *Strömungen*. Es konnten die uferparallelen und -normalen Komponenten der mittleren Strömung in zwei Tiefen in 200 m Uferentfernung während zweier Perioden analysiert werden. Die Spektren (Abb. 2) zeigen eine Abnahme der Energiedichte zu höheren Frequenzen hin gemäß einem $-5/3 \dots -6/3$ -Potenzgesetz. Die Spektren der domi-

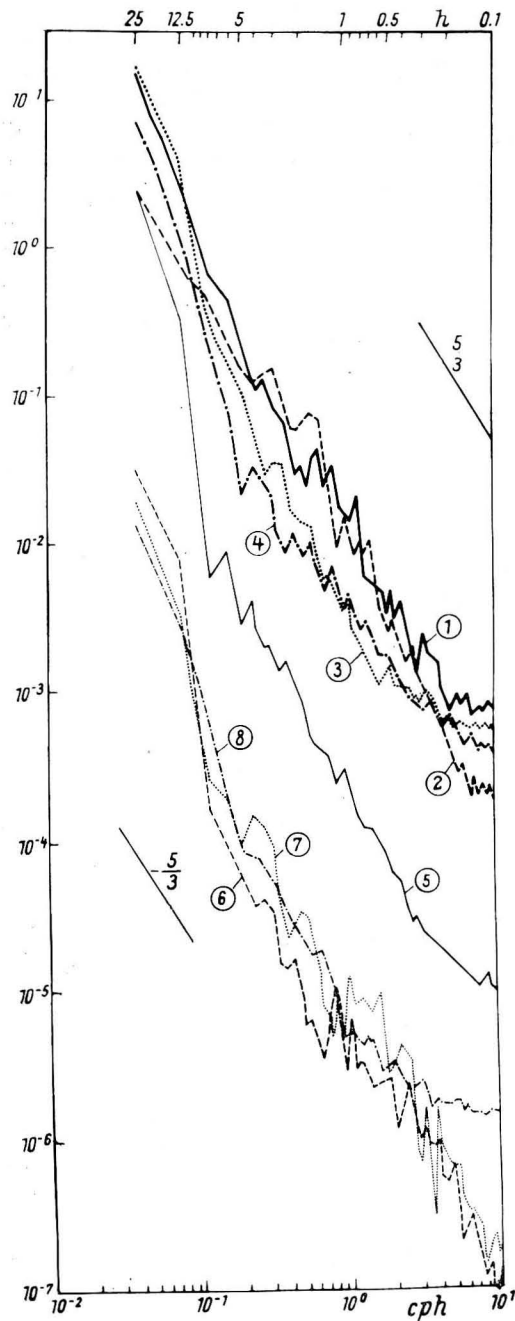


Abb. 2. Leistungsspektren verschiedener Größen bei ablandigem Wind in der ufernahen Zone des Meeres (Zingst, 9. 6. — 16. 6. 1973)

1 Nordkomponente des Windes (ufernormal), Uferentfernung 75 m, Höhe ca. 6 m, Ordinatenwerte in $m^2 s^{-2}/cph$, 2 Ostkomponente des Windes (uferparallel), sonst wie 1, 3 Lufttemperatur, Uferentfernung ca. 300 m, Höhe ca. 4,5 m, Ordinatenwerte in K^2/cph , 4 Dampfdruck, sonst wie 3, Ordinatenwerte in $Torr^2/cph$, 5 Wassertemperatur, Uferentfernung ca. 300 m, Tiefe ca. 1 m, Ordinatenwerte in K^2/cph , 6 Nordkomponente der Strömung (ufernormal), Uferentfernung ca. 200 m, Tiefe ca. 0,7 m, Ordinatenwerte in $m^2 s^{-2}/cph$, 7 Ostkomponente der Strömung (uferparallel), sonst wie 6, 8 Wasserstand, Ordinatenwerte m^2/cph , $cph = \text{Zyklus/Stunde}$

nierenden uferparallelen Komponente sind hinsichtlich der Energiedichte betragsstärker als die der ufernormalen Komponente ausgebildet. Die Analyse der Kreuzkorrelationsfunktionen ergab, daß das Ansprechen der Strömung auf den Wind bereits innerhalb 1 bis 2 Stunden erfolgt, wobei die Kohärenz zwischen den uferparallelen Komponenten des Windes und der Strömung sehr gut ist. Die Beziehungen zwischen der viel schwächer entwickelten küstennormalen Komponente der Strömung und den Windkomponenten sind dagegen nicht so signifikant und gleichmäßig. Die statistische Auswertung läßt jedoch den Schluß zu, daß im Mittel eine zweigeschichtete Querkirkulation am Meßpunkt existiert, die der uferparallelen Strömung überlagert ist. Ferner gibt es Hinweise für die Existenz einer Fernwirkung des allgemeinen Windfeldes über einem größeren Gebiet des Meeres auf die küstennahen Strömungen, allerdings mit einer größeren Ansprechzeit. Die uferparallele Strömungskomponente kann befriedigend mit der von SCHADRIN 1972 angegebenen stationären Modellgleichung erfaßt werden, vorausgesetzt, es werden die richtigen Werte für den vertikalen Austauschkoeffizienten für Bewegungsgröße angenommen. Der mittlere Windfaktor für die Oberflächenschicht wurde am Meßpunkt zu ca. 0,03 bis 0,04 bestimmt.

Der Wasserstand als weitere dynamische Größe zeigt eine unterschiedliche Korrelation mit dem lokalen Wind. Dieses Element wird in Zingst in erster Linie durch das allgemeine Windfeld und sekundär durch schwache halbtägige Gezeiten bestimmt. Die Leistungsspektren des Wasserstandes fallen im erfaßten Bereich wie der Wind mit zunehmender Frequenz nach einem $-6/3$ -Potenzgesetz ab, wobei auch hier einige Peaks auftreten, die ebenfalls in den Windspektren zu finden sind und wahrscheinlich lokale Effekte widerspiegeln. Es zeigte sich jedoch, daß der Grad der Kohärenz zwischen Wasserstand und Wind von der Windgeschwindigkeit, d. h. von dem Grad der Windbeeinflussung abhängt. Im Fall eines relativ starken Windes besteht eine signifikante Beziehung in dem Sinn, daß der mittlere Stau mit der Zunahme der Ostkomponente und der Nordkomponente des Windes größer wird. Auf Schwankungen der Nordkomponente des lokalen Windes spricht der Wasserstand nach etwa 1 Stunde an. Die Ergebnisse einer Korrelationsrechnung für Strömung und Wasserstand bekräftigen diese Feststellungen. Jedoch sind die Beziehungen zwischen Wasserstand und den lokalen Strömungs- und Windverhältnissen wegen der bestehenden Ferneffekte auf den Wasserstand bei weitem nicht so gut wie zwischen Strömung und Wind in der ufernahen Zone.

Die Untersuchungen über das mittlere Verhalten des Wassertemperaturfeldes haben klar die Existenz und Struktur der thermischen Randanomalie des Meeres während der warmen Jahreszeit ergeben und gleichzeitig den Nachweis über die Variabilität des Wassertemperaturfeldes der ufernahen Zone in Abhängigkeit von Wind und Strömung erbracht. So unterscheiden sich die mittleren Tagesgänge entsprechend dem Vorzeichen der vorherrschenden ufernormalen Komponente des Windes. Schon in 300 m Uferentfernung sind die mittleren Temperaturverhältnisse jedoch den Verhältnissen im offenen Meer mehr ähnlich (bei einer Tagesschwankung von ca. 0,8 K) als denen im Gebiet innerhalb der ersten 100 m Uferentfernung, wo ein relativ extremes Temperaturverhalten beobachtet wird (Tagesschwankung bis > 3 K). Während der warmen Jahreszeit ist aufländiger Wind mit einer Wärmeakkumulation in der ufernahen Zone und ablandiger Wind mit einem starken seewärts gerichteten Abfluß von Wärme verbunden. Das Temperaturfeld reagiert darauf mit unterschiedlichen hori-

zontalen und vertikalen Gradienten. Die berechneten Leistungsspektren (Abb. 2) bis zu 10 cph zeigen einen $-6/3$ -Abfall im Fall des auflandigen Windes und einen $-5/3$ -Verlauf bei ablandigem Wind. Die statistische Analyse ergab, daß die Kopplung des Wassertemperaturfeldes in horizontaler und vertikaler Richtung bei ablandigem Wind viel stärker ist als bei auflandigem Wind. Demzufolge sind bei ablandigem Wind auch die vertikalen und horizontalen turbulenten Austauschprozesse besser entwickelt. Im Fall des auflandigen Windes ist das Temperaturfeld in erster Linie durch die Sonnenstrahlung und nur sekundär durch Advektion beeinflusst, während bei ablandigem Wind die Pulsationen der ufernormalen Strömungskomponente das Temperaturfeld in hohem Grad beeinflussen, wobei in dem niederfrequenten Teil der Temperatur- und Strömungsschwankungen Ansprechzeiten von 2 bis 3 Stunden charakteristisch sind. Für den Standardmeßpunkt in 200 m Uferentfernung gilt unter diesen Bedingungen: Je stärker die Strömung seewärts läuft, desto höher die Temperatur (infolge des korrespondierenden ablandigen Wärmetransportes). In der kalten Jahreszeit sind umgekehrte Verhältnisse zu erwarten.

Unter Berücksichtigung dieser Erkenntnisse über das Verhalten des Wassertemperaturfeldes, wurde der Versuch unternommen, Stundenwerte des küstennormalen Wärmeaustausches mit Hilfe der Bildung von Kreuzprodukten der Temperatur- und Strömungskomponentenfluktuationen im Periodenbereich von Minuten abzuschätzen. Es konnte gezeigt werden, daß die erhaltenen Austauschkoefizienten in diesem Frequenzbereich von der gleichen Größenordnung ($10^3 \dots 10^2 \text{ g/cm s}$) sind wie die turbulenten Austauschkoefizienten, die durch andere Methoden bestimmt wurden. Dadurch konnten einige Eigenschaften des küstennormalen Austausches diskutiert und gezeigt werden, daß unter den speziellen thermischen Bedingungen der ufernahen Zone die Wassertemperatur als „Tracer“ zur Abschätzung des Transportverhaltens von Beimengungen in dieser Region dienen kann.

Es sei an dieser Stelle eingefügt, daß auch die kurzperiodischen Wassertemperaturfluktuationen, die im Bereich von 0,05 bis 2 Hz in 200 m Uferentfernung auf einer Meßtiefe von 1,5 m gemessen wurden, untersucht werden konnten. Sie zeigen Leistungsspektren, in denen die Energiedichten mit zunehmender Frequenz nach einem $-5/3$ -Potenzgesetz abfallen. Tagsüber wie auch nachts (Betonung von letzterem wegen einer möglichen Beeinflussung der Sensoren durch Licht) aufgenommene Spektren zeigen deutliche Energiedichtekonzentrationen im Bereich von 0,1 bis 0,5 Hz infolge der Wellenbewegungen. Der Entwicklungsgrad dieser Peaks ist abhängig von der Entwicklung der Oberflächenwellen. Ferner wurden erste Versuche durchgeführt, die mittlere dreidimensionale Drift von Temperaturinhomogenitäten aus Temperaturfluktuationmessungen an geeignet angeordneten Meßpunkten zu bestimmen, wobei der Frequenzbereich unterhalb der Frequenzen mit maximaler Wellenenergiedichte genutzt wurde.

Die Untersuchung der *Lufttemperatur* entlang eines Schnittes quer zur Uferlinie zeigte, daß auch das Lufttemperaturfeld nahe der Küste stark von den Windverhältnissen beeinflusst wird. Es gibt erhebliche Differenzen in den mittleren Tagesgängen, den mittleren horizontalen Gradienten und den mittleren Streuungen, je nachdem, ob es sich um auf- oder ablandige Windperioden handelt. Der Hauptübergang zwischen dem thermischen Land- und Meeresregime findet unmittelbar an der Uferlinie statt. Die Streuung ist groß über Land und in 300 m Uferentfernung über dem Meer

schon beträchtlich kleiner. In der Übergangzone können mittlere horizontale Temperaturgradienten bis 1 K/100 m auftreten. Die Spektren zeigen im Bereich von 0,05 bis 10 cph durchgängig ein $-6/3$ -Verhalten mit Peaks, die mit ähnlichen Effekten im Windfeld verbunden zu sein scheinen (Abb. 2). Die horizontale Kohärenz des Temperaturfeldes ist sehr hoch, besonders bei ablandigem Wind. Im niederfrequenten Bereich haben sich die beobachteten Fluktuationen vom Land nach See hin mit Zeitverzögerungen von 0,2 bis 0,5 Stunden innerhalb einer Gesamtmeßstrecke von ca. 500 m Länge ausgebreitet. Im Fall des ablandigen Windes spricht die Lufttemperatur auf die ufernormale Komponente des Windes nach 0,7 bis 1,3 Stunden an, wobei gilt, daß die Temperatur in dieser Jahreszeit umso höher ist, je stärker der ablandige Wind entwickelt ist. Die Beziehungen der Lufttemperatur zur Wassertemperatur zeigen nur eine schwache negative Korrelation bei auflandigen Windbedingungen, aber eine signifikante positive Korrelation im Fall ablandigen Windes. Im letzteren Fall folgen die Wassertemperaturvariationen im niederfrequenten Bereich mit einer Zeitverzögerung von 1 bis 3 Stunden der Lufttemperatur als Folge des Ansprechens der Wassertemperatur auf die winderzeugte Strömung. Das unterschiedliche Ansprechen von Wasser- und Lufttemperatur auf den Wind verursacht in der ufernahen Zone in Zeit und Raum unterschiedliche Stabilitätsbedingungen in der wassernahen Luftschicht.

Es sei an dieser Stelle erwähnt, daß auch kurzperiodische Lufttemperaturfluktuationen im Bereich von 0,025 bis 3,5 Hz untersucht wurden. Die Ergebnisse weisen bei auflandigem Wind auf relativ gleichförmige Verhältnisse in der ufernahen Zone hin. Die Leistungsspektren sind durch ein $-5/3$ -Potenzgesetz gekennzeichnet und weisen Energiedichtekonzentrationen im Bereich 0,2 bis 0,5 Hz über dem Meer auf, die eindeutig den Welleneinfluß auf die Turbulenzstruktur widerspiegeln. Bei ablandigem Wind zeigt das räumliche Verhalten der Lufttemperaturfluktuationen größere Beiträge der Gesamtenergie sowie stärkere Differenzen zwischen den einzelnen Meßpunkten. Das dürfte mit den Stabilitätsverhältnissen wie auch mit der Ausbildung interner Grenzschichten zusammenhängen.

In gleicher Weise wie das mittlere Lufttemperaturfeld wurde auch das Dampfdruckfeld analysiert. Dieses Element zeigt im Mittel ebenfalls eine Abnahme vom Land zum Meer. Die mittleren Tagesgänge und die Streuung sind im Fall von auflandigem Wind größer als bei ablandigem Wind. Der Hauptübergang zwischen Land und Meer scheint hier über der ufernahen Zone des Meeres zu erfolgen und die Anpassung an die neuen Verhältnisse scheint beim Dampfdruck nicht so schnell zu erfolgen wie bei der Lufttemperatur. Die Leistungsspektren (Abb. 2) sind denen der Lufttemperatur sehr ähnlich. Das Dampfdruckfeld weist eine sehr hohe räumliche Kohärenz auf. Die Korrelation dieser Größe mit der ufernormalen Windkomponente ergab, daß die Dampfdruckwerte in der ufernahen Zone umso kleiner sind, je stärker die auflandige Windkomponente entwickelt ist.

Zu den geschätzten Leistungsspektren aller analysierten Größen in den verschiedenen untersuchten Perioden im Frequenzbereich von 0,05 bis 10 cph kann allgemein festgestellt werden, daß sie stets einen Abfall der Energiedichte mit ansteigender Frequenz entsprechend einem $-6/3$ -Potenzgesetz zeigen. Abweichungen in Richtung zu einem stärkeren Abfall der Spektren wurden nur für die ablandige Windkomponente und in Richtung zu einem mehr isotropen Verhalten für die Wassertemperatur und

die Strömungen unter den Bedingungen vorherrschend ablandigen Windes gefunden (vgl. Abb. 2). Die kurzperiodischen Fluktuationen von Wasser- und Lufttemperatur haben Spektren mit einem $-5/3$ -Verhalten.

2. Zum Verhalten der Windwellen

Aus der statistischen Analyse vieljähriger Daten der Windgeschwindigkeit geht hervor, daß für das Untersuchungsgebiet Werte innerhalb des Bereiches $5 \text{ m/s} \leq U_{10} \leq 6 \text{ m/s}$ zu den wahrscheinlichsten gehören. Man kann daraus schließen, daß die korrespondierenden meteorologischen Situationen den typischen Bedingungen entsprechen, die mit dem turbulenten Austausch von Bewegungsgröße, Wärme, chemischen Eigenschaften einschließlich Verunreinigungen in der ufernahen Zone des Untersuchungsgebietes verknüpft sind. Der winderzeugte Seegang ist für das angegebene Windgeschwindigkeitsintervall erst wenig untersucht. Das rührt daher, daß sich die einschlägigen Untersuchungen meist auf die Erfassung der Seegangsstruktur bei hohen Windgeschwindigkeiten konzentrieren. Eine der Zielstellungen des Experimentes EKAM 73 bestand daher in der genaueren Feststellung der Struktur und der Charakteristiken des Windwellenfeldes, das sich unter dem Einfluß geringer Windgeschwindigkeiten ausbildet. Aus der Analyse der spektralen Energiedichteverteilungen ergaben sich folgende Regelmäßigkeiten:

Im Windgeschwindigkeitsbereich $U_5 \leq 6 \text{ m/s}$ ist die Windsee, unabhängig von der Windrichtung, in bezug auf die Frequenzen stark, in bezug auf die Amplituden dagegen schwächer differenziert. Die Frequenzen, auf denen je nach Windgeschwindigkeit und -richtung das Energiedichtemaximum liegt, wurden innerhalb des Intervalls $2 \leq \omega_0 \leq 3$ festgestellt ($\omega =$ Kreisfrequenz).

Im Windgeschwindigkeitsbereich $U_5 > 6 \text{ m/s}$ ist die Windsee, unabhängig von der Windrichtung, sowohl im Hinblick auf die Frequenzen als auch auf die Amplituden stärker differenziert. Die Frequenzen ω_0 liegen in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und -richtung im Bereich $1 \leq \omega_0 < 2$. Die Breite des Spektrums $\varepsilon (= \omega_0/\bar{\omega})$ der untersuchten Prozesse war stets größer als 0,58.

Die Autokorrelationsfunktionen erfüllten nicht die DIRICHLETSche Bedingung, am Ende des analysierten Abschnittes den Wert Null anzunehmen. Ferner erwies sich, daß die mittlere quadratische Streuung nicht gleich der aus den Energiespektren zu ermittelnden Gesamtenergie ist. Damit kann keine der gegenwärtig vorliegenden empirischen Formeln zur Berechnung der mittleren Wellenhöhe angewendet werden. Es wurden daher die Berechnungsergebnisse nach solchen empirischen Formeln mit den Ergebnissen der Anwendung der sog. spektralen Prognosemethode (KRYLOV 1966) verglichen.

Die beste Übereinstimmung zeigen die Berechnungen, die auf der Bestimmung der Gesamtenergie des Prozesses beruhen (Abb. 3). Die Berechnungen mit Hilfe der quadratischen Streuung ergeben zu große Höhenwerte, während die vollständige Formel unter Einbeziehung der Breite des Spektrums zu niedrige Werte liefert. Wenn man beachtet, daß die Ergebnisse der Berechnung der Wellenperioden mit Hilfe der Gesamtenergie (Abb. 4) eine befriedigende Übereinstimmung mit den Bezugswerten in dem Untersuchungsgebiet zeigt, kann man mit gebotener Vorsicht annehmen, daß

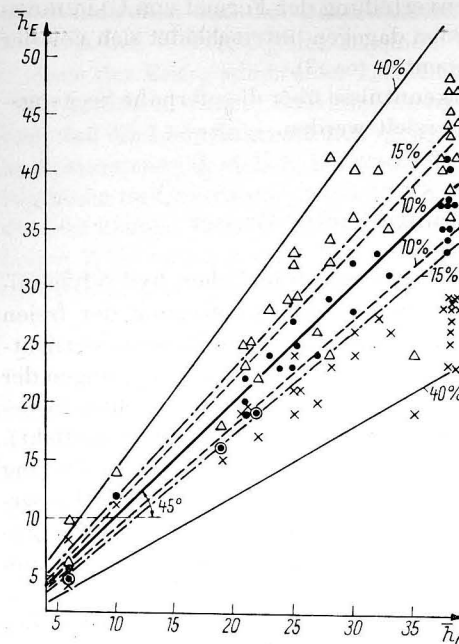


Abb. 3

Abb. 3. Vergleich berechneter mittlerer Wellenhöhen (\bar{h}_E) mit den Erwartungswerten nach der Spektralmethode (\bar{h}_C) in der ufernahen Zone

$$\Delta \bar{h}_{E_1} = \sqrt{2\pi\sigma^2(1-\varepsilon^2)}, \quad \times \bar{h}_{E_2} = \sqrt{2\pi\sigma^2}, \quad \bullet \bar{h}_{E_3} = \sqrt{2\pi M_0}; \quad M_0 = \int_0^\infty S(\omega) d\omega, \quad (\sigma^2 = \text{aus der Registrierung berechnete quadratische Streuung}; \quad \varepsilon = \text{Breite des Spektrums})$$

Abb. 4. Vergleich gemessener mittlerer Wellenperioden (\bar{T}_E) mit den Erwartungswerten nach der Spektralmethode (\bar{T}_C)

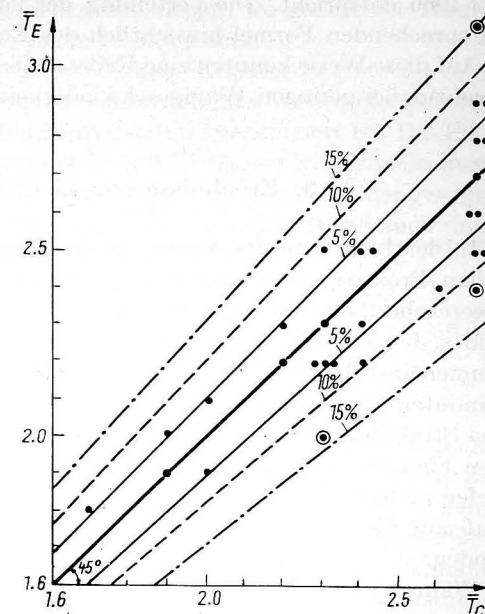


Abb. 4

diese Beziehungen realistische Werte der Perioden und Höhen des Seeganges ergeben. Die wahren Perioden jedoch, die dem Maximum der spektralen Energiedichte zugeordnet sind, sind höher als es dem bekannten Ausdruck $T_0 = 1,25 \bar{T}$ entspricht. Eine günstigere Übereinstimmung erhält man mit einem Faktor 1,50.

Vergleiche der Spektren ergaben, daß der Charakter des Wellenprozesses im Ergebnis der Energiedissipation in der ufernahen Zone nicht verändert wird. Dies zeugt davon, daß keine Welle im Ergebnis der Brandung im Seichtwasser verschwindet, sondern daß sie nur einen Teil ihrer Energie verliert.

Die erhaltenen Wahrscheinlichkeitsdichteverteilungen der Windwellen zeigen keine signifikanten Abweichungen von den GAUSSschen Normalverteilungen. Das wiederum zeugt von dem geringen Einfluß des Meeresbodens und der Ufernähe (Erscheinungen der Transformation und Reflexion) auf die nichtlinearen Effekte in der Struktur des winderzeugten Seeganges, der durch relativ geringe Windgeschwindigkeiten in der ufernahen Flachwasserzone erzeugt wird. Jedoch klingen die Wahrscheinlichkeitsverteilungen der Überschreitungswerte für Wellenhöhen und -perioden nach einer

Gesetzmäßigkeit ab, die in bezug auf die Höhenverteilung der Formel von GLUCHOVSKIJ 1966 entspricht. Die Verteilung der Perioden dagegen unterscheidet sich von der entsprechenden Formel hinsichtlich des Exponenten (ca. 3).

Auf diese Weise konnten eine Reihe neuer Erkenntnisse über die ufernahe Seegangsstruktur bei geringen Windgeschwindigkeiten erzielt werden.

3. Ergebnisse von Lichtmessungen unter Wasser

In der Lichtzone des Meeres spielen sich auch die hauptsächlich hydrodynamischen Prozesse ab. Unter diesen hat insbesondere die Wellenbewegung der freien Meeresoberfläche wesentlichen Einfluß auf die Veränderung des Unterwasserlichtfeldes. Je nach der momentanen Seegangsstruktur werden unter den Bedingungen der Sonneneinstrahlung lokale, schnell veränderliche Konzentrationen des Lichtes in bestimmten Punkten unter der Meeresoberfläche hervorgerufen (Fokussierungseffekt). Bei Strahlungswetter erweist sich dieser Effekt als entscheidend für die Ausbildung von Fluktuationen der Unterwasserhelligkeit. In der ufernahen Zone, wo die Wassertiefen geringer als die mittlere Länge der Windwellen sind, erstreckt sich dieser Einfluß auf die Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes von der Oberfläche bis zum Boden.

Während des Experimentes EKAM 73 bestand im Rahmen der Untersuchung der Eigenschaften des Unterwasserlichtfeldes die Gelegenheit, den Einfluß der Windwellen auf die Lichtfluktuationen unter den Bedingungen schwacher Winde und geringer Wassertiefen näher zu bestimmen. Aus den Verteilungen der spektralen Energiedichte des Seeganges und der Fluktuationen des Unterwasserlichtfeldes (Abb. 5) folgt, daß eine Übereinstimmung lokaler Energiedichtekonzentrationen (Peaks) für

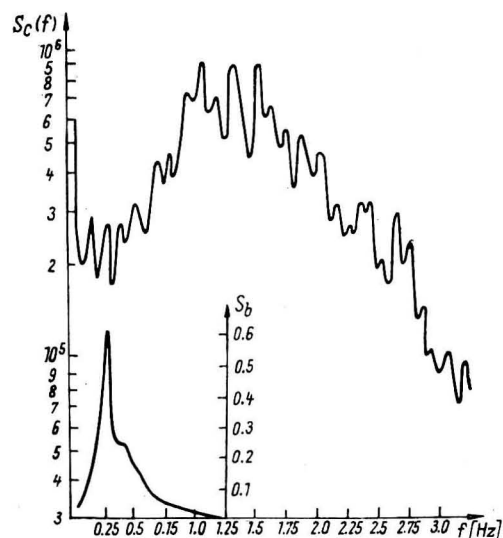


Abb. 5. Vergleich des Energiespektrums der Lichtfluktuationen in der ufernahen Zone (Tiefe ca. 1 m) mit dem korrespondierenden Wellenenergiespektrum (Zingst, 9. 6. 1973)

die Windwellen und das Unterwasserlicht zwar besteht, aber auch, daß die Hauptmaxima der Wellenspektren in einem Frequenzgebiet liegen, wo gerade die Hauptminima der Energiedichte der Lichtfluktuationen zu sehen sind.

Es konnte in diesem Zusammenhang die grundsätzliche Erkenntnis gewonnen werden, daß die Lichtfluktuationen nicht mit den charakteristischen Wellen im Spektrum in Zusammenhang stehen, bei denen das Energiemaximum konzentriert ist. Die Fluktuationen im Unterwasserlichtfeld mit Frequenzen $f > 0,75$ Hz werden vielmehr durch die sehr kleinen Kapillarwellen hervorgerufen, die sich auf der Oberfläche der gewöhnlichen Windwellen bilden. Es ist zu erwarten, daß dieser Zusammenhang auch unter den Bedingungen hoher Windgeschwindigkeiten erhalten bleibt.

4. Zum Energieaustausch zwischen Meer und Atmosphäre in der ufernahen Zone

Die Untersuchung der Prozesse des Energieaustausches zwischen Meer und Atmosphäre ist sehr schwierig, da die Grenzfläche zwischen diesen Medien sich erst im Zug dieser Wechselwirkung ausbildet und verändert. Im Bereich der Grenzfläche gehen die komplizierten Vorgänge des Austausches von Wärme, Feuchtigkeit und Bewegungsgröße vor sich, die für die Herausbildung des Aufbaus der grenzflächennahen Schichten in Atmosphäre und Meer eine wichtige Rolle spielen. Der Energieaustausch wird in bedeutendem Maß durch die turbulenten Bewegungen in der wassernahen Luftschicht reguliert. Die Turbulenzstruktur nahe der wellenbewegten Meeresoberfläche ist bisher erst wenig untersucht worden. Infolge der Schwierigkeiten, mit denen die experimentellen Arbeiten auf See zu diesem Problem verbunden sind, fehlen Meßdaten ausreichender Menge. Andererseits mangelt es aber auch noch an einer abgeschlossenen Theorie, die den Mechanismus der Wechselwirkung zwischen Meer und Atmosphäre beschreibt. Die Anwendung theoretischer Modelle für turbulente Strömungen über festen Wänden zur Erklärung von Prozessen, die sich über der wellenbewegten Meeresoberfläche abspielen, führt nicht immer zu positiven Ergebnissen.

In der ufernahen Zone des Meeres wird das Problem der Beschreibung der wassernahen Luftschicht infolge der Existenz einer eindeutig vorhandenen Inhomogenität der Unterlage, durch die horizontalen Unterschiede in den Feldern der Windgeschwindigkeit, der Lufttemperatur und -feuchtigkeit noch komplizierter. Sowohl für die Entwicklung einer Theorie als auch für die Lösung einer Reihe angewandter Aufgaben erlangen daher experimentelle Untersuchungen gerade auch in diesem Gebiet eine grundlegende Bedeutung. Für die ufernahe Zone ist besonders die Untersuchung der internen Grenzschicht (vgl. Abschn. 2.) sehr wichtig, aber auch der Bedingungen für die Störung der Stationarität und der Homogenität der turbulenten Prozesse bei verschiedenen meteorologischen Situationen. Die Kenntnis dieser Bedingungen ist in methodischer Hinsicht für die Bestimmung der optimalen Mittelungsperioden der Meßwerte und der erforderlichen Meßwertfolge sehr nützlich.

In diesem Sinne wurden während des Experimentes EKAM 73 Arbeiten zur Untersuchung der Turbulenz in der wassernahen Luftschicht und der Austauschprozesse zwischen Meer und Atmosphäre durchgeführt. Die Ergebnisse wurden mit Ergebnissen von Laborversuchen, Messungen über dem offenen Meer wie auch über dem Festland

verglichen. Die statistischen Eigenschaften und die Energiespektren waren ebenfalls Gegenstand der Auswertung. Alle Untersuchungsergebnisse weisen auf den großen Einfluß der Windrichtung (auf- oder ablandig) auf die Wechselwirkungsprozesse hin.

Einige charakteristische Größen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Parameter	Labor- versuch	Festland/ offenes Meer	Ufernahe Zone in Zingst, auflandiger und ablandiger Wind	
σ_w/u_*	0,9	1,3 ... 1,6	0,95 ... 1,70	1,0 ... 2,14
		Mittel	1,2	1,35
σ_u/u_*	2,3	1,8 ... 3,0	3	3,6
σ_t/u_*	1	0,7 ... 4	0,7 ... 3	1 ... 15

σ Streuung, u_* Schubspannungsgeschwindigkeit des Windes, w Vertikalwindgeschwindigkeit, u Horizontalgeschwindigkeit, t Lufttemperatur.

Das Verhältnis des horizontalen zu dem vertikalen turbulenten Wärmestrom erwies sich unter den Bedingungen schwacher instabiler Schichtung der Atmosphäre in der ufernahen Zone um 2 bis 3mal größer als über dem Festland und über dem offenen Meer. Dieser Befund erklärt sich durch die erhebliche horizontale Inhomogenität des Lufttemperaturfeldes (vgl. Abschn. 2.). Durch die Windgeschwindigkeit wird der Betrag dieses Verhältnisses nicht deutlich beeinflusst. In allen Fällen mit instabiler Schichtung war der horizontale turbulente Wärmestrom negativ, d. h. gegen den mittleren Wind gerichtet. Bei stabiler Schichtung in der wassernahen Luftschicht dagegen war er positiv und in einigen Fällen in seinem Betrag kleiner als der vertikale Wärmestrom.

Die Analyse des Reibungskoeffizienten C_u , des Wärmeaustauschkoeffizienten C_T und des Feuchteausstauschkoeffizienten C_e ergab klar eine sehr hohe Streuung und die geringe Repräsentativität der Mittelwerte. Ihre Verwendung in den Parametrisierungsformeln erscheint unzulässig. Die Koeffizienten schwanken sehr stark in Abhängigkeit von der Windrichtung. So wurde für $C_u \approx 1,36 \cdot 10^{-3}$ im Falle auflandigen Windes gefunden (nach Windprofilmessungen $1,26 \cdot 10^{-3}$, s. Abschn. 2.), während der gleiche Koeffizient bei ablandigem Wind $2,23 \cdot 10^{-3}$ betrug. Im letzteren Fall befand sich das Meßsystem offenbar oberhalb der internen Grenzschicht.

Die nähere Auswertung hat ergeben, daß alle drei Koeffizienten wesentlich von der REYNOLDSZahl $Re = u_* z_0/\gamma$ abhängen ($z_0 =$ Rauigkeitshöhe, γ kinematische Zähigkeit der Luft).

Die Untersuchung der Energiespektren der Windgeschwindigkeits-, Temperatur- und Feuchtigkeitsfluktuationen ergab, daß sie durch die universalen Funktionen der Ähnlichkeitstheorie von MONIN-OBUCHOV nicht hinreichend beschrieben werden. Bei auflandigem Wind macht sich der Einfluß der dann gut ausgebildeten Wellen bemerkbar. Dieser spiegelt sich in einer Störung der Spektralfunktion im Frequenzbereich 0,2 bis 0,4 Hz wider, allerdings sind die „Wellenpeaks“ bedeutend schwächer als in Spektren ausgeprägt, die aus Messungen über dem offenen Meer berechnet wurden. Dementsprechend verschiebt sich in den dimensionslosen, gemäß der Ähnlichkeitstheorie normierten Spektren der Vertikalwindgeschwindigkeit das Maximum von $fS(f)/\sigma_w^2$ in Richtung zu höheren Frequenzen ($fz/\bar{u} \approx 5 \cdot 10^{-1}$), s. Abb. 6. Bei ablandigem Wind dagegen folgt die Spektralfunktion besser dem $-5/3$ -Potenzgesetz (bzw. $-2/3$ in der ge-

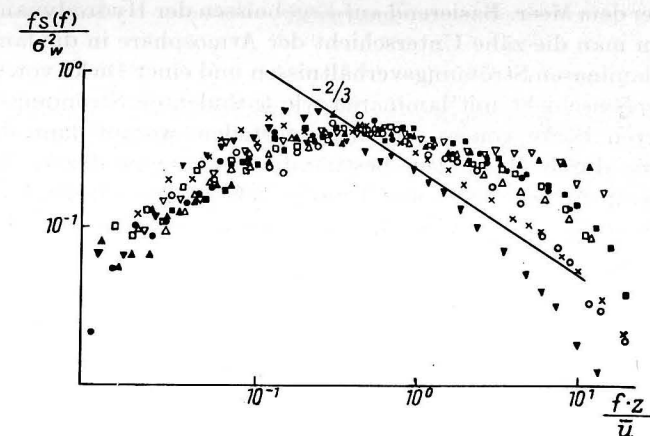


Abb. 6. Spektren der Vertikalkomponente des Windes in der wassernahen Luftschicht der ufernahen Zone des Meeres bei auflandigem Wind

wählten Darstellung). Die Lage des Maximums entspricht der gewöhnlich über Land und über dem offenen Meer gefundenen ($fz/\bar{u} \approx 2 \cdot 10^{-1}$), s. Abb. 7. Allerdings sind diese Regelmäßigkeiten in beiden Fällen von einer erheblichen Streuung begleitet, so daß endgültige Schlußfolgerungen noch nicht gezogen werden können. Die festgestellten Differenzen dürften mit korrespondierenden Unterschieden im horizontalen Inhomogenitätsgrad verbunden sein. Die einzelnen aufgenommenen Spektren weisen große Unterschiede im Betrag der Spektraldichte in Abhängigkeit von der Windrichtung und der Tageszeit auf.

Die Auswertungen der umfangreichen Fluktuationsmessungen sind noch nicht abgeschlossen.

Die erwähnten Untersuchungen zur Bestimmung des fühlbaren Wärmestroms Meer/Atmosphäre wurden wirksam ergänzt durch Direktmessungen der laminaren

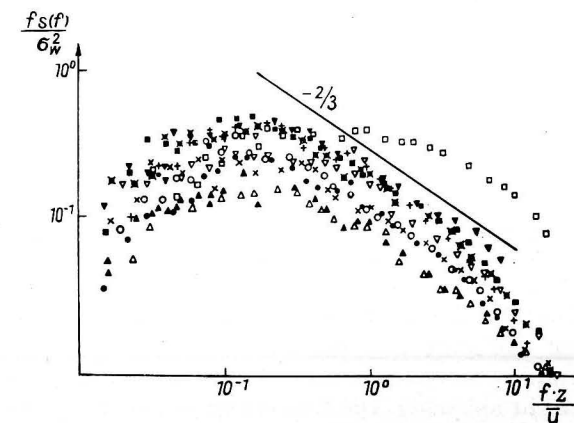


Abb. 7. Spektren der Vertikalkomponente des Windes in der wassernahen Luftschicht der ufernahen Zone des Meeres bei ablandigem Wind

Grenzschicht über dem Meer. Basierend auf Ergebnissen der Hydrodynamik von Rohrströmungen kann man die zähe Unterschicht der Atmosphäre in die laminare Grenzschicht mit rein laminaren Strömungsverhältnissen und einer Dicke von ca. 1 mm und in die zähe Zwischenschicht mit laminaren wie turbulenten Strömungsverhältnissen und einer mittleren Dicke von ca. 10 mm unterteilen, worauf dann die turbulente Schicht folgt. Die durch Messungen bestimmten Parameter der laminaren Grenzschicht Dicke, Temperaturgradient und Temperaturdifferenz wurden in Abhängigkeit von dynamischen Größen untersucht. Die Abb. 8 zeigt den Zusammenhang zwischen

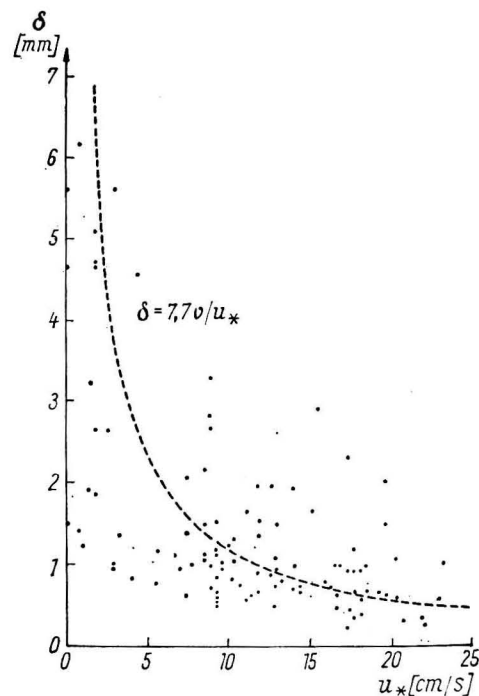


Abb. 8. Abhängigkeit der Dicke der laminaren Grenzschicht δ von der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* an der Meeresoberfläche der ufernahen Zone (ν = kinematische Zähigkeit der Luft)

der Grenzschichtdicke δ und der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* . Es wurde auch der Versuch unternommen, Mittelwerte des fühlbaren Wärmestromes aus Fluktuationmessungen und aus Messungen des Temperaturgradienten innerhalb der laminaren Grenzschicht, wie sie durch den Einsatz einer sog. Fallsonde gewonnen wurden, zu vergleichen. Die Ergebnisse zeigen eine positive signifikante Korrelation und erlauben die Feststellung, daß Mittelwerte mehrerer, kurz hintereinander vorgenommener Fallsondenmessungen den mittleren Wärmestrom hinreichend gut repräsentieren. Auftretende Abweichungen erwiesen sich als von der Stabilität der Schichtung in der wassernahen Luftschicht abhängig. Die Ergebnisse deuten darauf hin, daß eine Parametrisierung des fühlbaren Wärmestromes zwischen Wasser und Luft auch für die ufernahe Zone des Meeres möglich ist, sofern auflandige Windverhältnisse herrschen.

Literatur

Sammelband

HUPFER, P., C. DRUET, O. A. KUSNEZOV, Internationales Experiment EKAM 73 in der ufernahen Zone der Ostsee bei Zingst. Beitr. Meereskunde, H. 34 (1974), 61—64.

Sammelband, Vzaimodejstvije morja i atmosfery v pribrežnoj zone (The Interaction of the Sea and the Atmosphere in the Nearshore Zone). Raporty MIR, Seria R, Nr. 1 (1a), 1—368 (1—377), Gdynia 1975.

Eine begrenzte Anzahl von Exemplaren dieses Bandes (in russisch oder englisch) kann kostenlos durch die Autoren abgegeben werden.

A limited number of exemplars of this volume (in Russian or English) can be distribution (free of charges) by the authors.

Anschrift der Verfasser:

Prof. Dr. habil. C. DRUET
Instytut Budownictwa Wodnego PAN
ul. Cystersów 11
80-953 Gdańsk-Oliwa
VR Polen

Dr. sc. P. HUPFER,
Sektion Physik der Karl-Marx-Universität
Arbeitsgruppe Ozeanologie
Talstraße 35
DDR-701 Leipzig

Dr. O. A. KUSNEZOV
Institut Okeanologi AN SSSR
Letnjaja 1,
109487 Moskau
UdSSR

Zur Stratigraphie spätquartärer Bodenablagerungen der mittleren Ostsee

Von A. J. BLAZHCHISHIN

Resümee: Es werden die Sporen-Pollen-, Diatomeen- und die lithologisch-geochemischen Komplexe der spät- und postglazialen Ablagerungen der Ostsee behandelt, die den unterschiedlichen Entwicklungsstadien dieses Beckens entsprechen. Am Beispiel der Ostsee wurde die bedeutende Rolle der Anwendung lithologisch-geochemischer Methoden für die Stratigraphie der marinen und ozeanischen Ablagerungen dargelegt. Es wurde eine Alterskorrelation der Schnitte aus den verschiedenen Teilen des Meeres durchgeführt und die Mächtigkeit der stratigraphischen Horizonte ermittelt. Die erzielten Ergebnisse eröffnen große Möglichkeiten für paläogeographische Rekonstruktionen und für die Bestimmung der quantitativen Merkmale für die Sedimentation.

Резюме: Рассматриваются спорово-пыльцевые, диатомовые и литолого-геохимические комплексы поздне- и послеледниковых отложений Балтийского моря, которые соответствуют различным стадиям развития этого бассейна. Показана на примере Балтики важная роль применения литолого-геохимических методов для целей стратиграфии морских и океанских отложений. Проведена возрастная корреляция разрезов из разных частей моря, определены мощности стратиграфических горизонтов. Полученные результаты открывают широкие возможности для палеогеографических реконструкций и определения количественных показателей осадочного процесса.

Abstract: Spore, pollen, diatom and lithology-geochemical complexes of the Baltic late- and post-glacial deposits which correspond to different stages of this basin development are discussed. The important role of lithology-geochemical methods for the stratigraphy of sea and ocean deposits is shown. The age correlation of profiles of different sea parts is made, strata thicknesses are determined. The obtained results make it possible to bring about paleogeographical restorations and to determine quantitative factors of the sedimentary process.

Bei der Untersuchung der Sedimente der Ostsee wurde den Fragen der Stratigraphie bis heute relativ wenig Aufmerksamkeit geschenkt, was man durch das Fehlen ausreichend langer Kerne erklären kann. Am besten untersucht wurden mit den Methoden der Biostratigraphie die Sedimente des Süd- und Südwestteils der See (DAVYDOVA u. a., 1970; KROG, 1965; KOLP, 1965, 1967; LUBLINER-MIANOWSKA, 1965; SCHULZ u. a., 1965), während für die mittlere und nördliche Ostsee die Ergebnisse gerade erst veröffentlicht werden (DAVYDOVA, 1974; KESSEL u. a., 1973; BLAZHCHISHIN u. a., 1974).

In den Jahren 1965–72 wurden auf dem Schiff „Professor Dobrynin“ und 1973 auf der „Akademik Kurchatov“ (16. Reise) von der Atlantischen Abteilung des IOAN der UdSSR 820 Kerne von Sedimenten aus verschiedenen Gebieten der Ostsee eingebracht. Die Kerne, die eine Länge bis zu 4,5 m hatten, erhielt man mit Hilfe des

Gewichtsfällrohr und des Vibrationsstechrohres mit Kolben $d = 70$ mm. Auf der 16. Reise der „Akademik Kurchatov“ brachte man lange (bis zu 8 m) Kerne mit dem schweren Gewichtsfällrohr $d = 146$ mm ein. Bis heute wurden mittels der palynologischen (O. KONDRATENE, H. KESSEL, V. I. CHOMUTOVA) und der Diatomeen-Analyse (E. M. VISHNEVSKAJA, N. I. DAVYDOVA, M. KABAYLENE) 25 Kerne von den Proben der Atlantischen Abteilung des IOAN untersucht. Die lithologische und geochemische Untersuchung der Kerne erfolgt im Labor für Geologie des Atlantiks der AO IOAN, im GIN AN der UdSSR (Moskau) und im Institut für Geochemie und Geophysik (Minsk).

In der vorliegenden Darstellung untersuchen wir die Prinzipien der stratigraphischen Aufgliederung der spätquartären Sedimente der Ostsee auf der Grundlage der mikropaläontologischen und der lithologisch-geochemischen Untersuchungsmethode und führen ferner die wichtigsten Ergebnisse aus der Anwendung dieser Prinzipien am Beispiel der mittleren Ostsee auf.

1. Kurzcharakteristik der spät- und postglazialen Ablagerungen

Grundlage für die spätquartäre Serie des Meeresbodens der Ostsee ist die Moräne der letzten Vereisung. Nach den Werten der flachseismischen Aufnahmen variiert die Mächtigkeit des Moränengchiebes innerhalb 0 und 70 m (SVIRIDOV, GAIGALAS, 1974). Die darüber liegenden sogenannten „lockeren“ (akustisch transparenten) Schichten betragen nach den gleichen Werten in den Tiefenwassergebieten der Ostsee gewöhnlich 30–50 m. Früher (BLAZHCHISHIN, 1974) wurde dargestellt, daß sich die Mächtigkeit der „lockeren“ Sedimente insgesamt von Süden nach Norden, d. h. in der Linie des Gletscherrückzuges, vergrößert. Diese Schichten schließen von unten nach oben ein;

- verschiedene interstadiale Ablagerungen des letzten Eisvorstoßes;
- Bändertone des Eissees der Ostsee;
- tonhaltige Ablagerungen der postglazialen Becken.

Im Flachwasserbereich auf der ausgewaschenen Oberfläche der Moräne, in seltenen Fällen auf dem Muttergestein, liegen sowohl grobkörnige fluviatile Ablagerungen (Kies, Sand) als auch interstadiale tonhaltige Ablagerungen der glazialen Genesis des Sees und des Meeres. Sie sind überdeckt von der Flachwasser-Fazies der postglazialen Becken (Kies-Sand-Ablagerungen, aleuritische Sandablagerungen). Unter lokalen Bedingungen formierte sich eine Fazies des Deltas und der Lagune, die für die Süd- und Ostküste charakteristischer ist als für die Nord- und Westküste. Charakteristisch für die Serie der spätquartären Ablagerungen des Flachwassers ist die Diskontinuität in Raum und Zeit. Abschnitte intensiver Anhäufung (kleine periglaziale Seen, Deltas usw.) wechseln mit Erosionszonen. Im Unterschied zu den Flachwasserbereichen gestaltete sich die Sedimentation in den Mulden der Ostsee während des gesamten Spät- und Postglazials im allgemeinen kontinuierlich. Im Tiefwasserbereich haben wir recht vollständige Schnitte spätquartärer Ablagerungen.

2. Sporen-Pollen-Komplexe der postglazialen Ablagerungen

Die Sporen-Pollen-Analyse wird mit Erfolg für die stratigraphische Gliederung der Sedimente der Ostsee und anderer Meere angewandt. Das Prinzip der Interpretation der palynologischen Spektren basiert vor allem auf der Kenntnis des Charakters der Pflanzendecke in den angrenzenden Festlandabschnitten in der Gegenwart und in der Vergangenheit. In der modernen Epoche befindet sich das Becken der Ostsee innerhalb der Verbreitung zweier Typen der Hauptpflanzenformationen. Für die an den südlichen und südwestlichen Teil der Ostsee angrenzenden Gebiete ist das Vorherrschen breitblättriger und gemischter breitblättriger Wälder charakteristisch (in den Sedimenten gibt es viel Pollen der *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, nach Norden zu steigt die Anzahl von *Pinus* und *Betula* an — KROG, 1965; KESSEL u. a., 1973). In der Oberflächenschicht der Sedimente der nördlicheren Gebiete wurden boreale Pollenspektren gefunden — dominierend ist *Pinus sylvestris*, außerdem gibt es viel *Picea excelsa*, *Betula sect. Albae*, *Alnus sp.* (KONDRATENE u. a., 1970). Das Sporen-Pollen- und Diatomeendiagramm des Kerns aus dem Gotlandbecken ist in Abb. 1 angeführt.

Die paläobotanischen Rekonstruktionen nach den Sporen-Pollen-Spektren, die bei der Untersuchung der kontinentalen Schichtung in breitem Maße angewendet werden, finden in bezug auf moderne Meeresbecken ebenfalls Anerkennung. Die Zuverlässig-

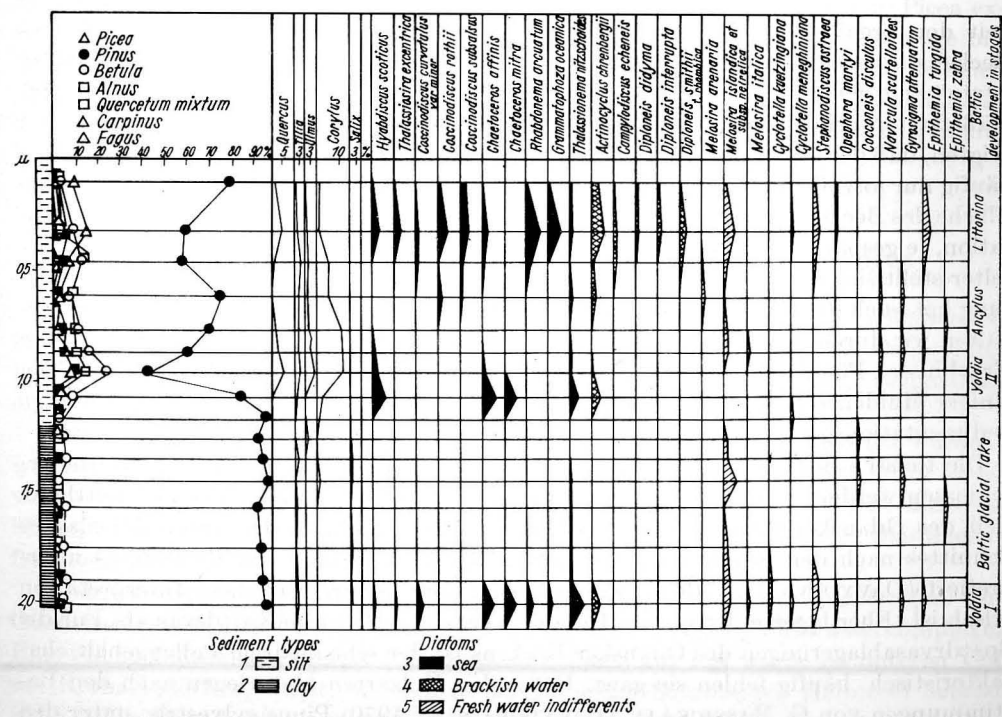


Abb. 1. Sporen-Pollen- und Diatomeendiagramm eines Kerns der Bodenablagerungen (St. 734) nach M. KABAYLENE.

1 — Schlamm; 2 — Ton. Diatomeen: 3 — marine, 4 — Süßwasserdiatomeen, 5 — indifferentes

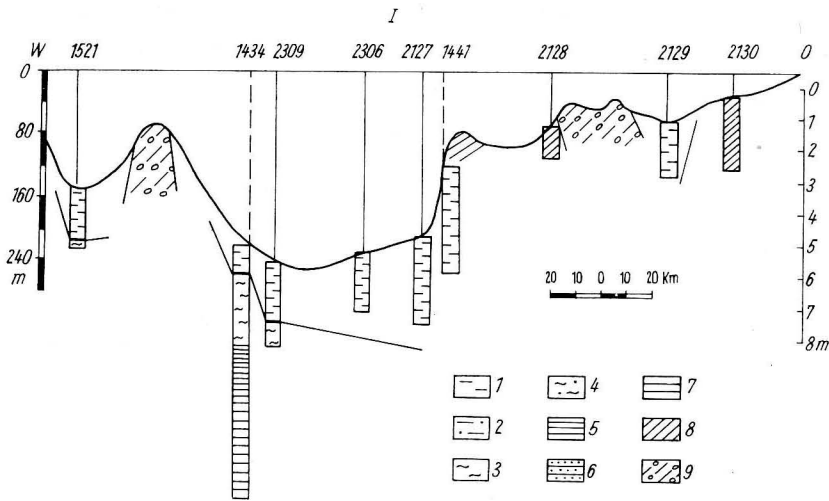


Abb. 2. Schnitt durch den mittleren Teil des Gotlandbeckens

keit der Ergebnisse hängt jedoch von mehreren Faktoren, wie u. a. Größe des Beckens, hydrodynamische Verhältnisse, Sedimentationsgeschwindigkeit, ab. Die in letzter Zeit gemachten methodischen Ausarbeitungen zur Untersuchung der Gesetzmäßigkeiten bei der Gestaltung der Sporen-Pollen-Spektren (KABAYLENE, 1969 u. a.) zeigten, daß der Charakter der palynologischen Komplexe in den Beckenablagerungen häufig nur unvollständig den Charakter der Pflanzenküste widerspiegelt. Je größer die Fläche des Beckens ist, um so geringer ist die Geschwindigkeit der terrigenen Sedimentation, je gespannter die zyklonische Zirkulation in der Atmosphäre ist, um so gemittelter stellt sich das Pollenspektrum in diesem Becken dar. Eine nicht geringe Bedeutung hat auch die Korngröße der Sedimentation (KONDRATENE u. a., 1970). Somit erhalten wir durch die Sporen-Pollen-Analyse nicht immer eindeutige und zuverlässige Ergebnisse. Für die Ostsee sind in dieser Beziehung besonders die mittleren Teile einiger Mulden repräsentativ, die ziemlich weit vom Ufer entfernt sind und geringe Sedimentationsgeschwindigkeiten aufweisen.

Die tiefsten Schichten der spätglazialen Ablagerungen, die durch lange Kerne erschlossen werden, gehören zum Spätdryas. In einem 10 m langen, aus dem mittleren Teil des Gdansker Beckens gehaltenen Kern wurde das Alter des unteren Teils des Schnittes nach den Ergebnissen der palynologischen Analyse als Mitteldryas interpretiert (DAVYDOVA u. a., 1970). Es stellt sich aber heraus, daß diese Interpretation falsch ist. Eher lagerte der untere Teil des Kerns (6–10 m) im Spätdryas ab. Für die Spätdryasablagerungen des Gdansker Beckens ist der sehr niedrige Pollengehalt charakteristisch, häufig fehlen sie ganz. Unter den Holzarten überwiegen nach den Bestimmungen von G. MASSICKAJA, (DAVYDOVA u. a., 1970) *Pinus sylvestris*, unter den Gräsern *Artemisia* und in den höheren Lagen die Riedgräser. Insgesamt stellt sich das Sporen-Pollen-Spektrum recht ärmlich und eintönig dar, man findet kleine unentwickelte Pollenkörner.

Im Schnitt der postglazialen Ablagerungen der mittleren Ostsee unterscheidet V. I. CHOMUTOVA (1974) in Übereinstimmung mit dem Schema von T. NILSSON (1964) 9 Sporen-Pollen-Komplexe. Der erste Komplex (Präboreal) zeichnet sich durch einen bedeutenden Pollengehalt an Gräsern aus (bis zu 30–40%), von denen *Artemisia* sp. und *Chenopodiaceae* dominieren. Die Zusammensetzung der Baumarten ist im allgemeinen eintönig; es dominiert ebenfalls *Pinus sylvestris*, vorhanden sind auch *Betula* sect., *Betula nana*, *Picea excelsa*. In den Küstenablagerungen (St. 1625) findet man einen höheren Anteil von *Cyperaceae* und *Myriophyllum*. Den zweiten und dritten Komplex stellt die boreale Formation dar (BO-1, BO-2). Beginnend mit dem zweiten Komplex und fortführend herrschen in den Spektren Pollen der Baumarten vor (dominierend ist *Pinus sylvestris*, es erscheinen auch *Betula* sect. *Albae*, *Alnus* sp.). An Sporen sind vorwiegend *Polipodiaceae* vertreten. Für den Horizont BO-2 ist das ständige Vorhandensein der breitblättrigen *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* charakteristisch.

Das Atlantikum wird durch den vierten (AT-1) und den fünften (AT-2) Sporen-Pollen-Komplex gekennzeichnet. Der Grundzug der Spektren ist der hohe Anteil an Erle, Birke sowie breitblättriger Arten (Eiche, Ulme, Linde, Hasel). Für die Formation AT-2 ist charakteristisch, daß viel Pollen der Fichte vorhanden sind (*Picea excelsa*).

Im Subboreal (Komplexe SB-1, SB-2) verändert sich der Charakter der Pollenspektren in der Richtung, daß Kiefer und Fichte eine größere Rolle spielen. *Picea excelsa* bildet hier das obere Maximum. Die zwei letzten Sporen-Pollen-Komplexe bildeten sich in der subatlantischen Zeit. Der niedere der Komplexe (SA-1) zeichnet sich durch einen relativ hohen Anteil an Fichte und breitblättriger Bäume bei dominierender *Pinus sylvestris* aus. In den Spektren aus SA-2 dominieren absolut Kiefer und Fichte.

3. Komplexe von Diatomeen-Algen spätquartärer Ablagerungen

Die Ablagerungen der Ostsee sind insgesamt arm an Diatomeen. Im Tiefenbereich übersteigt der Anteil an Diatomeenschalen auf 1 g Sediment selten 1000 Exemplare, bei vielen Proben fehlen sie praktisch. Nichtsdestoweniger ist die Diatomeenanalyse eine wichtige Ergänzung zu den palynologischen Untersuchungen.

In den Ablagerungen des Spätdryas, die in dem Gdansker Becken entdeckt wurden, wurden von N. N. DAVYDOV (1974) bis zu 87 Diatomeenarten ermittelt. Stark überwiegen Planktonarten, die in den großen kalten Süßwasserbecken leben: *Melosira islandica*, *Stephanodiscus astraca* u. a. In quantitativer Hinsicht ist die Diatomeenflora sehr spärlich.

In den präborealen Ablagerungen wurden 267 Diatomeenarten angetroffen. Im Gdansker und Bornholmbecken sind die Diatomeenkomplexe Süßwasserkomplexe. Eine reiche Diatomeenflora (70–220tausend Schalen auf 1 g) wurde im unteren Teil des Kerns 1625 festgestellt, der sich in der Nähe der Sambischen Halbinsel befand (Abb. 3 II). Hier dominieren stark Bewachungsdiatomeen (in der Hauptsache *Ophephora martyi*), es blieben Makrophytenreste erhalten, was eine Komplexbildung in einer stark zugewachsenen Süßwasserlagune beweist (BLAZHCHISHIN u. a., 1974). Die präborealen Ablagerungen des Gotlandbeckens und nördlicherer Tiefenwasserbereiche

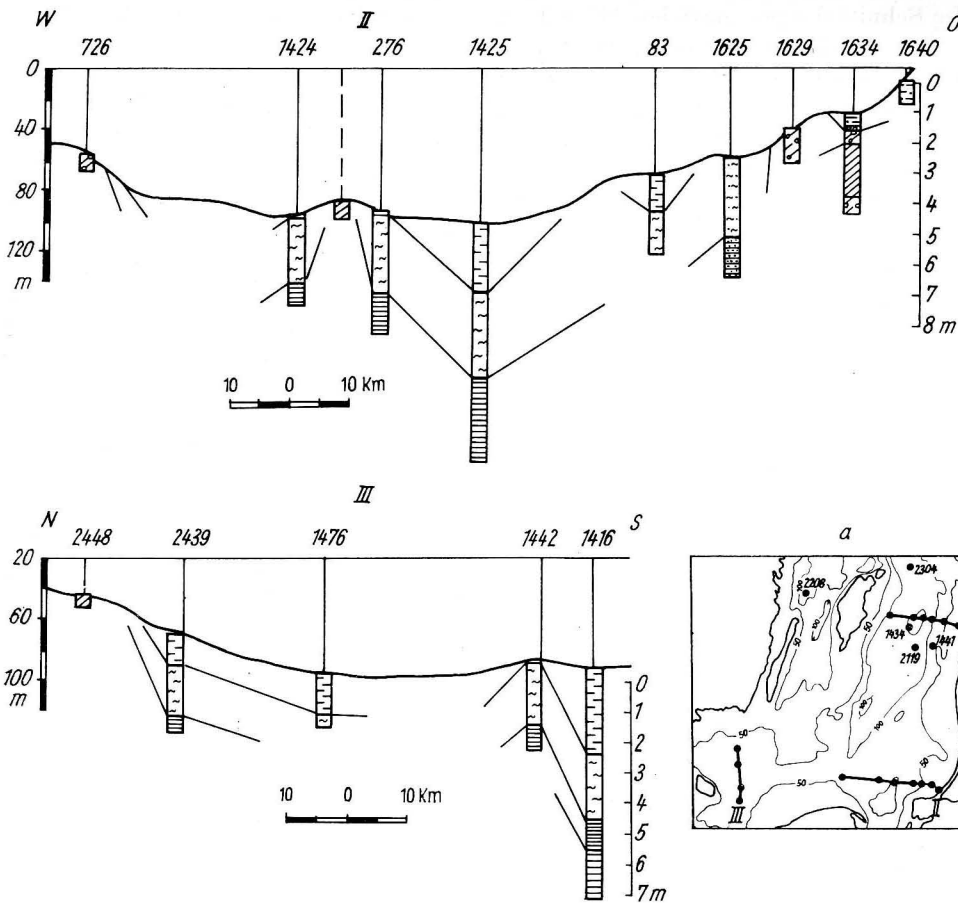


Abb. 3. Schnitte durch das Gdanker (II) und das Bornholmbecken (III)

a — Anordnung der Schnitte; 1 — Litorina- und spätere Ablagerungen, Tiefenwasserfazies; 2 — das gleiche, Flachwasserfazies; 3 — Ancyclus-Ton; 4 — Flachwasser-Ancyclus-Ablagerungen; 5 — präboreale (Yoldia-) Tone; 6 — präboreale Flachwasserablagerungen; 7 — oberer Dryas (Ablagerungen des Baltischen Eissees); 8 — interstadiale Ablagerungen der letzten Vereisung verschiedenen Alters; 9 — Moräne. Legende s. Abb. 2

sind sehr arm an Diatomeen, weshalb man nicht eindeutig den Versalzungsgrad des Yoldia-Meeress einschätzen kann. Trotz allem dominiert auch hier die Süßwasserflora. Im Ölandbecken gibt es mutmaßlich Yoldia-Schichten im Kern 2208 (Abb. 3a), die eine bedeutende Menge (bis zu 70%) mariner Diatomeenarten — *Chaetoceras holsaticus*, *Coscinodiscus lacustris* u. a. — enthalten, wo man den Einfluß des Eintretens salziger Wassermassen des Ozeans über die Mittelschwedische Straße annehmen kann (KESSEL u. a., 1973).

Die Diatomeenflora des Ancyclus-Sees der mittleren Ostsee ist durch die völlige Herrschaft von Süßwasser-Planktonformen — *Melosira*, *Cyclotella* u. a. — gekennzeichnet. Im Arkonabecken wurde in den borealen Schichten marine Flora — *Melosira sulcata*, *Rhizosolenia hebetata* — ermittelt.

Ein ganz unterschiedlicher Diatomeenkomplex formiert sich in der Formation des klimatischen Optimums des Holozäns. In den Litorina-Schichten sind marine und indifferente Arten bestimmend, darunter *Actinocyclus ehrenbergii*, *Melosira sulcata* u. a. Es sind auch nicht wenig Süßwasserarten enthalten, die umgelagert sein können. Die Diatomeenkomplexe der postlitorinen Schichten sind den rezenten ähnlich. Sie bestehen aus Salzwasser-Planktonarten, zu denen sich Süßwasserarten gesellen, die von den Flüssen und Meeresströmungen hereingebracht werden. In den Tiefenwasserablagerungen sind die Diatomeenkomplexe ziemlich gemittelt, während in den Ablagerungen der Uferzone Gemeinschaften festgestellt werden, die den einzelnen Transgressions- und Regressionsphasen entsprechen. Insbesondere werden in einigen Küstenschnitten in Bezug auf die Diatomeen Niveauschwankungen des Litorina-Meeress fixiert. In den Schnitten der Kurischen Nehrung unterscheidet man drei Stadien der Litorina-Transgression (KABALAYNE, 1967).

4. Lithologisch-geochemische Komplexe der Bodenablagerungen

Die sich im Verlaufe des Spätquartärs abwechselnden Paläobecken, die sich anstelle der heutigen Ostsee erstreckten, unterschieden sich durch die Sedimentationssituation. Das drückte den entsprechenden Stempel auf die Art und Zusammensetzung der Sedimente auf. In der Schichtung der spätquartären Tiefenwasserablagerungen gliedern sich folgende lithologisch-geochemische Komplexe (von unten nach oben) heraus, die für die Ziele der Stratigraphie genutzt werden können:

- Bändertone — Ablagerungen des Baltischen Eissees;
- Mikrobandtöne — Ablagerungen des präborealen Yoldia-Meeress;
- Homogene Hydrotroilittöne — Ablagerungen des Ancyclus-Sees;
- Angereichert mit organischem Schlickmaterial — Ablagerungen des Litorina-Meeress und der Spätstadien der Ostsee.

Die Ablagerungen der lithologisch-geochemischen Komplexe untergliedern sich untereinander hinsichtlich der Farbe, der Textur, der Dichte, der Korngröße, der Mineralassoziation und der chemischen Zusammensetzung. Zeichnen sich die angeführten Merkmale in der Senkrechten recht klar ab, so kann man lithologische Grenzen zwischen den Schichten ziehen, die häufig mit den stratigraphischen Grenzen zusammenfallen.

Die Grenze zwischen den spätglazialen und Holozänsedimenten ist in den Becken der Ostsee hinsichtlich der lithologischen Merkmale unklar. Vom Schnitt aufwärts wird die Bandtextur allmählich durch die Mikrobandtextur ersetzt, es verringert sich der Gehalt an Karbonaten, hinsichtlich der mechanischen Zusammensetzung wird die Ablagerung eintöniger. Der allmähliche Übergang wird auch zwischen dem Präboreal und dem Boreal beobachtet — die Ablagerung wird homogener, feindisperser; die Braunfärbung wechselt mit einer rosa-grauen Färbung, danach mit einer blaugrauen; die Karbonate verschwinden fast völlig, dafür erscheinen kolloide Sulfide in Form von pseudostratifizierte Flecken („Hydrotroilit-Stratifikation“). Recht sicher kann man die Oberancyclus-Ablagerungen (Stadium BO-2) aussondern — es erhöht sich der Gehalt an $C_{org.}$, es treten Pyritkonkretionen auf. Im Liegendteil BO-2 sind überall schwarze Hydrotroilittöne entwickelt (Abb. 4).

Ein überaus klarer markierender Horizont in der Schichtung der spätquartären Ablagerungen der tiefen Becken ist die Grenze zwischen den Ancyclus- (BO) und den Litorina- (AT) Ablagerungen. Sie tritt überall und vor allem nach dem scharfen Wechsel des Farbgammas der Ablagerungen (blaugraue Färbung wechselt mit grau-grüner und grün-brauner), bezüglich des Gehaltes an organischer Substanz und an Karbonaten (Abb. 4) sowie der Dichte, der mechanischen Zusammensetzung usw. hervor. Bei ausreichender Mächtigkeit der oberen Schicht (2–3 m) wird diese Grenze deutlich in den Echolotaufzeichnungen festgehalten.

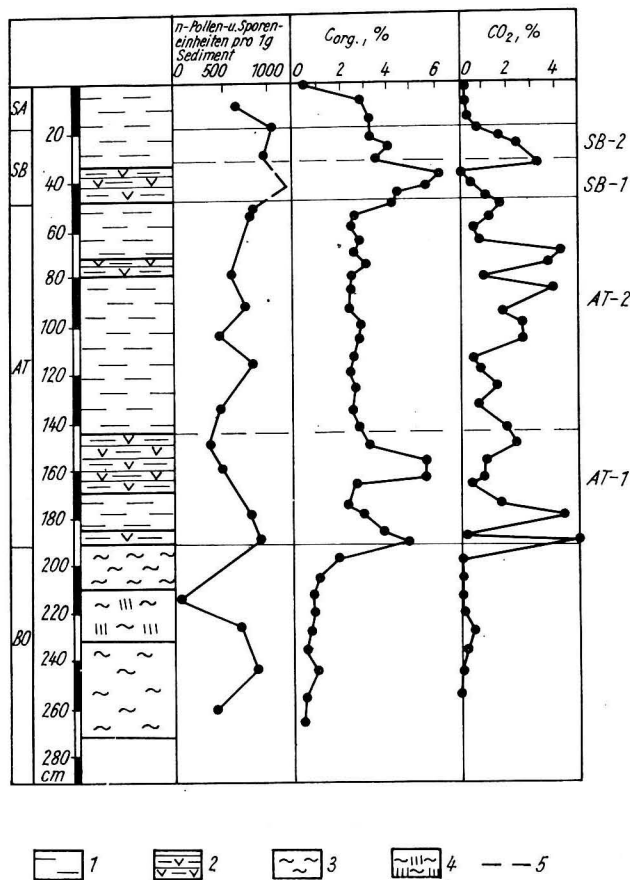


Abb. 4. Lithologisch-geochemische Komplexe im Kern aus dem Farøer Becken (St. 2304).

1 — grüngrauer Schlamm, angereichert mit organischem Material und Karbonaten; 2 — dünnstreifiger Schlamm, grünbraun, angereichert mit organischem Material und Karbonaten; 3 — blaugraue Tone, ohne Karbonate, angereichert mit Sulfiden; 4 — schwarze Hydrotrouillittonne; 5 — Grenzen der Unterzonen

Klimazonen: BO — boreal, AT (AT-1, AT-2) — atlantisch, SB (SB-1, SB-2) — subboreal, SA — subatlantisch

Innerhalb der Postancylus-Schichtung sondern sich dünnstichtige Schlammepakete ab, die mit organischem Material angereichert sind (bis zu 5–6%, stellenweise bis zu 10% $C_{org.}$). Sie können offensichtlich die Regressionsformationen anzeigen. Nach dem Charakter der Verteilungskurve von $C_{org.}$ im Kern 2304 (Abb. 4) kann man mindestens drei solcher regressiven Zyklen erkennen — den unteren (Regression des Ancyclus-Sees) den mittleren (in den unteren Litorina-Ablagerungen) und den oberen (im Subboreal). Man muß auch bemerken, daß nach den lithologischen Merkmalen die Grenzen zwischen atlantischem und subborealem, subborealem und subatlantischem Stadium in den Kernen nicht unterschieden werden.

Es existieren auch rein geochemische Kriterien für die Altersgliederung der Sedimentschichtung. Während des Spätquartärs fand in der Ostsee eine recht komplizierte geochemische Evolution statt, deren Aspekte sich auf irgendeine Weise in der Form und Zusammensetzung der Sedimente widerspiegeln. Die Bändertone des Baltischen Eissees und die Mikrobandtone des Yoldia-Meeress bildeten sich unter Oxydationsbedingungen, was der Grund für die überwiegende Braunfärbung der Sedimente ist. Im Winter, wenn die Zuführung von terrigenem Material stark reduziert wird, bildeten sich graue Bänder, die mit homogenen Magnesiumkalziumkarbonaten angereichert sind. Im Ancyclus-See erfolgte die Sedimentation in einem schwachen Reduktionsmilieu. Die grundnahen Wassermassen waren offensichtlich mit freiem CO_2 angereichert (gesättigt), was praktisch das Absetzen der Karbonate ausschloß. Im Verlauf der Diagenese erfolgte ein Massenabsetzen von kolliden Monosulfiden Fe.

Schließlich verändern sich im Atlantikum, wo die Ostsee Verbindung mit dem Ozean erhielt, die geochemische Situation erneut, jetzt schon stärker und grundlegend. Die Ansammlungsprozesse des Materials und seine Transformation erfolgen in der Diagenese unter dem Einfluß folgender Hauptfaktoren:

- Abschwächung des terrigenen Abflusses;
- wesentliche Ansammlung von organischem Material;
- periodische Schwefelwasserstoffinfektion der grundnahen Wassermassen in den tiefen Mulden (Senken).

Es entstehen Bedingungen für das chemische Absetzen von Mangankarbonaten, Siderit, Eisenphosphaten. In den Postancylus-Ablagerungen wird eine wesentliche Ansammlung von chemischen Elementen beobachtet, die mit organischem Material z. B. Vanadium, verbunden ist. Für die Ablagerungen stagnierender Abschnitte sind außerdem sehr hohe Konzentrationen von Mn, Mo, und in einigen Fällen auch von anderen Metallen charakteristisch. In den folgenden, darunter auch im rezenten Entwicklungsstadium der Ostsee hat sich der Charakter der geochemischen Prozesse in den Wassermassen und in der Schichtung der Ablagerungen nicht wesentlich verändert.

5. Schlußfolgerungen

Die Möglichkeiten zur Bestimmung des Alters von Meeresablagerungen, die in mikropaläontologischen Methoden bestehen, sind überaus groß. Eine zuverlässige Aufgliederung der Kerne kann jedoch erreicht werden bei komplexen biostratigraphischen Untersuchungen unter Anwendung der sie begleitenden Methoden der Kern-Geo-

chronologie, der Paläotemperatur- und der Paläomagnetanalyse. Wie aber A. P. LISICYN (1974) bemerkt, ist die richtige Interpretation aller dieser Methoden sinnlos, wenn man nicht die lithologisch-geochemische Zusammensetzung der Ablagerungen berücksichtigt. Mit anderen Worten, die lithologischen und geochemischen Methoden spielen für die stratigraphischen Zwecke eine wesentliche, sogar häufig auch selbständige Rolle.

Das wurde auch am Beispiel der spätquartären Schichtung der tiefen Senken der Ostsee gezeigt. Die traditionelle Sporen-Pollen-Analyse bringt nicht immer ausreichend zuverlässige Ergebnisse wegen der Mittelung der Spektren und der Ansammlung gut transportabler Pollen der Fichte unter den Bedingungen der Fernausbreitung. Außerdem enthalten die unteren Teile des Schnittes fast keine Pollen.

Die Möglichkeiten der Diatomeenanalyse sind hierbei ebenfalls begrenzt. Die Diatomeen, die sich in den Ostseeablagerungen erhalten haben, sind in der Hauptsache durch dickschalige Formen vertreten, während in der lebenden Ansiedlung ganz andere Arten, die eine dünne Schale haben, überwiegen. Unter den Bedingungen der Schwefelwasserstoffinfektion ist der Erhaltungsgrad der Diatomeen noch geringer. Z. B. wurden in den Litorina- und späteren Schichten des Kerns aus dem Färöer Becken vereinzelt Diatomeen gezählt, die — wenn man nach dem unikaligen Gehalt an Mn in den Sedimenten (bis zu 8%) — sich unter stark stagnierenden Bedingungen bildeten. In diesem Kern sind auch wenig Pollen enthalten (Abb. 4).

Die von uns angewandte lithologisch-geochemische Methode der stratigraphischen Aufgliederung der Bodenablagerungen erlaubte es, in den Kernen die Grenzen der einzelnen Entwicklungsstadien der Ostsee, die nach den Werten der mikropaläontologischen Analysen unterschieden wurden, zu präzisieren. Außerdem gelang es, mit Hilfe der erwähnten Methode — wobei wir über eine relativ geringe Anzahl paläontologisch untersuchter Kerne verfügten — eine breite Alterskorrelation der Schnitte und der unterschiedlichen Meeresgebiete durchzuführen (Abb. 2, 3). Es hat sich herausgestellt, daß die Mächtigkeit der holozänen Ablagerungen sehr variiert und in den mittleren Teilen der Becken 5–8 m und möglicherweise darüber erreicht. Nicht nur im Flachwassergebiet, sondern auch innerhalb der Becken selbst (gewöhnlich auf den Hängen und auf dem erhöhten Boden) fallen oft ganze stratigraphische Horizonte aus dem Schnitt heraus. Interessant ist die Verteilung der Mächtigkeiten der litorinen und jüngeren Ablagerungen im Gotlandbecken. Ihre maximalen Mächtigkeiten sind nicht für den mittleren Teil dieses Beckens, sondern für seine Ostseite kennzeichnend. Nördlich des Schnittes I auf der St. 1448 kam der Kern mit einer Länge von 7,6 m nicht aus den Litorina-Ablagerungen. Die Zone der großen Mächtigkeit der jungen Ablagerungen in der mittleren Ostsee erstreckt sich längs der Trasse der Eingangsströmung, die das Sedimentmaterial vom Süden und Südosten bringt. Weiter nördlich erhielten wir längs der Trasse in der Enge des Finnischen Meerbusens einen Kern von 3,14 m, der nur die jüngsten subatlantischen Ablagerungen darstellte (KESSEL u. a., 1973).

Die für die Stratigraphie und Mächtigkeit der spätquartären Ablagerungen der Ostsee erhaltenen Werte eröffnen große Möglichkeiten für paläogeographische Rekonstruktionen, für die Bestimmung der Sedimentationsgeschwindigkeit und die Berechnung der absoluten Massen des Sedimentmaterials als der quantitativen Kennziffern (Merkmale) für den Ablagerungsvorgang.

Literatur

- Блажчишин, А. И., Формирование осадочной толщи глубоководных впадин Балтийского моря в позднечетвертичное время. В кн. „Позднечетвертичная история Балтийского и Черного морей“, „Минтис“, Вильнюс, 1974.
- Блажчишин, А. И., Н. Н. Давыдова, Д. Д. Квасов, В. И. Хомутова, „Спорово-пыльцевой и диатомовый анализ донных отложений Южной и Центральной Балтики“. В кн. „Позднечетвертичная история Балтийского и Черного морей“, „Минтис“, Вильнюс, 1974.
- Давыдова, Н. Н., Р. Н. Джиноридзе, Д. Д. Квасов, Г. Масицка, Е. А. Спиридонова, Новые данные по стратиграфии донных отложений Южной Балтики. „Baltica“, 4, Вильнюс, 1970.
- Давыдова, Н. Н., Диатомовые водоросли голоценовых отложений глубоководных впадин Балтийского моря. В кн. „Микропалеонтология океанов и морей“. „Наука“, М., 1974.
- Кабайлене, М. В., Развитие косы Куршю-Нярия и залива Куршю-Марес. В кн. „Вопросы геологии и палеогеографии четвертичного периода Литвы“, „Минтис“, Вильнюс, 1967.
- Кабайлене, М. В., Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности. Тр. Института геологии, вып. II, „Минтис“, Вильнюс, 1969.
- Кессел, Х., Н. Давыдова, А. Блажчишин, Пыльца и диатомовые из колонок глубоководных впадин Балтики. Изв. АН СССР, т. 22, серия Химия-геология, No. 4, 1973.
- Кондратене, О., А. И. Блажчишин, Е. М. Емельянов, Состав и распределение пыльцы и спор в поверхностном слое осадков в Центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. „Baltica“, 4, Вильнюс, 1970.
- Лисицын, А. П., Осадкообразование в океанах. „Наука“, М., 1974.
- Свиридов, Н. И., А. И. Гайгалас, Четвертичный покров дна Балтийского моря. „Советская геология“, 5, 1974.
- Хомутова, В. И., Палинологическая характеристика послеледниковых донных отложений центральных и юго-восточных районов Балтийского моря. В кн. „Позднечетвертичная история Балтийского и Черного морей“, „Минтис“, Вильнюс, 1974.
- KOLP, O., Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. Beitr. Meereskunde, H. 12–14 (1965).
- KOLP, O., Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der Bornholm-Mulde seit dem Spätglazial. Petermanns geogr. Mitteilungen. III. Jahrg. 3, Quartalsheft 1967.
- KROG, H. On the post-glacial development of the Great Belt. Baltica, 2, Vilnius, 1965.
- LUBLINER-MIANOWSKA, K., Die Pollenanalyse einer Stechrohr-Probe aus der Mecklenburger Bucht. Beitr. Meereskunde H. 12–14 (1965).
- NILSSON, T., Standartpollendiagramme und C¹⁴-Datierungen aus dem Aleröde mosse im mittleren Schonen. Lunds Univ. Arsskr., N. F. Bd. 2, 59, Nr. 7, Nr. 7, 1964.
- SCHULZ, H., Pollenanalytische Beiträge zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. Beitr. Meereskunde H. 12–14 (1965).

Anschrift des Verfassers:

A. I. BLAZHCHISHIN,
Atlantische Abt. des „P. P. Schirchow-Instituts“
für Ozeanologie Kaliningrad

Die Entstehung des chemischen Gehalts von Beimengungen und Ablagerungen in der Ostsee

Von E. M. EMELJANOV

Resümee: Untersucht wurde der Gehalt an $C_{org.}$, $SiO_{2amorph.}$, Fe, Al, Ti, Mn, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, Ba, Zr, Sn, Mo, Be und Ge in der Suspension und in den Bodenablagerungen, und es wurden die Ergebnisse der totalen chemischen Zusammensetzung der Suspension angeführt. $C_{org.}$ und $SiO_{2amorph.}$ sind biogene Komponenten. Sie herrschen klar in der Suspension vor. Die Elementengruppe Al, Fe, Mn, Ti, P, Ba, V, Ni, Cr, Cu, Zn, Mo ist in den Ablagerungen in einem Typ verteilt: mit Ansteigen der Fraktion 0,01 mm und zunehmender Tiefe des Meeres erhöht sich ihr Gehalt. Zr und Sn sind dagegen im Sand und in den Küstenbereichen des Meeres zu finden. Be und Ge wurden in den Ablagerungen nicht festgestellt. Die Tatsache, daß Mitteilungen über den Gehalt an Elementen in der Suspension und in den Ablagerungen vorhanden waren, erlaubte es zum ersten Mal, ihre absoluten Massewerte zu errechnen und die gewaltige Rolle aufzudecken, die das biogene und terrigene Abrasionsmaterial beim Sinken der Elemente auf den Meeresboden spielen.

Abstract: $C_{org.}$, $SiO_{2amorph.}$, Fe, Al, Ti, Mn, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, Ba, Zr, Sn, Mo, Be and Ge contents in suspension and bottom sediments are studied, the results of the total chemical composition of suspension are presented. $C_{org.}$ and $SiO_{2amorph.}$ are biogenic components, they are predominant in suspension. Al, Fe, Mn, Ti, P, Ba, V, Ni, Cr, Cu, Zn, Mo are distributed in sediments similarly: their content increases with the increasing of 0.01 mm fraction and with the sea depth. Zr and Sn (on the contrary) are observed in sands and near-shore areas. Be and Ge are not found in sediments. The data on the element content in suspension and sediments for the first time made it possible to estimate their absolute masses and to find out the importance of the biogenic and terrigenous abrasion matter in element supplying onto the bottom.

Резюме: Изучены содержания $C_{org.}$, $SiO_{2amorph.}$, Fe, Al, Ti, Mn, Zn, Cu, Ni, Co, Cr, Ba, Zr, Sn, Mo, Be и Ge во взвеси и донных осадках, приведены результаты валового химического состава взвеси. $C_{org.}$ и $SiO_{2amorph.}$ являются биогенными компонентами. Они резко преобладают во взвеси. Группа элементов: Al, Fe, Mn, Ti, P, Ba, V, Ni, Cr, Cu, Zn, Mo распределена в осадках однотипно: их содержания увеличиваются по мере возрастания фракции < 0,01 мм и увеличения глубины моря. Zr и Sn (наоборот) тяготеют к пескам и к прибрежным участкам моря. Be и Ge в осадках не обнаружены. Наличие сведений о содержании элементов во взвеси и осадках впервые позволило рассчитать абсолютные их массы и выявить громадную роль биогенного и терригенного абразионного вещества в поставке элементов на дно.

In den letzten Jahren wurden durch umfangreiche geologische Forschungen, die hauptsächlich von uns auf dem Schiff „Professor Dobrynin“ durchgeführt wurden, die wichtigsten Fragen der Geochemie der Ostsee und der Verteilung der einzelnen Elemente in den Bodenablagerungen und in der Suspension dieses Beckens geklärt (EMELJANOV, 1968, 1969, 1974; BLAZHCHISHIN 1972; BLAZHCHISHIN, EMELJANOV 1974; EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1975_{a, b, c}, BLAZHCHISHIN 1974). Deshalb befassen wir uns

in diesem Artikel nur mit einer Kurzcharakteristik der totalen chemischen Zusammensetzung der Suspension und mit den allgemeinsten Fragen der Bildung der chemischen Zusammensetzung der Suspension und der Bodenablagerungen.

Die totale chemische Zusammensetzung der Suspension

Die totale chemische Zusammensetzung der Suspension wurde in den Proben, der Deckschicht der Suspension (5–7 m), die im Oktober–November 1973 auf dem Schiff „Akademik Kurchatov“ durch die Separationsmethode gewonnen wurde, untersucht. Auf Grund des Vorherrschens dieser oder jener Komponenten, die in Abstrichen unter dem Mikroskop untersucht wurden, wurde die Suspension in die gleichen 4 genetischen Typen wie auch die Filtrationssuspension unterteilt (PUSTELNIKOV 1974, vorliegender Sammelband):

1. terrigener Typ (es überwiegt terrigenes, hauptsächlich tonhaltiges Material);
2. Diatomeentyp (es herrschen die Skelette der Diatomeen vor);
3. organischer Typ (es überwiegt organisches Detritus der blaugrünen und Diatomeenalggen);
4. Übergangs- oder gemischter Typ (alle drei obengenannten Komponenten sind etwa in gleichen Mengen enthalten).

Der terrigene Suspensionstyp ist nach den Untersuchungsergebnissen der Proben der Separationssuspension in der Rigaer Bucht verbreitet, in der während der Zeit, als wir die Arbeiten durchführten, sehr viel tonhaltiges Material enthalten war, das

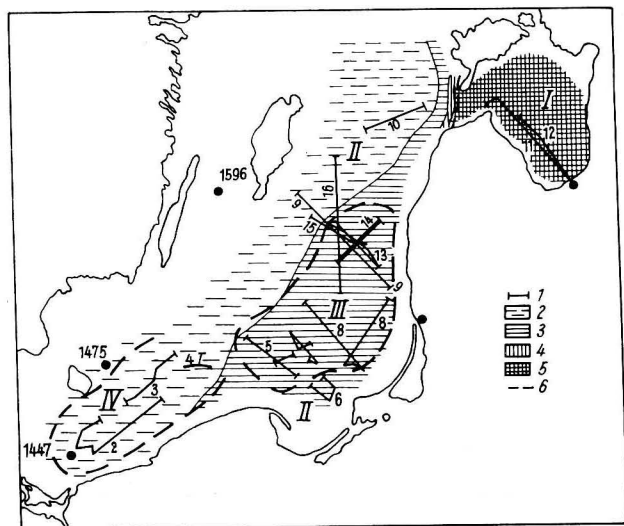


Abb. 1. Verteilungsschema für die Konzentration und die Typen der Separationssuspension (Schicht 1–2 m) (nach O. S. PUSTELNIKOV) und der in Tab. 1 vermerkten Stationen.

I – Fahrtrichtung des Schiffes und Probenahme, 2 – < 0,2, 3 – 0,2–0,5, 4 – 0,5–1, 5 – > 1, 6 – Grenzen der Suspensionstypen

offensichtlich im Ergebnis des starken Seegangs aufgeschlämmt worden war. Die Diatomeensuspension herrschte in der mittleren Ostsee vor, die organische in den offenen Gebieten des Meeres. Der gemischte Typ wurde in der Gdanskter Bucht festgestellt (Abb. 1).

Hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung kommt der terrigene Typ der Zusammensetzung des Bodenschlammes sehr nahe (Tab. 1). Hier gibt es viel Sesquioxyde, Titan, Mangan, Phosphor. Das totale SiO_2 wird etwa zur Hälfte durch amorphe Kieselsäure (Diatomeenskelette), zur Hälfte durch Silikatmaterial dargestellt.

Tabelle 1

Totale chemische Zusammensetzung¹⁾ der Separationssuspension (Horizont 1–2 m) und der Ablagerungen (Horizont 0–5 cm) der Ostsee, %

Komponenten und Elemente	Typen der Suspension		Übergang				Bodenablagerungen			
	terrigenen	Diatomeen	or-	Übergang	Sand	Pelitschlamm	St. 1447	St. 1475	St. 1596	
	II + 12 ²⁾	I+5+7 8	13+14+15	2+3+4 6	10					
SiO_2 total	48,38	43,06	47,44	39,80	24,50	—	—	93,70	46,92	50,30
TiO_2	0,44	Spuren	0,06	0,12	0,09	—	—	93,70	0,72	0,72
Fe_2O_3 total	6,40	0,41	0,95	1,03	0,83	0,38	1,87	0,50	7,17	7,66
Al_2O_3	15,91	1,33	1,88	3,50	2,05	—	—	2,75	12,51	15,98
CaO	1,16	1,60	1,03	0,73	1,62	—	—	0,56	1,42	1,58
MgO	3,37	0,62	0,72	1,34	1,55	—	—	0,43	3,17	3,46
MnO	0,44	0,03	0,08	0,10	0,08	0,005	0,09	0,02	0,14	0,06
P_2O_5	0,24	0,00(?)	0,18	0,25	0,13	—	—	0,03	0,21	0,21
K_2O	3,68	0,54	1,02	1,13	0,65	0,90	1,31	—	1,62	2,00
Na_2O	2,15	4,15	2,40	2,73	4,05	13,40	3,72	—	3,64	2,08
p. p. p.	16,18	46,50	41,60	47,23	62,60	—	—	0,07	16,18	10,82
H_2O	1,98	3,59	3,48	3,48	3,26	—	—	0,16	4,46	3,42
Summe	98,47	98,18	97,36	97,96	98,16	—	—	98,16	99,50	100,14
CO_2	Spuren	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,33	0,00
C.org.	9,96	18,30	19,08	21,90	24,70	14,73	15,96	0,04	5,10	3,28
Ba 10^{-4}	330	220	200	210	710	650	200	200	780	1170
Zr 10^{-4}	<40	<40	<40	<40	<40	<40	<40	180	180	120
Ni 10^{-4}	63	71	140	56	200	20	210	25	41	34
Cr 10^{-4}	310	170	330	91	310	76	330	41	105	<20–30
V 10^{-4}	56	<50	<50	<50	110	<50	<50	18	130	150
Zn 10^{-4}	225	440	585	380	1080	275	363	—	—	—
Cu 10^{-4}	58	120	180	95	700	113	222	—	—	—
Co 10^{-4}	23	10	10	13	16	45	10	—	—	—
Sn 10^{-4}	<6	6,6	<6	<6	7,2	<6	<6	12	<6	<6
Mo 10^{-4}	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	11	<5	<5
Ge 10^{-4}	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	—	<5	<5
Be 10^{-4}	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	—	<1	<1
Cd 10^{-4}	3,8	3,0	3,0	3,0	3,0	4,5	—	—	—	—

¹⁾ Die Analysen wurden im Geologie-Labor des Atlantik der Atlant. Abteilung des Shirschow-Instituts für Ozeanologie der AN SSSR durchgeführt (Analysebearbeiter C. CH. JABLUNOVSKAJA, L. A. FEDČENKO, N. G. KUDRJAWEV und G. S. CHANDROS).

Die chemischen Hauptkomponenten wurden durch die allgemein übliche Methode, Ba, Zr, Ni, V, Cr, Sn, Mo, Ge, Be quantitativ durch die Spektralmethode, Zn, Cu, Co und Cd durch die autonome Absorptionmethode untersucht.

²⁾ Nummer der Stationen. Ihre Anordnung siehe Abb. 1.

Im Diatomeen-Suspensionstyp wird das totale SiO₂ fast völlig durch amorphe Kieselsäure (Skelette von *Coscinodiscus granii*, *Chaetoceros danicus* u. a.) vertreten. Für diesen Suspensionstyp sind geringe Mengen von Sesquioxiden und Titan sowie ein hoher Gehalt an C_{org.} charakteristisch.

Der organische Suspensionstyp besteht zu 40–50% aus organischem Material (enthält über 22% C_{org.}), das durch Gewebestücke von blaugrünen Algen und in geringem Maße von Diatomeenalgen vertreten ist. Der SiO₂-Gehalt ist bei diesem Suspensionstyp sehr gering. Er enthält auch wenig Sesquioxide und Titan, d. h. Komponenten, die mit dem terrigenen Material zusammenhängen. Die totale chemische Zusammensetzung des gemischten Suspensionstyps ist nicht vollständig erforscht. In ihr ist eine geringe Menge organisches Material und eine maximale Menge Na₂O enthalten (Station 6, Tab. 1). Der Gehalt an den übrigen Elementen ist etwa dem im Diatomeentyp gleich.

Gemeinsam für alle Typen ist der sehr hohe Glühverlust, das fast vollständige Fehlen von CO₂. Letzterer Umstand ist dadurch bedingt, daß in der Suspension der Ostsee Organismenreste mit Kalkskelett fehlen. Terrigene Karbonate sind in der Suspension sehr gering. Einzelne Körner wurden nur in der Rigaer Bucht angetroffen.

In der Suspension ist in bemerkenswerten Mengen (gewöhnlich in größeren Mengen als ihr Gehalt im Schlamm ausmacht) Zink, Kupfer, Nickel und Chrom anzutreffen. Ihr Gehalt ist meistens dann höher, wenn in der Suspension viel C_{org.} beobachtet wird. Hieraus kann man schlußfolgern, daß diese Elemente in bemerkenswerten Mengen in der Zusammensetzung des organischen Materials enthalten sind. Zirkonium, Molybdän, Germanium und Beryllium wurden in der Suspension nicht festgestellt. Vanadium und Zinn fand man nur in einigen Proben. In der Suspension findet man gewöhnlich kleinere Mengen davon als in den Bodenablagerungen. Maximale Mengen von Zn, Cu, V, Ba, Sn und Ni fand man im organischen Suspensionstyp. Somit unterscheidet sich die marine Suspension von den Bodenablagerungen (Sand, Aleurit, Schlamm) durch eine ganze Reihe charakteristischer Merkmale. Das Hauptmerkmal ist der sehr hohe

Tabelle 2

Durchschnittliche chemische Zusammensetzung (%) der Fluß- und der marinen (Filtrations-)Suspension (nach EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1975 a) und der Bodenablagerungen (nach BLAZHCHISHIN EMELJANOV 1974) der Ostsee.

Komponente bzw. Elemente	Marine Suspension			Bodenablagerungen			
	Anzahl Proben	Schwankungsbereich	Durchschnitt	Anzahl Proben	Schwankungsbereich (für alle Ablagerungstypen)	Durchschnitt für Sand	Durchschnitt für Pelit-schlamm
C _{org.}	111	2,5–53,6	18,8	173	0,0–5,64	0,40	3,09
SiO ₂ amorph.	127	0,0–98,2	17,0	176	0,50–4,87	1,10	2,15
Fe	191	0,2–10,2	1,8	177	0,47–7,08	1,34	5,07
Al	117	0,2–5,6	1,1	—	—	—	—
Ti	210	0,001–0,55	0,10	165	0,04–1,20	0,30	0,48
Mn	58	0,001–0,78	0	177	St.—2,27	0,04	0,16
Ni 10 ⁻⁴	39	4–380	110	147	<10–60	<20	42
Co 10 ⁻⁴	90	0,01–36	6	—	—	—	—
Cu 10 ⁻⁴	34	310–46430 (?)	5280 (?)	52	<10–72	17	47

Tabelle 3
Eintritt der chemischen Elemente in die Ostsee in der Zusammensetzung suspendierten Ablagerungsmaterials
(nach EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1975 b)

Quellen des Zugangs	Elementargruppen erste (klastophile)		zweite (Übergang)		dritte (terrigen-organische)		vierte (biogene)		Gesamt Mio t/Jahr
	Aluminium T/Jahr	Titan % t/Jahr	Eisen T/Jahr	Mangan % t/Jahr	Nickel % t/Jahr	Kupfer % t/Jahr	Kobalt % t/Jahr	C _{org.} Mio % t/Jahr	
Flußabfluß	395	10	12	6	3	9	10	<1	2
Uferabrasion und Bodenerosion	2292	56	61	36	41	23	9	0,38	3774
Produktion durch Organismen	1377	34	27	58	56	68	81	73	98
Insgesamt	4064	100	100	100	100	100	100	100	139189

Gehalt von biogenen Komponenten in der Suspension — von organischem Material und amorpher Kieselsäure (Tab. 1, 2). Im Zusammenhang damit wird die Suspension im Vergleich zu den Ablagerungen mit den Komponenten angereichert, die mit dem biogenen Material assoziieren. Diese Komponenten (Elemente), die mit dem terrigenen Material assoziieren sind natürlich in der Suspension merklich geringer enthalten.

Die biogenen Komponenten in der Suspension und in den Ablagerungen

($C_{org.}$, $SiO_{2amorph.}$)

Die Verteilung und das geochemische Verhalten dieser Hauptkomponenten der Suspension wurde in einzelnen Arbeiten untersucht (BLAZHCHISHIN, PUSTELNIKOV 1974; EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1974b). Hier unterstreichen wir nur die herausstechendste Wirkung dieser Komponenten auf die Verteilung des Gehalts an den wichtigsten sedimentbildenden Elementen.

$C_{org.}$

In den Wassermassen der Ostsee wird jährlich 63,7 Mio t $C_{org.}$ produziert (oder 115,7 Mio t/Jahr organisches Material, PUSTELNIKOV 1974, Tab. 3). Diese Menge übersteigt merklich die Produktion von $SiO_{2amorph.}$ (56,4 Mio. t/Jahr) oder den jährlichen Zugang von terrigenem Material (43,1 Mio t/Jahr, BLAZHCHISHIN, PUSTELNIKOV 1974). Gleichzeitig befindet sich im Freiwasser der Ostsee in suspendiertem Zustand 10,66 Mio t $C_{org.}$ oder 19,4 Mio t organisches Material. Somit wird offensichtlich, daß $C_{org.}$ eine der Hauptkomponenten der marinen Suspension ist.

Wie die mikroskopischen und biochemischen Untersuchungen der Suspension zeigen, beginnt das organische Material (Detritus) im Freiwasser schon in den ersten Tagen nach dem Absterben des Organismus zu zerfallen. Besonders stark erfolgt diese Reduzierung der Menge an organischem Material jedoch in der Schicht unterhalb des Dichtesprungs, besonders im Boden.

Wir wissen, daß von 116,7 Mio t/Jahr organischem Material (64,28 Mio t $C_{org.}$ /Jahr), das ins Meer gelangt und im Freiwasser produziert wird, sich auf den Boden insgesamt nur 1,6 Mio t/Jahr absetzt (BLAZHCHISHIN, PUSTELNIKOV 1974). Die übrigen 114,1 Mio t werden unmittelbar im Wasser mineralisiert. Außerdem lagern sich die organischen Partikel, die trotzdem den Boden erreichen, in den Sedimenten bei weitem nicht vollständig ab, Berechnungen zeigen, daß der Anteil des sich ablagernden organischen Materials gewöhnlich 4% der Menge, die den Boden erreicht oder 0,11% der totalen Eintrittsmenge in das Meer nicht übersteigt (Tab. 4). Die übrige Menge wird mineralisiert, tritt in das Freiwasser und wird wiederum in den biologischen Kreislauf einbezogen.

In den Bodenablagerungen schwankt der Gehalt an $C_{org.}$ zwischen 0,0 und 5,64%, folglich ist er mehr als das 5–10fache niedriger als in der Suspension. Die mittleren Mengen an $C_{org.}$ steigen gewöhnlich vom Sand zum Aleurit-Pelitschlamm an (Tab. 4). Im Zusammenhang damit ist der maximale Gehalt an dieser Komponente in den Außenbereichen der Becken zu suchen, wo Aleurit-Pelit- und Pelitschlamm vorkommen (BLAZHCHISHIN, EMELJANOV, 1974).

Tabelle 4

Absolute Massewerte der Elemente in der Reihe Eintritt — Ablagerung auf dem Boden — Eingraben in den Ablagerungen der Ostsee (nach EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1975 b)

Element	Totaler Eintritt ins Meer T t/Jahr	Eingraben in den Ablagerungen				
		In der Zusammensetzung des biogenen Materials T t/Jahr	In der Zusammensetzung des terrigenen Materials T t/Jahr	Gesamt T t/Jahr	% vom Gesamteintritt (totalen Eintritt)	In der Zusammensetzung des biogenen Materials, in % von der durch Organismen hervorgerufenen Produktion
$C_{org.}$	64330	70,7	—	70,7	0,11	0,11
SiO_2	57550	70,7	—	70,7	0,12	0,12
Fe	3225	30	1379	1409	43,4	21,6
Al	4064	22	2272	2292	56,4	1,6
Ti	188,2	0,8	141,8	142,6	76,0	1,5
Mn	46,2	0,4	28,1	28,5	61,5	1,5
Ni	5,09	0,05	1,37	1,42	28,0	1,4
Co	1,41	$57,10^{-8}$	0,57	0,57	40,4	0,001
Cu	8,54	0,11	1,60	1,71	20,0	1,6

$SiO_{2amorph.}$

Die Produktion an amorpher Kieselsäure beträgt in der Ostsee 56,4 Mio t/Jahr (Tab. 3). Gleichzeitig befinden sich im Freiwasser 24,35 Mio t/Jahr $SiO_{2amorph.}$. Somit ist die amorphe Kieselsäure die zweite Suspensionskomponente nach dem organischen Material. Der mittlere Gehalt dieser Komponente in der Suspension beträgt 17%, der maximale 98,2% (Tab. 2). Die größten Mengen an amorpher Kieselsäure wurden in den Bereichen der intensivsten vertikalen Wassermassenvermischung gefunden. Das sind die kleinen Bereiche nördlich der Gotlandinsel und der Rigaer Bucht (BLAZHCHISHIN, PUSTELNIKOV 1974). In den übrigen Gebieten des Meeres ist $SiO_{2amorph.}$ bedeutend weniger vorhanden.

Die Kieselrückstände sind in der Tat nicht so intensiv wie das organische Material, in ihrer Hauptmasse lösen sie sich ebenfalls im Freiwasser auf. Im Ergebnis dessen lagern sich auf dem Meeresboden etwa 1,1 Mio t amorphe Kieselsäure im Jahr ab (BLAZHCHISHIN, PUSTELNIKOV 1974). Ebenso wie das organische Material zerfällt die biogene Kieselsäure weiterhin intensiv nach dem Absetzen auf dem Meeresboden. Berechnungen zeigen, daß sich in den Sedimenten insgesamt nur 0,0707 Mio t/Jahr oder 0,12% des totalen Eintritts der Kieselsäure ins Meer abgelagert haben (Tab. 4). Folglich fallen die Hauptmassen an Kieselsäure, wie auch des organischen Kohlenstoffs, die in den biologischen Kreislauf einbezogen wurden, aus diesem Kreislauf (lagern sich in den Sedimenten ab) in sehr kleinem Maßstab heraus. Ihre Hauptmassen beteiligen sich an diesem Kreislauf mehrfach.

Aus den o. a. Gründen ist der Gehalt an $SiO_{2amorph.}$ in den Bodenablagerungen merklich geringer als in der Suspension und schwankt unbedeutend (Tab. 1). Der höhere Gehalt an Kieselsäure ist in den mit Schlamm gefüllten Becken, der niedere in den Küstenbereichen, wo Sand liegt, zu finden. Der geringe Gehalt an $SiO_{2amorph.}$ ist auch für Schlamm in den stagnierenden Beckenabschnitten charakteristisch, wo (bei er-

höhem pH-Wert) ein sehr intensives Auflösen des Diatomeendetrits erfolgt) (BLAZHCHISHIN, EMELJANOV 1972).

Verteilung der einzelnen Elemente in der Suspension

Im Zusammenhang damit, daß die chemische Zusammensetzung der Suspension nicht einheitlich ist, ist auch die Verteilung der einzelnen Elemente in der Fläche und in der Vertikalen unterschiedlich. Die Elemente, die eng mit dem terrigenen Material zusammenhängen (z. B. Al, Ti, teilweise, Fe u. a.) sind so verteilt, daß ihr höherer Gehalt in den Küstenabschnitten des Meeres zu finden ist (Abb. 2). Je größer die Entfernung vom Ufer wird, umso stärker werden diese Elemente durch das biogene Material verdünnt, wodurch sich ihr Gehalt stark senkt. Im Gegensatz dazu sind die Elemente, die mit dem terrigenen Material ins Meer eintreten, auch aktiv am biologischen Kreislauf beteiligt (z. B. Kupfer, Kobalt, teilweise Fe); ihre Verteilung in der Suspension ist bedeutend vielschichtiger. In dem einen Fall ziehen sie zum Ufer, wo der Anteil an trümmer- und tonhaltigem Material höher ist, im anderen zu den offenen Gebieten des Meeres, wo es günstige Bedingungen für die Bildung (oder für den Eintritt) von verschiedenen Hydroxyden gibt (EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1974) oder wo sie aktiv durch das Phytoplankton aus dem Wasser gezogen werden.

Im Freiwasser ist der Anteil der Elemente, die eng mit dem terrigenen Material zusammenhängen (Al, Ti, teilweise Fe u. a.) höher, je mehr man sich dem Meeresboden nähert (Abb. 3, 4). Dieses Ansteigen des Anteils ist hauptsächlich durch den Umstand bedingt, daß sich mit zunehmender Tiefe und Lösung des organischen Materials und der amorphen Kieselsäure ihre verdünnende Wirkung abschwächt, was auch den Anteil an klastophilen Elementen in der Suspension erhöht. Im Gegensatz dazu werden die Elemente, die mit dem organischen Material verbunden sind (z. B. Cu und Co) mit zunehmender Tiefe und Lösung der biogenen Komponenten ebenfalls stark gelöst und gehen erneut in Lösungen über. Daher wird ihr Anteil geringer, je mehr sie sich dem Boden nähern.

Sehr eigenwillig ist die Verteilung von Mn in der Suspension. Der Gehalt an Mn und die Gesamtmenge gelösten Mangans im Freiwasser erhöhen sich überall am Boden. Dabei ist diese Erhöhung besonders am Boden von Tiefenwasserkesseln stark, in denen durch die starke Verminderung von Eh und das Auftreten von H_2S große Mengen gelösten Mn sich gesammelt haben, die zeitweise $1050 \mu g/l$ erreichen. Das suspendierte Mangan sammelt sich in der Suspension hauptsächlich durch Oxydation von gelöstem Mn^{2+} bis Mn^{4+} , das als Gelé heraustritt. Diese Gele werden in der grundnahen Wasserschicht (am Boden ist der Mn-Gehalt in der Suspension bedeutend höher, Abb. 3) und manchmal auch an der Oberfläche des Bodens beobachtet (BLAZHCHISHIN, EMELJANOV 1972). Die Mangangele sind sehr instabil und werden bei der geringsten Veränderung der physikalisch-chemischen Bedingungen wieder gelöst und gehen in Lösungen über. In den Ablagerungen sind vorwiegend die Manganteile enthalten, die Hydroxyde (Oxydationsbedingungen) oder Karbonate (Reduktionsbedingungen) bilden (BLAZHCHISHIN 1972; BLAZHCHISHIN, EMELJANOV 1974). Im ersteren Fall bilden sich Eisen-Mangan-Konkretionen oder eisenhaltige Krusten, im zweiten Fall Mangankarbonate komplizierter Zusammensetzung (MANHEIM 1961). Im Ergebnis

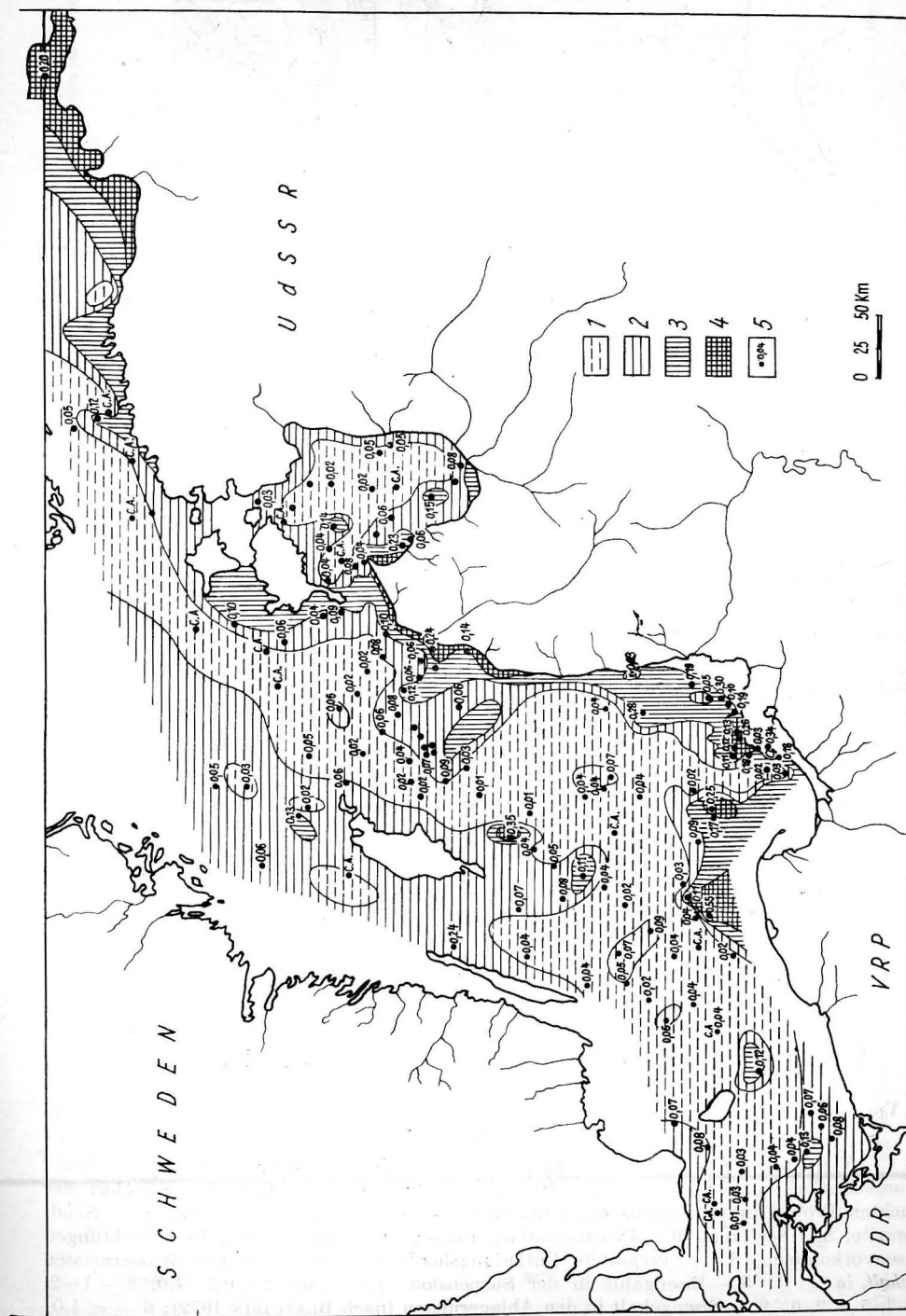


Abb. 2. Titangehalt in der Suspension der Deckschicht des Ostseewassers in % von der gesamten Suspension (nach EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1974a)

1 — < 0,05, 2 — 0,05 — 0,1, 3 — 0,1 — 0,2, 4 — > 0,2, 5 — Standort der untersuchten Proben und faktischer Gehalt

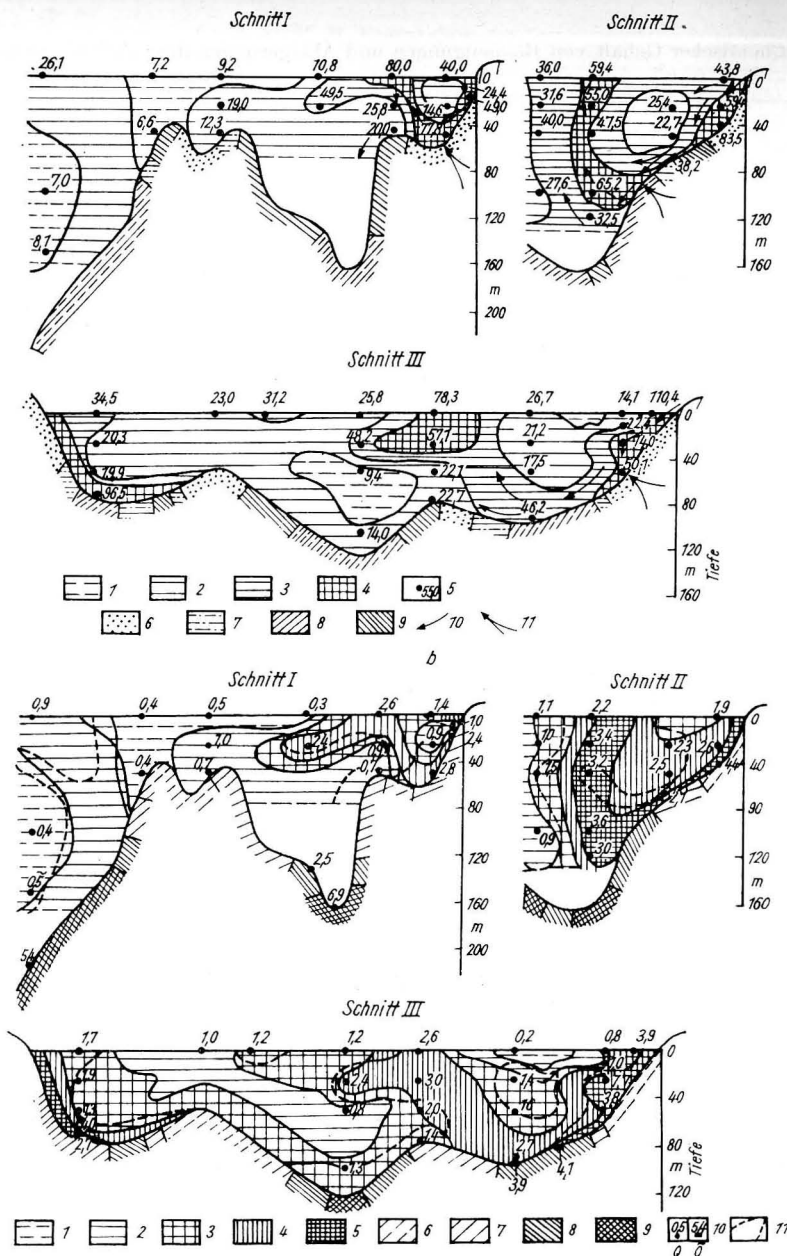


Abb. 3. Vorkommen von suspendiertem Eisen im Freiwasser der Ostsee (nach EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1974c)

Schnitt I - Ventspils - Stockholm, II - Liepaja - Gotland; III - Kalinigrad - Insel Öland
 A - Konzentration, µg/l: 1 - < 10, 2 - 10-30, 3 - 30-50, 4 - > 50, 5 - Standort der untersuchten Proben und faktische Konzentration. 6-9 - Ablagerungstypen: 6 - Sand, 7 - Aleurite, 8 - Schlamm, 9 - Pleistozänablagerungen (Tone und Lehm), 10 - Richtungen der Eisenvorkommen, 11 - vermutete Entladungsherde von unterirdischen Wassermassen
 B - Gehalt, in %: 1-5 - Eisengehalt in der Suspension: 1 - < 0,5, 2 - 0,5-1,0, 3 - 1-2, 4 - 2-3, 5 - 3-5, 6-9 - Eisengehalt in den Ablagerungen (nach BLAŽČIŠIN 1972): 6 - < 1,0; 7 - 1-3, 8 - 3-5, 9 - > 5, 10a - Stelle der Probeentnahme für die Suspension und den Eisengehalt, 10b - Standort der untersuchten Proben und Eisengehalt, 11 - Grenzen des Vorkommens von dem terrigenen (I), Übergangs- (II), organischem (III) und Kieseltyp (IV) der Suspension

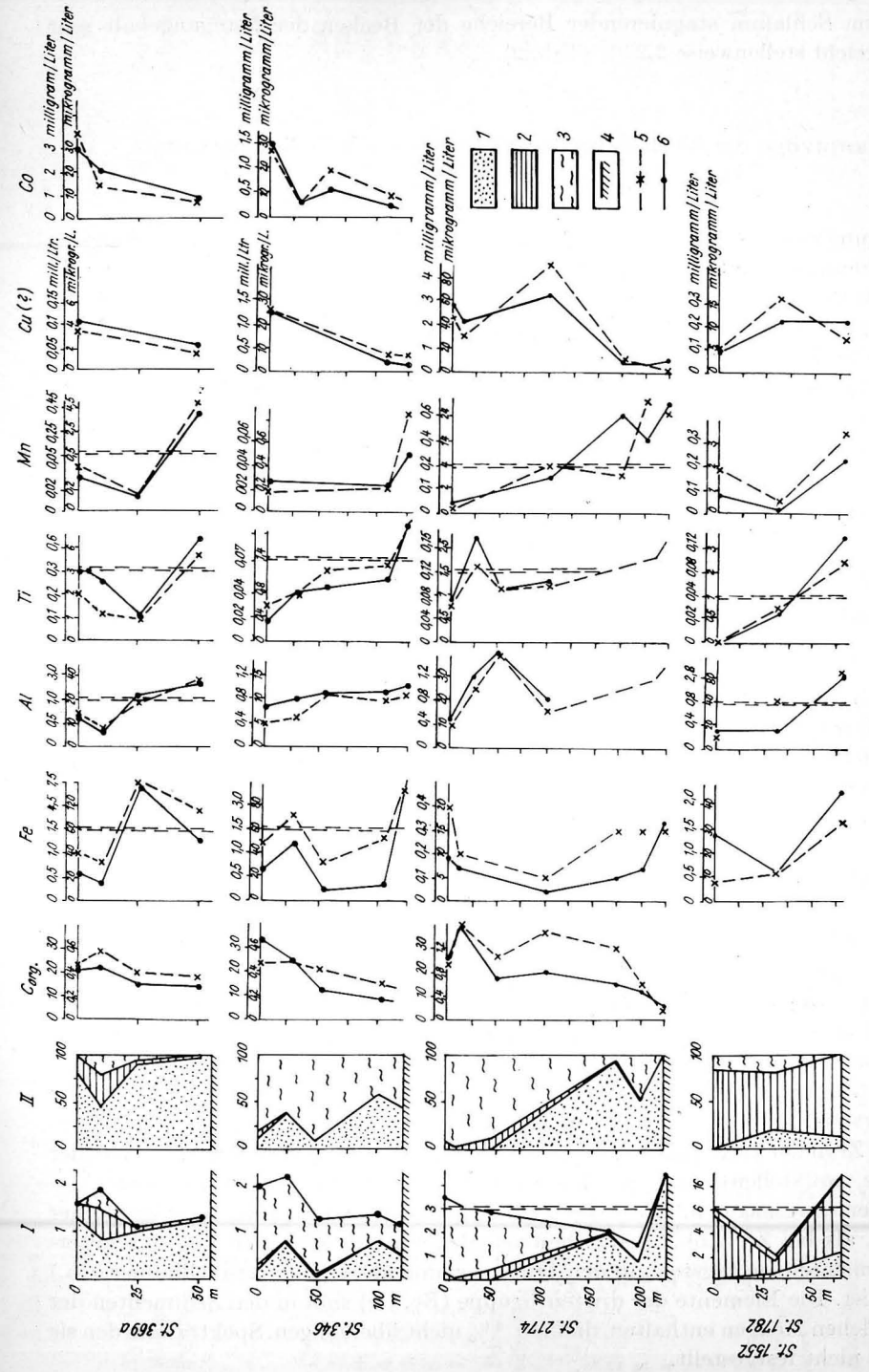


Abb. 4. Verteilung der chemischen Elemente und der Hauptkomponenten der Suspension in den verschiedenen Suspensionstypen der Ostsee in der Senkrechten. Nach EMELJANOV, PUSTELNIKOV 1974a
 Suspensionstypen: terrigen (St. 369a, Gdansk Bucht), Übergangstyp (St. 346, Gdansk Bucht, organischer Typ (St. 2179, Gotlandbecken), Kieseltyp (St. 1552, 1782, Rigaer Bucht)
 Stoffliche Zusammensetzung: I - Konzentration der Komponenten in mg/l II - Gehalt in %

dessen ist im Schlamm stagnierender Bereiche der Becken der Mangangehalt sehr hoch: er erreicht stellenweise 2,27% (Tab. 2).

Hauptzüge der Verteilung der Elemente nach Sedimenttypen und Bodenfläche

Im Zusammenhang damit, daß die Besonderheiten der Verteilung der wichtigsten sedimentbildenden Komponente und Elemente (CaCO_3 , SiO_2 amorph., $\text{C}_{\text{org.}}$, Fe, Mn, Ti, P) von A. I. BLAZHCHISHIN (1974) behandelt wurden, gehen wir hier nur kurz auf die Besonderheiten der Verteilung einiger Spurenelemente ein (Ba, Zr, V, Ni, Cr, Cu, Zn, Mo, Sn, Be, Ge).

Der durchschnittliche Anteil aller dieser Elemente in den Ablagerungen (Tab. 5) ist etwa so wie ihre Clarke-Zahlen in den Sedimentgesteinen (Tone, Schiefer). Das ist auch verständlich, da die Ostsee ein Flachwassermeer und die Ablagerungen terrigen sind (tonhaltiges und Trümmersmaterial). Die Verteilung der Elemente nach Sedimenttypen und Bodenfläche ist jedoch nicht einheitlich. Auf Grund der Besonderheiten dieser Verteilung kann man die Elemente in folgende Gruppen untergliedern:

1. Ba, V, Ni, Cr, Cu, Zn, Mo (hierzu kann man auch Al, Fe, Mn, Ti und P zählen);
2. Zr, Sn und
3. Be, Ge.

Die wichtigste Besonderheit der Elemente der ersten Gruppe ist die gesetzmäßige Erhöhung ihres Anteils mit dem Übergang von Sand zu Pelitschlamm, d. h. mit der Erhöhung der Pelitbeimengung in den Sedimenten (Abb. 5). Dieser Fakt bedingt auch die charakteristische, fast für die gesamte erste Gruppe genau gleiche Verteilung der Elemente nach der Fläche: der niedrigere Anteil ist in den Küstengebieten des Meeres und in den Banken unter Wasser zu suchen, die mit Trümmersedimenten (Sand, Aleurit) bedeckt sind, der höhere Anteil in den Mulden, wo sich Aleurit-Pelit- und Pelitschlamm sammelt (Abb. 6).

Die Elemente der zweiten Gruppe zeichnen sich von der ersten dadurch aus, daß ihre Verteilung nach Sedimenttypen nicht durch den Pelitgehalt bedingt ist (Abb. 7): nicht selten ist ihr Gehalt im Sand höher als im Pelitschlamm z. B. bei Sn, Tab. 5). Dieser Fakt hängt damit zusammen, daß Zr und Sn einerseits mit dem Pelitmaterial (tonhaltig) assoziieren und andererseits mit den Trümmermineralien der Sand-Aleurit-Dimension (Zirkon, Kassiterit, Hornblende, Ilmenit, Glimmer usw.), die in der Zone der intensivsten Schichtung konzentriert sind. Im Ergebnis dessen gibt es in der Verteilung von Zr in der Bodenfläche zwei Maxima: eines in den Mulden, das zweite in der Küstenzone, wo stellenweise sogar kommerzielle Vorkommen dieses Elementes gebildet werden (SHUISKI u. a. 1970). Bei Zinn ist das Küstenmaximum noch deutlicher ausgeprägt, als bei Zr (Abb. 8), was beweist, daß Sn von allen den von uns untersuchten Elementen am engsten mit den Trümmermineralien (Kassiterit, Glimmer u. a.) verbunden ist. Die Elemente der dritten Gruppe (Be, Ge) sind in den Sedimenten der Ostsee in solchen Mengen enthalten, die $5 \cdot 10^{-4}$ % nicht übersteigen. Spektral wurden sie von uns nicht festgestellt.

Tabelle 5
Durchschnittlicher Gehalt an Cr, Ni, V, Zr, Ba, Sn, Mo, Cu, Zn in der oberen Schicht der Ablagerungen der Ostsee, in 10^{-4} %

Typ der Ablagerung	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich	Durchschnitt	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich	Durchschnitt	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich	Durchschnitt	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich	Durchschnitt	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich	Durchschnitt	Anzahl der Proben	Schwankungsbereich	Durchschnitt	Anzahl der Proben		
																				Chrom	Nickel
1	2	20-24	22	2	<10-48	<20	2	170-230	200	2	—	<200	2	—	—	—	—	—	—	—	
2	38	20-97	45	38	10-48	18	38	10-140	40	40	30	<50-900	350	30	<200-1230	30	<200-1230	350	30	<200-1230	510
3	19	21-119	74	19	16-60	34	19	20-140	80	80	17	80-480	310	17	300-1630	17	300-1630	310	17	300-1630	670
4	33	46-198	95	33	22-57	35	33	50-220	80	80	23	140-440	280	24	20-2160	24	20-2160	280	24	20-2160	820
5	31	19-252	106	30	14-58	42	31	10-300	140	140	27	120-600	230	27	660-2910	27	660-2910	230	27	660-2910	1320
6	10	56-213	133	10	19-58	40	10	70-320	150	150	10	120-550	260	10	430-2230	10	430-2230	260	10	430-2230	1030
7	15	20-130	39	15	<10-43	22	15	10-110	50	50	15	40-280	140	15	70-1030	15	70-1030	140	15	70-1030	530
Durchschnitt	148	19-252	78	147	<10-60	31	148	10-320	80	80	124	40-900	270	125	20-2910	125	20-2910	270	125	20-2910	810
Zinn	2	6,7-9,4	8,0	2	—	5	4	10-<20	17	17	4	10-55	34	4	10-55	4	10-55	34	4	10-55	34
2	28	<2,4-10	15,7	38	<1-29	5	9	10-<20	19	19	9	21-132	58	9	21-132	9	21-132	58	9	21-132	58
3	15	<2,4-6,0	5,7	19	2-108	10	2	12-32	22	22	2	49-89	69	2	49-89	2	49-89	69	2	49-89	69
4	21	<2,4-6,3	5,8	33	1-86	15	2	12-32	46	46	5	110-268	155	5	110-268	5	110-268	155	5	110-268	155
5	27	<2,4-6,6	5,1	30	<5-33	12	14	36-65	47	47	14	111-216	153	14	111-216	14	111-216	153	14	111-216	153
6	10	<2,4-7,8	5,3	10	<5-6	5	10	22-72	48	48	10	10-169	108	10	10-169	10	10-169	108	10	10-169	108
7	13	<2,4-12,0	5,9	15	—	<5	8	<10-22	18	18	8	25-83	41	8	25-83	8	25-83	41	8	25-83	41
Durchschnitt	116	<2,4-12,0	5,6	147	<1-197	9	52	10-72	33	33	52	10-268	83	52	10-268	52	10-268	83	52	10-268	83

Bemerkung:

- 1-5 rezente Ablagerungen: 1 - Sand, 2 - große Aleuriten, 3 - Fein-Aleuritenschlamm, 4 - Aleurit-Pelitschlamm, 5 - Pelitschlamm
 6-7 Altablagerungen: 6 - frühholozäne und spätleistozäne Moränen, Tone, durch das Auswaschen der Moränen entstandene Produkte, 7 - Reliktsand (frühholozäner und spätleistozäner Sand)

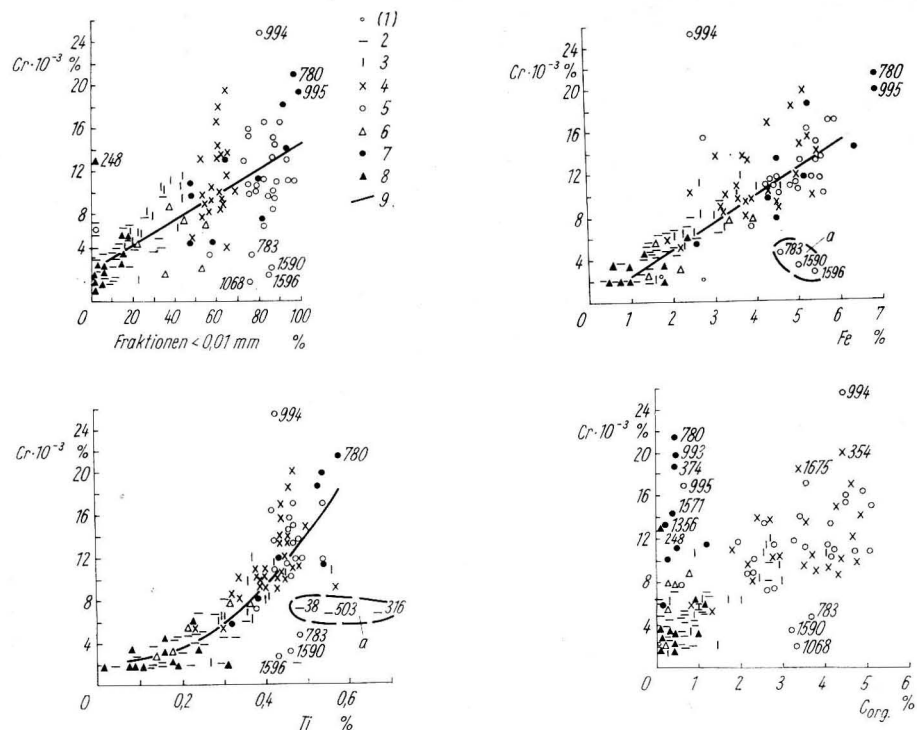


Abb. 5. Verteilung von Cr in der oberen Schicht der Bodenablagerungen der Ostsee in Abhängigkeit von dem Gehalt von Fraktionen $< 0,01$ mm (I), Eisen (II), Titan (III) und organischem Kohlenstoff (IV) in diesen Ablagerungen

1—8 — Sedimenttypen: 1 — Sand, 2 — große Aleuriten, 3 — Fein-Aleuritenschlamm, 4 — Aleurit-Pelitschlamm, 5 — Pelitschlamm, 6 — spätglaziale Tone, 7 — Moränen, 8 — Reliktsand, 9 — ungefähre Verlauf der mittleren Kurve

a — konturierte Proben mit hohem Fe-Gehalt (graphische Darstellung II) im Ölandbecken und mit hohem Titangehalt (graphische Darstellung III) im Verteilungsgebiet der Ilmenit-Zirkon-Seifen

Die Rolle des terrigenen und biogenen Materials beim Eintritt unterschiedlicher Elemente ins Meer

Im Zusammenhang damit, daß die Ostsee nicht nur von terrigenem, sondern auch von biogenem Material gespeist wird, ist es interessant, die Rolle jedes dieser genetischen Typen von Material zu verfolgen, wenn diese oder jene Elemente auf den Meeresboden gelangen.

Es wurde errechnet, daß die Hauptrolle in der Speisung des Meeres die Meeresorganismen (Phytoplankton) spielen, die etwa 80% des gesamten, ins Meer eintretenden Materials produzieren (s. Tab. 3 im Artikel von O. S. PUSTELNIKOV, dieser Sammelband). Sehr charakteristisch für die Ostsee ist der Fakt, daß die Hauptmassen an terrigenem Material nicht als Flußeintrag ins Meer gelangen, sondern als Abrasionsprodukte

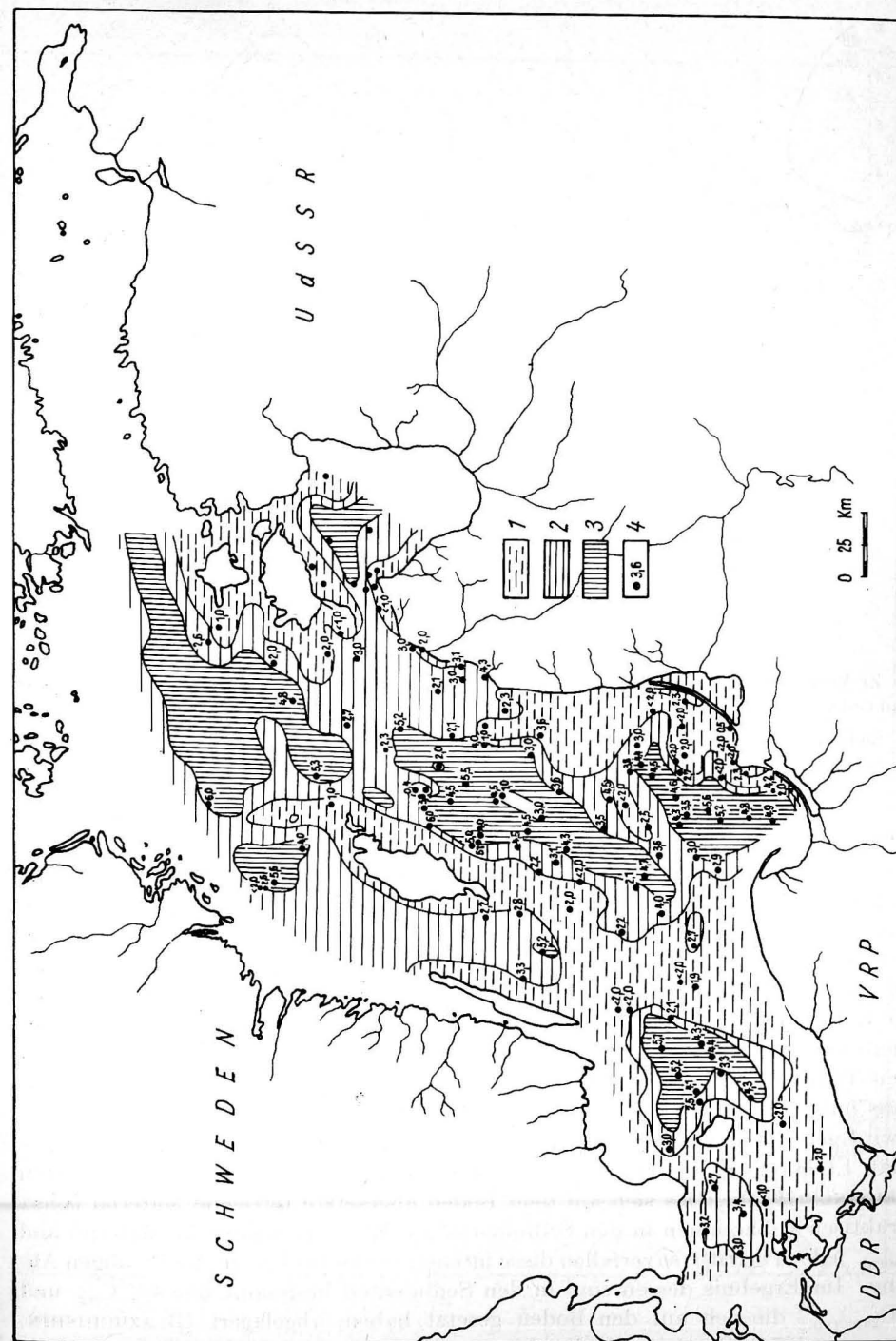


Abb. 6. Nickel-Verteilung in der oberen Schicht (0—5 cm) der Ablagerungen, in 10^{-3} %
1—2, 2—2—4, 3—4, 4 — Standort der untersuchten Proben und Istgehalt

E. M. EMELJANOV

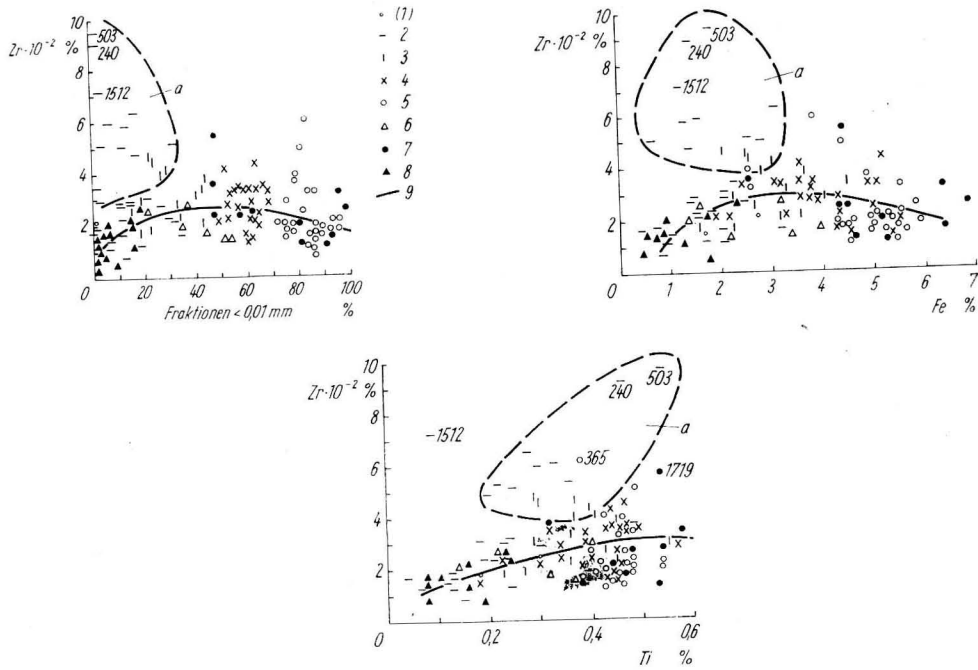


Abb. 7. Zr-Verteilung in der oberen Schicht der Bodenablagerungen der Ostsee in Abhängigkeit von dem Gehalt von Fraktionen $< 0,01$ mm (I), Eisen (II) und Titan (III) in diesen Ablagerungen 1—7 — Sedimenttypen: 1 — Sand, 2 — große Aleuriten, 3 Feinalauritschlamm, 4 — Aleurit-Pelitschlamm, 5 — Pelitschlamm, 6 — Pleistozäntone und -lehm, 7 — Moränen, 8 — Reliktsand, 9 — ungefährer Verlauf der mittleren Kurve

der Ufer und als Erosion des Bodens (Tab. 3). Wenn man den durchschnittlichen Anteil der Elemente im Phytoplankton kennt (im organischen Detritus, in den Diatomeenschalen) sowie im terrigenen Material, kann man leicht errechnen, welcher Anteil des Elementes mit welchem Material eintritt (Tab. 3). Bei der Analyse der erhaltenen Werte fällt die gewaltige Rolle des biogenen Materials beim Eintritt sogar solcher Elemente, wie Aluminium und Titan, ins Auge. Der zweite Umstand, der auffällt, ist die geringe Rolle der Flußeinträge und die große der Abrasionsprodukte der Ufer und der Bodenerosion. Hier haben wir eine offenkundige Eigenart der Ostsee im Vergleich zu marinen Tiefenwasserbecken oder zum Ozean, wohin die Hauptteile der Elemente meistens mit terrigenem (Fluß-)Material eintreten.

Es wird gerechnet, daß pro Jahr sich auf dem Meeresboden 43,0 Mio t terrigenes Material, 1,6 Mio t organisches Material und 1,2 Mio t amorphe Kieselsäure absetzen (PUSTELNIKOV 1974b). Das sich auf dem Boden abgesetzte terrigene Material lagert sich praktisch vollkommen in den Sedimenten ab. Was das organische Material und $\text{SiO}_{2\text{amorph}}$ jedoch betrifft, so zerfallen diese intensiv weiter bis fast zu ihrer völligen Ablagerung. Im Ergebnis dessen sind in den Sedimenten insgesamt nur 4% C_{org} und 6% $\text{SiO}_{2\text{amorph}}$, die sich auf den Boden gesetzt haben, abgelagert (BLAZHCHISHIN, PUSTELNIKOV 1974). Somit macht das biogene Material von seiner Entstehung bis zu

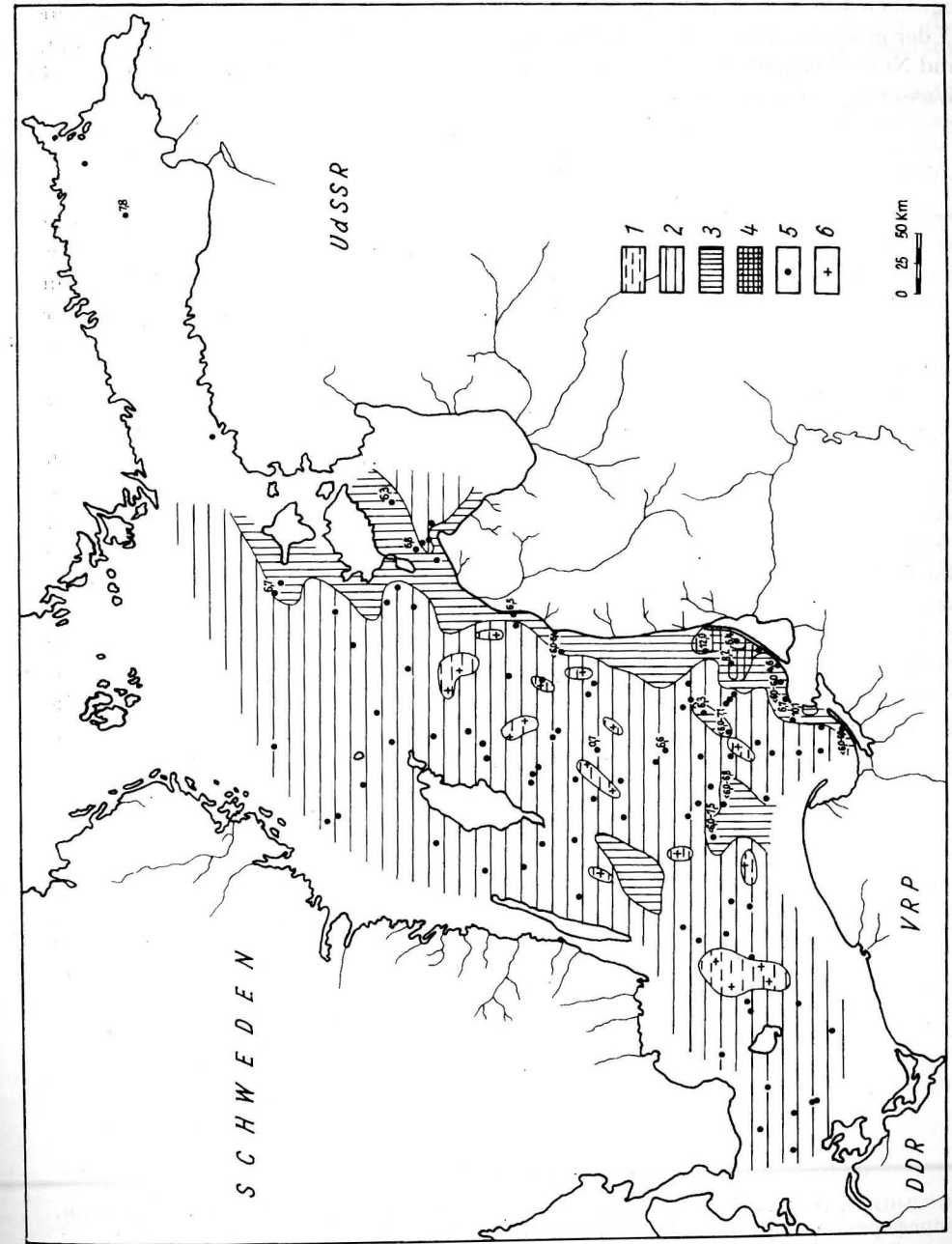


Abb. 8. Sn-Verteilung in der oberen Schicht der Ablagerungen der Ostsee, 10—4 %

1 — $< 2,4$, 2 — < 6 , 3 — 5—10, 4 — > 10 , 5 — Standort der untersuchten Proben und Istgehalt, 6 — Proben, in denen Sn-Spuren gefunden wurden

seiner Ablagerung in den Sedimenten einen sehr komplizierten Weg der Migration durch. Einen ähnlichen komplizierten Weg legen alle die Elemente zurück, die in den biologischen Kreislauf einbezogen werden. Es wurde festgestellt, daß insgesamt nur 1,5% der gesamten Masse der in den biologischen Kreislauf einbezogenen Al, Ti, Mn, Cu und Ni und 22% des Fe in den Sedimenten ablagern (Tab. 4). Der übrige Teil kehrt ins Wasser zurück und wird erneut in den biologischen Kreislauf einbezogen.

Schlußfolgerungen

Das o. a. Material zeigt, daß die marine Suspension und die Bodenablagerungen in bezug auf die chemische Zusammensetzung starke Unterschiede aufweisen. Der Hauptunterschied ist der sehr hohe Anteil an biogenen Komponenten — organischem Material und amorpher Kieselsäure — in der Suspension. Eine Ausnahme bilden nur die Küstenbereiche, die sehr flach sind, wodurch eine hohe Konzentration an terrigenem Material in der Suspension ihre Zusammensetzung der Zusammensetzung der Bodenablagerungen sehr nahe kommt. Auf offener See gleicht sich die Suspension mit Einsinken der suspendierten Teilchen in die Tiefe und mit der Lösung der biogenen Komponenten immer mehr der Zusammensetzung der Bodenablagerungen an. Durch die Tatsache, daß die Ostsee flach ist, schaffen im Freiwasser die biogenen Komponenten jedoch nicht, sich vollkommen aufzulösen: ein bedeutender Teil setzt sich auf dem Meeresboden ab. Die Lösung dieser Komponente (bis zu der Konzentration, die für die Bodenablagerungen charakteristisch ist) wird auch nach dem Absetzen fortgesetzt. Folglich geht die endgültige Bildung der chemischen Zusammensetzung der Sedimente offensichtlich in den ersten Tagen und Monaten vor sich, nachdem sich die suspendierten Partikel gesetzt haben, d. h. in der obersten Schicht der Sedimente (Teile von Millimetern). Diese Schicht ist neben der untersten Schicht (einige Zentimeter) der bodennahen Wassermassen geochemisch die aktivste. Ihre Erforschung ist eine der interessantesten und schwierigsten Aufgaben der Meeresgeochemie.

Die komplexe Erforschung der chemischen Zusammensetzung der Fluß- und Meeres-suspensionen in den Bodenablagerungen sowie die Bilanz des Sedimentmaterials widerspiegelt recht umfassend die Prozesse der Mobilisierung, des Transports, des Kreislaufs und der Sedimentation der verschiedenen chemischen Komponenten und Elemente auf dem Meeresboden sowie die Bildung der chemischen Zusammensetzung der Bodenablagerungen. Durch ein solches komplexes Herangehen gelang es zum ersten Mal, für die Ostsee die bedeutende Rolle des organischen Materials sowie des Abrasions- und des Boden-(Erosions)-Materials beim Eintritt von vielen (darunter auch der klastophilen) Elemente auf den Meeresboden hervorzuheben. Hinsichtlich des geochemischen Erforschungsgrades ist die Ostsee somit zu einem der Meere der Erdkugel geworden, die in diesem Sinne am besten erforscht sind.

Literatur

- Блажчишин, А. И., Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автореферат диссертации, Вильнюсский Госуниверситет, Вильнюс, 1972.
 Блажчишин, А. И., Е. М. Емельянов, Геохимические особенности Балтийского моря. „Материалы семинара „Применение ландшафт. Изд-во „Наука и техника“ геохим. методов исслед.“, Минск, 1972.

- Блажчишин, А. И., Е. М. Емельянов, Основные черты геохимии Балтийского моря. В кн. „Геохимические исследования и поиски на территории Белоруссии и Прибалтики“. Изд. „Наука и техника“, Минск, 1974.
 Блажчишин, А. И., О. С. Пустельников, Биогенные компоненты ($C_{org.}$, SiO_2 amorph.) во взвеси и донных осадках Балтийского моря. „Baltica“, Вильнюс. Изд. „Минтис“, 1974.
 Емельянов, Е. М., Количественное распределение морской взвеси у побережья Самбийского полуострова — Куршской косы (Балтийское море). Результаты МГГ. „Океанологические исследования“, No. 18. Изд-во „Наука“, М., 1968.
 Емельянов, Е. М., Изучение микроколичеств никеля и кобальта во взвеси Балтийского моря и Атлантического океана. „Геохимия“, No. 10, 1969.
 Емельянов, Е. М., Распределение элементов (Fe, Al, Ti, Mn, Cu, Ni, Co) во взвеси Балтийского моря. „Вопросы четвертичной геологии Прибалтики“, УП, Рига, 1974.
 Емельянов, Е. М., О. С. Пустельников, Химический состав речной и морской взвесей Балтийского моря. „Геохимия“, No. 6, 1975 а.
 Емельянов, Е. М., О. С. Пустельников, Количество взвешенных форм элементов ($C_{org.}$, SiO_2 amorph., Fe, Al, Ti, Mn, Ni, Cu, Co) в водах Балтийского моря. „Геохимия“, No 6, 1975.
 Емельянов, Е. М., О. С. Пустельников, Железо во взвеси и донных осадках Балтийского моря. Статья сдана в ежегодник „Baltica“, No. 6, Изд-во „Минтис“, Вильнюс, 1975 б.
 Пустельников, О. С., Вещественно-генетические типы взвеси Балтийского моря. В сб. „Вопросы четвертичной геологии“, УП, „Зинатне“, Рига, 1974 а.
 Пустельников, О. С., Абсолютные массы осадочного материала и темпы современного осадконакопления в Балтийском море (по данным изучения взвеси). Наст. сборник, 1974.
 Лисицын, А. П., Методы сбора и исследований водной взвеси для геологических целей. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 19, 1956.
 Шуйский, Ю. Д., В. Л. Болдырев, Б. В. Кочетков, Об условиях и особенностях формирования прибрежно-морских россыпей восточной части Балтийского моря. Доклады АН СССР, т. 194, No. 1, 1970.
 BLASCHKE, A. J., Geochemische Untersuchungen der rezenten Bodensedimenten in der Ostsee. Beitr. Meereskunde“, Berlin, 1974.
 MANNHEIM, F. T., A geochemical profile in the Baltic Sea. Geochim. et Cosmochim. Acta, 25, (1961) No. 1.

Адрес автора:

Атлантическое отделение Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, г. Калининград обл., 236 000, проспект Мира I.
 Емельянов Емельян Михайлович
 г. Калининград обл., 236 040, Ленинский проспект 24, кв. 8.

Absolutwerte der Masse an Sedimentmaterial und das Tempo rezenter Sedimentation in der Ostsee

Von O. S. PUSTELNIKOV

Resümee: Im Artikel werden die Verteilung, der Gehalt und die Typen des suspendierten Materials untersucht sowie die Quellen dieses Materials analysiert. Auf Grund zahlreicher Daten (es wurden 1133 Suspensionsproben untersucht) wird die Jahresbilanz des terrigenen und biogenen Sedimentmaterials in der Ostsee, die Anhäufungsmoduln und die Sedimentationsgeschwindigkeiten berechnet. Das klare Vorherrschen des terrigenen Sedimentationsprozesses wird unterstrichen. Das biogene Material hat aktiven Anteil am Kreislauf des Materials, d. h. es fördert, daß neue Massen Sedimentmaterial in den Ablagerungsprozeß einbezogen werden.

Abstract: The Distribution, composition and suspension are discussed, the sources of this matter are analysed in this paper. The yearly balance of terrigenous and biogenic sedimentary materials in the Baltic as well as moduli of sedimentation accumulation and rates are calculated on the basis of numerous data (1133 suspension samples are studied). The evident predominance of the terrigenous process of sedimentation is underlined. The biogenic material takes active part in the matter circulation, that is it makes new masses of the sedimentary material be involved in the sedimentary process.

Резюме: В статье рассматривается распределение, состав и типы взвешенного материала, анализируются источники этого вещества. На основе многочисленных данных (изучено 1133 пробы взвеси) делаются подсчеты ежегодного баланса терригенного и биогенного осадочного материалов в Балтийском море, модулей аккумуляции и скоростей осадконакопления. Подчеркивается явное преобладание терригенного процесса седиментации. Биогенный материал принимает активное участие в круговороте вещества, т. е. он способствует вовлечению в осадочный процесс новых масс осадочного материала.

In den letzten Jahren wird der Erforschung der Bodenablagerungen der Ostsee große Aufmerksamkeit geschenkt (BLAZHCHISHIN, 1972; BLAZHCHISHIN, EMELJANOV 1972 u. a.). Jedoch wurde eine Reihe von Fragen der rezenter Sedimentation, die sich auf die Materialtransformation im Freiwasser beziehen, entweder überhaupt nicht berührt oder wegen des ungenügenden Untersuchungsgrades des Suspensionsmaterials nur teilweise gelöst.

Die Erforschung dieses Materials ist für die Kenntnis des Ablagerungsprozesses von der Mobilisierung des Materials bis zur Sedimentation auf dem Meeresboden notwendig.

Unter Sedimentsuspensionsmaterial oder Suspension sind die Partikel der unterschiedlichen Genesis zu verstehen, die sich im Wasser befinden und die Abmessungen von 0,5 μ bis zu 1 mm aufweisen.

Bis vor kurzem stellte die Suspension der Ostsee nur ein biologisches und hydrologisches Untersuchungsobjekt dar (KREY 1961; BANSE 1957 u. a.). Vom geologischen Standpunkt aus wurde sie seit 1965 untersucht (EMELJANOV 1968; PUSTELNIKOV 1969, 1974b; LISSICYN u. a. 1973; ZEITSCHEL 1965 u. a.).

Das Material, das Analysen unterzogen werden sollte, erhielten wir im Zeitraum 1965–1973 auf 12 marinen Expeditionen auf dem FS „Professor Dobrynin“ und von 1 Expedition zur Untersuchung des festen Flußeintrags. Die Suspensionsproben gewannen wir mit der Filtriermethode (LISSICYN 1956) mit Membranfiltern, deren Poren $0,5 \mu$ groß waren. Insgesamt hatten wir 1133 Suspensionsproben entnommen, die mit der mikroskopischen (337 Proben), Röntgenstruktur- (92 Proben) und mikrochemischen (870 Proben) Analysemethoden untersucht wurden.

1. Quantitative Verteilung des suspendierten Sedimentmaterials

Nach Angaben in der Fachliteratur (LOPATIN 1952; BRANSKI, SKIBINSKI 1968 u. a.) sowie nach den Werten des Autors bewegt sich die Konzentration der Suspension in den Flüssen des Ostseebeckens zwischen 1,4 und 70,3 mg/l und beträgt im Durchschnitt 14 mg/l.

Die Konzentration der Suspension im Freiwasser der Ostsee schwankt zwischen 0,2 und 12,4 mg/l und beträgt im Durchschnitt 3,0 mg/l.

Die Verteilung der Suspension in der Deckschicht (Abb. 1) ist hauptsächlich durch den Eintritt des terrigenen Materials bedingt. Ihre maximalen Mengen sind mit den Hauptnahrungsquellen verbunden: mit den Abrasionsufern der Südost- und der Südwestküste des Meeres, mit den Flußmündungen, mit den Flachwasserbereichen des Meeres mit aktiver Bodenerosion. Die Zonen mit hohem Suspensionsanteil umrahmen die Nahrungsherde als eine kompakte Linie. Die Breite dieser Zonen (3 bis 60 km) weisen auf die Intensität des Eintretens von Sedimentmaterial und auf die Maßstäbe der hydrodynamischen Prozesse hin. Besonders schmale (enge) Abschnitte dieser Zonen findet man in den Gebieten, wo es keine großen Flüsse gibt und wo der Einfluß der küstenparallelen Strömungen gering ist, besonders breite bei den Hauptnahrungsquellen. In den mittleren Teilen der Ostsee ist die Konzentration der Suspension gewöhnlich minimal (0,5–2,0 mg/l). In der Rigaer Bucht und in lokalen Gebieten der offenen Ostsee sind die hohen Konzentrationen der Suspension durch die intensive Produktion des biogenen Materials bedingt.

Die Verteilung der Suspension in den verschiedenen Tiefenbereichen, in der bodennahen Schicht (0–5 m vom Boden entfernt) sowie im Freiwasser (Abb. 2) ist die Funktion ihrer Verteilung in der Deckschicht. Im Küstenbereich des Meeres bleiben die hohen Suspensionskonzentrationen fast überall von der Oberfläche bis zum Meeresgrund erhalten. Die an Suspension reichen Wassermassen dringen in der offenen See auf einer Fläche von 20–25 km in die Schicht 0–10 m und von 30–60 km am Meeresboden ein. Das weist auf die aktive Vermischung des Sedimentmaterials hauptsächlich mit den grundnahen Wassermassen hin. In der offenen See verringert sich die Suspensionskonzentration zunächst (in 30–150 m Tiefe), während sie sich am Meeresboden erneut erhöht. Somit ist das Freiwasser der Ostsee bezüglich der in ihm enthaltenen Suspensionskonzentration in drei Schichten untergliedert.

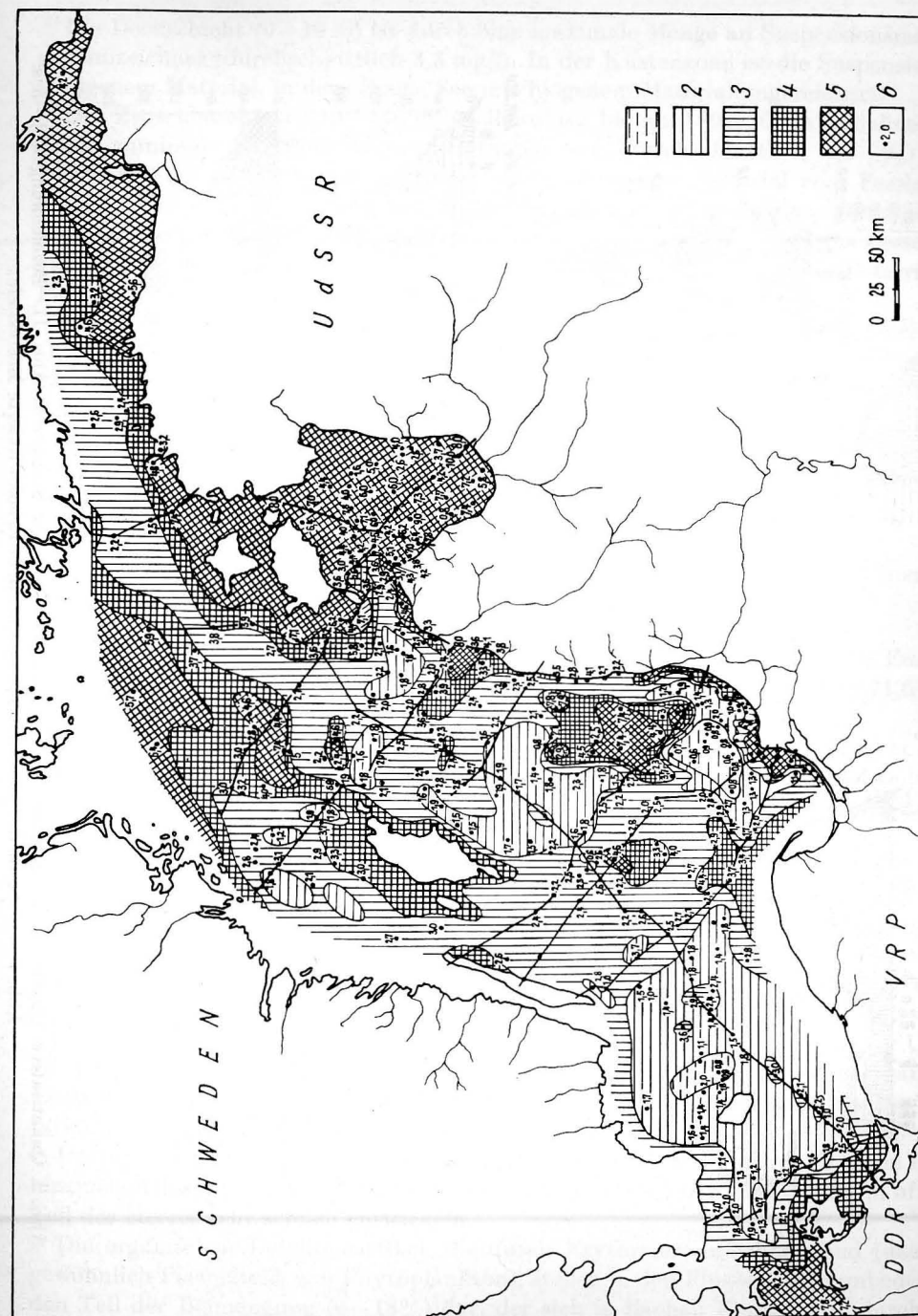


Abb. 1. Quantitative Verteilung der Suspension in der Oberflächenschicht (Horizont 0–1 m) der Wassermassen der Ostsee. Konzentration, mg/l: 1 — < 1; 2 — von 1 bis 2; 3 — von 2 bis 3; 4 — von 3 bis 4; 5 — > 4; 6 — Stelle der Probenahme. Kompakte Linien — Schmitte der Suspensionsverteilung.

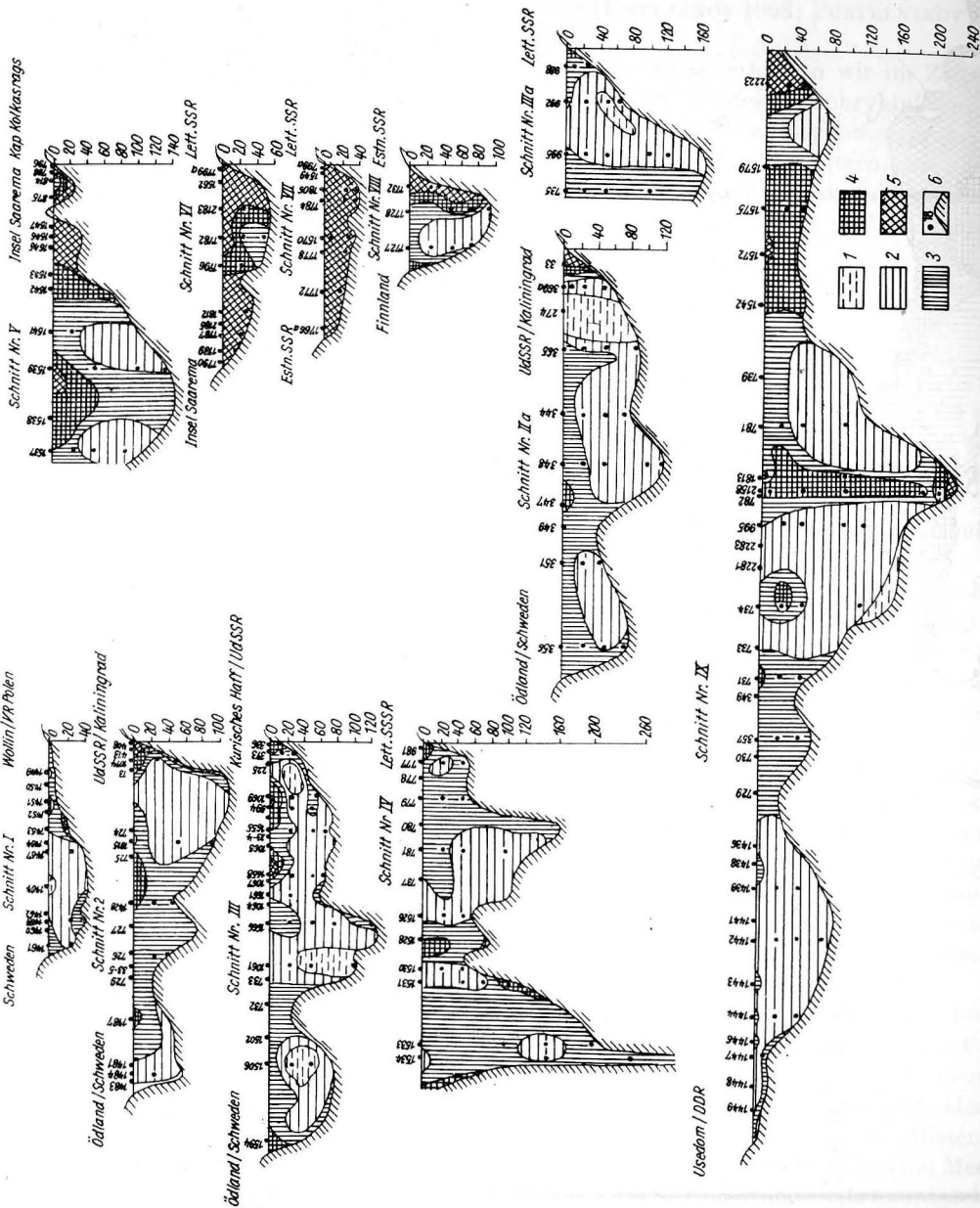


Abb. 2. Quantitative Verteilung der Suspension im Freiwasser im Baltischen Meer (Lage der Schnitte s. Abb. 1). Bezeichnungen 1—5 s. Abb. 1. 6 — Stelle der Probenahme und mit dem Echolot fixierte Meerestiefe

Die Deckschicht (0–10 m) ist durch eine maximale Menge an Suspensionsmaterial gekennzeichnet (durchschnittlich 3,3 mg/l). In der Küstenzone ist die Suspension mit terrigenem Material, in der offenen See mit biogenem Material angereichert.

Die Zwischenschicht (10–150 m, stellenweise bis zu 180–200 m) zeichnet sich durch minimale Suspensionskonzentrationen aus (durchschnittlich 1,5–2,0 mg/l). Das hängt mit dem schwachen Eintreten von terrigenem Material vom Festland in diese Schicht und teilweise mit der Lösung des organischen Materials, wenn diese sich von der Deckschicht zum Meeresgrund senkt, zusammen. Im Ergebnis dessen beginnen zu den Liegendteilen der Schicht in der Suspension fast überall die terrigenen Partikel zu überwiegen.

Die grundnahe Schicht mit einer Mächtigkeit bis zu 5 m (von der Bodenoberfläche an gerechnet) ist durch eine Erhöhung der Suspensionskonzentration (durchschnittlich 3,0 mg/l) und durch das Vorherrschen von terrigenem Material gekennzeichnet. In den Tiefenwassergebieten der Mulden erhöht sich die Mächtigkeit der Schicht auf 20–30 m, was das Ergebnis der Prozesse des Gravitations-, „Gleitens“ der Suspension von den Hängen der Mulden und der Turbulenz der grundnahen Wassermassen ist.

2. Die Kornzusammensetzung, die stofflich-genetische und die Mineralzusammensetzung der Suspension

Die Kornzusammensetzung. In der Suspension überwiegt gewöhnlich die Fraktion 0,05–0,01 mm, deren mittlerer Gehalt in den Flüssen 85,2% und im Meer 71,6% beträgt.

Mit weiterer Entfernung vom Ufer verringert sich der Gehalt an terrigenem Material der Sand-Aleuriten-Dimension. Im offenen Meer jedoch, und oft auch in den Buchten, erhöht sich durch die Lebenstätigkeit des Phytoplanktons die Menge der Großaleuritenfraktionen der biogenen Suspension.

Mit zunehmender Tiefe verringert sich der mittlere Durchmesser der Partikel zunächst, was mit der Lösung des biogenen Materials zusammenhängt; danach vergrößert er sich wieder. Auf diese Vergrößerung wirken begünstigend die Koagulation der Partikel, das Gravitations-, „Gleiten“ der Suspension von den Steilhängen der Kessel herab und das Aufschlammern der Oberflächenschicht der Bodenablagerungen durch die grundnahen Strömungen.

Die stofflich-genetische Zusammensetzung. Auf der Grundlage mikroskopischer Untersuchungen wurden 3 Hauptkomponenten der Suspension erkannt: der organische Detritus (Stücke von Plasmateilen des Phytoplanktons und Reste terrestrischer Vegetation), Kieselpartikel und terrigenes Material (abiogener Detritus).

Der organische Detritus bildet sich hauptsächlich durch die blaugrünen Algen *Aphanizomenon flos-aquae*, *Nodularia spumigena* und *Anabaena baltica*, die sich im offenen Teil des Meeres sehr schnell entwickeln.

Die organischen Detrituspartikel, die durch Erythrosin anfärbbar sind (das sind gewöhnlich Plasmateile von Phytoplankton), stellen in den Flüssen einen unbedeutenden Teil der Beimengung (6–18%) dar, der sich in flachen Flüssen, die durch versumpftes Gebiet fließen, bis auf 30–75% erhöht. Sie herrschen in den Beimengungen der offenen Gebiete der Ostsee vor. Im Freiwasser verringert sich der Gehalt an diesen

Partikeln von 41% der gesamten Beimengung auf der Meeresoberfläche bis zu 25% am Boden.

In den Flüssen, die das Material aus den Sumpfböden und Torfmooren drainieren, sowie in der Nähe des Ufers und der Flußmündungen erhöht sich der Anteil der Partikel von braunem organischem Allochthonmaterial, das nicht durch Erythrosin angefärbt werden kann. Im Freiwasser der Ostsee steigt der Anteil an Braunstoff von 24% des Gesamtgehaltes an organischem Detritus an der Oberfläche bis auf 36% am Boden.

Die *Kieselpartikel* wurden durch Panzer und Skelettstücke der Diatomeenalgen gebildet und stammen seltener von Silikoflagellaten. In den Flüssen werden sie hauptsächlich durch Nitzschia, Amphora, Gomphonema, Cymbella, Navicula und durch die Kolonien von Chaetoceros sowie Melosira, im Meer durch die zentrischen Arten Sceletonema costatum Thalassiosira baltica, Coscinodiscus granii, durch die Kolonien von Chaetoceros, Melosira, Achnanthes u. a. dargestellt. Im Süßwasser herrscht Diatoma elongatum vor.

Die Kieselpartikel betragen in den Flüssen 10% und im Meer 17% der gesamten Beimengung. Maximalwerte finden wir in den Vermischungszonen von Süß- und Salzwasser und in den Wasserauftriebsgebieten (Rigaer Bucht, Meerenge des Finnischen Busens, kleine Gebiete im Bornholm-, Gotland- und Landsortkessel).

Im Freiwasser verändert sich der Gehalt an Kieselkomponenten unbedeutend (von 20% an der Oberfläche bis zu 18% am Meeresgrund). Es verändert sich nur der Charakter der Partikel, was das Verhältnis der ganzen Schalen zu ihren Teilstücken zeigt, was sich von der Meeresoberfläche bis zum Grund um das 4–78fache verringert.

Der Anteil des *terrigenen* Materials in der Beimengung der Flüsse beträgt 9 bis 93%, im Meer 7 bis 89%. Maximale Mengen werden in großen Flüssen, in Küstenbereichen und Flachwassergebieten des Meeres festgestellt.

Im Freiwasser der Ostsee bezieht sich der maximale Gehalt an terrigener Beimengung zur Uferzone, wobei er sich zu den Wassermassen der Deckschicht und der Zwischenschicht der mittleren Ostsee hin ständig verringert. Erosion, Koagulation der Partikel, die Lösung der biogenen Komponenten der Beimengung, das Gravitations-„Abgleiten“ der Beimengung und die Turbulenzbewegungen der Wassermassen tragen dazu bei, daß das terrigene Material in den Beimengungen der grundnahen Schicht der Wassermassen vorherrscht.

Das terrigene Material der Beimengung wird durch Quarz, Feldspate, Glimmer (Biotit), Kalzit, Dolomit, Eisenhydroxyde, unbestimmbare Körner, seltener durch Erzminerale, Pyroxene, Amphibole, Glaukonit Talk und Epidot dargestellt. Ein überaus mineralreicher Komplex ist in Flüssen sowie in den Küsten- und Flachwasserbereichen der Ostsee zu finden. Unter den Tonmineralen treten besonders häufig Hydroglimmer und Kaolinit, am seltensten Chlorit, Montmorillonit und Misch-Schicht-Minerale auf. Die Verteilung der Trümmerminerale hängt eng mit dem totalen Gehalt an terrigenem Material zusammen und widerspiegelt deutlich den Charakter der Hauptnahrungsquellen, die Migrationswege und die geochemische Umbildung dieses Materials.

3. Stofflich-genetische Typen der Beimengung

Beimengung unterschiedlicher Zusammensetzung bildet sich in Abhängigkeit von den geologisch-geomorphologischen Verhältnissen des Meeres. Nach den Bestimmungs-

werten der Korngrößen- und der stofflich-genetischen Zusammensetzung der Beimengung mit Hilfe der Mikroskopmethode (BOGDANOV, LISICYN 1968) unterteilen wir vier stofflich-genetische Typen (Abb. 3). Die mittlere Zusammensetzung dieser Typen wird in Tab. 1 gegeben.

Charakteristisch für den *terrigenen* Typ ist das Vorherrschen des terrigenen Materials (>70%). Es ist in den meisten Flüssen und im Meer in Ufernähe (in 50–80 km Entfernung) verteilt. Für diesen Beimengungstyp ist die Menge an SiO_2 SILK. und Quarz Fe, Ti, Al und Mn bezeichnend¹⁾.

Tabelle 1
Stofflich-genetischer Typ der Beimengung (nach PUSTELNIKOV, 1974, a).

Beimengungstyp	Gehalt an Hauptkomponenten, in % von der Beimengungsmasse		
	terrigenes Material	organisches Detrit	Kiesel-partikel
Terrigen	88	7	5
Übergehend	52	33	15
Organisch	8	90	2
Kiesel	9	17	74
Durchschnitt im Meer	46	37	17

Der *organische* Typ der Beimengung zeichnet sich dadurch aus, daß Partikel des organischen Detritus (> 70%) überwiegen. In der Beimengung in den Flüssen wird es nur in beschränktem Maße angetroffen. Im Meer ist dieser Beimengungstyp in den mittleren Teilen, die am weitesten von den Quellen des terrigenen Materials und den Wasserauftriebszonen entfernt sind, verbreitet. Hier herrscht klar der autochthone organische Detritus vor.

Die *Kieselbeimengung* ist besonders reich an Kieselpartikeln (> 70%) und ist ein Kennzeichen für eine erhöhte Diatomeenproduktion. Die Verbreitung hängt eng mit den lokalen Gebieten der vertikalen Wasservermischung zusammen. Der Typ der *übergewandten* Beimengung ist von gemischter Zusammensetzung und wird in einigen Flüssen und in Bereichen von Flußmündungen, die ins Meer auslaufen, angetroffen. Im Meer untergliedert er sich in Zonen des terrigenen, organischen und Kieselbeimengungstyps. Die Menge an biogenem Kieselmaterial erhöht sich um das 3fache.

Die Verteilung der Beimengungstypen im Freiwasser der Ostsee (Abb. 4) widerspiegelt deutlich die Eintritts- und Transformationsverhältnisse des Sedimentmaterials. Bei allen Beimengungstypen erhöht sich von der Oberfläche bis zum Grund die Menge an terrigenem Material und an Elementen, die mit dem Trümmermaterial zusammenhängen. Das weist auf die eine Richtung des Zersetzungsprozesses beim biogenen Material und auf die Erhöhung der Rolle der terrigenen Sedimentation in der Ostsee hin. Eine weitere Verteilung der biogenen Elemente (C_{org} und SiO_2 amorph.) in der oberen Schicht der Bodenablagerungen führt zur Schwächung ihrer zersetzenden Rolle und

¹⁾ Die Bildung der chemischen Zusammensetzung der Suspension wird im Artikel von E. M. EMELJANOV untersucht (im vorliegenden Band).

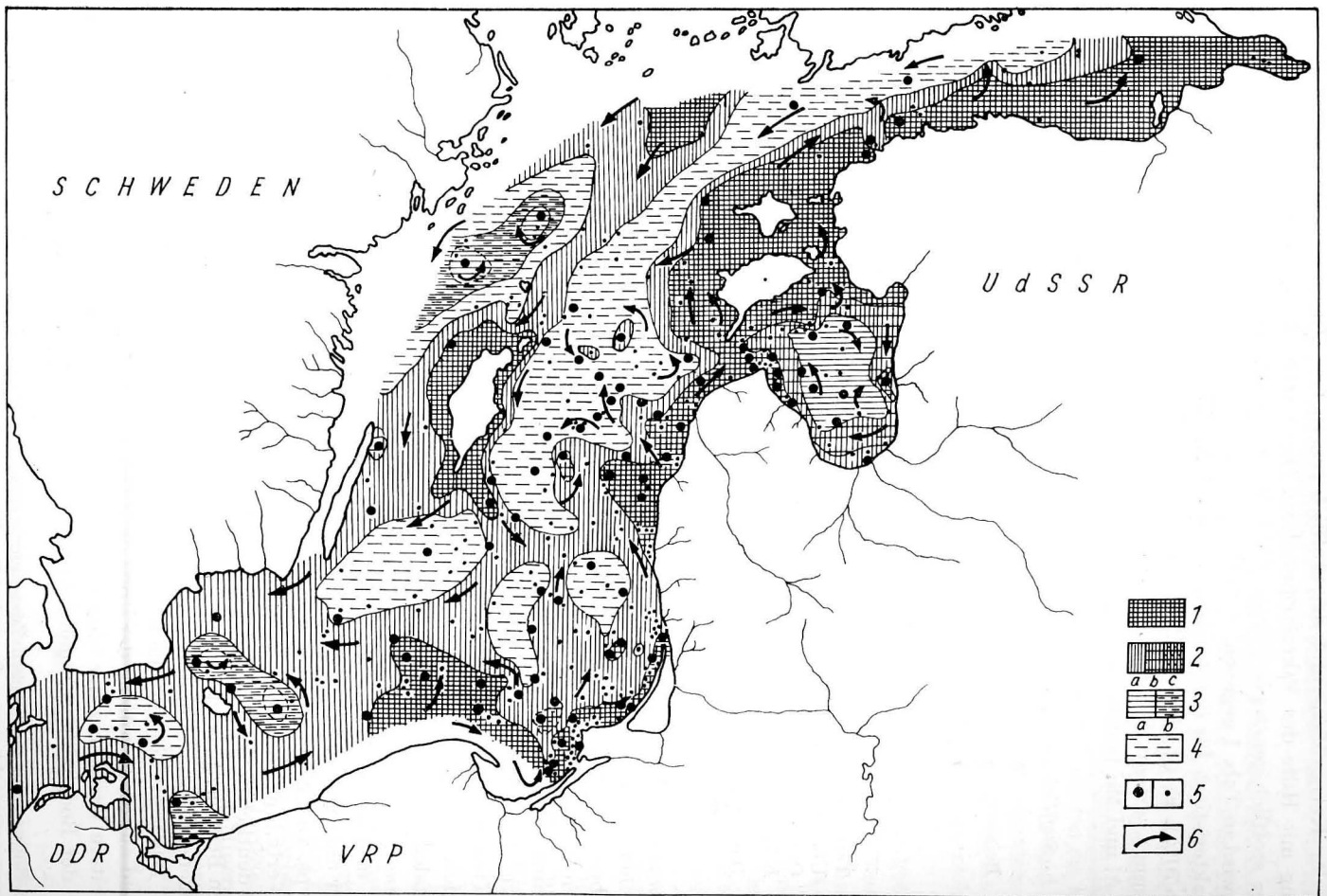
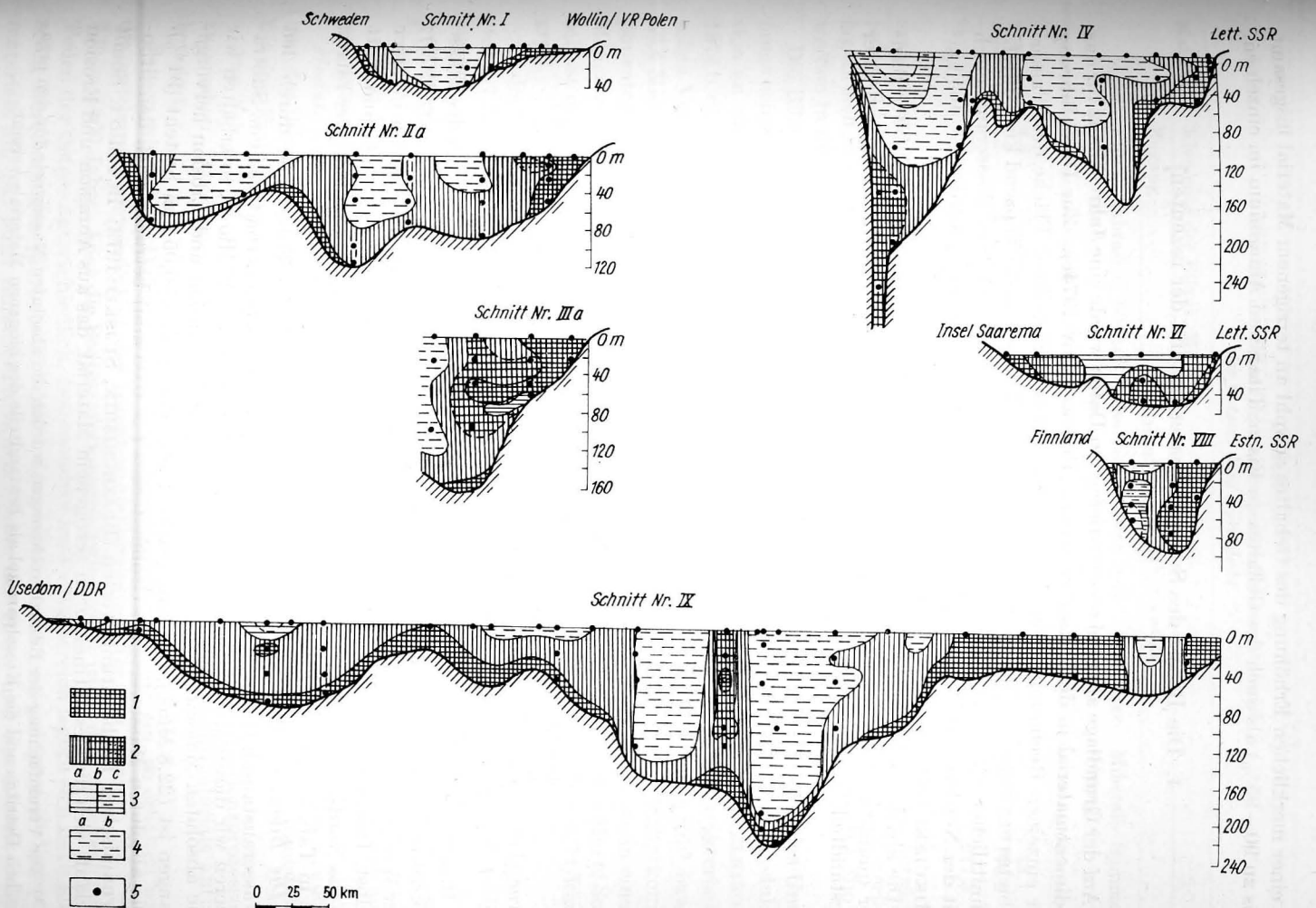


Abb. 3. Suspensionstypen in der Deckschicht der Wassermassen

1 — terrigen, 2 — Übergang (a) organisch-, b) Kieselterrigen, c) organisch-Kiesel-terrigen Arten, 3 — Kiesel-(a) Kiesel- und b) organisch-Kiesel-Arten, 4 — organisch, 5 — Probenahmestelle, 6 — Richtung der Hauptströmungen



zu einer merklichen Erhöhung des Gehaltes sowohl an terrigenem Material insgesamt (bis zu 90–95%) als auch des Gehaltes an Eisen, Titan und Aluminium im einzelnen.

4. Die Bilanz des Sedimentmaterials und der rezenten Sedimentation

Auf der Grundlage aller bei uns existierenden Daten wurde eine Jahresbilanz für das Sedimentmaterial in der Ostsee errechnet (PUSTELNIKOV 1974c). Zur Durchführung der einzelnen Rechnungen verwendeten wir folgende Einheiten: Fläche des Wassergebietes der Ostsee — 385 Tausend km², Wasservolumen — 20,5 Tausend km³, durchschnittlicher jährlicher Flüssigkeitsabfluß der Flüsse — 444 km³, Wasseraustausch mit der Nordsee: Abfluß 930 km³, Zufluß von Wassermassen der Nordsee — 465 km³ (MIKULSKI 1970).

Die absoluten Werte der Masse des Sedimentmaterials erhielten wir auf der Basis der quantitativen Berechnung der Gesamtkonzentration der Beimengung und ihrer Bestandteile¹⁾ (Tab. 2).

Tabelle 2
Die absoluten Massewerte des Sedimentmaterials der Ostsee

Charakteristik der Beimengungselemente	Flüsse	Meer	Austausch m. d. Nordsee	
			in die Ostsee	aus der Ostsee
Konzentration, mg/l	14	3	1,4	2,1
Absolute Masse, Mio t	6,3	61,5	0,7	2,0
davon:				
Terrigenes Material	4,8	28,0	0,4	0,1
Biogenes Material	1,5	33,5	0,3	1,9

Hauptquellen für das Eintreten des Sedimentmaterials sind: der Abfluß der Flüsse die Abrasion der Ufer und die Erosion des Bodens (BLAZHCHISHIN, SUJSKIJ 1973); der Wasseraustausch mit der Nordsee und die Produktion durch Organismen im Meer selbst. Das Sedimentmaterial wird wie folgt verbraucht: es sinkt auf den Grund, tritt in die Nordsee ein und wird mineralisiert. Die Berechnung dieser Elemente der Bilanz ist in Tab. 3 angeführt.

Die Bilanz des terrigenen Materials. Mit dem Abfluß der Flüsse und durch den Wasseraustausch treten in die Ostsee jährlich 5,2 Mio t Sedimentmaterial ein. Subtrahieren wir dieses Material von der Gesamtmenge im Meer (28 Mio t), so erhalten wir die absoluten Massewerte des Materials, das durch Abrasion und Erosion hervorgegangen ist (22,8 Mio t), das hauptsächlich aus Partikeln < 0,05 mm besteht (91%). Die absoluten Massewerte des Grobmaterials (> 0,05 mm) betragen nach den lithodynamischen Beobachtungswerten (BLAZHCHISHIN, SUJSKIJ 1973) 15,1 Mio t. Somit beläuft sich die Gesamtmenge an terrigenem Material, das aus Abrasion und Erosion

¹⁾ Zur Vereinfachung der Bilanzberechnungen wurden die absoluten Massewerte für den organischen Detritus und die Kieselpartikel als Bestandteile des biogenen Materials vereint.

Tabelle 3
Elemente der Bilanz des suspendierten Sedimentmaterials der Ostsee, Mio t pro Jahr

Material	Elemente der Bilanz, Mio t				Verbrauch				
	Zugang								
	Flüsse	Abrasion und Erosion	Wasseraustausch	Produktion	Summe	Sedimentation	Wasseraustausch	Mineralisierung	Summe
Terrigenes	4,8	37,9	0,4	—	43,1	43,0	0,1	—	43,1
Biogenes	1,5	0,3	0,3	172,2	174,2	2,7	1,9	169,6	174,2
Gesamt	6,3	38,2	0,7	172,1	217,3	45,7	2,0	169,6	217,3

entstanden ist, auf 37,9 Mio t. Der Gesamtzugang von terrigenem Material beträgt jedoch 43,1 Mio t, und umgerechnet auf die Flächeneinheit 112 t/km². Dieses Material lagert sich in der Hauptsache auf dem Meeresboden ab (43 Mio t), und nur 0,1 Mio t werden in die Nordsee getragen.

Die Bilanz des biogenen Materials erhielten wir auf Grund der Bestimmung des Umfangs seiner Produktion und seiner Ablagerung am Meeresboden. Die Primärproduktion an organischem Material ist gleich 300 t C/km² bzw. 115,7 Mio t (PUSTELNIKOV 1974 b, d). Der Eintritt von biogenem Kieselmaterial wurde nach dem charakteristischen Verhältnis SiO₂amorph./C_{org.} errechnet und beläuft sich auf 149 t SiO₂/km² bzw. 56,4 Mio t. Das organische Material und die amorphe Kieselerde sind die Hauptkomponenten des biogenen Materials. In dem suspendierten Flußablauf treten sie in einer Menge von 1,5 Mio t ins Meer, durch Wasseraustausch in einer Menge von 0,3 Mio t. Somit ist der Gesamtzugang von biogenem Material im Meer 174,2 Mio t oder 454,7 t/km² groß.

In die Nordsee wird 1,9 Mio t biogenes Material getragen, und auf dem Boden lagern sich 2,7 Mio t ab. Folglich macht das Schlußglied des biogenen Materials (die Mineralisierung) den Hauptanteil des Verbrauchs aus — 169,6 Mio t. Dieses Material findet sich ständig in der Kette des biochemischen Kreislaufs des Sedimentmaterials in den Wassermassen und Ablagerungen der Ostsee.

Somit häuft sich jährlich auf dem Meeresboden 45,7 Mio t Sedimentmaterial an, von dem der biogene Teil weniger als 6% ausmacht.

Moduln der Anhäufung und des Tempos der rezenten Sedimentation. Auf der Grundlage der Bilanzberechnungen für das Sedimentmaterial erhielten wir die Jahresmoduln für den Eintritt und die Anhäufung (Tab. 4).

Aus Tab. 4 ist deutlich das Vorherrschen des terrigenen Sedimentationsprozesses zu ersehen. Das biogene Material ist nur im Kreislauf des Sedimentmaterials aktiv beteiligt.

Setzen wir für die Dichte der feuchten Ablagerungen 1,5 t/m³ ein, so erhalten wir die mittlere Geschwindigkeit der rezenten Sedimentation für das gesamte Meer — 7,9 cm/1000 Jahre. Aber die Sedimentationsgeschwindigkeit ist in den verschiedenen Teilen der Ostsee unterschiedlich. Insbesondere im Tiefseebereich lagern sich nach unseren Berechnungen jährlich 25,6 Mio t des eingetretenen suspendierten Sedimentmaterials ab. Bei einer durchschnittlichen Dichte des Pelit- und des Aleurit-Pelit-

Таблица 4

Jahresmoduln für den Eintritt und die Anhäufung des Sedimentmaterials in der Ostsee

Material	Eintritt		Anhäufung		% vom Modul des Eintritts
	Mio t	Modul t/km	Mio t	Modul t/km	
Terrigenes	43,1	112,0	43,0	111,7	99,6
Biogenes	174,2	454,7	2,7	7,0	1,4
Gesamt:	217,3	566,7	45,7	118,7	20,9

Schlamm von $1,35 \text{ t/m}^3$ beträgt die Sedimentationsgeschwindigkeit in dieser Zone 14 cm/1000 Jahre . Das übersteigt um das 1,5—2fache analoge Werte, die durch Untersuchungswerte der Bodenablagerungen erzielt wurden (BLAZHCHISHIN 1972).

Somit zeigt die Analyse der o. a. Werte, daß das Sedimentmaterial der Ostsee auf seinem Weg von den Mobilisierungsbereichen zu den Anhäufungsgebieten bedeutende Veränderungen durchmacht. Es erfährt bemerkenswerte geochemische Umwandlungen. Das alles weist auf die Kompliziertheit und Mehrstufigkeit der Entstehungsprozesse der Bodenablagerungen hin, deren Hauptmerkmale der Zusammensetzung sich schon in der Beimengung der grundnahen Schicht der Wassermassen bilden.

Abschließend möchte ich dem Arbeitsleiter E. M. EMEĽJANOV meinen aufrichtigen Dank für die wertvollen wissenschaftlichen Konsultationen aussprechen.

Literatur

- Блажчишин, А. И., 1972, Геологическое строение и донные осадки Балтийского моря. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геолого-мин. наук, Вильнюс, 1972.
- Блажчишин, А. И., Е. М. Емельянов, Геохимические особенности Балтийского моря. В сб. „Применение ландшафтно-геохимических методов исследований в Прибалтике и Белоруссии“, Изд-во „Наука и техника“, Минск, 1972.
- Блажчишин, А. И., Ю. Д. Шуйский, Питание Балтийского моря терригенным материалом. „Литология и полезные ископаемые“, No. 3, 1973.
- Богданов, Ю. А., А. П. Лисицын, Распределение и состав взвешенного органического вещества в водах Тихого океана. В сб. „Океанологические исследования“, No. 18, М., „Наука“, 1968.
- Емельянов, Е. М., Количественное распределение морской взвеси у побережья Самбийского полуострова — Куршской косы (Балтийское море). Сб. „Океанологические исследования“, No. 18, М., „Наука“, 1968.
- Лисицын, А. П., Методы сбора и исследований водной взвеси для геологических целей. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 19, 1956.
- Лисицын, А. П., Ю. А. Богданов, Е. М. Емельянов, А. Н. Максимов, О. С. Пустельников, В. В. Серова, Взвешенное вещество в водах Атлантического океана. В кн. „Осадкообразование в Атлантическом океане“, М., „Наука“, 1973.
- Лопатин, Г. В., Наносы рек СССР. М., Географиздат, 1952.
- Микульски, Зд., Приток речных вод в Балтийское море в 1951—1960 г. г. „Океанология“, т. X, вып. 6, 1970.
- Пустельников, О. С., Количественное распределение взвеси в центральной и юго-восточной частях Балтийского моря. „Океанология“, т. IX, вып. 6, 1969.

- Пустельников, О. С., Вещественно-генетические типы взвеси Балтийского моря. В сб. „Вопросы четвертичной геологии“, УП, Рига, 1974 а.
- Пустельников, О. С., Геологическая характеристика бассейна и механизм формирования донных осадков Балтийского моря (по данным изучения взвеси). Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. геолого-мин. наук, Вильнюс, 1974 б.
- Пустельников, О. С., Баланс осадочного материала и скорости современного осадкообразования в Балтийском море (по данным изучения взвеси). „Baltica“, No. 5, „Минтис“, Вильнюс, 1974 в.
- Пустельников, О. С., Взвешенное органическое вещество и поступление его на дно Балтийского моря. „Океанология“, 1974 г, (в печати).
- BANSE, K., Ergebnisse eines hydrographisch-produktions-biologischen Längsschnitts durch die Ostsee, im Sommer 1956. Kieler Meeresf. 13 (1957) 1.
- BRANSKI, J., J. SKIBINSKI, Udział rumowiska wlezonego w egolnej masie rumowiska rzecznoego, transportowanego w korycie srodkowej i dolnej Wisly. Wiadom. sluzby hydrol. i meteorol., 4 (1968) No 3—4.
- KREY, J., Beobachtungen über den Gehalt an Mikrobiomasse und Detritus in Kieler Bucht 1958—1960. Kieler Meeresf. 18 (1961) 2.
- ZEITSCHL, B., Zur Sedimentation von Seston, eine produktionsbiologische Untersuchungen von Sinkstoffen und Sedimenten der Westlichen und Mittleren Ostsee. Kieler Meeresf. 21 (1965) 1.

Anschrift des Verfassers:

Младший научный сотрудник Атлантического отделения Института океанологии им. П. П. Ширшова АН СССР, гор. Калининград, 236 000, проспект Мира, дом 1.

Die automatische Bestimmung von Nitrat, Nitrit und Silikat im Ostseewasser

Von LUTZ BRÜGMANN

Zusammenfassung: Zur simultanen Bestimmung von 0—1,2 µg-at. $\text{NO}_2\text{-N/l}$ und 0—10 µg-at. $\text{NO}_3\text{-N/l}$ im Ostseewasser wird ein Analysenautomat eingesetzt. In Verbindung mit einer Auswerteeinheit dient diese Gerätegruppe ebenfalls zur Analyse von 0—40 bzw. 0—100 µg-at. Silikat-Si/l in der Ostsee.

Nitrit wird nach der Methode von BENDSCHNEIDER und ROBINSON [2], Nitrat nach MORRIS und RILEY [7] und Silikat nach STRICKLAND und PARSONS [10] bestimmt. 20 Proben/h können analysiert werden. Die relativen Standardabweichungen liegen bei $\pm 1,6\%$ für 25 Proben mit 5 µg-at. $\text{NO}_3\text{-N/l}$, $\pm 1,3\%$ für 20 Proben mit 1,2 µg-at. $\text{NO}_2\text{-N/l}$ und bei $\pm 1,5\%$ für 30 Proben mit 50 µg-at. Si/l. Im Verlaufe von zwei See-Einsätzen wurden mit dem Automaten 480 Wasserproben aus dem Gebiet der westlichen Ostsee auf ihren Nitrit- und Nitratgehalt sowie 514 Proben aus der gesamten Ostsee auf ihren Silikatgehalt untersucht.

1. Einleitung

Die Erforschung der Verteilung chemischer Parameter im marinen Lebensraum setzt die Analyse einer Vielzahl von Proben voraus. Auf Grund der komplexen Zusammensetzung des Meerwassers und der Mannigfaltigkeit der darin ablaufenden Prozesse sind fundierte Aussagen über gesetzmäßige Zusammenhänge nur dann zu gewinnen, wenn mehrere Komponenten in einer Probe bestimmt werden. Da die erforderlichen Analysen bisher zumeist manuell durchgeführt werden, ergibt sich ein großer Arbeitsaufwand, der oft eine Reduzierung der möglichen Probenanzahl und eine Beschränkung auf ausgewählte Parameter bedingt.

Die quantitative Bestimmung von Nährstoffen, zu denen in erster Linie die Stickstoff-, Phosphor- und Siliziumverbindungen im Meerwasser gerechnet werden, stellt eine der wichtigsten Aufgaben in der chemischen Ozeanographie dar. Diese Komponenten werden zu den Spurenstoffen (weniger als 1 mg/l) gezählt und weisen starke raumzeitliche Variationen auf. Da sich nach einer längeren Aufbewahrung von Meerwasserproben der Gehalt an Nährstoffen in ihnen verändert, ist eine Analyse am Ort der Probenentnahme notwendig.

Der begrenzte Platz in einem Schiffslaboratorium, das Fehlen von genügend Personal und die beschränkte Zeit, die für chemische Arbeiten während einer Forschungsreise zur Verfügung steht, sind Faktoren, welche die Analysenergebnisse negativ beeinflussen. Die Anforderungen an die Genauigkeiten sind hoch, weil Unterschiede von Nährstoffkonzentrationen festzustellen sind, die oft im Bereich der Nachweisgrenzen einfacher analytischer Reaktionen liegen. Außerdem sollten die Ergebnisse verschiedener Laboratorien, von allen Meeresgebieten und zu unterschiedlichen Zeiten vergleichbar sein [9].

Viele dieser Probleme können durch die Anwendung automatischer Methoden für die chemische Analyse von Meerwasserproben gelöst werden. Bisher kommen hierfür international fast ausschließlich Technicon Auto Analyzer [1, 3, 4, 5, 6] zum Einsatz. Dabei werden auf Grund des steigenden Bedarfs an Informationen über eine Probe in den letzten Jahren verstärkt Mehrkanal-Analysensysteme verwendet [5]. In der DDR befindet sich seit längerer Zeit ein nach dem „flow-stream“-Prinzip arbeitender „Kontinuierlicher Analysenautomat“ (VEB PGW Medingen) auf dem Markt, der vor allem für den Einsatz im Bereich der klinischen Chemie gedacht ist. Die vorliegenden Untersuchungen dienen dem Zweck, die Eignung dieses Gerätes zur Bestimmung von Nährstoffkomponenten im Meerwasser zu überprüfen.

2. Experimentelles

2.1. Versuchsprinzip

Für die Nitritanalyse wird die Methode von BENDSCHEIDER und ROBINSON [2] verwendet, die auf einer Diazotierung von Sulfanilsäureamid durch das Nitrit in saurer Lösung und der anschließenden Kopplung des Reaktionsproduktes mit einem Naphthylaminderivat beruht. Der dabei entstehende Diazofarbstoff wird kolorimetrisch bestimmt.

Bei der Nitratbestimmung nach MORRIS und RILEY [7] erfolgt als erster Schritt eine Reduktion zu Nitrit. Die Proben werden dazu durch eine Säule mit amalgamierten Kadmiumspänen gegeben. Es schließt sich die oben beschriebene Methode der Nitritanalyse an.

Zur quantitativen Bestimmung des Silikats findet die Methode nach STRICKLAND und PARSONS [10] Anwendung. Hierbei bildet sich in schwefelsaurer Lösung in Gegenwart von Molybdationen eine Heteropolysäure, die durch die Zugabe von Metol-sulfit zu einer intensiv gefärbten Verbindung, dem Molybdänblau, reduziert wird. Phosphationen, welche die gleiche Reaktion eingehen, werden mit Oxalsäure maskiert.

2.2. Versuchsanordnung

Die erforderlichen Nitrit- und Nitratmessungen wurden unter Verwendung des ProbenSpeichers APS 2, der Dosierpumpe DP 2-2, des Durchflußkolorimeters DFK 1 mit einer Photozelle vom Typ 494 LA GAE und des Kompensationsschreibers EZ 31 durchgeführt. Zur Bestimmung des Silikatgehalts wurden das DFK 1 mit der Photozelle 494 LA GZE und die Auswerteeinheit AE 1 benutzt, wobei eine Registrierung des extinktionsproportionalen Wertes erfolgte. Nach einer Eichung und Faktorierung konnte die Silikatkonzentration direkt ausgedruckt werden.

Zu den Systemen gehörten außerdem PVDC-Pumpschläuche, ein Thermostat mit einer Mehrfachreaktionswendel und dem Leitungsträger, 50 mm Durchflußküvetten sowie diverse Glas- und Verbindungsteile. Es kam ein von uns erarbeitetes Spülgefäß zur Anwendung, das einen störungsfreien Zu- und Ablauf der Spülflüssigkeit gewährleistete und eine Probenverschleppung ausschloß. Alle Glasteile des Reaktionssystems hatten einen Innendurchmesser von 2 mm.

Die Fließdiagramme (Abb. 1–3) stellen eine Anpassung der bisher von uns manuell durchgeführten Methoden zur Bestimmung von Nitrit, Nitrat und Silikat im Meerwasser [2, 7, 8, 10] an die Erfordernisse des Analysenautomaten dar.

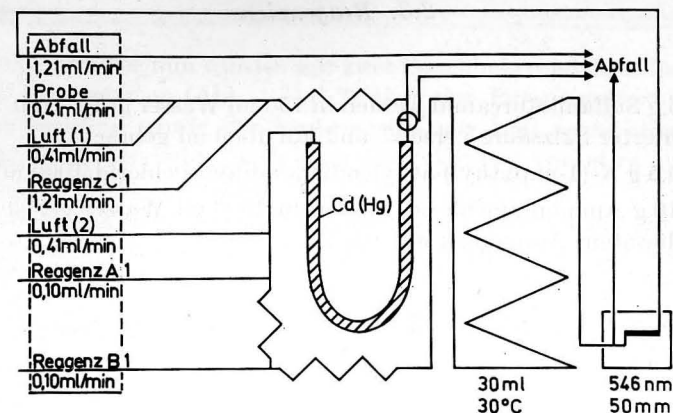


Abb. 1. Fließschema zur automatischen Bestimmung von Nitrat im Meerwasser

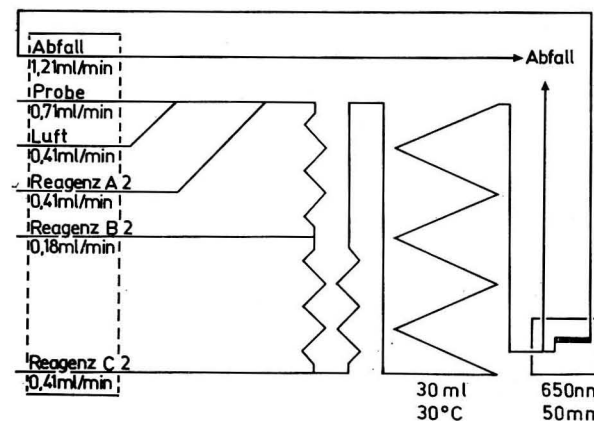


Abb. 2. Fließschema zur automatischen Bestimmung von Nitrit im Meerwasser

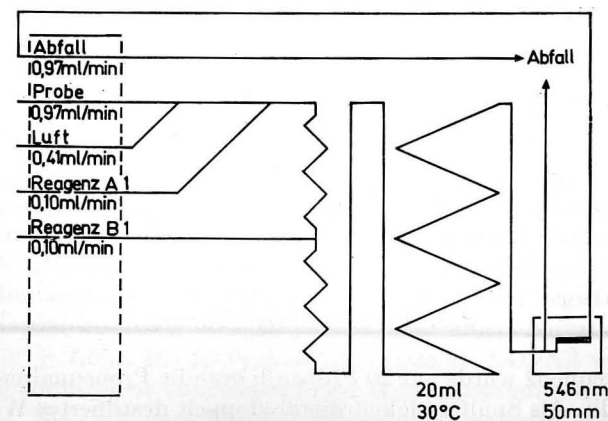


Abb. 3. Fließschema zur automatischen Bestimmung von Silikat im Meerwasser

2.3. Reagenzien

Nitrit/Nitrat:

Reagenz A₁: 5 g Sulfanilsäureamid werden in 750 ml Wasser gelöst, mit 50 ml konzentrierter Salzsäure versetzt und auf 1000 ml gebracht.

Reagenz B₁: 0,5 g N-(1-naphthyl)-äthylendiamindihydrochlorid/1000 ml Wasser.

Reagenz C₁: 10 g Ammoniumchlorid werden in 1000 ml Wasser gelöst und mit verdünntem Ammoniak auf pH 8,5 gebracht.

Silikat:

Reagenz A₂: 10 g Ammoniummolybdat werden in 500 ml Wasser gelöst, mit 30 ml konzentrierter Salzsäure versetzt und auf 1000 ml gebracht.

Reagenz B₂: 150 ml Schwefelsäure (50 Vol.%) und 7 g Oxalsäure werden in 1000 ml Wasser gelöst.

Reagenz C₂: 10 g Metol und 10 g Natriumsulfit werden in 1000 ml Wasser gelöst.

Bemerkungen: Zum Bereiten der Reagenzlösungen wurden analysenreine Chemikalien in doppelt destilliertem Wasser gelöst. Das verwendete Ammoniumchlorid wurde zur Verringerung seines Nitratgehalts vor Gebrauch umkristallisiert. Alle Lösungen wurden filtriert und in dunklen Flaschen unter Kühlung aufbewahrt. Die Reagenzien A₁, C₁ und B₂ waren mindestens 6 Monate, B₁ und A₂ etwa 1 Monat und C₂ 2 Wochen stabil.

2.4. Kadmiumpulver

Als Reduktionssäule diente ein U-förmiges Glasrohr mit einem Innendurchmesser von 3 mm und einer Gesamtlänge von 180 mm. Die Säulenfüllung wurde wie folgt bereit: Feine Kadmiumpulver wurden mit einem Magneten von Eisenresten befreit, entfettet und kurzzeitig mit konzentrierter Salzsäure behandelt. Nach dem Waschen bis zur neutralen Reaktion des Waschwassers wurde das Kadmiumpulver längere Zeit mit gesättigter Quecksilber(II)chloridlösung geschüttelt und erneut intensiv gewaschen. Anschließend konnten die amalgamierten Pulver in die Säule überführt werden. Der Reduktor wurde auf beiden Seiten mit einem Pfropfen aus Glaswolle verschlossen und war nach dem Hindurchgleiten von etwa 20 ml Probenwasser mit einem Nitratgehalt von 5 µg-at./l einsatzbereit.

Bemerkungen: Werden zum Bereiten des Reduktors frisch hergestellte Pulver verwendet, ist zuweilen eine mehrfache Aktivierung erforderlich. Beim Füllen der Säule ist das Entstehen von „Toträumen“ ohne Pulver zu vermeiden. Bilden sich dieselben nach einem längeren Einsatz des Reduktors, wird das verbrauchte Kadmiumpulver ersetzt, wobei ein leichtes Nachstopfen der Füllung erfolgt. Das amalgamierte Kadmiumpulver ist ständig unter Wasser aufzubewahren.

2.5. Versuchsdurchführung

Die Analysenfrequenz wurde auf 20 Proben/h und die Probennahme — zur Spülzeit auf 1 : 1 eingestellt. Als Spülflüssigkeit diente doppelt destilliertes Wasser. Die Reaktionstemperatur betrug jeweils 30 °C (±0,1).

Nitrit/Nitrat:

1,38 ml Probenwasser/min wurden mit zwei Tauchhebernadeln entnommen und den beiden Reaktionssystemen (Abb. 1 und 2) über eine Pumpe getrennt zugeführt. Bei der Nitritbestimmung wurde der Probenstrom mit Luft segmentiert und mit den beiden Reagenzien vermischt. Nach einer Reaktionszeit von etwa 19 min wurde die Transmission bei 546 nm gemessen.

Zur Analyse des Nitratstickstoffs im Meerwasser wurde nach der Segmentierung Ammoniumchlorid zugemischt. Um eine vorzeitige Inaktivierung des amalgamierten Kadmiumpulvers und turbulente Störungen beim Probendurchlauf zu verhindern, war es notwendig, die Luft vor dem Eintritt des Probenstromes in den Reduktor abzutrennen. Die Proben wurden durch einen Dreiwegehahn, der sich zwischen dem Luftabscheider und der mit Kadmiumpulver gefüllten Säule befand, erst nach erfolgter Stabilisierung des Systems über den Reduktor geleitet. Der Weg der Proben vom Reduktorausgang bis zur erneuten Luftzuführung war kurz, um eine Vermischung unterschiedlicher Proben zu reduzieren.

Es schloß sich die oben angegebene Nitritbestimmung an, wobei die Gesamtmenge Nitrit/Nitrat etwa 22 min nach dem Eintreten der Proben in das Reaktionssystem gemessen wurde. Die Nitratkonzentration ergab sich nach entsprechender Korrektur.

Silikat:

0,71 ml Probe/min wurden mit Luft segmentiert und nacheinander mit den Reagenzien A₂, B₂ und C₂ versetzt. Nach ungefähr 23 min wurde die Extinktion bei 650 nm registriert. Für die Zuleitung des Reagenzes A₂ kamen Verbindungsstücke aus Plastikmaterial zur Anwendung, da sich in den vom Hersteller gelieferten Metallröhrchen Molybdänblauverbindungen abschieden und dadurch Unregelmäßigkeiten im Reaktionssystem hervorriefen.

3. Versuchsergebnisse

Nitrit/Nitrat:

Die beiden Systeme wurden so eingestellt, daß 0—1,2 µg-at. NO₂-N/l und 0—10 µg-at. NO₃-N/l erfaßt werden konnten. Diese Bereiche entsprechen etwa dem quantitativen Auftreten dieser Nährstoffe in unserem Untersuchungsgebiet. Extinktionseichkurven, die mit Meerwasser geringen Nitrit- und Nitratgehalts als Matrix und entsprechenden Standardzugaben aufgestellt wurden, verliefen in beiden Konzentrationsbereichen linear. Unter den vorliegenden Bedingungen wurden beim Nitrat 83% und beim Nitrit 95% des „steady state“ erreicht. Eine weitere Verbesserung dieser Werte ist beim Einsatz größerer Probenmengen und längerer Reduktionssäulen zu erreichen. Größere Reaktionsspiralen bewirkten keine Erhöhung der registrierten Peaks. Die relative Standardabweichung bei 25 Proben mit einer Nitratkonzentration von 5 µg-at./l betrug ± 1,6%. Bei 20 Proben mit 1,2 µg-at. NO₂-N/l wurden ± 1,3% gemessen. Wurde unmittelbar nach einer Probe hoher Konzentration (5 µg-at. NO₃-N/l bzw. 1,2 µg-at. NO₂-N/l) eine Standardlösung mit geringen Nitrit/Nitrat-Mengen (0,5 µg-at. NO₃-N/l bzw. 0,12 µg-at. NO₂-N/l) analysiert, ergab sich eine Zunahme des

niedrigeren Gehalts um etwa 10% (Nitrat) bzw. 2% (Nitrit). Die Drift der Schreiberregistrierungen war gering. Sie lag bei etwa 0,5 Skalenteile/h (NO_3) bzw. 0,7 Skt./h (NO_2).

Nach etwa 500 Proben mit einem Nitratgehalt von $5 \mu\text{g-at./l}$ trat noch keine merkliche Abnahme der Reduktionskraft der amalgamierten Kadmiumpäne ein. Beim Einsatz von Kadmiumpäne, das mit 1% Kupfersulfatlösung aktiviert wurde, ergab sich eine Steigerung der Empfindlichkeit dieser Methode um etwa 15%. Jedoch ließ diese Säulenfüllung im Vergleich zum amalgamierten Kadmiumpäne in ihrem Reaktionsvermögen schneller nach. Die Anwendung dieses Reduktors wurde noch dadurch erschwert, daß eine genau eingestellte Verweilzeit der Proben einzuhalten war. Zu kurzer Kontakt mit den Spänen erbrachte eine unvollständige Reduktion der Nitrationen und bei einem zu langen Verweilen kam es anscheinend zu einer über die Oxydationsstufe des Nitrits hinausgehenden Reduktion, die ebenfalls die Ausbeute herabsetzte.

In der Zeit vom 22.—29. November 1974 kam der Analysenautomat auf dem FS „Professor Albrecht Penck“ zu einem Einsatz unter Feldbedingungen. Dabei wurden bei teilweise ungünstigen Witterungsverhältnissen mit Windstärken von $5-7^\circ$ Bft. 480 Meerwasserproben aus dem Gebiet der westlichen Ostsee sowie eine Vielzahl von Standardproben auf ihren Gehalt an Nitrit- und Nitratstickstoff untersucht. Abgesehen von geringen Schreiberoszillationen bei stark rollendem und stampfendem Schiff wurden ähnlich gut reproduzierbare Ergebnisse wie im Landlaboratorium erhalten. In der Tab. 1 werden die Ergebnisse manueller und automatischer Nitratanalysen gegenübergestellt. Dabei wurden die Proben in der dargestellten Reihenfolge gemessen. Die bis auf den Bereich der „Nitratprungschicht“ relativ gute Übereinstimmung beider Werte wurde auch bei anderen Stationen festgestellt.

Tabelle 1
Vergleich der automatischen und manuell durchgeführten Nitratanalyse (Station 364, 25. 11. 1974)

Tiefe	Nitratbestimmung		Abweichungen	
	automatisch ($\mu\text{g-at. NO}_3\text{-N/l}$)	manuell ($\mu\text{g-at. NO}_3\text{-N/l}$)	($\mu\text{g-at. NO}_3\text{-N/l}$)	%
0,5	3,2	3,2	0,0	0
5	3,3	3,5	0,2	6
10	2,9	3,0	0,1	3
15	8,0	8,6	0,6	7
20	8,4	8,6	0,2	2
22	8,4	8,6	0,2	2

Silikat:

Das Silikatsystem wurde in Abhängigkeit von den in einzelnen Seegebieten zu erwartenden Konzentrationen auf $0-40 \mu\text{g-at. Si/l}$ bzw. $0-100 \mu\text{g-at. Si/l}$ eingeeicht. Da für beide Bereiche das LAMBERT-BEERSche-Gesetz voll anwendbar war, genügte es jeweils, vor Beginn der Messungen eine Einpunkt-Eichung mit einer Standardlösung von etwa 80–90% der Maximalkonzentration vorzunehmen. Die relative Standardabweichung betrug bei 30 Proben mit $50 \mu\text{g-at. Si/l} \pm 1,5\%$. Die Drift der Schreiberregistrierungen war minimal (ca. 0,1 Skalenteile/h) und konnte vernachlässigt werden.

Da die Reduktion temperaturabhängig ist, war eine Thermostatisierung der Reaktionswendel unbedingt erforderlich. Bis zu $5 \mu\text{g-at. PO}_4\text{-P/l}$ wurde keine Beeinträchtigung der Analyseergebnisse durch die Anwesenheit von Phosphat in der Probe festgestellt. Es wurden 94% des „steady state“ erreicht.

Sowohl beim kombinierten Nitrit/Nitrat- als auch beim Silikatsystem war es erforderlich, für einige Teilgeräte des Analysenautomaten eine stabilisierte Spannungsquelle zu verwenden. Das galt für die Schreiber und insbesondere für die Vorschaltgeräte der Wolframlampen des DFK 1. Störungen traten u. a. auch durch die relaisgesteuerten Schaltvorgänge der Thermostaten auf. Zur Herabsetzung des Silikatblindwertes mußte der Kontakt der Proben und Reagenzien mit Glasgefäßen auf das unbedingt erforderliche Maß beschränkt werden.

Vom 13.—23. Februar 1975 wurden im Verlaufe einer Ostsee-Expedition an Bord des FS „Alexander von Humboldt“ mit dem Analysenautomaten in Verbindung mit der Auswerteeinheit 514 Proben auf ihren Silikatgehalt analysiert. Dabei wurden reproduzierbare Ergebnisse erzielt. In der Tab. 2 werden die Silikatkonzentrationen einer Station im Gotlandtief wiedergegeben.

Tabelle 2
Silikatkonzentrationen im Gotlandtief
(Station 271/15 A, 23. 2. 1975)

Tiefe (m)	Silikat ($\mu\text{g-at./l}$)	Tiefe (m)	Silikat ($\mu\text{g-at./l}$)
1	17,2	90	59,8
10	17,0	100	64,8
20	17,0	110	63,2
30	17,8	125	64,5
40	18,4	150	74,6
50	17,6	175	82,8
60	18,1	200	86,8
70	18,4	225	102,4
80	52,7	240	103,0

4. Schlußfolgerungen

Aus den Ergebnissen, die sich bei der Ausarbeitung der Methoden zur automatischen Bestimmung von Nitrit, Nitrat und Silikat im Meerwasser und aus zwei Einsätzen der Gerätegruppe an Bord von Forschungsschiffen ergaben, lassen sich folgende Schlußfolgerungen ziehen:

- Der Analysenautomat ist für die Bestimmung der drei Nährstoffe in den in der Ostsee auftretenden Konzentrationsbereichen geeignet.
- Die Reproduzierbarkeit der erhaltenen Meßdaten, die geringe Überlappung von aufeinanderfolgenden Proben stark unterschiedlicher Konzentration und die mit der Gerätegruppe erreichbare Empfindlichkeit genügen den Ansprüchen, die in der chemischen Ozeanographie gegenwärtig an die Qualität von Nährstoffanalysen gestellt werden.
- Bei einer Berücksichtigung der aufgezeigten Störmöglichkeiten ist der erfolgreiche Einsatz des Automaten an Bord eines Forschungsschiffes gewährleistet.

— Mit der vorliegenden Gerätegruppe ist z. Z. die Durchführung von Zweikanalanalysen möglich. Bei der Bereitstellung größerer Probenbehälter und bei Verbesserungen der Leitungssysteme scheint eine Erweiterung auf vier Kanäle möglich zu sein.

5. Literatur

- [1] ATLAS, E. L., S. W. HAGER, L. I. GORDON und P. K. PARK, A practical manual for use of the Technicon AutoAnalyzer in seawater nutrient analyses. Technical Report 215, Reference 71-22, Corvallis/Oregon 1971.
- [2] BENDSCHNEIDER, K. und R. J. ROBINSON, A new spectrophotometric method for the determination of nitrite in sea water. *J. Mar. Res.* **11** (1952) 87—96.
- [3] BREWER, P. G. und J. P. RILEY, The automatic determination of nitrate in sea water. *Deep-Sea Res.* **12** (1965) 765—772.
- [4] BREWER, P. G. und J. P. RILEY, The automatic determination of silicate-silicon in natural waters with special reference to sea water. *Anal. Chim. Acta* **35** (1966) 514—519.
- [5] GRASSHOFF, K., A simultaneous multiple channel system for nutrient analysis in seawater with analog and digital data record. *Advances in automated analysis 1970*, 133—145.
- [6] HENRIKSEN, A. und A. R. SELMER-OLSEN, Automatic methods for determining nitrate and nitrite in water and soil extracts. *Analyst* **95** (1970) 514—518.
- [7] MORRIS, A. W. und J. P. RILEY, The determination of nitrate in sea water. *Anal. Chim. Acta* **29** (1963) 272—279.
- [8] NEHRING, D., Some remarks on the determination of nitrate and ammonia in sea water. *ICES Interlab. Rep.* **2** (1968).
- [9] NEHRING, D., K. H. ROHDE und H. BERGE, Bedeutung und Arbeitsmethodik der Chemie in der Meeresforschung. *Wiss. Zeitschrift Univ. Rostock* **16** (1967) 1085—1097.
- [10] STRICKLAND, J. D. H. und T. R. PARSONS, A manual of sea water analysis. *Fish. Res. Bd., Canada, Bull.* **125** (1965) 67—72.

Anschrift des Verfassers:

Dr. L. BRÜGMANN
 Institut für Meereskunde der AdW der DDR
 DDR-253 Rostock-Warnemünde

Zu kurzzeitigen Temperaturänderungen am Südwestrand des Arkonabeckens

von

HERBERT FRANCK

Zusammenfassung: Anhand von zwei 10tägigen Temperaturmeßreihen der Position 54° 47,7' N 13° 03,5' E werden verschiedene Aspekte der Variabilität der Temperatur unterhalb des mittleren Sprungschichtniveaus betrachtet. Die mögliche GAUSSsche Normalverteilung der Meßwerte wird mit dem χ^2 -Verfahren überprüft. Geeignet zusammengefaßte eindimensionale Verteilungsfunktionen dienen zur Charakterisierung der Größenverteilung der Temperaturänderungen und deren zeitlicher Veränderung. Weitere Resultate zur Erhaltungsneigung, zur mittleren Temperaturänderung und zur Energieverteilung ergeben sich aus der Autokovarianzfunktion, der Strukturfunktion und dem Energiespektrum beider Meßreihen.

1. Einleitung

Der hydrographische Zustand des Arkonabeckens wird im Sommer durch das Zusammenspiel sehr unterschiedlicher Wasserarten gekennzeichnet, die sich nach WÜST und BROGMUS (1955) wie folgt fassen lassen:

Warmes, salzarmes Oberwasser,
 sehr kaltes, salzarmes Zwischenwasser,
 kühles Tiefenwasser innerhalb der Salzgehaltsübergangsschicht,
 salzreiches Bodenwasser.

Ihrem Ursprung nach handelt es sich bei den beiden ersten Wasserarten um Baltisches Wasser, während die beiden letzteren neueres bzw. älteres von Westen stammendes Mischwasser darstellen (HELA und KRAUSS, 1959). Diesen Wasserkörpern entspricht das bekannte haline Zweischichtensystem mit der dazugehörigen Salzgehaltsübergangsschicht bzw. -sprungschicht (mittlere Tiefe: 36 m; Betrag: vorwiegend 4—8‰, maximal etwa 16‰ — alle Angaben beruhen auf Meßwerten der Jahre 1952 bis 1970 —). Wesentlich komplizierter ist die thermische Vertikalstruktur. Die sommerliche Temperatursprungschicht (mittlere Tiefe: 19 m — Zeitraum 1952 bis 1970 —) trennt das warme Oberwasser vom kalten Zwischenwasser. Der hohe Temperaturunterschied, der meistens 8—12 °C beträgt, bleibt während des ganzen Sommers bestehen, da eine schnelle Erwärmung der Zwischenwasserschicht wegen des Nachschubs an Kaltwasser aus den winterkalten Zwischenwasserzonen der Bornholmsee (KALLE, 1953) nicht möglich ist. Darunter schließt sich z. T. mit Temperaturinversionen das kühle, oder teilweise auch wärmere Tiefenwasser an. Während die Deckschicht (Oberwasser) relativ homotherm ist, sind die unter der Sprungschicht liegenden tieferen Zonen oft durch fingerartige Verzahnungen schmaler, kälterer und wärmerer Wasser-

schichten gekennzeichnet. Diese ausgeprägte Mehrfachsichtung wird nach WÜST und BROGMUS (1955) sowie WÜST (1957) durch quantenweise Warmwassereinschübe über die Darßer Schwelle verursacht, wobei durch die Einordnung das kühle Tiefenwasser, teilweise aber auch das kalte Zwischenwasser in mehrere Schichten aufgespalten wird.

Diese hier skizzierte Schichtung reagiert bei Einwirkung meteorologischer Kräftefelder mit einem System interner Schwingungen (HELA und KRAUSS, 1959; KRAUSS, 1966 u. a.), die dann ihrerseits gemeinsam mit nicht periodischen advektiven Prozessen eine starke Variabilität insbesondere der Temperatur verursachen.

Erste Untersuchungen der Veränderlichkeit wurden in den Jahren 1942–1944 mit einem als Gradientmesser verwendeten Thermoelementblock vorgenommen (KALLE, 1953). Messungen mit Bathythermographen und Bathysonden lieferten später ein allgemeines Bild der Größenordnung der Veränderlichkeit (HELA und KRAUSS, 1959; SIEDLER, 1961). Die ab 1959 beginnenden Messungen mit verankerten Beobachtungsmasten (KRAUSS, 1960) potenzierten das zur Verfügung stehende Meßmaterial, auf dessen Grundlage das breite Spektrum der die Variabilität verursachenden internen Schwingungsvorgänge untersucht wurde (KRAUSS und MAGAARD, 1961; KRAUSS, 1966; KIELMANN, KRAUSS und MAGAARD, 1969; TOMCZAK, 1969; KIELMANN, KRAUSS und KEUNECKE, 1973).

Gegenüber diesen Messungen, die – soweit sie das Arkonabecken betreffen – überwiegend in den inneren Teilen durchgeführt wurden, soll hier die thermische Variabilität einer Station, die unmittelbar südwestlich der Beckenbegrenzung auf 29 m Tiefe liegt, betrachtet werden. Die Lage der Station ist bezüglich des Vorkommens extrem temperierter Wassermassen dadurch charakterisiert, daß sie einerseits direkt im Bereich der über die Darßer Schwelle erfolgenden Warmwasserintrusionen liegt und andererseits eine maximale Entfernung von den Quellgebieten des intermediären Kaltwassers (Bornholmshgat) besitzt. Die Untersuchungen beschränken sich auf die interessanteren Tiefenschichten.

2. Material

Als Grundlage dienen Temperaturmessungen einer Bojenstation, die auf der Position $54^{\circ} 47,7' N$ $13^{\circ} 03,5' E$ ausgelegt war. Die Messungen in 20 und 24 m Tiefe hatten folgende Dauer:

Tiefe (m)	Dauer	Anzahl der Meßwerte N
20	23. 7. 70 (16.00 Uhr)–1. 8. 70 (6.45 Uhr)	1240
24	23. 7. 70 (16.00 Uhr)–1. 8. 70 (6.41 Uhr)	1233

Als Meßgeräte dienen Fotothermographen, deren allgemeines Arbeitsprinzip von GLAZUNOV (1962) beschrieben worden ist. Die verwendeten Geräte (Typ: FTG 64) waren an einem am Boden verankerten und nach oben durch Auftriebskörper (5 m unterhalb der Oberfläche) straff gespannten Trägerseil befestigt. Die Halbwertzeit der verwendeten Thermometer war geringer als 0,5 min. Die Temperaturen wurden in

einer Genauigkeit von $0,1^{\circ} C$ ermittelt. Als Registrierabstand war mit $\Delta t = 10$ min die geringste Zeitdifferenz gewählt worden, die das Gerät zuläßt. Dieser Zeitabstand wurde mit einer zu vernachlässigenden Ungenauigkeit (0,01 min in 20 m und 0,07 min in 24 m Tiefe) eingehalten.

Zur Kennzeichnung der vertikalen Struktur der Meßposition und ihrer Umgebung wurden am Anfang und Ende der Dauerstation ermittelte Vertikalprofile und ein vom 22.–24. 7. 70 aufgenommenen Schnitt von der Kadetrinne bis zum Bornholmshgat verwendet. Angeführte Mittelwertangaben beruhen auf 55 Vertikalmeßserien (5 m Meßabstand), die in den Jahren 1960–1970 auf der Position der Boje gewonnen wurden.

3. Bearbeitungsmethoden

Die Temperaturmeßreihen werden zunächst auf zugrunde liegende GAUSSsche Normalverteilungen untersucht. Dies geschieht durch Vergleich theoretischer GAUSSverteilungen, die aus Standardabweichung s und Mittelwert \bar{T} berechnet werden, mit den gegebenen Häufigkeitsverteilungen der Temperaturwerte. Die Beurteilung des Vergleichs erfolgt mit dem χ^2 -Verfahren (WEBER, 1972), wobei die Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0,01$ und $\alpha = 0,001$ gewählt wird.

Kann keine GAUSSverteilung nachgewiesen werden, gewinnen die zur Betrachtung der Temperaturveränderlichkeit vorgesehenen Verteilungsfunktionen $F_r(\Delta T)$ an Bedeutung, da diese unabhängig von der Verteilungsform die Wahrscheinlichkeit W dafür angeben, daß die in einem festen Zeitintervall vorkommenden Temperaturänderungen ΔT kleiner als eine bestimmte Temperaturänderung sind.

Es werden ohne Berücksichtigung des Vorzeichens der Temperaturänderungen Verteilungsfunktionen $F_r(\Delta T)$ für die Zeitintervalle (Verschiebungsschritte) $\tau = r \cdot \Delta t$ mit $r = 1, 2, \dots, k$ ermittelt, wobei $k = 48$ gesetzt wird. Das entspricht einer durchgehenden Betrachtung der Temperaturänderungen vom Zeitintervall 10 min bis zu 8 h. Um die Aussage der k Verteilungsfunktionen $F_r(\Delta T)$ zu verdichten, werden aus jeder von ihnen für ausgewählte Unterschreitungswahrscheinlichkeiten $W = 0,1; 0,2; \dots; 0,9; 0,95; 1,0$ die zugehörigen ΔT -Werte entnommen. Die für die einzelnen Wahrscheinlichkeiten resultierenden 48 ΔT -Werte ergeben in einem Temperaturänderungs-Zeit-Diagramm die Stützpunkte für jeweils eine Linie gleicher Unterschreitungswahrscheinlichkeit. Das vollständige Linienfeld liefert ein konzentriertes Bild der Temperaturveränderlichkeit.

Da die Erhaltungsneigung der Temperatur bei der Betrachtung mittels eindimensionaler Verteilungsfunktionen unberücksichtigt bleibt, erfolgt die Berechnung der Autokovarianzfunktion (TAUBENHEIM, 1969). Diese ist für eine, wie hier vorliegende endliche Zahl äquidistanter Meßwerte nur in diskreten Verschiebungsschritten $\tau = r \cdot \Delta t$ als empirische Autokovarianzfunktion

$$C_r = C_r(\tau = r \cdot \Delta t) = \frac{1}{N - r - 1} \sum_{j=1}^{N-r} (T_j - \bar{T})(T_{j+r} - \bar{T}) \quad (1)$$

bestimmbar. Wegen besserer Eignung für Digitalrechner wird in diesen Untersuchungen die nicht ganz identische Form (TAUBENHEIM, 1969)

$$C_r = \frac{1}{N - r - 1} \sum_{j=1}^{N-r} (T_j \cdot T_{j+r}) - \bar{T}^2 \quad (2)$$

verwendet, wobei $r = 0, 1, 2, \dots, m$ ist. Da C_r für Verschiebungen $\tau > N \cdot \Delta t/10$ nicht mehr genügend statistisch gesichert ist, kann bei $N \approx 1200$ der Verschiebungsschritt höchstens $\tau_m = 1200 \text{ min} = 20 \text{ h}$ werden, woraus bei $\Delta t = 10 \text{ min}$ entsprechend $\tau_m = m \cdot \Delta t$ der Wert $m = 120$ folgt.

Zusätzlich wird die empirische Strukturfunktion

$$S_r = S_r(\tau = r \cdot \Delta t) = \frac{1}{N - r - 1} \sum_{j=1}^{N-r} (T_{j+r} - T_j)^2 \quad (3)$$

angegeben, die hier bei großem N und genügend kleinem r in hinreichender Genauigkeit aus der Autokovarianzfunktion mittels

$$S_r = 2[C_0 - C_r] \quad (4)$$

geschätzt wird.

Das empirische Energiespektrum der Meßwertreihen wird mit Hilfe des *Wiener-Chintschin*-Theorems aus der Autokovarianzfunktion (2) bestimmt (TAUBENHEIM, 1969). Da letztere auf Grund des vorliegenden Materials in diskreten Werten gegeben ist, wird die Spektrumberechnung üblicherweise nur für die diskreten Frequenzen

$$\nu_q = \frac{q}{m} \nu_{Ny} \quad \text{mit } q = 0, 1, 2, \dots, m \quad (5)$$

erfolgen, wobei $\nu_{Ny} = \frac{1}{2\Delta t}$ die *Nyquist*-Frequenz darstellt. Für die zunächst interessierende relative Energie, die auf die einzelnen Frequenzen ν_q entfällt, führt die *FOURIER*-Summentransformation auf

$$V(\nu_q) = \frac{1}{m} \left[K_0 + (-1)^q K_m + 2 \sum_{r=1}^{m-1} K_r \cos \left(\pi q \frac{r}{m} \right) \right], \quad (6)$$

wobei K_r der normierte Autokorrelationskoeffizient ist, der sich unter Verwendung von (2) aus

$$K_r = \frac{C_r}{C_0} \quad (7)$$

ergibt (K_0 durch Normierung gleich 1). Bei Bestimmung des relativen empirischen Energiespektrums entsprechend (6) dürfen aus Symmetriegründen an den Enden der Spektren, also für $V(\nu_0)$ und $V(\nu_{Ny})$ nur die halben Energiewerte verwendet werden (TAUBENHEIM, 1969).

Das damit vorliegende ungeglättete relative Energiespektrum wird mittels *Hanning*-Fenster

$$V_i(\nu_q) = 0,5 V(\nu_q) + 0,25 [V(\nu_{q-1}) + V(\nu_{q+1})]$$

$$V_i(\nu_0) = 0,5 V(\nu_0) + 0,5 V(\nu_1)$$

$$V_i(\nu_{Ny}) = 0,5 V(\nu_{Ny}) + 0,5 V(\nu_{m-1})$$

einer Glättung unterzogen. Im Ergebnis erhält man einen geeigneten Schätzwert des tatsächlichen Energiespektrums.

4. Ergebnisse

4.1. Zum hydrographischen Aufbau

Die mittleren Schichtungsverhältnisse im Gebiet der Bojenstation sind gegenüber dem Arkonabecken bereits etwas verändert. Während im Arkonabecken in den meisten Fällen deutlich ausgeprägte *T*- und *S*-Sprungschichten auftreten, reduziert sich ihr Vorkommen am Untersuchungsort wegen seiner Lage im Einstrombereich und infolge der geringeren Tiefe. Definiert man als gut ausgeprägte Sprungschicht eine zusammenhängende vertikale Betragsänderung von mindestens 2 grd bzw. ‰ in dem Teil des Vertikalprofils, wo der Gradient $\geq 0,2 \text{ grd m}^{-1}$ bzw. ‰ m^{-1} ist, so ergibt sich, daß sowohl *T*- als auch *S*-Sprungschichten nur in 30–40% aller Meßserien vorhanden sind. Ungefähre Anhaltspunkte über die Tiefenlage dieser Sprungschichten sowie ihrer Ober- und Untergrenzen liefert die Tab. 1.

Tabelle 1

Mittlere Tiefenlage (einschließlich Standardabweichung *s*) charakteristischer Sprungschichtpunkte auf der Position der Boje 57° 47,7' N 13° 03,5' E im Sommer (Zeitraum 1960–1970)

[grad m ⁻¹] [‰ m ⁻¹]	<i>T</i> -Sprungschicht		<i>S</i> -Sprungschicht	
	Tiefe [m]	s [m]	Tiefe [m]	s [m]
Obergrenze 0,2	12	5	13	5
Maximaler Gradient	16	5	22	5
Untergrenze 0,2	19	4	25	6

Entsprechend diesen Werten liegen die Registriertiefen der Bojenstation etwas unterhalb der mittleren *T*-Sprungschicht, aber direkt innerhalb des mittleren *S*-Sprungschichtbereiches. Nach WÜST und BROGMUS (1955) sind diese Tiefen infolge des Dichtegefälles das Einordnungsniveau für schmale Warmwasserlinsen und damit derjenige Tiefenbereich, der durch eine komplizierte thermische Vertikalstruktur gekennzeichnet ist. Dies bestätigt sich für die hier untersuchte Position gleich durch das zu Beginn der Dauermessungen ermittelte Vertikalprofil (in einer von 17 m bis zum Boden reichenden *S*-Sprungschicht treten deutlich zwei Warmwasserschichten auf; Abb. 1).

Der Vertikalaufbau am Anfang und Ende der Dauerstation ist sehr verschieden (Abb. 1). Darin deuten sich die unterschiedlichen Wirkungen aus den beiden Haupt-einflußrichtungen an. Die am 23. 7. vorhandene, ausgeprägte *S*-Sprungschicht (gekoppelt mit allgemein hohen Temperaturen in Mehrfachschichtung) kennzeichnet, wie auch das auf dem hier nicht mitgeteilten Schnitt beobachtete Salzgehaltsgefälle auf der Darßer Schwelle, einen von Westen erfolgenden Einstrom; demgegenüber müssen die am 1. 8. auftretenden niedrigen Salzgehalts- und Temperaturwerte der Tiefenschicht auf den Zustrom entsprechender Wasserkörper aus dem Arkonabecken zurückgeführt werden.

Das Vorkommen thermisch extrem orientierter Wasserkörper zeigen erst die Dauermessungen selbst. Die sehr hohe Schwankungsbreite der Temperatur während der 10-tägigen Messungen, die mit 11,6 grd (20 m) und 10,4 grd (24 m) fast die Größe der

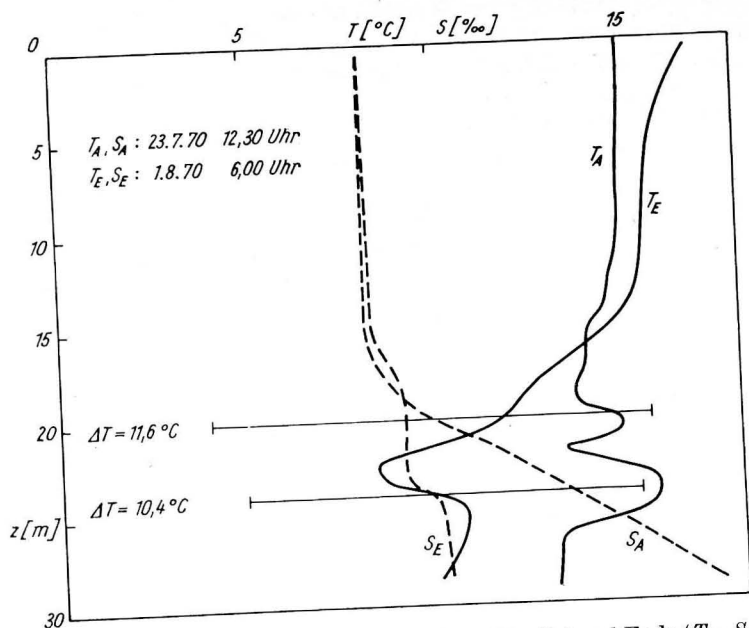


Abb. 1. Temperatur- und Salzgehaltsverteilung am Anfang (T_A, S_A) und Ende (T_E, S_E) der Dauerstation sowie die Schwankungsbreite der Temperatur in 20 und 24 m in der Zeit vom 23. 7. bis 1. 8. 1970

mittleren Jahresschwankung im Arkonabecken (nach MATTHÄUS, 1975: 12,1 grad in 20 m) erreicht, bestätigt die Beteiligung thermisch breit gestreuter Wassermassen. Das häufige Auftreten fast oberflächenwarmen Wassers ist verständlich, da die Wassersäule westlich der Bojenstation ziemlich einheitliche Temperaturen zwischen 14 und 16 °C hatte. Bemerkenswert ist das häufigere Vorkommen sehr kalten Wassers (< 6 °C; Minimum 4 °C) in der Dauer zwischen 0,2 und 10 h in beiden Meßtiefen. Hierbei handelt es sich um intermediäres kaltes Zwischenwasser aus dem Arkonabecken. Dieses Kaltwasser muß als ziemlich unvermischt angesehen werden, denn selbst das auf dem Arkonabeckenschnitt in Ballenform gefundene Zwischenwasser hatte nur im äußersten Nordosten Minimumtemperaturen von etwa 4 °C. Die Ursachen für das Auftreten dieses Kaltwassers auf der Bojenposition sind in einer hohen thermischen Beständigkeit dieses Wasserkörpers und in seiner schnellen Ausbreitung zu sehen.

4.2. Verteilungsform der Temperatur

Die sich für beide Registriertiefen ergebenden Häufigkeitsverteilungen der Temperatur sowie die zugehörigen theoretischen GAUSSverteilungen sind in Abb. 2 dargestellt. Der bereits visuell entstehende Eindruck einer fehlenden engeren Beziehung wird durch das χ^2 -Verfahren bestätigt.

Die aus den Messungen resultierenden χ^2 -Werte liegen unter Berücksichtigung der Freiheitsgrade bei einer gesetzten Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0,01$ weit über den kritischen χ^2 -Werten (vgl. WEBER, 1972). Eine Erniedrigung der Irrtumswahrschein-

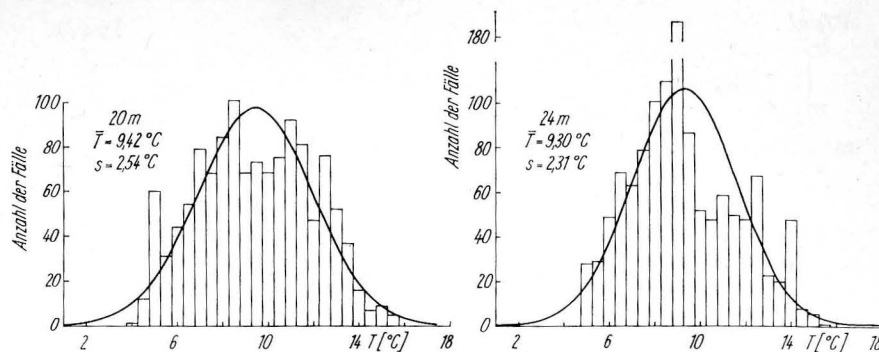


Abb. 2. Gemessene und zugehörige theoretische GAUSSverteilung der Temperatur in beiden Meßtiefen der Dauerstation

lichkeit auf $\alpha = 0,001$ bedingt nur eine unwesentliche Erhöhung der kritischen χ^2 -Werte, so daß die aus den Meßreihen sich ergebenden χ^2 -Werte auch in diesem Fall wesentlich größer als die zulässigen Höchstwerte sind. Damit bestätigen sich signifikante Unterschiede zwischen den empirischen und theoretischen Verteilungen mit der hohen Wahrscheinlichkeit von 0,999, d. h. die Temperaturverteilungen entsprechen nicht GAUSSschen Normalverteilungen. Dieses Ergebnis bleibt auch unverändert, wenn man mit einer variierten Standardabweichung eine besser angepaßte GAUSSverteilung zu erhalten versucht.

4.3. Größenverteilung der Temperaturänderungen

Einen detaillierten Einblick in die vorkommenden Temperaturänderungen liefern die ΔT -Verteilungsfunktionen der 48 Zeitintervalle, die sich in 10-Minuten-Schritten von 10 min bis zu 8 h erstrecken. Die Ergebnisse dieser in ihrer Gesamtheit schwer überblick- und vergleichbaren Verteilungsfunktionen sind in der bereits beschriebenen Weise verdichtet worden, wobei nur ein unwesentlicher Informationsverlust zu verzeichnen ist; als Vorteil ergibt sich konzentrierte Aussagekraft und die Betrachtungsmöglichkeit der zeitlichen Veränderung der Verteilung der Temperaturänderung. Das Resultat enthalten die Abb. 3 und 4.

Zur Erläuterung sei folgendes erwähnt: Die Linien 0,1 bis 1,0 geben für die verschiedenen Zeitintervalle die Wahrscheinlichkeit dafür an, daß die vorkommenden Temperaturänderungen kleiner als der dem Diagramm jeweils zu entnehmende ΔT -Wert sind. Gleichbedeutend ist, daß die Linien den Prozentsatz der auftretenden Temperaturänderungen nennen, der niedriger ist als der aus dem Diagramm resultierende ΔT -Wert.

Beispiel:

In 24 m Tiefe sind die Temperaturänderungen bei einem Zeitintervall von 3 h mit einer Wahrscheinlichkeit von 0,5 kleiner als 1 grad (oder: 50% aller vorkommenden Temperaturänderungen in 3-h-Intervallen sind niedriger als 1 grad).

Durch Differenzbildung zwischen zwei beliebigen Wahrscheinlichkeitslinien ist es möglich, die Wahrscheinlichkeit dafür zu nennen, daß für ein gegebenes Zeitintervall die Temperaturänderungen in bestimmten, dem Diagramm zu entnehmenden Temperaturänderungsbereichen liegen (diese Betrachtungsweise schließt die o. g. als Spezialfall ein, in dem eine Wahrscheinlichkeitslinie die Wahrscheinlichkeit Null hat).

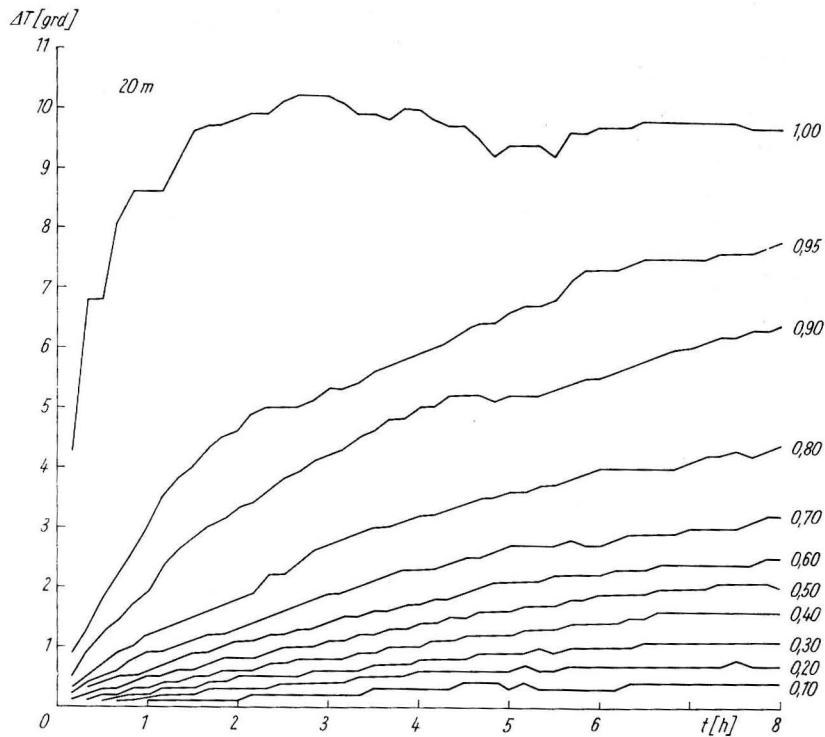


Abb. 3. Wahrscheinlichkeit der Größe der Temperaturänderungen in Abhängigkeit vom Zeitintervall in 20 m Tiefe

Beispiel:

- In 20 m Tiefe liegen die Temperaturänderungen bei 90-min-Intervallen mit einer Wahrscheinlichkeit von 0,15 im Bereich zwischen 1,5 und 4 grad.
- Die oberen 5% der Temperaturänderungen in 20 m Tiefe bei Zeitintervallen von 5 h liegen zwischen 6,6 und 9,4 grad.

Im gedachten Fall gleicher Verteilungsfunktionen der Temperaturänderungen in allen Zeitintervallen würde eine derartige Darstellung einen zur Abszisse parallelen Verlauf aller Wahrscheinlichkeitslinien liefern. Die im konkreten Fall auftretenden Abweichungen von einem solchen Bild charakterisieren deshalb die Veränderung der Verteilungsfunktionen der Temperaturänderungen. Diese zeitliche Änderung ist umso größer, je steiler möglichst viele Wahrscheinlichkeitslinien verlaufen.

Der starke Anstieg der Wahrscheinlichkeitslinien in den linken Bildteilen charakterisiert die schnelle Veränderung bei kleineren Zeitintervallen. Der dabei im Detail festzustellende unterschiedliche Anstiegsgrad (gering bei niedrigen, hoch bei großen Wahrscheinlichkeiten), also das Auseinanderlaufen der Wahrscheinlichkeitslinien, weist auf die unterschiedliche Veränderung der ΔT -Verteilungen im Bereich niedriger und hoher Temperaturänderungswerte hin. Die niedrigen Temperaturänderungen unterliegen bei wachsendem Zeitintervall nur geringen Änderungen in Umfang und

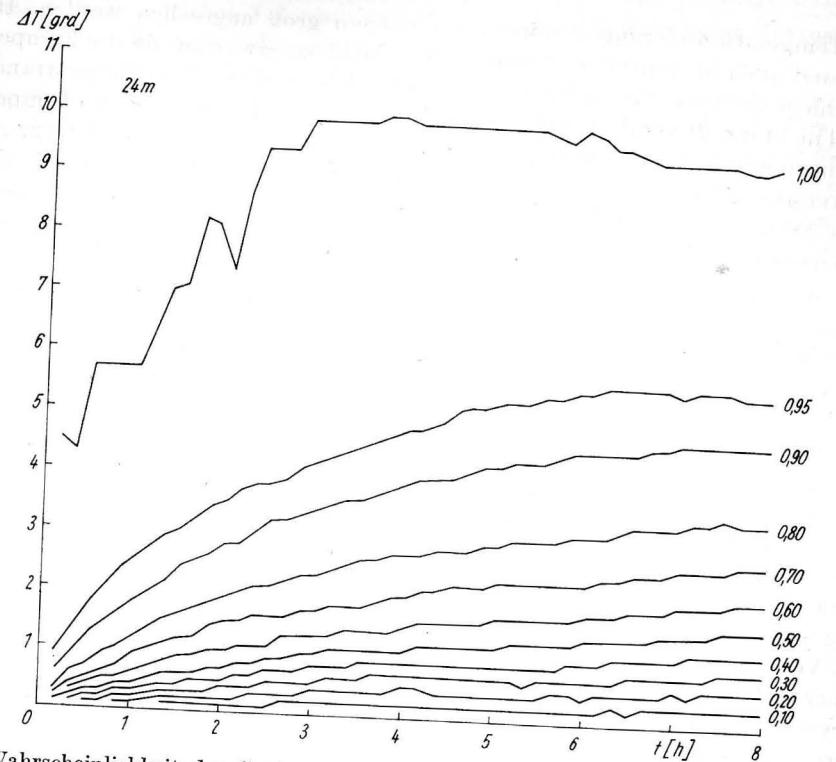


Abb. 4. Wahrscheinlichkeit der Größe der Temperaturänderungen in Abhängigkeit vom Zeitintervall in 24 m Tiefe

Größe. Bei hohen Temperaturänderungen erfolgt im Umfang nur eine geringe, aber im Streubereich des Betrages eine erhebliche Veränderung.

Der allgemeine Anstieg der Wahrscheinlichkeitslinien geht mit wachsendem Zeitintervall in einen mehr waagerechten Verlauf über, d. h. die Verteilung der Temperaturänderungen unterliegt nur noch geringerer Veränderung. Dies tritt besonders deutlich bei Zeitintervallen > 6 h in 24 m zutage, wo sich dem geringer werdenden Anstieg der niedrigen Wahrscheinlichkeitslinien ein genähert waagerechter Verlauf der hohen Wahrscheinlichkeitslinien von oben her anschließt.

Besondere Bedeutung besitzt die Linie mit der Wahrscheinlichkeit 1,0, die die maximalen Temperaturänderungen in Abhängigkeit vom Zeitintervall angibt. Einen Auszug einzelner Werte enthält die Tab. 2.

Tabelle 2
Maximale Temperaturänderungen ΔT [grad] in verschiedenen Zeitintervallen auf der Dauerstation vom 23. 7. - 1. 8. 1970

Tiefe [m]	Zeitintervall [h]									
	0,17	0,33	0,5	1	1,5	2	3	4	6	8
20	4,3	6,8	6,8	8,6	9,6	9,8	10,2	10,0	9,7	9,7
24	4,5	4,3	5,7	5,7	7,1	7,4	9,9	9,9	9,8	9,4

Diese Temperaturänderungen müssen als extrem groß angesehen werden. Höhere Werte sind auch im zentralen Arkonabecken nicht zu erwarten, da die Temperaturunterschiede der vorkommenden Wasserkörper nicht größer als am Südwestrand sind. Obwohl nicht direkt vergleichbar, seien zur Gegenüberstellung maximale Temperaturänderungen erwähnt, die von HELA und KRAUSS (1959) mit 9 grad in 16 h (22 m) und von KIELMANN, KRAUSS und KEUNECKE (1973) mit 8 grad in 2 Tagen (ca. 27 m Tiefe) für das Arkonabecken genannt werden. In einer von TOMCZAK (1969) verwendeten Langzeitmessung der Temperatur (15. 5.—16. 10. 68 auf 55° 02,4' N 13° 15,6' E) finden sich in 20 und 30 m Tiefe bei einem zweistündigen Meßabstand (1846 Meßwerte) maximale Temperaturveränderungen von etwa 7 grad. Dieser Wert wird bei dem hier vorliegenden Material noch von etwa 1% aller zweistündigen Änderungen (20 m) übertroffen. Letzteres ist z. T. dadurch bedingt, daß einerseits extreme Temperaturveränderungen eines festen Zeitintervalls besser aus zeitlich engabständig abgetasteten Temperaturwerten durch übergreifende Differenzbildung erhalten werden, als aus Messungen im Abstand des betrachteten Zeitintervalls, und andererseits die thermischen Unterschiede der beteiligten Wasserkörper nicht in jedem Jahr gleich sind. Unabhängig davon festigt sich der Eindruck, daß die hier gefundenen maximalen Temperaturänderungen zumindest für das Arkonabecken und seine Randgebiete extremen Charakter besitzen.

Abgesehen von der erheblichen Größe der maximalen Temperaturänderungen, ist deren Veränderung mit wachsendem Zeitintervall bemerkenswert. Diese vollzieht sich in einer steilen Anstiegs- und einer konstanten Phase. Die Anstiegsphase umfaßt die Intervalle von 10 min bis zu 2—3 h, innerhalb derer die maximalen Temperaturänderungen von etwa 4,5 grad auf rund 10 grad ansteigen. Bei größeren Intervallen bleibt die maximale Temperaturänderung etwa gleich (konstante Phase), da der obere Grenzwert kurzzeitiger Änderungen, der durch die maximale Temperaturdifferenz der in der Umgebung vorkommenden Wasserkörper bestimmt wird, mit 10 grad fast erreicht ist (vgl. Schwankungsbreite Abb. 1). Überraschend bleibt, daß dieser Grenzwert näherungsweise bereits in der kurzen Frist von etwa 1,5 h in 20 m Tiefe (9,6 grad) und 2,3 h in 24 m Tiefe (9,4 grad) erreicht werden kann.

Eine deutliche Verschiedenheit zwischen den Ergebnissen beider Tiefenhorizonte tritt in der unterschiedlichen Auffächerung der Wahrscheinlichkeitslinien (Abb. 3, 4) hervor. Da eine stärkere Auffächerung eine größere Veränderung der Verteilungsfunktionen mit der Zeit und eine breitere Streuung der Temperaturveränderungen beinhaltet, kann der Grad der Auffächerung als Maß für die Temperaturveränderlichkeit gelten. Daraus folgt eine größere Veränderlichkeit für die Temperatur in 20 m Tiefe.

4.4. Ergebnisse der Zeitfunktionen

Die Temperaturmeßreihen können als Realisierung eines stationären, aber nicht GAUSSSchen Zufallsprozesses angesehen werden. Das Fehlen der Normalverteilungsform bedingt, daß die Autokovarianzfunktion C_r , die Strukturfunktion S_r und das Energiespektrum $V(\nu_q)$ auch unter Hinzufügung des Mittelwertes \bar{T} nur eine vertiefte, aber keine vollständige Information der Temperaturveränderlichkeit liefern, wie es bei einem GAUSSSchen Zufallsprozeß der Fall wäre. Die drei Zeitfunktionen bieten

grundsätzlich den gleichen Informationsgehalt; sie werden jedoch zur Herausstellung einzelner Details gesondert dargestellt.

Die in Abb. 5 wiedergegebenen Autokovarianzfunktionen deuten mit ihrem schnellen Abfall darauf hin, daß kein unerwünschter Trend vorhanden ist. Das gleiche kommt in der später erwähnten niedrigen relativen Energiedichte auf der 0. Frequenz zum Ausdruck. Aus dem Fehlen eines Trends ergibt sich einerseits, daß die Ursache für die nicht GAUSSSche Verteilungsform kein Trend sein kann, und andererseits, daß die Annahme der Stationarität bezüglich der Momente 1. Ordnung (Mittelwert) zu recht besteht.

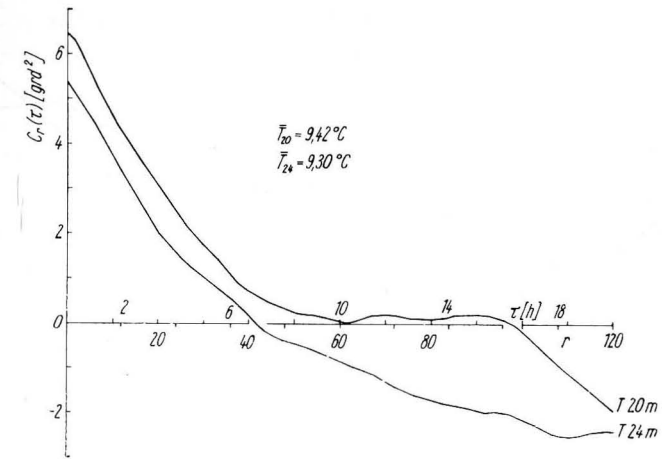


Abb. 5. Autokovarianzfunktion der Temperatur in 20 und 24 m Tiefe

Die Dispersion, die durch den Wert der Autokovarianzfunktion $C_r(\tau = 0) = C_0$ gegeben ist, erreicht mit 6,47 grad² in 20 m und 5,34 grad² in 24 m Tiefe beachtliche Werte. Bildlichen Ausdruck findet diese große Streuung der Temperaturen beider Tiefenhorizonte in den GAUSSSchen Verteilungen (Abb. 2), da deren Verlauf fast vollständig durch die Dispersion bestimmt wird.

Das Spezifikum der Autokovarianzfunktion ist die Erfassung der Erhaltungsneigung. Die Art ihrer Abnahme mit wachsendem Zeitintervall wird für die beiden Meßreihen im Verlauf ihrer C_r -Funktionen widergespiegelt (Abb. 5). Der Zeitpunkt, der dem Ende der Erhaltungsneigung entspricht, kann jedoch nur für die 20-m-Tiefenstufe angegeben werden, da dieser durch Erreichen und Verbleib auf der Nulllinie markiert ist. Das Überqueren der Nulllinie durch die Autokovarianzfunktion des 24-m-Tiefenhorizonts kann wegen des sofortigen Auftretens größerer negativer Werte von C_r nicht als Ende der Erhaltungsneigung gedeutet werden. Es ist deshalb nur für 20 m Tiefe möglich, den Zeitabstand genauer zu fassen, bei dem erstmals gemessene Temperaturwerte statistisch voneinander unabhängig sind. Der Zeitabstand beträgt 10 h.

Die Strukturfunktion S_r (Abb. 6) stellt faktisch eine in Ordinatenrichtung um den Faktor 2 gedehnte Spiegelung der Autokovarianzfunktion an der unterschiedlich verschobenen Zeitachse dar, wie auch aus der Gleichung (4) hervorgeht. Zahlenmäßig ist

S_τ gemäß (3) der Mittelwert des Differenzquadrates aller im Abstand τ voneinander liegender Temperaturwerte, d. h. die Quadratwurzel der Funktionswerte beinhaltet die mittlere Temperaturänderung $\overline{\Delta T}$ in Abhängigkeit vom Zeitintervall (z. B. beträgt die mittlere Temperaturänderung in 20 m Tiefe in 4 h 2,82 grad). In beiden Tiefenhorizonten zeigt die Strukturfunktion einen durch geringe Schwankungen gekennzeichneten Verlauf, der in seiner Anfangsphase durch einen starken, in beiden Tiefen nahezu übereinstimmenden und später nachlassenden Anstieg gekennzeichnet ist. Übersetzt in die zu erwartende durchschnittliche Temperaturänderung $\overline{\Delta T}$, bedeutet das ein schnelles Anwachsen dieser Werte bis zu Zeitintervallen von 5–7 h,

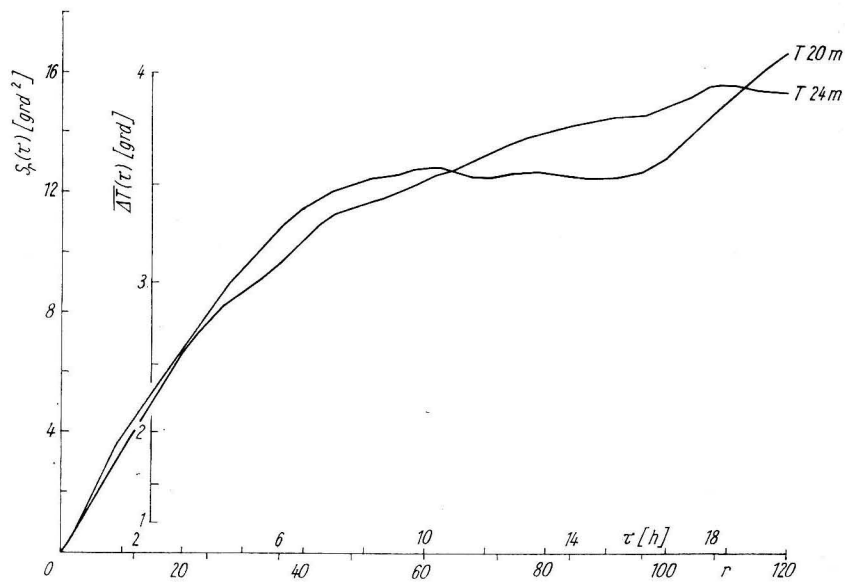


Abb. 6. Strukturfunktion der Temperatur in 20 und 24 m Tiefe

wobei mittlere Änderungen zwischen 3 und 3,5 grad erreicht werden. Bei größeren Zeitintervallen bis zu 20 h bleiben die durchschnittlichen Temperaturänderungen im wesentlichen zwischen 3,5 und 4 grad, wie unter Verwendung des Ordinatenhilfsmaßstabes aus Abb. 6 zu ersehen ist.

Die aus den Temperaturmeßreihen resultierenden empirischen Energiespektren sind in Abb. 7 dargestellt. Sie umfassen einen Frequenzbereich, der bekanntlich durch Abstand und Umfang der diskreten Messungen bestimmt ist. Dieser erstreckt sich von der Nyquistfrequenz $\nu_{Ny} = 3 \text{ h}^{-1}$, die sich aus dem Meßabstand $\Delta t = 10 \text{ min}$ ergibt, bis hinab zur Grundfrequenz $\nu_1 = 0,025 \text{ h}^{-1}$; letztere resultiert aus (5) unter Verwendung von $q = 1$ und $m = 120$, das seinerseits aus dem Umfang des Materials folgt. Den begrenzenden Frequenzen entsprechen die erfaßte kürzeste Periode $L_m = 0,33 \text{ h}$ und die Grundperiode $L_1 = 40 \text{ h}$. Um neben der relativen Energie eine Aussage über die absolute Energiedichte zu gewinnen, wird in der Ordinate der Abb. 7 außer dem Maßstab der relativen Energie $V_l(\nu_q)$ derjenige der absoluten Energiedichte $P_l(\nu_q)$

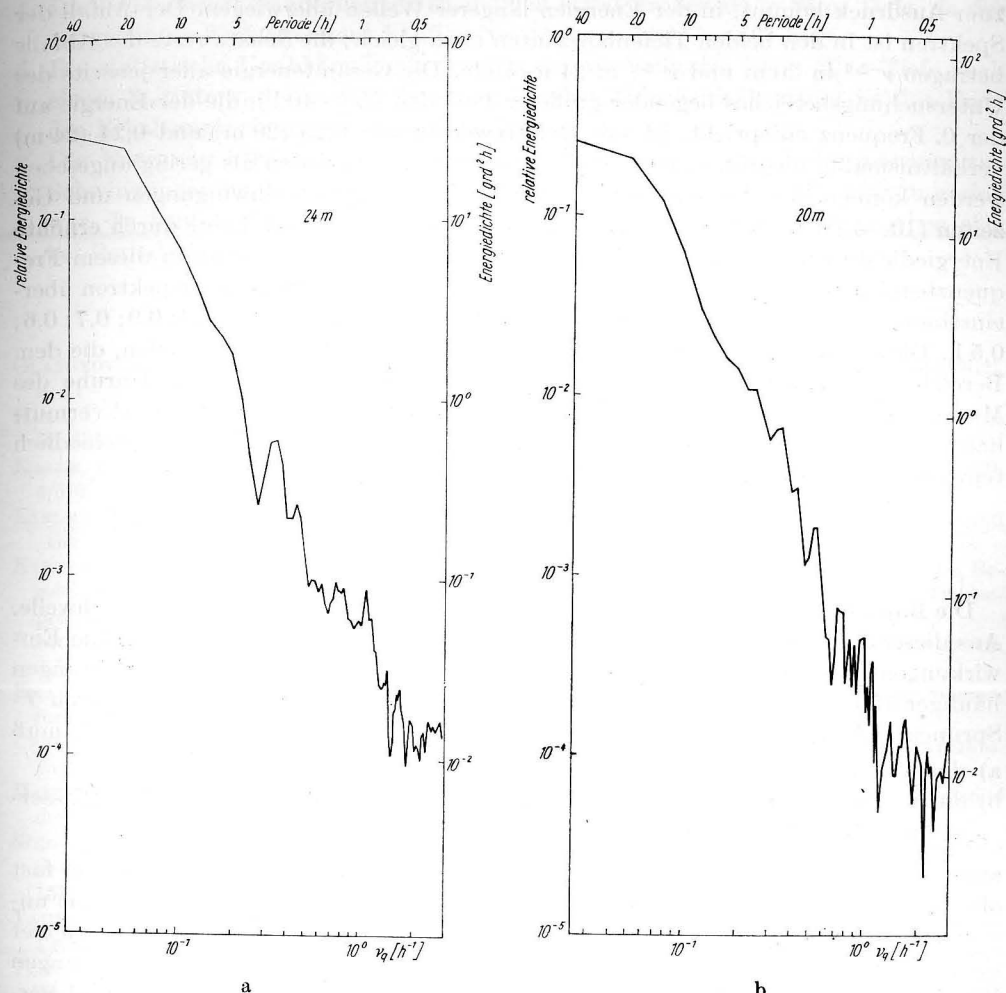


Abb. 7. Energiespektrum der Temperatur in 20 und 24 m Tiefe

eingeführt. Dieses ist ohne Schwierigkeiten möglich, da zwischen beiden Größen die Beziehung

$$P_l(\nu_q) = C_0 \cdot m \cdot \Delta t \cdot V_l(\nu_q)$$

besteht, so daß sich der Maßstab der absoluten Energiedichte bei Darstellung der Spektren in logarithmischen Koordinaten aus einer einfachen Maßstabsverschiebung ergibt. Als Ergebnis zeigt sich, daß sowohl bezüglich der relativen als auch der absoluten Energieverteilung zwischen beiden Temperaturreihen keine wesentlichen Unterschiede bestehen.

Der allgemeine Verlauf der Energiespektren entspricht in beiden Tiefenhorizonten einem roten Rauschen vom Glockenkurventyp, worin deutlich die Größenordnung

zum Ausdruck kommt, in der Energien längerer Wellen überwiegen. Der Abfall der Spektren ist in den beiden Tiefenhorizonten etwa gleich; die Schätzwerte des Abfalls betragen $\nu^{-2.4}$ in 20 m und $\nu^{-2.2}$ in 24 m Tiefe. Die Gesamtenergie aller jenseits des Untersuchungsbereiches liegender größerer Perioden ($L > 40$ h), die der Energie auf der 0. Frequenz entspricht, ist mit Relativwerten von 0,25 (20 m) und 0,24 (24 m) verhältnismäßig niedrig, so daß Einflüsse sehr langer Perioden als gering angesehen werden können. Im Periodenbereich der Seiches, Trägheitsschwingungen und Gezeiten (10–40 h nach KRAUSS und MAGAARD, 1961) zeigen sich keine durch erhöhte Energiedichte gekennzeichnete Perioden, da die spektrale Auflösung in diesem Frequenzbereich zu gering ist. Darunter ergeben sich in beiden Temperaturspektren übereinstimmende Energiespitzen bei folgenden Perioden: 2,9; 2,4; 2,2; 1,3; 0,9; 0,7; 0,6; 0,5 h. Diese Schwingungen sind, abgesehen von den drei längeren Perioden, die dem Bereich der Querschwingungen entsprechen, der sogenannten inneren Unruhe des Meeres (< 2 h nach KRAUSS und MAGAARD, 1961) zuzurechnen. Letztere wird vermutlich stark durch die vorkommenden fingerförmigen Verzahnungen unterschiedlich temperierter Wasserkörper beeinflusst.

5. Schlußbetrachtung

Die Bojenstation liegt im Übergangsbereich vom Arkonabecken zur Darßer Schwelle. Aus dieser Lage resultiert eine starke Wechselhaftigkeit der Schichtung, da die Einwirkungen beider Seegebiete sehr verschiedenartig sind und sich die Einflußrichtungen häufiger ändern. Als unmittelbare Voraussetzung für die unterhalb des mittleren T -Sprungschichtniveaus gefundene hohe sommerliche Temperaturveränderlichkeit muß

- das Vorkommen thermisch sehr unterschiedlicher Wasserkörper und
- die Möglichkeit der stabilen, blätterförmigen Übereinanderlagerung dieser Wasserarten in der Dichteübergangsschicht (ca. 18 m bis Bodennähe)

angesehen werden. Temperaturmäßig reichen die beteiligten Wasserkörper von fast oberflächenwarmem Wasser (15 °C) bis zu sehr kaltem Zwischenwasser, das mit un- vermindert niedrigen Temperaturen (4–7 °C) vom Bornholmsgat bis in das Gebiet unmittelbar südwestlich des Arkonabeckens vorstoßen kann. Diese Voraussetzungen für eine hohe Temperaturveränderlichkeit, die also in einer engräumigen und verzahnten Nachbarschaft thermisch sehr unterschiedlicher Wasserkörper bestehen, sind in ähnlicher Ausprägung nur im Arkonabecken zu erwarten. Es kann deshalb vermutet werden, daß die hier ermittelte Temperaturveränderlichkeit in den meisten Fällen höher als in anderen Teilgebieten der Ostsee ist. Einige wesentliche Ergebnisse der untersuchten Veränderlichkeit werden abschließend zusammengefaßt:

- Die Schwankungsbreite der Temperatur in 10 Tagen entspricht mit 11,6 grd (20 m) und 10,4 grd (14 m) fast der mittleren Jahresschwankung der Temperatur im Arkonabecken (12,1 grd in 20 m Tiefe).
- Die 10tägigen Temperaturmeßreihen sind in beiden Tiefenhorizonten von GAUSS-schen Normalverteilungen signifikant verschieden.
- Die maximalen Temperaturänderungen steigen von etwa 4,5 grd in 10 min auf rund 10 grd in 1,5–3 h an, womit bereits nach sehr kurzer Frist maximal mögliche Veränderungen genähert erreicht werden.

- Die Temperaturveränderlichkeit ist in 20 m etwas größer als in 24 m Tiefe, da der erstgenannte Tiefenhorizont häufiger im Sprungschichtbereich liegt.
- Die statistische Unabhängigkeit der Temperaturmeßwerte ist in 20 m Tiefe nach einem Zeitintervall von 10 h gegeben; für den 24-m-Tiefenhorizont ist das Ende der Erhaltungsneigung nicht bestimmbar.
- Die Energiespektren, die mit $\nu^{-2.2}$ und $\nu^{-2.4}$ abfallen, zeigen keine bevorzugten Schwingungen im Periodenbereich 10–40 h, da die spektrale Auflösung zu gering war. In beiden Tiefenhorizonten übereinstimmende Energiespitzen ergeben sich bei Perioden zwischen 0,5 und 2,9 h.

5. Literatur

- GLAZUNOV, V. A., Fotoregistrirujuščii glubokovognyi termograf. Trud. Inst. Okeanologii 55 (1962), S. 21–28.
- HELA, I. und W. KRAUSS, Zum Problem der starken Veränderlichkeit der Schichtungsverhältnisse im Arkona-Becken. Kieler Meeresforsch. 15 (1959), 2, S. 125–143.
- KALLE, K., Zur Frage der inneren thermischen Unruhe des Meeres. Dt. Hydr. Zeitschr. 6 (1953), 4/5/6, S. 145–170.
- KIELMANN, J., W. KRAUSS und K.-H. KEUNECKE, Currents and stratification in the Belt Sea and the Arkona Basin during 1962–1968. Kieler Meeresforsch. 29 (1973), 2, S. 90–111.
- KIELMANN, J., W. KRAUSS und L. MAGAARD, Über die Verteilung der kinetischen Energie im Bereich der Trägheits- und Seicheschwingungen der Ostsee im August 1964 (Internationales Ostseeprogramm). Kieler Meeresforsch. 25 (1969), 2, S. 245–254.
- KRAUSS, W., Das Spektrum der internen Bewegungsvorgänge der Ostsee im Periodenbereich von 0,5–7 Stunden. Kieler Meeresforsch. 22 (1966), 1, S. 28–34.
- KRAUSS, W. und L. MAGAARD, Zum Spektrum der internen Wellen der Ostsee. Kieler Meeresforsch. 17 (1961), 2, S. 137–147.
- LENZ, W., Monatskarten der Temperatur der Ostsee dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. Ergänzungsheft z. Dt. Hydr. Zeitschr. R. B, Nr. 11, 1971, 148 S.
- 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), S. 5–27.
- STEDLER, G., Über die kurzfristige Veränderlichkeit von Temperatur- und Salzgehaltsschichtung in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. Kieler Meeresforsch. 17 (1961), S. 148 bis 153.
- TAUBENHEIM, I., Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. Leipzig 1969.
- TOMCZAK, M. jr., Über interne Trägheitsbewegungen in der westlichen Ostsee. Dt. Hydr. Zeitschr. 22 (1969) 4, S. 158–162.
- WEBER, E., Grundriß der biologischen Statistik. 7. Auflage, Jena 1972.
- 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), 2, S. 163–185.
- WÜST, G. und W. BROGMUS, Ozeanographische Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt mit dem Forschungskutter „Südfall“ durch die Ostsee im Juni–Juli 1954 (anlässlich der totalen Sonnenfinsternis auf Öland). Kieler Meeresforsch. 11 (1955), 1, S. 3–22.

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Met. H. FRANCK
 Institut für Meereskunde A. d. W. der DDR
 DDR-253 Rostock-Warnemünde

Über eine Methode zur Vergleichbarkeit von Theorie und Experiment in der Meeresforschung am Beispiel der windgetriebenen Strömung

VON HANS-ULRICH LASS

1. Problemstellung

Wie aus der Physik bekannt, ist ein schneller Fortschritt eines Wissensgebietes wesentlich von einer engen Wechselwirkung zwischen Theorie und Experiment abhängig. Betrachtet man unter diesem Gesichtspunkt das Problem der windgetriebenen Strömung im Meer, so fällt einem ein eigenartiger Widerspruch auf. Es bestehen zwar seit 1905 durch V. EKMAN Modelle der stationären und der instationären windgetriebenen Strömung, aber bis auf den heutigen Tag gibt es kein entsprechendes Experiment, das diese Modelle einer umfassenden qualitativen und quantitativen Prüfung im Sinne der in der Physik üblichen Methoden unterzieht. Aus diesem Grunde ist es nicht möglich zu entscheiden, in welchen Punkten das Modell die Realität mit hinreichender Genauigkeit beschreibt und in welchen Punkten eine qualitative oder quantitative Änderung vorgenommen werden mußte.

Untersucht man die Gründe dieser merkwürdigen Tatsache, so kommt man auf Ursachen, die in den speziellen Eigenschaften des zu untersuchenden Objektes liegen, die aber offensichtlich auch für andere geophysikalische Forschungsgebiete gelten.

Es zeigt sich nämlich, daß für gewisse theoretische Modelle die anregende Kraft der Strömung, die Windschubspannung, entweder einen zeitlichen Verlauf hat, der durch determinierte Funktionen wie konstanter Wert (EKMAN 1905, FJELDSTAD 1929; ERTEL 1937, ERTEL 1966) bzw. einen Einheitssprung oder Sinusschwingung (EKMAN 1905, FJELDSTAD 1930; HIDAHA, F. DEFANT 1940, OSMIDOW 1959 und 1961; BELJAJEW 1966; CREPON 1967 und 1969) dargestellt werden kann. Das Ergebnis der Theorien liegt in diesem Fall immer in Form determinierter Funktionen vor.

Der grundlegende Umstand, der bei meereskundlichen Problemen im Sinne eines Vergleichs zwischen Theorie und Experiment erschwerend wirkt, liegt darin, daß das Untersuchungsobjekt Meer nicht wie bei einem normalen physikalischen Versuch von den nicht interessierenden Umwelteinflüssen isoliert werden kann. Deshalb sind die interessierenden Einflußfaktoren nicht frei wählbar, sondern man muß die natürlich vorgegebenen Verhältnisse in die entsprechenden Überlegungen mit einbeziehen. Die Ergebnisse der modernen experimentellen Untersuchungen des zeitlichen und räumlichen Verhaltes von Wind und Strömung zeigen jedoch (s. Abb. 1 und Abb. 2), daß diese nicht exakt durch determinierte Funktionen beschreibbar sind, sondern daß Wind und Strömung als Realisierungen von stochastischen Prozessen aufgefaßt wer-

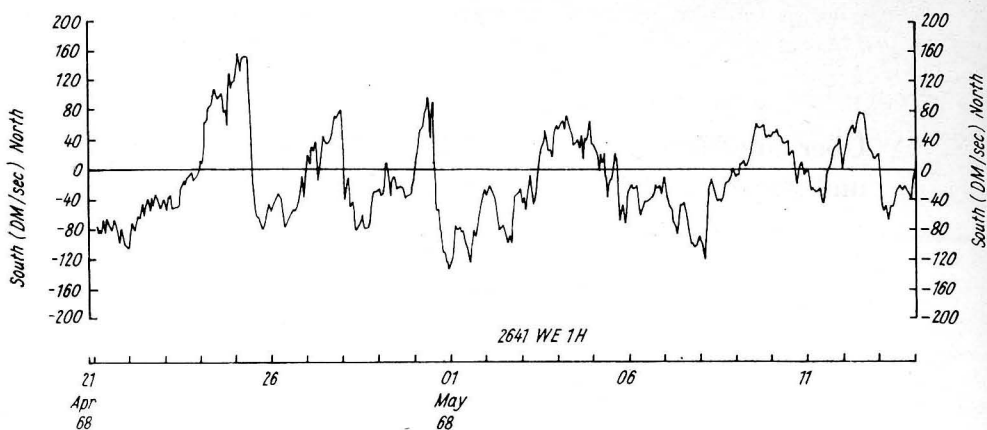


Abb. 1. Beispiel einer Windregistrierung nach CHAUSSE und TARBELL 1974

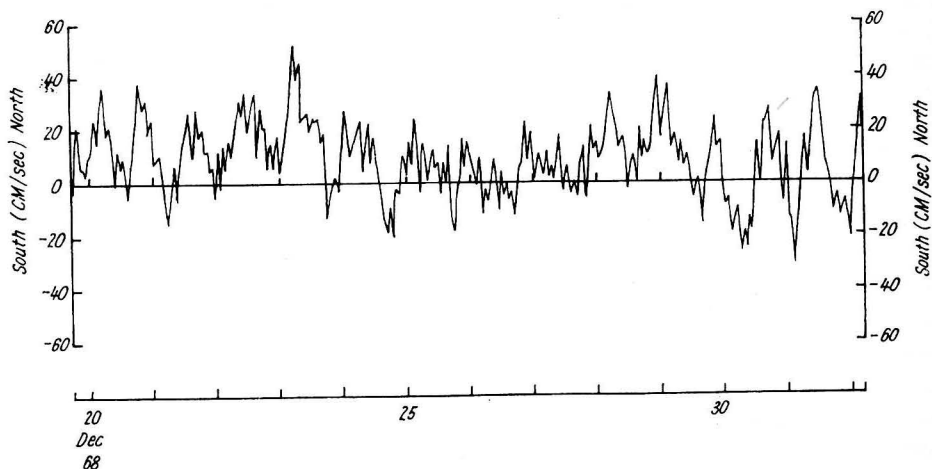


Abb. 2. Beispiel einer Strömungsregistrierung nach CHAUSSE und TARBELL 1974

den können. Somit liefert die Theorie der stochastischen Prozesse adäquate Beschreibungsformen für diese Größen.

Eine Möglichkeit, einen direkten Vergleich zwischen Theorie und Experiment vorzunehmen, bestünde darin, mit Hilfe der Theorie eine Beziehung zwischen einem beliebigen funktionellen Verlauf des Windes und dem der Strömung herzustellen. Dann könnten für den Vergleich direkte Meßwerte herangezogen werden. Theoretische Modelle dieser Art wurden aufgestellt von SARKISIAN 1957, DÜING 1964, Le PHUOC TRINH 1968, KOLESNIKOV und LITVINENKO 1969, GONELLA 1971 und HOPKINS 1972 in Form eines Faltungsintegrals zwischen dem zeitlichen Verlauf des Windes und einer das Modell charakterisierenden Funktion. Diese Methode hat jedoch Nachteile. Der erste besteht darin, daß vorausgesetzt wird, daß Wind und Strömung vor dem Zeitpunkt t_0 verschwinden. Dadurch kann das Modell im Prinzip erst nach einer gewissen Ein-

schwingzeit mit den realen Messungen übereinstimmen. Ein weiterer Nachteil ist der, daß die realen Messungen neben den windzeugten Strömungen auch noch andere davon unabhängige Anteile (wie Gezeiten, thermohaline Konvektion, Zerfallskaskade der Makroturbulenz usw.) enthalten. Diese störenden Anteile können nicht ohne weiteres eliminiert werden, so daß sich ein schlecht abschätzbarer Fehler ergibt.

Mit einer anderen Methode kann man die Voraussetzung einer gewissen Vorgeschichte von Wind und Strömung vermeiden. Hierbei wird eine Beziehung zwischen den Leistungsspektren der Windschubspannung und denen der Strömungskomponenten hergestellt, die über die sogenannte Übertragungsfunktion (Transferfunktion) gekoppelt sind. Dieser Weg wurde von FOMIN und YAMPOLSKY 1966; BELJAJEW und KOLESNIKOV 1966; YAMPOLSKY 1966, BELJAJEW 1967; FOMIN 1968 und KRAUSS 1972 beschritten. Als eine implizite Voraussetzung ist bei dieser Methode die statistische Stationarität bzw. Homogenität von Wind und Strömung vorausgesetzt, da sonst die Spektren nicht bestimmt werden können. Diese Voraussetzung ist aber unter realen Verhältnissen oft anzutreffen, so daß sie keine wesentliche Einschränkung darstellt. Die additive Überlagerung von nicht windbedingten Strömungsanteilen kann aber auch nicht mit dieser Methode eliminiert werden, so daß sich auch hier ein schwer abzuschätzender Fehler ergibt.

Wenn man eine weitere Verbesserung der Methodik zum Vergleich zwischen Theorie und Experiment auf dem Gebiet der windgetriebenen Strömung erreichen will, so erscheint es sinnvoll, den von FOMIN und YAMPOLSKY 1966 eingeschlagenen Weg der Verbindung von Systemtheorie und Meeresforschung weiter zu verfolgen. Die von den obigen Autoren in die Meereskunde eingeführte Übertragungsfunktion des zu untersuchenden Systems einer gewissen Schicht des Meeres enthält, wie aus der Systemtheorie bekannt, alle Informationen, die das System charakterisieren, unabhängig von den Eingangs- und Ausgangsfunktionen des Systems, in diesem Fall Wind und Strömung. Es wird daher vorgeschlagen, sowohl die Übertragungsfunktion der theoretischen Modelle als auch mit Hilfe von Wind- und Strömungsmessungen die Übertragungsfunktion des realen Systems zu ermitteln und beide Ergebnisse direkt miteinander zu vergleichen. Dabei ist es von Vorteil, daß die Systemtheorie eine umfangreiche Methodik zur Bestimmung von Übertragungsfunktionen (Identifikationsmethoden) bereit hält.

2. Systemtheoretische Grundlagen und Bestimmung der theoretischen und experimentellen Übertragungsmatrizen

2.1. Allgemeine Eigenschaften des Systems der windgetriebenen Strömung

Um die Methoden der Systemtheorie sinnvoll nutzen zu können, ist es nötig, die Grundeigenschaften des zu untersuchenden Systems festzustellen. Als zu untersuchendes System definieren wir eine gewisse Wasserschicht des Meeres von der Oberfläche bis zu einer bestimmten Tiefe z . Auf den Eingang des Systems sollen die Komponenten der Windschubspannung wirken, die über einen, in seiner genauen Wirkungsweise unbekanntem Prozeß, in der Tiefe z die horizontalen Strömungskomponenten induzieren.

Obwohl die hydrodynamischen Grundgleichungen ein stark nicht-lineares Gleichungssystem sind, konnte VERONIS 1970 zeigen, daß der durch die gemittelten hydrodynamischen Grundgleichungen beschriebene Ozean im Meso-Scale-Bereich, vor allem außerhalb der Westränder, ein lineares System darstellt.

Auf Grund der bisherigen ozeanologischen Kenntnisse kann man das beschriebene System durch weitere Grundeigenschaften charakterisieren

- das System ist multivariabel (mehrere Ein- und Ausgänge),
- das System hat verteilte Parameter (Abhängigkeit von Raum- und Zeitkoordinaten),
- das System ist zeitlich invariant (nicht der allgemeine Fall),
- das System ist im Meso-Scale-Bereich rückkopplungsfrei,
- das System ist in seiner Struktur teilweise bekannt.

Das Eingangssignal des Windes ist durch folgende wesentlichen Eigenschaften bestimmt:

- Das Windfeld ist in seinem zeitlichen, räumlichen Verhalten als Realisierung eines stochastischen Prozesses aufzufassen
 - a) es ereignen sich stationäre, homogene Prozesse,
 - b) es ereignen sich instationäre, inhomogene Prozesse,
- das Windfeld ist in seinem zeitlichen, räumlichen Verlauf durch den Experimentator nicht beeinflussbar,
- die Windkomponenten sind miteinander korreliert.

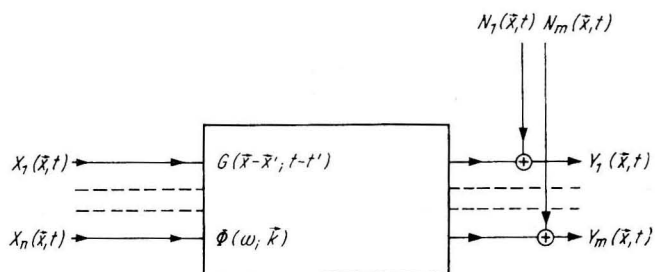


Abb. 3. Schema des Systems der windgetriebenen Strömung im Meer

Als Störgröße fassen wir alle Strömungsanteile zusammen, die nicht durch den Wind verursacht werden, so die Gezeitenanteile, die thermohaline Zirkulation, die Turbulenzanteile, die aus der Zerfallskaskade der Makroturbulenz stammen usw. Auf Grund der obigen Eigenschaften können wir das betrachtete System durch das in der Abb. 3 enthaltene Schema darstellen, wobei der Zusammenhang zwischen den entsprechenden Größen gegeben ist durch

$$\mathbf{Y}(\mathbf{x}, t) = \int G(\mathbf{x} - \mathbf{x}'; t - t') \mathbf{X}(\mathbf{x}', t') d\mathbf{x}' dt' + \mathbf{N}(\mathbf{x}, t) \quad (1)$$

Es ist

$\mathbf{Y}(\mathbf{x}, t)$	— Vektor der Ausgangsgrößen
$\mathbf{X}(\mathbf{x}, t)$	— Vektor der Eingangsgrößen
$\mathbf{N}(\mathbf{x}, t)$	— Vektor der Störgrößen
$G(\mathbf{x} - \mathbf{x}'; t - t')$	— GREENSCHE Funktion oder Übergangsmatrix
\mathbf{x}	— Ortsvektor
t	— Zeit

Um zu einem Vergleich zwischen Theorie und Experiment zu kommen, ist es notwendig, die GREENSCHE Funktion oder Übergangsmatrix (bzw. ihre FOURIERtransformierte, die Übertragungsmatrix) sowohl vom theoretischen Modell als auch mit Hilfe der Messungen von $\mathbf{Y}(\mathbf{x}, t)$ und $\mathbf{X}(\mathbf{x}, t)$ vom realen System zu ermitteln.

2.2 Bestimmung der Übergangsmatrix des theoretischen Modells

2.2.1. Allgemeine Methoden

Im allgemeinen wird das theoretische Modell in Form eines Systems von Differentialgleichungen vorliegen. Falls dieses analytisch lösbar ist, ist die Bestimmung der GREENSCHEN Funktion kein prinzipielles Problem. Die theoretische Physik (z. B. WLADIMIROV 1972, COURANT HILBERT 1968) und die Systemtheorie (z. B. SOLODOWNIKOW 1971, 1974) halten eine Anzahl bewährter Methoden zur Bestimmung der entsprechenden Funktionen bereit, auf die im Einzelfall zurückgegriffen werden kann. Schwieriger ist es, die Übergangsmatrix zu bestimmen, wenn das Gleichungssystem nur numerisch gelöst werden kann. In diesem Fall erscheint es sinnvoll, sich an die experimentellen Bestimmungsmethoden anzulehnen, wobei man den Vorteil hat, die Störgröße N weitgehend vernachlässigen zu dürfen und die Eingangsgröße im Prinzip frei wählbar ist. Die Eingangsgröße sollte dabei unter den Bedingungen ausgewählt werden, daß sie ohne Schwierigkeiten numerisch simuliert werden kann und der Zeitaufwand der Rechnung in Grenzen bleibt. Es bieten sich auf den ersten Blick zwei Typen von Eingangsfunktionen an, die wir der Einfachheit halber als rein zeitabhängig betrachten wollen. Eine Verallgemeinerung auf räumliche Probleme müßte möglich sein.

a) Sprungfunktion

In diesem Fall kann Gl. (1) in folgender Form geschrieben werden:

$$\mathbf{Y}(\mathbf{x}, t) = \int_0^t G(\mathbf{x}, t') \mathbf{X}(t - t') dt', \quad (2)$$

wobei $\mathbf{X}(t - t') = \mathbf{X}_0 \cdot U(t - t')$ mit \mathbf{X}_0 als einem konstanten Vektor und

$$U(t - t') = \begin{cases} 0 & \text{für } t < t' \\ 1 & \text{für } t \geq t' \end{cases} \quad (3)$$

Das numerische Ergebnis der Modellrechnung ist die sogenannte Sprungantwort \mathbf{Y}_s . Aus dieser läßt sich nun durch Differentiation nach der Zeit die Übertragungsmatrix bestimmen.

$$\frac{\partial \mathbf{Y}_s}{\partial t} = \int G(\mathbf{x}, t') \mathbf{X}_0 \delta(t - t') dt' = G(\mathbf{x}, t) \mathbf{X}_0. \quad (4)$$

Wenn dieses Verfahren numerische Schwierigkeiten bereitet, kann man noch auf eine numerische Laplacetransformation von Gl. (2) ausweichen. Diese liefert

$$\mathcal{L}\{\mathbf{Y}_s\} = \mathcal{L}\{G\} \cdot \mathcal{L}\{\mathbf{X}\} \quad (5)$$

mit

$$\mathcal{L}\{G(\mathbf{x}, t')\} = \Phi(\mathbf{x}, p)$$

und

$$\mathcal{L}\{\mathbf{X}(t)\} = \mathbf{X}_0 \cdot \frac{1}{p},$$

so daß

$$\Phi(\mathbf{x}, p) \mathbf{X}_0 = p \cdot \mathcal{L}\{\mathbf{Y}_s(\mathbf{x}, t)\} \quad (6)$$

die Elemente Übertragungsmatrix je nach Wahl von \mathbf{X}_0 liefert. Bei den bisherigen hydrodynamisch-numerischen Methoden, die auf ozeanologische Probleme angewandt wurden, wurde zwar in den meisten Fällen bei der Einwirkung des Windes eine Sprungfunktion verwendet, wobei allerdings nur der stationäre Endwert der erhaltenen Sprungantwort interessierte (s. z. B. HANSEN 1961).

b) Weißes Rauschen

Die Eingangsfunktion $x(t)$ läßt sich auf einem Digitalrechner auch in Form eines stochastischen Prozesses mit einem Leistungsspektrum, das den Verlauf eines weißen Rauschens hat, simulieren. In diesem Fall erhalten wir — ausgehend von der Gl. (2) — für die Kreuzkorrelationsmatrix zwischen dem Ausgangsvektor und dem Eingangsvektor mit weißem Rauschen

$$R_{yx}(\mathbf{x}, t) = \int G(\mathbf{x}, t) R_{xx}(t - t') dt', \quad (7)$$

wobei die Korrelationsmatrix R_{xx} des weißen Rauschens

$$R_{xx}(\mathbf{x}, t - t') = E \cdot \delta(t - t')$$

ist und wir somit

$$R_{yx}(\mathbf{x}, t) = G(\mathbf{x}, t) \cdot E \quad (8)$$

erhalten. E ist die Einheitsmatrix.

Diese Form der Bestimmung der Übertragungsfunktion (allerdings im Frequenzraum) wurde 1971 von RADDACH untersucht, wobei das verwendete Verfahren allerdings nur die Bestimmung des Betrages der Übertragungsfunktion gestattet.

2.2.2. Bestimmung der Übertragungsmatrix eines einfachen Modellmeeres

Da zur Zeit selbst die einfachsten Modelle des Systems Wind-Strömung noch nicht exakt verglichen worden sind, soll ein Modellmeer der einfachsten Struktur betrachtet werden. Wir setzen voraus, daß

- die Bewegungen durch den lokalen Wind erzeugt werden, und damit die horizontale Struktur des Modells vernachlässigt werden kann (POLLARD 1970),
- der Massenaufbau homogen,

- die seitliche Ausdehnung unendlich groß,
- die Tiefe unendlich groß

sei.

Unter diesen Voraussetzungen ergeben sich die Bewegungsgleichungen bei Berücksichtigung der Corioliskraft aus den hydrodynamischen Grundgleichungen mittels einer Störungsrechnung (s. KRAUSS 1973).

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - fv &= -\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} + F_1(u) \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu &= -\frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z} + F_2(v) \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

wobei

- u, v — die mittleren Strömungskomponenten im Mesoscale-Bereich
- $\overline{u'w'}; \overline{v'w'}$ — die REYNOLDSchen Schubspannungen
- f — Coriolisparameter
- $F_1; F_2$ — parametrisierte Funktionen des horizontalen Impulsaustausches sind.

Die Randbedingungen lauten

$$\left. \begin{aligned} \overline{u'w'}|_{z=0} = \tau_x \quad \overline{v'w'}|_{z=0} = \tau_y \\ v, u(z \rightarrow \infty) = 0 \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

mit τ_x, τ_y als den Windschubspannungskomponenten.

Während die linke Seite des Gleichungssystems (9) gut bestätigt ist, ist über die Struktur, die sich aus der rechten Seite ergibt, wenig bekannt.

Wir parametrisieren die REYNOLDSSchen Schubspannungen nach EKMAN (1905) zu

$$\overline{u'w'} = -K \frac{\partial u}{\partial z} \quad \overline{v'w'} = -K \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (11)$$

wobei K der konstante vertikale Austauschkoeffizient ist, und die Funktionen F_1 und F_2 wie POLLARD und MILLARD (1970)

$$F_1 = -ru \quad F_2 = -rv. \quad (12)$$

Die Übertragungsmatrix dieses Systems von Gleichungen (9) und (10) mit (11; 12) hat die Form

$$\Phi_{ij}(\omega, z) = \begin{Bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{Bmatrix} \quad (13)$$

mit den Eigenschaften $\Phi_{11} = \Phi_{22}$ und $\Phi_{12} = -\Phi_{21}$. Die Matrixelemente haben mit den dimensionslosen Frequenzen

$$x = \frac{\omega}{f} \quad x_r = \frac{r}{f} \quad x_k = \frac{2K}{z^2 f}$$

die Betragsquadrate

$$\Phi_{11/2} \cdot \Phi_{11/2}^* = \frac{1}{f^2 z^2} \frac{1}{x_k^2} \frac{1}{(a_1^2 + a_2^2)(b_1^2 + b_2^2)} \left\{ (a_1^2 + a_2^2) e^{-2b_1} + (b_1^2 + b_2^2) e^{-2a_2} \pm 2e^{-(a_2 + b_2)} [(a_1 b_1 + a_2 b_2) \cos(a_1 - b_1) + (a_2 b_1 - a_1 b_2) \sin(a_1 - b_1)] \right\} \quad (14)$$

mit

$$\left. \begin{aligned} a_1 &= -\sqrt{\frac{1}{x_k}} (-x_r + \sqrt{x_r^2 + (x+1)^2})^{1/2}; a_2 = \sqrt{\frac{1}{x_k}} (x_r + \sqrt{x_r^2 + (x+1)^2})^{1/2} \\ b_1 &= \pm \sqrt{\frac{1}{x_k}} (-x_r + \sqrt{x_r^2 + (x-1)^2})^{1/2} \quad x \geq 1; b_2 = \frac{1}{\sqrt{x_r}} (x_r + \sqrt{x_r^2 + (x-1)^2})^{1/2} \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

für $x_r \rightarrow 0$ geht die Übertragungsmatrix (14) in die für das EKMANsche Modell (EKMAN 1905) über.

Die Übertragungsmatrix des EKMANschen Modells hat für

$$\lim_{\omega=f} |\Phi_{ij}| = \infty$$

eine Singularität, was darauf hinweist, daß die Gleichungsstruktur des EKMANschen Modells die physikalischen Tatsachen nicht real widerspiegelt und vor allem im Bereich der Trägheitsfrequenz f die größten Abweichungen gegenüber den realen Ver-

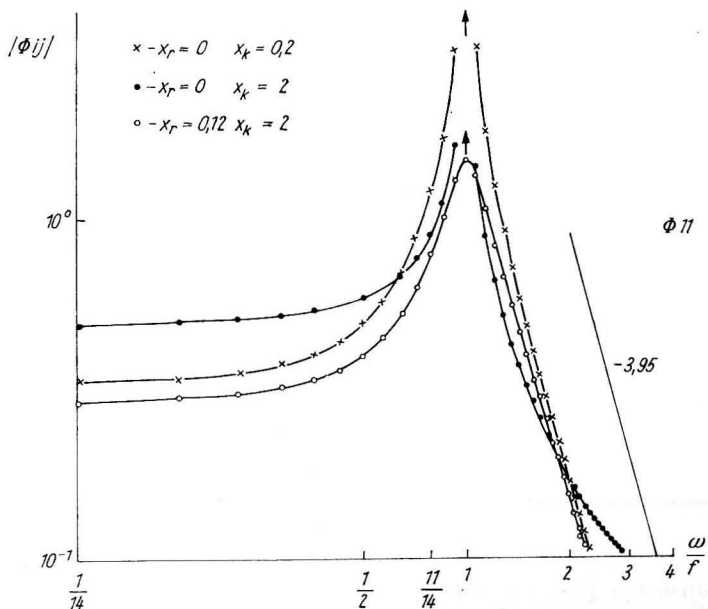


Abb. 4. Normierte Beträge des theoretischen Übertragungselementes Φ_{11} für verschiedene Parameter

hältnissen zu erwarten sind. Die Beträge der Übertragungselemente sind in den Abb. 4—7 für verschiedene Reibungsparameter dargestellt. Es zeigt sich, daß das Maximum von $|\Phi_{11}|$ nur durch außerordentlich starke Reibungskoeffizienten x_r zu niedrigen Frequenzen verschoben werden kann (Abb. 5). Dabei verschiebt sich das Maximum von $|\Phi_{12}|$ gleichzeitig zu höheren Frequenzen (Abb. 7). Bemerkenswert ist die starke Dämpfung des Maximums unter diesen Bedingungen.

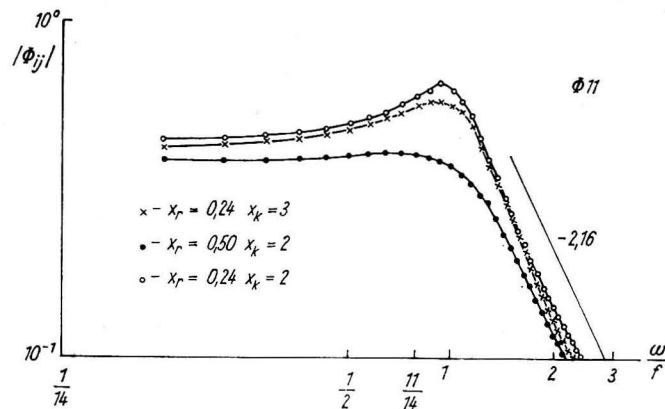


Abb. 5. Normierte Beträge des theoretischen Übertragungselementes Φ_{11} für verschiedene Parameter

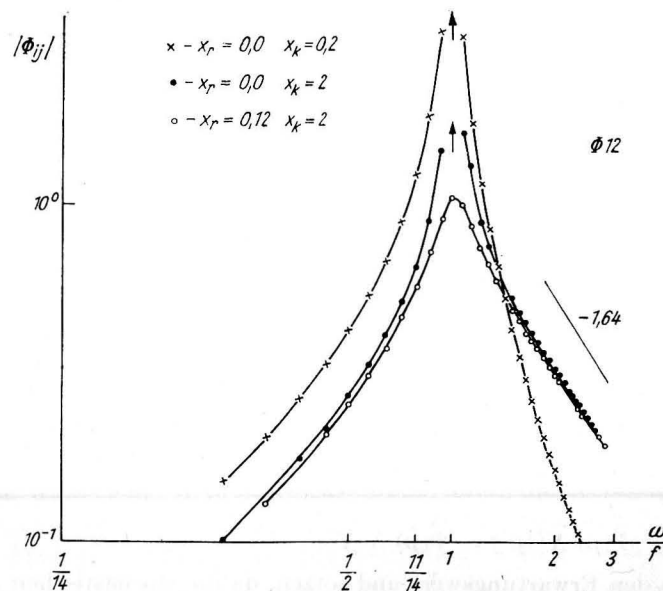


Abb. 6. Normierte Beträge des theoretischen Übertragungselementes Φ_{12} für verschiedene Parameter

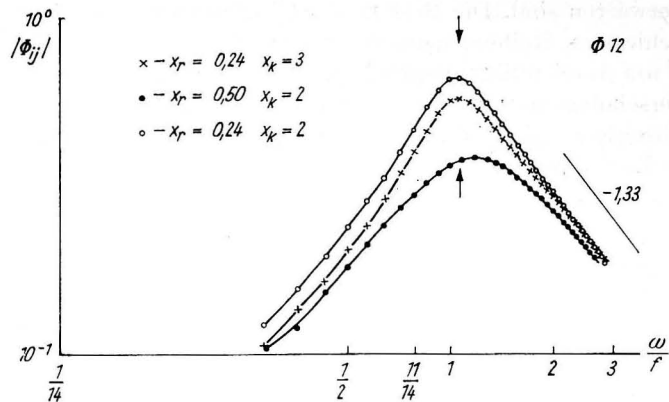


Abb. 7. Normierte Beträge des theoretischen Übertragungselementes Φ_{12} für verschiedene Parameter

2.3. Bestimmung der Übertragungsmatrix des realen Systems Wind-Strömung

2.3.1. Ableitung der Bestimmungsgleichung für die experimentelle Übertragungsmatrix

Ausgehend von den in Kap. 2.1. erläuterten Eigenschaften der Eingangsfunktion und des realen Systems gilt es, aus der Vielzahl der von der Systemtheorie angewandten Identifizierungsmethoden zur Bestimmung der Übertragungsmatrix des realen Systems eine möglichst günstige anzuwenden.

Da die Struktur des realen Systems noch nicht genügend genau bekannt ist, erscheint es günstig, ein von der Struktur unabhängiges Identifizierungsverfahren zu benutzen. Weiterhin sind die Eingangsfunktionen in Form stochastischer Prozesse vorgegeben, so daß sich die Identifizierung der Übertragungsmatrix mit Hilfe der Kreuzspektren anbietet (s. z. B. SOLODOWNIKOW 1971). Dies setzt allerdings voraus, daß man sich auf stationäre stochastische Prozesse beschränkt, was aber nicht als wesentliche Einschränkung zu betrachten ist.

Wir gehen zur Ableitung der Identifizierungsgleichung von Gl. (1) aus und bilden die LAPLACETRANSFORMIERTE, die mit \sim überdacht werden soll.

$$\tilde{Y}(\mathbf{p}) = \Phi(\mathbf{p}) \tilde{X}(\mathbf{p}) + \tilde{N}(\mathbf{p}), \quad (16)$$

wobei \mathbf{p} der Transformationsparameter für die Zeit und die beiden Ortskoordinaten sein soll. Wir multiplizieren von rechts mit dem transponierten Eingangsvektor $\tilde{X}^T(\mathbf{p}')$ und erhalten

$$\tilde{Y}(\mathbf{p}) \tilde{X}^T(\mathbf{p}') = \Phi(\mathbf{p}) \tilde{X} \tilde{X}^T + \tilde{N} \tilde{X}^T. \quad (17)$$

Wir bilden nun den Erwartungswert und setzen, da die stochastischen Prozesse stationär sind, $\mathbf{p} \rightarrow i\omega; ik_1; ik_2$. Somit erhalten wir

$$S_{yx}(\omega, \mathbf{k}) = \Phi(\omega, \mathbf{k}) S_{xx}(\omega, \mathbf{k}) + S_{Nx}(\omega, \mathbf{k}), \quad (18)$$

wobei die S_{ab} die Kreuzspektralmatrizen zwischen dem Vektor a und b sind. Da nach Voraussetzung der Vektor N nicht mit dem Eingangsvektor X korrelieren soll, verschwindet S_{Nx} und es ergibt sich als Bestimmungsgleichung für die Übertragungsmatrix

$$S_{yx}(\omega, \mathbf{k}) = \Phi(\omega, \mathbf{k}) S_{xx}(\omega, \mathbf{k}). \quad (19)$$

Bei Kenntnis des raum-zeitlichen Feldes der Ein- und Ausgangsfunktion könnte S_{yx} und S_{xx} berechnet werden und damit ist Φ bestimmt. Da z. Z. die Meßtechnik noch nicht so stark entwickelt ist, daß sie die räumliche Struktur in hinreichendem Maße erfassen kann, müssen Hypothesen über die räumliche Struktur gemacht werden. Wir beschränken uns auf die Eingangsfunktion und nehmen an, daß (siehe LEVIKOW und PRIVALSKIJ 1972)

$$S_{xx}(\omega, \mathbf{k}) = S_{xx}(\mathbf{k}) \cdot S_{xx}(\omega) \quad (20)$$

gilt. Mit Gl. (19) und (20) und Integration über den Wellenzahlraum erhalten wir dann

$$S_{yx}(\omega) = \int \Phi(\omega, \mathbf{k}) S_{xx}(\mathbf{k}) d\mathbf{k} \cdot S_{xx}(\omega) \quad (21)$$

$$S_{yx}(\omega) = \bar{\Phi}(\omega) \cdot S_{xx}(\omega). \quad (22)$$

Dabei ist $\bar{\Phi}$ die zeitliche Übertragungsmatrix, die jetzt ohne prinzipielle Schwierigkeiten bei nicht verschwindender Determinante von $S_{xx}(\omega)$ bestimmt werden kann zu

$$\bar{\Phi}(\omega) = S_{yx}(\omega) \cdot S_{xx}^{-1}(\omega). \quad (23)$$

Aus Gl. (21, 22) folgt, daß die aus den Frequenzspektren an einem Ort bestimmte Übertragungsmatrix die Information über die Wirkung der räumlichen Struktur des Windfeldes auf das reale System mit enthält.

2.3.2. Ergebnisse der experimentellen Bestimmung der Übertragungsmatrix zwischen Windschub- spannungsvektor und Strömungsvektor

Da es z. Z. noch relativ wenig kombinierte Wind-Strömungsmessungen in Form von zeitlich engabständigen Zeitreihen gibt, konnten die vorgetragenen Gedanken bisher nur an einem Beispiel getestet werden.

Bei den Zeitreihen handelt es sich um Wind- und Strömungsmessungen in 10 m Tiefe, die von GONELLA 1969 im Mittelmeer von Bord der französischen Laboratoriumsboje durchgeführt wurden. Die Gesamtmeßdauer betrug 180 h und das Abtastintervall 0,5 h. Auf Grund des großen Abtastintervalls ist mit einem starken Einfluß des „Aliasing“ zu rechnen, d. h. die Spektren sind durch die hochfrequenten Fluktuationen im Periodenbereich $< 0,5$ h selbst in den niederfrequenten Bereich hinein verfälscht. Die Frequenzauflösung der Spektren beträgt $1/76 \text{ h}^{-1}$ und der Freiheitsgrad ~ 10 .

Außer dem homogenen Massenaufbau des Meeres waren alle vereinfachenden Bedingungen erfüllt.

Die Berechnung der empirischen Übertragungsmatrix ergab folgende Resultate für $|\Phi_{11}|$ und $|\Phi_{22}|$, die in Abb. 8 dargestellt sind. Es können folgende Eigenschaften festgestellt werden:

- Im Frequenzbereich $\omega \in [0,5 \sim 4] \cdot f$, mit f als der örtlichen Trägheitsfrequenz, ist bei Berücksichtigung der unsicheren Amplitudenbestimmung der Leistungsspektren $|\Phi_{11}| \approx |\Phi_{22}|$.

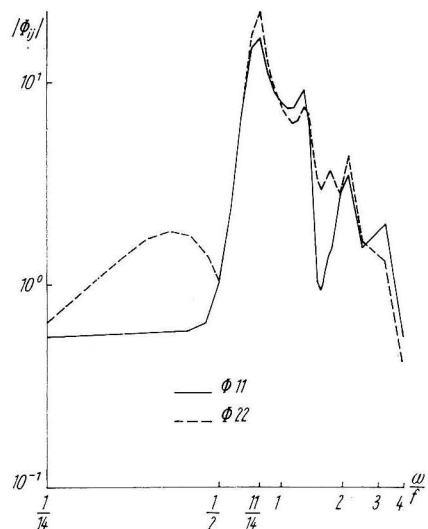


Abb. 8. Normierte Beträge der experimentell ermittelten Übertragungselemente Φ_{11} und Φ_{22}

- $|\Phi_{22}|$ hat im Bereich $\omega \in [0 - 1/2] f$ ein relatives Maximum. Da Φ_{22} die Wirkung der Ostkomponente des Windes auf die Westkomponente der Strömung steuert, könnte man an einen Einfluß der Küste von Korsika — Sardinien und Spanien in Form von internen Seiches denken. Da leider keine genauen Daten über den Massenaufbau verfügbar waren, konnte dieser Vermutung nicht nachgegangen werden.
- ω_{\max} von $|\Phi_{11}|$ gleich ω_{\max} von $|\Phi_{22}|$ mit

$$\omega_{\max} = \frac{11}{14} \cdot f.$$

- Der Abfall der Übertragungselemente zu hohen Frequenzen liegt zwischen $\omega^{-1.66}$ und $\omega^{-2.66}$.

Vergleicht man die experimentell ermittelten Kurven für $|\Phi_{11}|$ und $|\Phi_{22}|$ mit denen des theoretischen Modells, so erkennt man eine im grundlegenden Kurvenverlauf vorhandene Übereinstimmung. Eine Analyse zeigt jedoch auch wesentliche Unterschiede an.

- Außer an der singulären Stelle $\omega = 1 \cdot f$ gilt für alle Frequenzen, daß die gemessene Übertragungsfunktion höhere Werte hat als die theoretische.
- Die Frequenz des Maximums kann nur bei einer Dämpfung des Maximums zu niedrigeren Frequenzen verschoben werden, die in keiner Weise beim realen System zu beobachten ist. Die Berechnung der empirischen Übertragungselemente

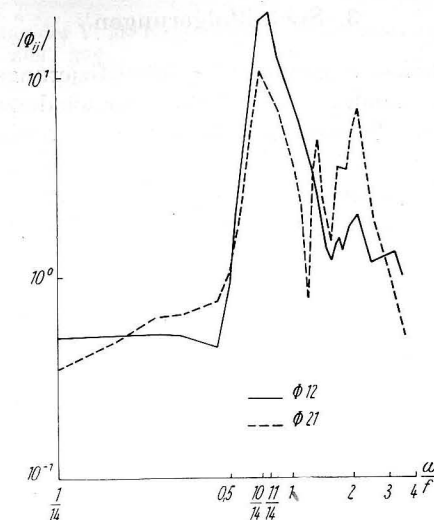


Abb. 9. Normierte Beträge der experimentell ermittelten Übertragungselemente Φ_{12} und Φ_{21}

$|\Phi_{12}|$ und $|\Phi_{21}|$ ergab folgende Resultate, die in der Abb. 9 dargestellt sind. Es können folgende Eigenschaften festgestellt werden:

- $|\Phi_{12}| = |\Phi_{21}|$, wobei die Bestimmung von $|\Phi_{21}|$ offensichtlich sehr unsicher ist;
- $\omega_{\max} = \frac{11}{14} f$ ebenso wie bei Φ_{11} und Φ_{22} ;
- für $\omega > 1 \cdot f$ ist $|\Phi_{12}| \sim \omega^{-n}$ mit $n \in [2; 2,5]$;
- für $\omega > 1 \cdot f$ ist $|\Phi_{21}| \sim \omega^{-n}$ mit $n \in [1,8; 2,0]$.

Ein Vergleich mit den Übertragungselementen des theoretischen Modells zeigt, daß

- wiederum fast alle Werte der Modellfunktionen kleiner sind;
- für niedrige Frequenzen sich nur bei $|\Phi_{21}|$ die Tendenz $|\Phi_{21}| \rightarrow 0$ für $\omega \rightarrow 0$ schwach zeigt;
- die Lage der Maxima sich im Gegensatz zum theoretischen Modell zu niedrigeren Frequenzen verschiebt, wobei die Amplituden wesentlich größer sind.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß

- das theoretische Modell gewisse Strukturelemente des Systems Wind-Strömung widerspiegelt;
- das EKMANSche Modell auf jeden Fall einen dissipativen Term erhalten muß;
- die Struktur des Modells nicht ausreicht, um wesentliche Eigenschaften des realen Systems zu beschreiben, so
 - a) die Lage der Extrema,
 - b) den geringen Abfall von $|\Phi_{12}|$ und $|\Phi_{21}|$ für $\omega \rightarrow 0$,
 - c) die stärkere Übertragung der Windenergie auf die Strömung in der Realität.

3. Schlußfolgerungen

Die vorliegenden Ergebnisse zeigen, daß die Identifizierungsmethoden der Systemtheorie prinzipiell geeignet sind, auf dem Gebiet der winderzeugten Strömung einen exakten Vergleich zwischen Theorie und Experiment vorzunehmen. Um von z. Z. noch notwendigen Hypothesen über die räumliche Struktur des Windfeldes unabhängig zu werden, ist es notwendig, die räumlichen Strukturen verstärkt experimentell zu untersuchen. Die gewählte, strukturunabhängige Identifizierungsmethode gestattet es, in relativ einfacher Form Übereinstimmungen und fehlende Übereinstimmungen zwischen den Strukturen und Parametern des Modells und des realen Systems festzustellen. Bei fehlender Übereinstimmung liefert das Verfahren Anregungen, in welcher Form das Modell verbessert werden muß, um zu einer exakten Übereinstimmung zu kommen.

Die zwischen dem theoretischen Modell der Gln. (14, 15) und dem realen System festgestellten Unterschiede weisen eindeutig darauf hin, daß die Struktur des Modells verbessert werden muß, und zwar mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit unter Einbeziehung der räumlichen Struktur des Windes und der Strömung und der realen Dichteverteilung des Meeres. Es zeigte sich, daß das einfache Modell (und damit das EKMANsche) auf die homogene Deckschicht des Meeres im zeitlichen Mesomaßstabbereich nicht allgemein angewandt werden kann.

Um zu gesicherten Aussagen über das vorgeschlagene Verfahren zu kommen, müssen auf alle Fälle eine größere Zahl von empirischen Übertragungsmatrizen bestimmt werden. Dieses sollte einmal unter möglichst gleichen äußeren Bedingungen durchgeführt werden, um über die Reproduzierbarkeit und damit die Genauigkeit der Methode Aussagen machen zu können. Andererseits sollte sie unter kontrollierbar verschiedenen äußeren Bedingungen angewandt werden, um die Differenzierbarkeit der Methode zu ermitteln. So z. B. auf ein geschichtetes Meer und ein ungeschichtetes Meer an der gleichen Stelle.

4. Literatur

- BELJAJEW, W. S., On periodical wind-driven currents in a homogeneous ocean (in russ.). *Fisika Atm. i Okeana* 2 (1966) 4, S. 414—422.
- BELJAJEW, W. S., On the dependence of spectra of the wind-driven current velocity components on the spectrum of tangential wind stress (in russ.). *Fisika Atm. Okeana* 3 (1967) 11, S. 1217 to 1226.
- BELJAJEW, W. S. und A. G. KOLESNIKOW, Über die Ursachen der Bildung der Trägheitsschwingungen bei reinen Triftströmungen (in Russ.). *Fisika Atm. Okeana* 2 (1966) 10, S. 1104—1107.
- CHAUSSE, D. und S. TARBELL, A Compilation of moored Current meter and wind observations vol. VII (1968 Measurements) WHOI Ref. 74—52 pp. 6 and pp. 98 (unpublished manuscript).
- COURANT, R. und D. HILBERT, Methoden der mathematischen Physik Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York 1968.
- CREPON, M., Hydrodynamique Marine en Regime Impulsionell. *Cah. Océanogr.* 19 (1967) 8, S. 627 bis 655, 19 (1967) 10, S. 847—880, 21 (1969) 4, S. 333—353, 21 (1969) 9, S. 863—877.
- DEFANT, F., Trägheitsschwingungen im Ozean und in der Atmosphäre. *Veröff. Met. Inst. Univ. Berl.* 4 (1940) 2.
- DÜNG, W., Deutung der Besonderheiten im Massentransport der küstennahen Strömung im Golf von Neapel. *Kieler Meeresf.* 20 (1964) 2, S. 101—109.
- EKMAN, V. W., On the influence of earthrotation on ocean-currents. *Arch. Math. Astr. och Fys. Bel* 2 (1905) Nr. 11.

- ERTEL, H., Eine Erweiterung der V. M. Ekman'schen Theorie stationärer Driftströme. *Gerl. Beitr. Geophys.* 49 (1937) 4, S. 368—372.
- ERTEL, H., Stationäre Triftströme mit binärer Turbulenzreibung. *Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berl.* 8 (1966) 5, S. 339—344.
- FJELDSTAD, J. E., Ein Beitrag zur Theorie der winderzeugten Meeresströmungen. *Gerl. Beitr. Geophys.* 23 (1929), S. 237—247.
- FJELDSTAD, J. E., Ein Problem aus der Windtheorie. *Zeitschr. f. angew. Math. u. Mech.* 10 (1930) S. 121.
- FOMIN, L. M. und A. D. YAMPOLSKY, The relationship between velocity and pressure (or density) spectra in the ocean (in russ.) *Fisika Atm. Okeana* 2 (1966), S. 656—663.
- FOMIN, L. M., The spectrum of the wind-driven current velocity in the ocean (in russ.) *Fisika Atm. i Okeana* 4 (1968) 12, S. 1285—1290.
- GONELLA, J., Analyse des mesures de courant et de vent à la Bouée-Laboratoire (position B) Juillet 1968. *Cah. Océanogr.* XXI (1969) 9, pp. 855—862.
- GONELLA, J., A local study of inertial oscillations in the upper layers of the ocean. *Deep Sea Res.* 18 (1971), pp. 775—778.
- HANSEN, W., Hydrodynamical methods applied to oceanographic problems. *Proc. Symp. Math. Hydrodyn. Methods of Phys. Oceanogr. Hamburg* 1961, S. 25—34.
- HIDAKA, K., Non Stationary ocean-currents Part I *Mem. Imp. Mar. Obs. Kobe* 5 (1933) 3.
- HOPKINS, T. S., On time dependent wind induced motions. *ICES Rapports et Procés-Verbaux series*, 167 (1974) in press.
- KOLESNIKOW, A. G. und V. V. LITVINENKO, On nonstationary drift currents in a deep ocean with arbitrarily changing wind intensity (in Russ.) *Marine Hydrophys. Res.* 4 (1969) 46, pp. 9—19.
- KRAUSS, W., On the response of a stratified ocean to wind and air pressure. *Deutsch. Hydrogr. Zeitschr.* 25 (1972) 2, S. 49—61.
- KRAUSS, W., *Methods and Results of Theoretical Oceanography I.* Gebrüder Borntraeger Berlin—Stuttgart 1973.
- LE PHUOC TRINH, On the theory of non-stationary wind driven currents in a deep homogeneous ocean (in Russ.) *Fisika Atm. Okeana* 4 (1968) 8, pp. 858—869.
- LEVIKOW, S. P. und V. E. PRIVALSKIJ, On the spectrum of non-regular sea level variations and its relation to the spectra of atmospheric pressure and wind stress (in Russ.) *Fis. Atm. i Okeana* 8 (1972) 1, S. 79—86.
- OSMIDOW, R. W., Verallgemeinerung der Theorie der nichtstationären Driftströmungen nach EKMAN auf den Fall eines willkürlichen Windes (in Russ.) *Dokl. AN UdSSR* 128 (1959) 5.
- OSMIDOW, R. W., Reine Driftströmung, hervorgerufen durch willkürlichen Wind (in Russ.). *Tr. In-ta Okeanologia AN — UdSSR* 38 (1961).
- POLLARD, R. T., On the generation by winds of inertial waves in the ocean. *Deep Sea Res.* 17 (1970) pp. 795—812.
- POLLARD, R. T. und R. C. MILLARD Jr., Comparison between observed and simulated wind generated inertial oscillations. *Deep-Sea Res.* 17 (1970) pp. 813—821.
- RADDACH, G., Ermittlung zufallsangeregter Bewegungsvorgänge für zwei Modellmeere mittels des hydrodynamisch numerischen Verfahrens. *Mitt. Inst. Meeresk. Univ. Hamb.* XX (1971).
- SARKISIAN, A. S., Über die nichtstationären Windströmungen im homogenen Ozean (in Russ.). *Isw. Akad. Nauk SSSR Ser. Geofis.* (1957) 8, S. 1008—1019.
- SOLODOWNIKOW, W. W., *Grundlage automatischer Regelsysteme.* VEB Verlag Technik Berlin (1971, 1974).
- VERONIS, G., Effect of fluctuating winds on ocean circulation. *Deep Sea Res.* 17 (1970) 3, pp. 421 bis 434.
- WLADIMIROW, W. S., *Gleichungen der mathematischen Physik.* VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1972.
- YAMPOLSKY, A. D., On the relation of drift current and wind stress spectra (in Russ.). *Fisika Atm. Okeana* 2 (1966) 11, S. 1186—1192.
- Anschrift des Verfassers:
Dr. H.-U. LASS
Institut für Meereskunde der AdW. der DDR
DDR-253 Rostock-Warnemünde

Zur Mittelwertbildung bei ozeanologischen Vertikalprofilen

Von GÜNTHER SAGER

Zusammenfassung: Es werden Methoden der Darstellung gemittelter ozeanologischer Vertikalprofile gegenübergestellt und in ihren Vor- und Nachteilen abgewogen.

Prinzipielle Eigenarten der Mittelwertbildung

Mit der Verbesserung der Meßtechnik und dem Bau und Einsatz autonomer Geräteträger wird es möglich, tiefenabhängige ozeanologische Parameter in situ zu gleichen Zeitpunkten verschiedener Jahre zu gewinnen und damit eine bessere Vorstellung zum mittleren Verhalten zu erzielen. Bei genügend engen Meßabständen mit der Tiefe lassen sich dann die Parameter f als $f(z)$ darstellen, da x und y als Ortskoordinaten konstant sind. Als abgekürzte Schreibweise für die näher zu betrachtenden Mittelwertbildungen in den Tiefen z über verschiedene Jahre mögen für die einzelnen Zuordnungen $f_{h,i}$ stehen, wobei h der Tiefen- und i der Jahresindex ist.

Bei der üblichen Mittelwertbildung ergibt sich aus den einzelnen Profilen $f_{h,i}$ durch arithmetische Mittlung

$$\bar{f}_h = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{h,i}, \quad (\bar{z}_h = z_h), \quad (1)$$

jedoch entsprechen die Extrema der auf diese konventionelle Weise gemittelten Kurve nicht dem Mittel aus den Extrema der Einzelkurven, d. h. es wird

$$\bar{f}_{\text{Extr.}} \neq \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{i,\text{Extr.}} \quad \text{wegen} \quad \bar{z}_{\text{Extr.}} \neq \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z_{i,\text{Extr.}} \quad (2)$$

Es gilt stattdessen in erster Näherung bei äquidistanten Tiefenhorizonten aus parabolischer Interpolation

$$\bar{f}_{\text{Extr.}} = \bar{f}_h \mp \frac{(\bar{f}_{h-1} - \bar{f}_{h+1})^2}{8(\bar{f}_{h-1} - 2\bar{f}_h + \bar{f}_{h+1})} \quad (3a)$$

und

$$\bar{z}_{\text{Extr.}} = \bar{z}_h + \frac{\Delta z}{2} \frac{(\bar{f}_{h-1} - \bar{f}_{h+1})}{(\bar{f}_{h-1} - 2\bar{f}_h + \bar{f}_{h+1})}, \quad (3b)$$

wobei

$$\Delta \bar{z} = \bar{z}_n - \bar{z}_{n-1} = \bar{z}_{n+1} - \bar{z}_n = \frac{1}{2} (\bar{z}_{n+1} - \bar{z}_{n-1})$$

und in (3a) das Minuszeichen im Maximum und das Pluszeichen im Minimum gilt.

Die Formel (3a) hat eine abplattende Tendenz gegenüber dem Mittel der Einzelextrema

$$\bar{f}_{\text{Extr.}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{i,\text{Extr.}},$$

d. h. der Effekt der Extrema wird reduziert, sie erscheinen weniger ausgeprägt. Diese Tendenz wird im allgemeinen um so gravierender, je mehr die $z_{i,\text{Extr.}}$ voneinander differieren und je länger der betrachtete Zeitraum wird, also je größer i ist.

Diese Tatsache hat den Verfasser 1971 veranlaßt, nach einer Methode zu suchen, die der Bedeutung der Extrema besser gerecht wird, wenn sie im Blickpunkt der Betrachtung und Folgerungen stehen. Das damals deduzierte Verfahren der extremaorientierten, elastischen Mittelwertbildung im Hinblick auf jahreszeitliche Gänge wird hier auf den tiefenabhängigen Gang der Parameter wie Temperatur, Salzgehalt, Dichte u.a.m. übertragen und gewinnt dadurch an Bedeutung, daß neben der Verschiebung der Extrema auch die Abweichung im mittleren Verhalten der für viele Prozesse im Meer wichtigen Gradienten in tragbare Grenzen gebracht werden kann.

Die Methode der elastischen Mittelwertbildung mit besonderem Akzent auf den Extrema ist früher vom Verfasser eingehend behandelt worden, so daß hier eine Zusammenfassung des Prinzips und des Ablaufs der Bearbeitung ausreichen dürfte.

Das Prinzip der extremaorientierten, elastischen Mittelwertbildung besteht darin, das aus den Einzelextrema $f_{i,\text{Extr.}}$ resultierende arithmetische Mittel $\bar{f}_{\text{Extr.}}$ auch für die zu bildende mittlere Kurve zu sichern, ebenso den aus $z_{i,\text{Extr.}}$ folgenden Mittelwert $\bar{z}_{\text{Extr.}}$. Damit wird verhindert, daß übermäßig abgeplattete Extrema erscheinen. Zu diesem Zweck werden die Einzelextrema $f_{i,\text{Extr.}}$, $\bar{z}_{i,\text{Extr.}}$ sämtlich in das arithmetisch gemittelte Extremum $\bar{f}_{\text{Extr.}}$, $\bar{z}_{\text{Extr.}}$ transformiert.

Als weitere Transformationen folgen an der Meeresoberfläche $\bar{f}_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{0,i}$ und

in einer unteren Schicht mit einigermaßen benachbarten Werten des jeweiligen Parameters $\bar{f}_u = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{u,i}$. Damit sind die Einzelkurven für die Transformation in drei Punkte festgelegt. Dazwischen erfolgt eine lineare Anpassung, in deren Verlauf jedem Kurvenpunkt des Profils $z_{h,i}$, $f_{h,i}$ ein Punkt $z_{h,i}^*$, $f_{h,i}^*$ zugeordnet wird.

Die Umrechnung ist manuell bei größeren Zahlen von Meßserien sehr zeitraubend, läßt sich aber über Rechenprogramme abwickeln und damit in den Griff bekommen. Am Ende werden die transformierten Einzelkurven arithmetisch gemittelt, wonach in den Gleichungen (2) das Ungleichheitszeichen durch das Gleichheitszeichen ersetzt werden kann, aber nun

$$\bar{f}_{\text{Extr.}}^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{i,\text{Extr.}}^*, \quad \bar{z}_{\text{Extr.}}^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z_{i,\text{Extr.}}^* \quad (4)$$

zu schreiben ist, wobei der Stern die Transformation bedeutet. Die Anwendung des Verfahrens setzt eine ähnliche Struktur der jährlichen Profile mit derselben Anzahl

Extrema in einigermaßen gleicher Tiefenlage voraus. Sind diese Bedingungen nicht erfüllt, so ist der Begriff „Mittelwert“ oder „mittleres Verhalten“ ohnehin nicht mehr sinnvoll.

Aufbau von Transformationsformeln

Die einzelnen Schritte der extremabezogenen Mittelwertbildung sollen am Beispiel einer sommerlichen Temperaturverteilung erläutert werden, wie sie in etwa den Verhältnissen in der Natur entsprechen kann, um die Auswirkungen besser abschätzen zu können. Dabei folge einer oberen, durchmischten Wasserschicht ein sprunghaft-förmiger Abfall zu einem Temperaturminimum und dann wieder ein langsamer Anstieg zu wärmeren Werten in Bodennähe. In diesem Fall, der in den Abb. 1 und 2 demonstriert wird, sind folgende Schritte erforderlich:

1. Punktfolge der Beobachtungen des Parameters für jeweils ein Jahr über den Tiefen auftragen.
2. Aus der Punktfolge der $f_{h,i}$ jeweils Jahresprofile als ausgeglichene Einzelkurven darstellen (mathematische oder visuelle Methoden).
3. Minima der Einzelprofile $z_{i,\text{min}}$ und $f_{i,\text{min}}$ mittels parabolischer Interpolation analog Formelgruppe (3a) und (3b) berechnen (Querstrich über z und f entfällt).
4. Mittelwerte der Tiefenlagen und Beträge der Minima bestimmen aus

$$\bar{z}_{\text{min}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z_{i,\text{min}}, \quad \bar{f}_{\text{min}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{i,\text{min}} \quad (5)$$

5. Mittelwerte an der Meeresoberfläche und einer geeigneten unteren Schicht festlegen als

$$\bar{f}_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{0,i}, \quad \bar{f}_u = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{u,i} \quad (6)$$

6. Transformation der jährlich beobachteten Werte $z_{h,i}$, $f_{h,i}$ in die Werte $z_{h,i}^*$, $f_{h,i}^*$

a) oberhalb des Minimums	b) unterhalb des Minimums
$z_{h,i}^* = \bar{z}_{\text{min}} + \frac{\bar{z}_{\text{min}}}{z_{i,\text{min}}} (z_{h,i} - z_{i,\text{min}})$	$z_{h,i}^* = \bar{z}_{\text{min}} + \frac{z_u - \bar{z}_{\text{min}}}{z_u - z_{i,\text{min}}} (z_{h,i} - z_{i,\text{min}})$
$f_{h,i}^* = \bar{f}_{\text{min}} + \frac{\bar{f}_0 - \bar{f}_{\text{min}}}{f_{0,i} - f_{i,\text{min}}} (f_{h,i} - f_{i,\text{min}})$	$f_{h,i}^* = \bar{f}_{\text{min}} + \frac{\bar{f}_u - \bar{f}_{\text{min}}}{f_{u,i} - f_{i,\text{min}}} (f_{h,i} - f_{i,\text{min}})$
(7a)	(7b)

Für jeweils ein Jahr, d. h. ein festes i , bleiben die Quotienten der vier gegebenen Formeln (7a) und (7b) konstant.

7. Transformierte jährliche Profile nach Formelgruppe (7a) und (7b) zeichnen.
8. Äquidistante Werte $f_{k,i}^*$ aus den transformierten Kurven entnehmen oder durch ein Rechenprogramm interpolieren lassen (k = Index der äquidistanten Tiefenhorizonte).
9. Mittelwerte der $f_{k,i}^*$ als $\bar{f}_k^* = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n f_{k,i}^*$ bilden.
10. Transformiertes Mittelprofil aus den \bar{f}_k^* zeichnen.

Durchführung eines Beispiels mit Minimum und starkem Gradienten

In Abb. 1 ist ein Beispiel für die behandelte Temperaturverteilung verzeichnet. Das Arbeitsprogramm führt wie folgt über die einzelnen Punkte:

- 1. siehe Abb. 1
- 2. siehe Abb. 1

3. Minima für $i = 1$	$z_{i, \min}$	$f_{i, \min}$
	25,0 m	9,9 °C
2	24,1	10,4
3	27,0	8,8
4	28,6	9,6
5	30,8	9,3

4. Mittelwerte $\bar{z}_{\min} = 27,1 \text{ m}$ $\bar{f}_{\min} = 9,6 \text{ °C}$

5. Grenzwerte für	$f_{0, i}$	$f_{u, i}$
$i = 1$	18,2 °C	14,9 °C
2	18,8	15,1
3	19,2	14,2
4	20,0	14,5
5	20,8	14,3

mit Mittel $\bar{f}_0 = 19,4 \text{ °C}$ $\bar{f}_u = 14,6 \text{ °C}$
($u = 50 \text{ m}$)

6. Transformation über die Formeln

a) oberhalb des Minimums

$i = 1: z_h^* = 27,1 + 1,084 (z_h - 25,0)$
 $i = 2: z_h^* = 27,1 + 1,124 (z_h - 24,1)$
 $i = 3: z_h^* = 27,1 + 1,004 (z_h - 27,0)$
 $i = 4: z_h^* = 27,1 + 0,948 (z_h - 28,6)$
 $i = 5: z_h^* = 27,1 + 0,880 (z_h - 30,8)$

b) unterhalb des Minimums

$i = 1: z_h^* = 27,1 + 0,916 (z_h - 25,0)$
 $i = 2: z_h^* = 27,1 + 0,884 (z_h - 24,1)$
 $i = 3: z_h^* = 27,1 + 0,996 (z_h - 27,0)$
 $i = 4: z_h^* = 27,1 + 1,070 (z_h - 28,6)$
 $i = 5: z_h^* = 27,1 + 1,193 (z_h - 30,8)$

$i = 1: f_h^* = 9,6 + 1,181 (f_h - 9,9)$ $i = 1: f_h^* = 9,6 + 1,000 (f_h - 9,9)$
 $i = 2: f_h^* = 9,6 + 1,167 (f_h - 10,4)$ $i = 2: f_h^* = 9,6 + 1,064 (f_h - 10,4)$
 $i = 3: f_h^* = 9,6 + 0,942 (f_h - 8,8)$ $i = 3: f_h^* = 9,6 + 0,926 (f_h - 8,8)$
 $i = 4: f_h^* = 9,6 + 0,942 (f_h - 9,6)$ $i = 4: f_h^* = 9,6 + 1,020 (f_h - 9,6)$
 $i = 5: f_h^* = 9,6 + 0,852 (f_h - 9,3)$; $i = 5: f_h^* = 9,6 + 1,000 (f_h - 9,3)$

- 7. siehe Abb. 2
- 8. siehe Abb. 2
- 9. siehe Abb. 2
- 10. siehe Abb. 2.

In der Tab. 1 sind die Unterschiede der Werte der Temperatur im Minimum, an der Oberfläche und am Boden sowie dem Zentrum der Sprungschicht (Wendepunkt der Kurven) und schließlich der Beträge der maximalen Gradienten verzeichnet. Die Ergebnisse sprechen klar für die extremaorientierte Mittelwertbildung und zuungunsten der konventionellen Methode, bei der beispielsweise der Betrag des stärksten Gradienten sogar unterhalb der Werte aller Einzelprofile liegen kann, wie dies in Abb. 1 der Fall ist. Eine Abschätzung des mittleren Verhaltens des maximalen Gradienten ist daher auf die übliche Weise praktisch nicht möglich.

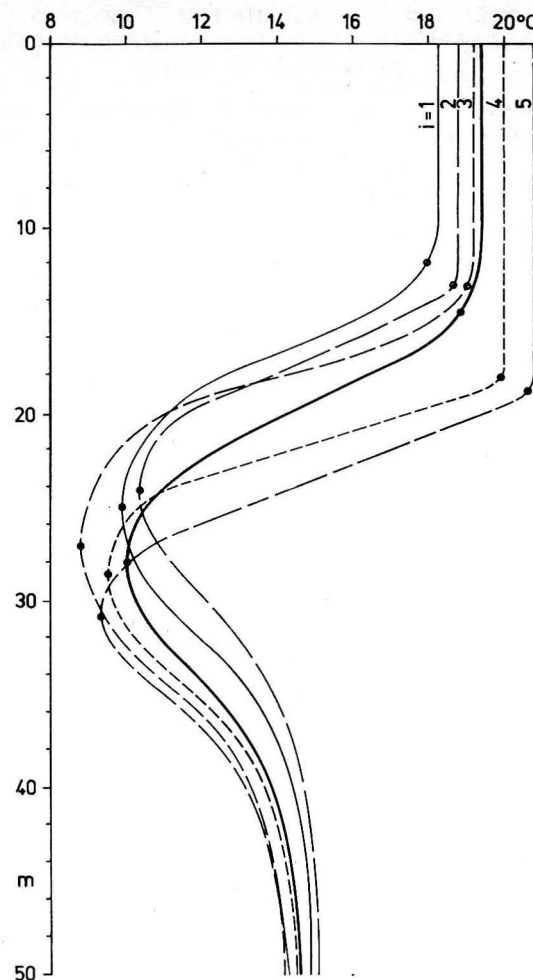


Abb. 1. Konventionelle Mittelwertbildung bei fünf Temperaturprofilen (Spätsommersituation)

Veränderte Behandlung desselben Beispiels

Betrachtet man Abb. 2, so stellt man unterhalb des Minimums eine starke Bündelung der transformierten Kurven fest, während dies oberhalb davon noch nicht erreicht ist. In der Folge bleibt der mittlere Gradient mit 1,14 °C/m noch zu weit von dem Einzelmittel mit 1,39 °C/m entfernt. Es fragt sich nun, ob noch eine engere Bündelung der transformierten Profile erreichbar ist.

Eine solche Möglichkeit bietet sich an, wenn man beispielsweise die Stellen extremer Krümmung jeder Ausgangskurve nimmt und daraus einen Mittelwert bestimmt, in den dann alle Kurven transformiert werden.

In Abb. 1 sind diese Punkte durch Kreise markiert worden. Unterhalb der Sprungschicht kann dieser Schritt entfallen, da kaum eine engere Scharung erreicht werden

Tabelle 1
Vergleich charakteristischer Daten der Mittelwertbildung
für das behandelte Beispiel

Lokalisierung	Mittel der Einzelkurven	elastische Mittelwertbildung	konventionelle Mittelwertbildung
Oberfläche	$\bar{f}_0 = 19,4 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{f}_0^* = \bar{f}_0$	$\tilde{f}_0 = 19,4 \text{ } ^\circ\text{C}$
Boden	$\bar{f}_u = 14,6 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{f}_u^* = \bar{f}_u$	$\tilde{f}_u = 14,6 \text{ } ^\circ\text{C}$
Minimum	$\bar{z}_{\min} = 27,1 \text{ m}$	$\bar{z}_{\min}^* = \bar{z}_{\min}$	$\tilde{z}_{\min} = 27,9 \text{ m}$
	$\bar{f}_{\min} = 9,6 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{f}_{\min}^* = \bar{f}_{\min}$	$\tilde{f}_{\min} = 10,0 \text{ } ^\circ\text{C}$
Zentrum der Sprungschicht	$\bar{z}_{1,\text{Wdp.}} = 19,3 \text{ m}$	$\bar{z}_{0,\text{Wdp.}}^* = 19,4 \text{ m}$	$\tilde{z}_{0,\text{Wdp.}} = 19,0 \text{ m}$
	$\bar{f}_{1,\text{Wdp.}} = 14,6 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{f}_{0,\text{Wdp.}}^* = 14,6 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\tilde{f}_{0,\text{Wdp.}} = 15,1 \text{ } ^\circ\text{C}$
Unterer Wendepunkt	$\bar{z}_{2,\text{Wdp.}} = 33,3 \text{ m}$	$\bar{z}_{u,\text{Wdp.}}^* = 33,4 \text{ m}$	$\tilde{z}_{u,\text{Wdp.}} = 34,1 \text{ m}$
	$\bar{f}_{2,\text{Wdp.}} = 11,6 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\bar{f}_{u,\text{Wdp.}}^* = 11,6 \text{ } ^\circ\text{C}$	$\tilde{f}_{u,\text{Wdp.}} = 11,9 \text{ } ^\circ\text{C}$
Maximaler neg. Gradient	$\left(\frac{d\bar{f}}{dz}\right)_{\min} = -1,39 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}}$	$\left(\frac{d\bar{f}^*}{dz}\right)_{\min} = -1,14 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}}$	$\left(\frac{d\tilde{f}}{dz}\right)_{\min} = -1,00 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}}$
Maximaler pos. Gradient	$\left(\frac{d\bar{f}}{dz}\right)_{\max} = +0,55 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}}$	$\left(\frac{d\bar{f}^*}{dz}\right)_{\max} = +0,54 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}}$	$\left(\frac{d\tilde{f}}{dz}\right)_{\max} = +0,47 \frac{^\circ\text{C}}{\text{m}}$

kann und die Gradienten wegen ihrer geringeren Beträge weniger interessant sind. Oberhalb der Sprungschicht hat man nun zwei Transformationsbereiche, nämlich einen zwischen dem Minimum und dem Punkt gemittelter extremer Krümmung sowie von dort bis zur Oberfläche. In dem gewählten Beispiel liegt der Punkt maximaler Krümmung bei $\bar{z}_{\text{Kr.}} = 15,0 \text{ m}$ und $\bar{f}_{\text{Kr.}} = 19,2 \text{ } ^\circ\text{C}$, d. h. so dicht an $\bar{f}_0 = 19,4 \text{ } ^\circ\text{C}$, daß man die Berechnung für den oberen Teilbereich sparen kann. Für den unteren Teilbereich hat man allgemein für die Tiefe

$$z_{h,i}^* = \bar{z}_{\min} + \frac{\bar{z}_{\min} - \bar{z}_{\text{Kr.}}}{\bar{z}_{i,\min} - \bar{z}_{\text{Kr.},i}} (z_{h,i} - z_{i,\min})$$

und in dem behandelten Beispiel insbesondere mit den Zuordnungen

Maximale Krümmung für	i	$z_{\text{Kr.},i}$	$f_{\text{Kr.},i}$
	1	11,9 m	17,9 °C
	2	13,1	18,6
	3	13,2	19,0
	4	18,0	19,9
	5	18,8	20,6

und Mittelwert $\bar{z}_{\text{Kr.}} = 15,0 \text{ m}$ $\bar{f}_{\text{Kr.}} = 19,2 \text{ } ^\circ\text{C}$

die Transformationsgleichungen

$$\begin{aligned} i = 1: & z_h^* = 27,1 + 0,924 (z_h - 25,0) \\ i = 2: & z_h^* = 27,1 + 1,100 (z_h - 24,1) \\ i = 3: & z_h^* = 27,1 + 0,877 (z_h - 27,0) \\ i = 4: & z_h^* = 27,1 + 1,142 (z_h - 28,6) \\ i = 5: & z_h^* = 27,1 + 1,008 (z_h - 30,8) \end{aligned}$$

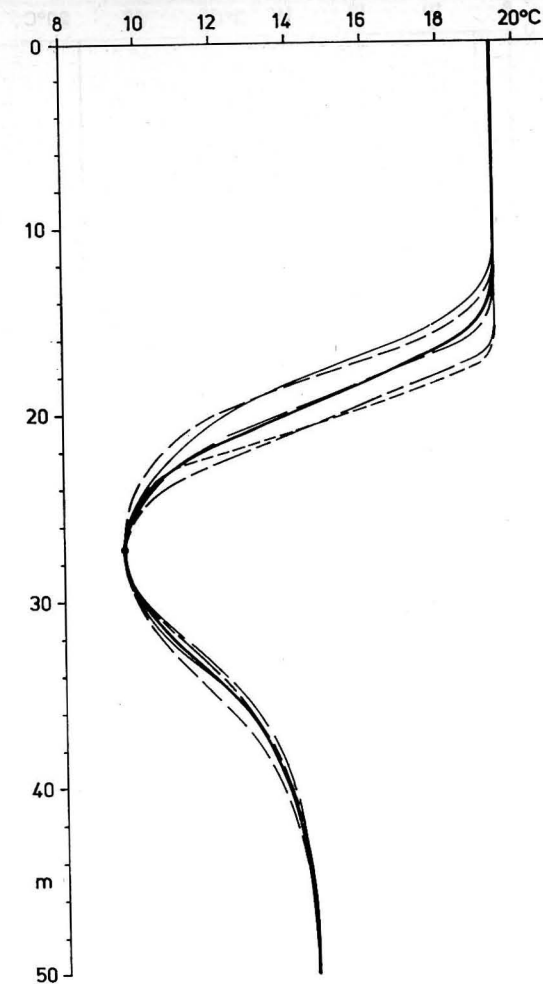


Abb. 2. Extremaorientierte Mittelwertbildung bei denselben fünf Temperaturprofilen wie in Abb. 1

sowie für die Temperatur generell

$$f_{h,i}^* = \bar{f}_{\min} + \frac{\bar{f}_{\text{Kr.}} - \bar{f}_{\min}}{\bar{f}_{\text{Kr.},i} - \bar{f}_{i,\min}} (f_{h,i} - f_{i,\min})$$

und speziell

$$\begin{aligned} i = 1: & f_h^* = 9,6 + 1,200 (f_h - 9,9) \\ i = 2: & f_h^* = 9,6 + 1,171 (f_h - 10,4) \\ i = 3: & f_h^* = 9,6 + 0,941 (f_h - 8,8) \\ i = 4: & f_h^* = 9,6 + 0,932 (f_h - 9,6) \\ i = 5: & f_h^* = 9,6 + 0,850 (f_h - 9,3) \end{aligned}$$

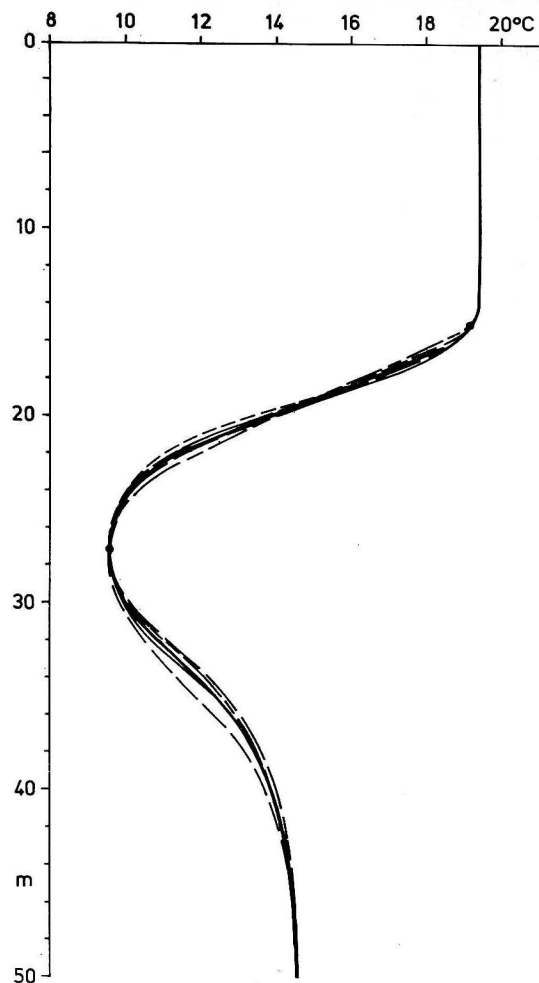


Abb. 3. Gestraffte, elastische Mittelwertbildung bei denselben Temperaturprofilen wie in Abb. 1

Das Ergebnis zeigt Abb. 3, in der nun auch oberhalb des Minimums eine scharfe Bündelung erzielt worden ist. Der für das gemittelte, transformierte Profil gewonnene maximale negative Gradient ist nun $-1,25 \text{ }^\circ\text{C/m}$ und liegt damit besser als alle über Mittelung bisher erreichten Werte. Ein Mangel dieser Methode, der in Abb. 3 nicht offenbar wird, ist die Tatsache, daß im Punkt maximaler Krümmung als Trennpunkt zweier Transformationsbereiche die Tangenten der transformierten Kurven nicht identisch sind, sondern einen Knick machen. Solange dieser Knick in der abschließend zu mittelnden Kurve visuell nicht offenbar wird, braucht man sich daran nicht zu stoßen. Die Existenz von Knicken ist auch der Grund dafür, daß man den gemittelten Wendepunkt als Zentrum des extremen Gradienten nicht als Fixpunkt von Transformationen verwenden kann, weil ein Knick an dieser Stelle nicht auftreten darf.

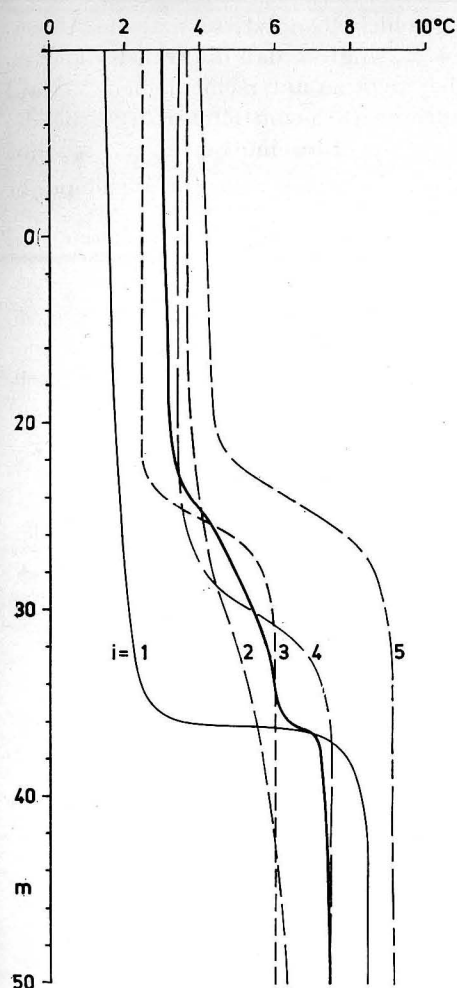


Abb. 4. Konventionelle Mittelwertbildung bei fünf Temperaturprofilen (Wintersituation)

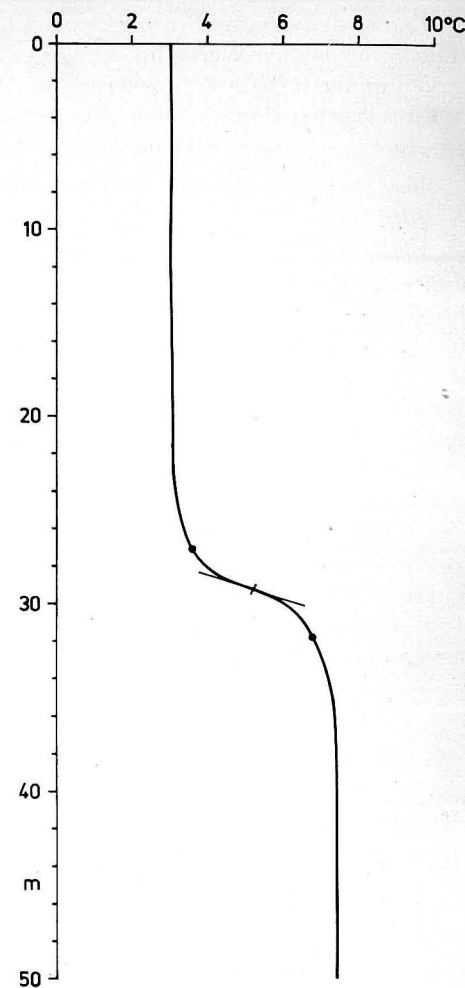


Abb. 5. Entwurf eines mittleren Profils derselben Temperaturprofile wie in Abb. 4 aus charakteristischen Einzelmitteln

Problematik eines Beispiels ohne Extrema

Neben dem ersten Beispiel, wie es für die Temperatur in der Ostsee im Sommer und Herbst vorkommt, soll nun ein zweites ohne Extrema ins Auge gefaßt werden, wie es in der Übergangszeit vom Winter zum Frühling auftritt. Hier entfällt ein Extremum als Fixpunkt für die Transformation, womit die Frage nach neuen Fixpunkten außer \bar{z}_0 , \bar{f}_0 und \bar{z}_u , \bar{f}_u entsteht. In Abb. 4 sind fünf Profile dargestellt, deren konventionelle Mittelung die stärker ausgezogene Kurve wiedergibt. Diese gemittelte Kurve weicht in Charakter bereits von den Einzelkurven ab. Wenn man hier als weitere Fixpunkte

$\bar{z}_{Kr.}$, $\bar{f}_{Kr.}$ beiderseits der Sprung- bzw. Übergangsschicht benutzt, so sind die Abweichungen der beiden Werte für $\bar{z}_{Kr.}$ gegen \bar{z}_0 bzw. \bar{z}_u so groß, daß die transformierten Kurven unvertretbare Knicke erhalten. Eine bei nicht zu unterschiedlichem Verlauf der Einzelkurven dann noch denkbare Konstruktion einer gemittelten Kurve, die alle wesentlichen Charakteristiken enthält, basiert auf den Einzelmitteln \bar{z}_0 , \bar{z}_u , $\bar{z}_{Kr.}$ mit $\bar{f}_{Kr.}$ ober- und unterhalb des Wendepunkts, $\bar{z}_{Wdp.}$ mit $\bar{f}_{Wdp.}$ als gemittelter Wendepunkt und $\left(\frac{df}{dz}\right)_{Wdp.}$ als gemittelter Betrag des stärksten Gradienten. Die aus diesen fünf

Punkten und der gemittelten Wendetangente relativ gut fixierbare Kurve zeigt die Abb. 5. Sie hat den Vorteil, daß darin die Mittel der Charakteristika der Einzelkurven zum Ausdruck kommen, was bei der konventionellen Behandlung nicht und bei der extremaorientierten Methode begrenzt der Fall war. Dafür hat man hier den Nachteil, die eigentliche Kurve ergänzen zu müssen, was infolge individuellen Spielraums nur angenähert möglich ist und unter Umständen Schwierigkeiten bereiten kann.

Abschließend muß festgestellt werden, daß alle Verfahren zur Mittelung von Vertikalprofilen mit Mängeln behaftet sind. Die Anwendung der einen oder anderen Methode muß aus dem jeweiligen Zweck hergeleitet werden. Insbesondere ist bei allen Mittelwertbildungen zu prüfen, ob die auftretenden Kurven überhaupt genügend gemeinsame Charakteristiken besitzen, um den Begriff „Mittelwert“ zu rechtfertigen. Ist die Entscheidung für eine Methode gefallen, so muß man sorgfältig prüfen, welche Aussagen damit zu erreichen sind und welche Nachteile hingenommen werden müssen.

Literatur

SAGER, G., Extremaorientierte, elastische Mittelwertbildung bei jahreszeitlichen Gängen. Monatsber. d.D.A.W. zu Berlin, 13, H. 1. Berlin, 1971.

Anschrift des Verfassers:

Dr. habil. G. SAGER

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

Ernst C. Kraus

Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane

2., ergänzte und verbesserte Auflage

1971. XIV, 429 Seiten — 155 Abbildungen, davon 18 auf Tafeln —
1 Tabelle — gr. 8° — Leinen 55,— M
Bestell-Nr. 7613111 (5303)

Der Verfasser geht von den bisherigen Theorien über die äußere Erdgestaltung aus und faßt die Forschungsergebnisse über die Bildung des Erdantlitzes zu einem übersichtlichen Gesamtbild zusammen. Dabei führt er einige Beobachtungstatsachen an, gibt einen kurzen Überblick über die regionale Geologie und nimmt zu Grundproblemen der Geotektonik Stellung. Neben geochemischen und geophysikalischen Tatsachen sind Art, Struktur und Fossilinhalt der Gesteine feste Anhaltspunkte. Denn mit der Bildung und Umbildung der Gesteine hat die Erde einen, wenn auch späten, Abschnitt der Geschichte selbst niedergeschrieben. Aus diesen Grundlagen gewinnt der Verfasser im theoretischen Hauptteil ein modernes Bild von der kontinentalen und ozeanischen Entwicklung.

Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten



AKADEMIE-VERLAG

DDR-108 Berlin, Leipziger Str. 3-4