

## Fortschritte der Wasserchemie und ihrer Grenzgebiete

Herausgegeben im Auftrage der Chemischen Gesellschaft der  
Deutschen Demokratischen Republik

von Prof. Dr. habil. JOACHIM KAEDING und  
GEORG SCHULZE

Hier bietet sich für den wissenschaftlich und praktisch tätigen Wasserchemiker  
und Hydrobiologen das Publikationsorgan, in dem mit Originalarbeiten auf  
diesem immer mehr an Bedeutung gewinnenden Wissensgebiet berichtet wird.  
Durch Tagungsberichte und Originalmitteilungen aus dem In- und Ausland unter-  
richtet es stets über das Geschehen und den jeweiligen Stand der Wasserchemie  
und ihrer Grenzgebiete.

Heft 1 — vergriffen

Heft 2

1965. 252 Seiten · 50 Abbildungen, davon 2 auf 2 Falttafeln · 30 Tabellen · gr. 8° ·  
37,50 M

Heft 3

1965. 288 Seiten · 86 Abbildungen · 43 Tabellen · gr. 8° · 30,— M

Heft 4

1966. 284 Seiten · 81 Abbildungen · 63 Tabellen · gr. 8° · 25,50 M

Heft 5

1967. 332 Seiten · 106 Abbildungen · 43 Tabellen · 4 Anlagen · gr. 8° · 28,— M

Heft 6

1967. 224 Seiten · 115 Abbildungen, davon 13 auf 7 Tafeln · 24 Tabellen · gr. 8° ·  
22,50 M

Heft 7

1967. 216 Seiten · 38 Abbildungen · 24 Tabellen · gr. 8° · 18,50 M

Heft 8

1968. 299 Seiten · 82 Abbildungen · 21 Tabellen · gr. 8° · 24,— M

Heft 9

1968. 224 Seiten · 80 Abbildungen, dav. 1. Abb. als Ausschlagtafel · 27 Tabellen  
gr. 8° · 20,— M

Heft 10

1968. 176 Seiten · 64 Abbildungen · 30 Tabellen · gr. 8° · 15,50 M

Heft 11

1969. Etwa 270 Seiten · 77 Abbildungen · 49 Tabellen · gr. 8° · etwa 22,— M

Weitere Hefte folgen



*Fortsetzungsbestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

17. Juni 1969

Institut für Meereskunde  
Warnemünde  
— Bibliothek —

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

## BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 23



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1969

Z-571 (23)

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

UNTER MITWIRKUNG VON

OTTO KOLP, GÜNTHER SAGER, KLAUS VOIGT

HEFT 23



---

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1969

773169

## INHALT

	Seite
✓ DIETWART NEHRING, SIGURD SCHULZ und KARL-HEINZ ROHDE, Untersuchungen über die Produktivität der Ostsee	5
✓ WOLFGANG MATTHÄUS, Zur Entdeckungsgeschichte des Äquatorialen Unterstroms im Atlantischen Ozean . . . . .	37
✓ GÜNTHER SAGER, Die Amplitudenkurven bei Gezeiten und surf beats . . . . .	71
✓ DIETRICH BÖHL, Fluchtlinientafel für spezielle Schwebungserscheinungen . . . . .	89

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH, 108 Berlin, Leipziger Straße 3 - 4  
Copyright 1969 by Akademie-Verlag GmbH  
Lizenznummer: 202 · 100/558/69  
Kartengenehmigung: Nr. 681/68  
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“, 582 Bad Langensalza  
Bestellnummer: 2105/23 · ES 18 E 4  
28,-

## Untersuchungen über die Produktivität der Ostsee

### I. Chemisch-biologische Untersuchungen in der mittleren Ostsee und in der Bottensee im April/Mai 1967<sup>1)</sup>

DIETWART NEHRING, SIGURD SCHULZ und KARL-HEINZ ROHDE

*Zusammenfassung:* In der mittleren Ostsee und in der Bottensee wurden im April/Mai 1967 hydrographisch-produktionsbiologische Untersuchungen auf 4 Dauerstationen und 1 Wiederholungsschnitt durchgeführt. Dabei wurden folgende Ergebnisse erzielt:

1. Berechnungen der Primärproduktion aus dem Nitratverbrauch (0,24–0,29 gC/m<sup>2</sup>/d), aus der Chlorophyllproduktion (0,20–0,24 gC/m<sup>2</sup>/d) sowie nach der <sup>14</sup>C-Methode (0,33 gC/m<sup>2</sup>/d) zeigten eine überraschend gute Übereinstimmung.
2. Unterhalb der thermohalinen Sprungschicht wurde bezüglich des ozeanischen Nitrat-Phosphat-Verhältnisses (15:1) stets ein Phosphatüberschuß festgestellt. Dabei ergaben sich Beziehungen zur Sauerstoffsättigung. In der oberen Wasserschicht waren die Nährstoffverhältnisse unübersichtlich.
3. Untersuchungen über die kurzfristige Veränderlichkeit der hydrographisch-chemischen Faktoren auf den Dauerstationen zeigten, daß die Streuung der Werte im allgemeinen ansteigt, wenn der vertikale Gradient zunimmt und daß somit eine jahreszeitliche Abhängigkeit vorhanden sein muß.

#### 1. Einleitung

Vom 21. April bis 23. Mai 1967 wurden auf dem Forschungsschiff „Prof. Albrecht Penck“ in der mittleren Ostsee und in der Bottensee chemische und biologische Untersuchungen zusammen mit hydrographischen Beobachtungen durchgeführt. Die Messungen erfolgten auf 4 mehrtägigen Dauerstationen. Außerdem wurden auf einem Wiederholungsschnitt in Nord-Süd-Richtung die hydrographisch-chemischen Veränderungen in der Bottensee im Verlauf von 10–12 Tagen beobachtet. Lage, Tiefe, Termin und Dauer der angelaufenen Stationen können aus Tab. 1 und Abb. 1 entnommen werden.

Neben den hydrographischen Parametern ( $t$  °C,  $S$  ‰,  $\sigma_t$ ) wurden Phosphat, Nitrit, Nitrat, Silikat und Sauerstoff bestimmt und der Chlorophyll- und Seston-gehalt ermittelt.

Darüber hinaus wurden verschiedentlich Vollplanktonzählungen<sup>2)</sup> sowie Licht- und Strommessungen durchgeführt.

Unsere Untersuchungen sollten zeigen, inwieweit der Nährstoffverbrauch Rückschlüsse auf die pflanzliche Produktion der Ostsee zuläßt und welche

<sup>1)</sup> Die Untersuchungen wurden in Vorbereitung des Internationalen Ostseejahres 1969/70 (IBY) und im Rahmen des Internationalen Biologischen Programms (IBP) durchgeführt.

<sup>2)</sup> Die Ergebnisse dieser Untersuchungen werden zu einem späteren Zeitpunkt veröffentlicht.

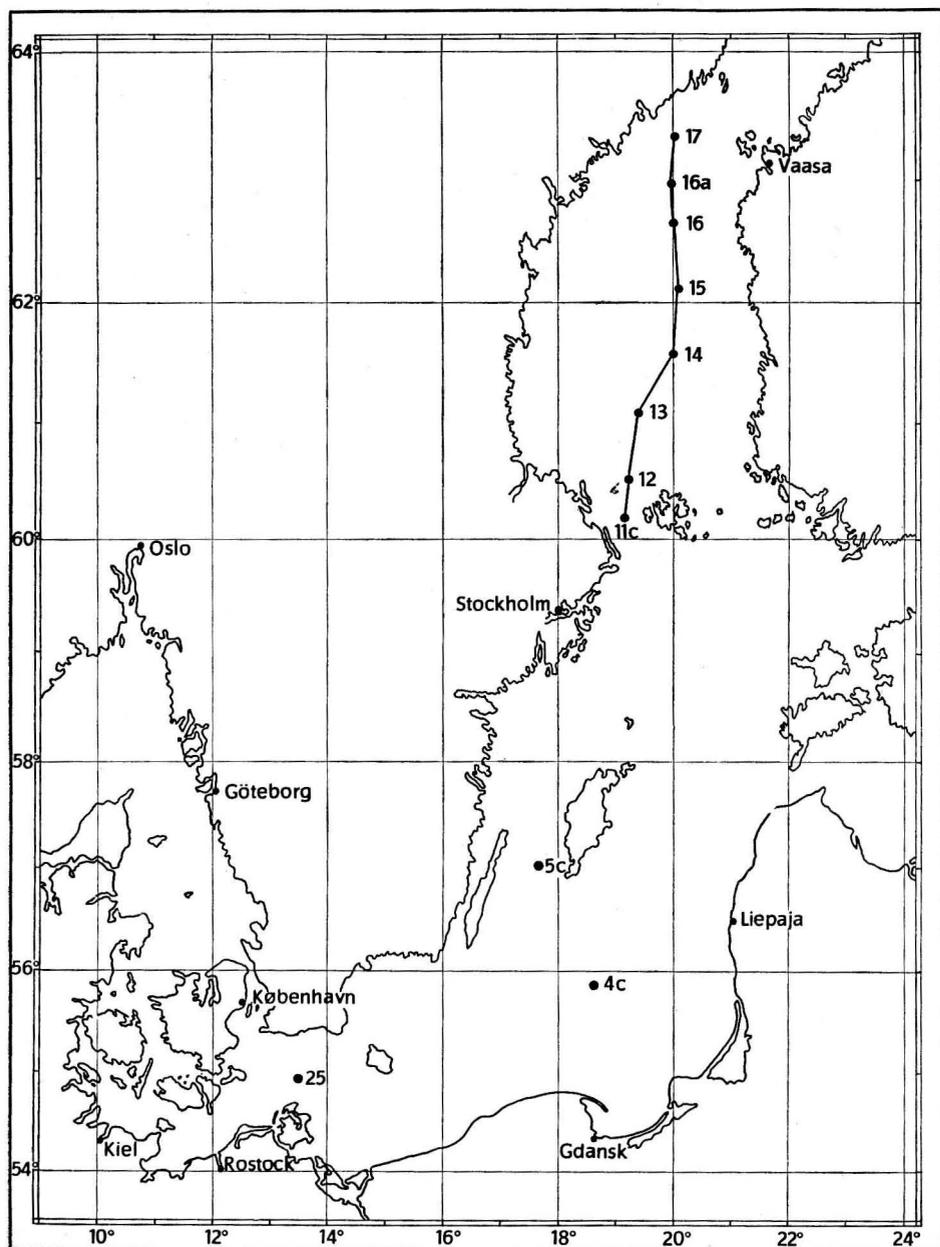


Abb. 1. Stationskarte

TABELLE I

Koordinaten, Tiefe, Datum und Dauer der angelaufenen Stationen

Station Nr.	Koordinaten	Tiefe (in m)	Datum	Dauer (in h)
25	54° 55,4' N 13° 30,4' E	46	21.—24. 4. 1967	69
4c	55° 52,0' N 18° 38,4' E	104	15.—17. 5. 1967	60
5c	57° 02,0' N 17° 40,0' E	108	26.—28. 4. 1967	60
11c	60° 09,5' N 19° 11,0' E	252	13. 5. 1967	—
12	60° 31,6' N 19° 14,0' E	52	30. 4. 1967 und 13. 5. 1967	—
13	61° 05,4' N 19° 23,9' E	110	2. 5. 1967 und 12. 5. 1967	—
14	61° 35,7' N 20° 00,0' E	117	2. 5. 1967 und 12. 5. 1967	—
15	62° 05,6' N 20° 07,9' E	142	2. 5. 1967 und 12. 5. 1967	—
16	62° 36,6' N 20° 00,0' E	134	2. 5. 1967 und 12. 5. 1967	—
16a	62° 57,0' N 19° 59,2' E	91	7.—12. 5. 1967	117
17	63° 18,1' N 20° 01,6' E	62	3. 5. 1967	—

Beziehungen zwischen der Nährstoffverteilung und den hydrographischen Parametern bestehen. Für solche Untersuchungen ist die Zeit während der Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons besonders gut geeignet, weil einerseits noch verhältnismäßig hohe Nährstoffkonzentrationen im Oberflächenwasser vorhanden sind, andererseits aber auch die Primärproduktion gut meßbar verfolgt werden kann. Da der niedrige Nährstoffgehalt in der oberflächennahen Schicht zeigte, daß die Frühjahrsblüte in der mittleren Ostsee ihren Höhepunkt bereits erreicht oder überschritten hatte, mußten wir unser Meßprogramm weiter nördlich durchführen als ursprünglich vorgesehen war. Hier, in der Bottensee, war die Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons im vollen Gange.

## 2. Methodik

Die Proben für die hydrographisch-chemischen Untersuchungen wurden mit NANSEN-Kippwasserschöpfern entnommen, während für die Entnahme der biologischen Proben (Chlorophyll, Seston) 3,5-l-Hydrobios-Universal-Wasserschöpfer zur Verfügung standen. Alle Proben waren spätestens 3–8 h nach ihrer Entnahme aufgearbeitet. Die bei den Dauerstationen angegebenen Meßzeiten beziehen sich auf GMT, im allgemeinen erfolgte die Probenentnahme alle 6 Stunden. Der Salzgehalt der Wasserproben wurde nach MOHR-KNUDSEN titrimetrisch bestimmt. Die Sauerstoffproben wurden nach der WINKLER-Methode in einer Modifikation von GRASSHOFF (1962) aufgearbeitet, bei der der Niederschlag

in konzentrierter Phosphorsäure gelöst wird. Als sich herausstellte, daß gelegentlich Phosphationen aus den Sauerstoffflaschen in die Proben zur Phosphatanalyse verschleppt wurden und Fehlmessungen auftraten, benutzten wir später 50%ige Schwefelsäure. Die Sauerstoffsättigung wurde mit Hilfe der Fluchtentafeln von GREEN und CARRITT (1967) berechnet.

Zur Bestimmung des gelösten anorganischen Phosphats wurde das Verfahren von MURPHY und RILEY (1962) verwendet, bei dem die Phosphormolybdänsäure unter der katalytischen Wirkung von Antimonionen durch Ascorbinsäure zu Molybdänblau reduziert wird. Dabei wurde die Herstellung der Mischreagenzien geringfügig modifiziert. Silikat wurde nach ATKINS (1926) in Silikomolybdänsäure übergeführt und gegen eine Kaliumchromat-Standardlösung verglichen. Die Bestimmung des Nitratgehaltes erfolgte nach MORRIS und RILEY (1963) bzw. nach GRASSHOFF (1964). Bei dieser Methode wird das Nitrat durch Cadmiumamalgam zu Nitrit reduziert. Der Nitritgehalt der Proben wurde nach BENTSCHNEIDER und ROBINSON (1952) durch Bildung eines intensiv gefärbten Diazofarbstoffs nachgewiesen. Von den photometrisch ermittelten Meßwerten bei der Phosphat-, Silikat- und Nitritbestimmung wurden die Trübungsblindwerte abgezogen.

Die einfachste Methode, die auf chemischem Wege einen Überblick über die vorhandene pflanzliche Biomasse vermittelt, ist die Chlorophyllbestimmung. Bei dieser Methode wird sowohl das im lebenden Phytoplankton als auch das im Detritus vorhandene Chlorophyll erfaßt. Proben zur Bestimmung dieses Pigments wurden im allgemeinen nur aus der obersten 50-m-Schicht entnommen. Es wurde 1 l Meerwasser durch Nitrozellulose-Ultrafilter mit 0,3–0,5 µ Porenweite filtriert. Die Filter wurden an der Luft getrocknet, tiefgekühlt aufbewahrt und ihr Chlorophyllgehalt wurde später an Land bestimmt. Dazu wurde das Pigment mit 10 ml 90%igem Azeton 10–15 Stunden lang extrahiert, wobei das Filter quantitativ in Lösung ging. Nach dem Zentrifugieren wurde die Lichtabsorption in Mikroküvetten mit 10 cm Schichtdicke in einem Pulfrich-Photometer unter Verwendung des Zeiss-Filters S66 (Filterschwerpunkt 665 nm) gemessen. Wegen der verhältnismäßig großen spektralen Bandbreite dieses Filters wurden neben dem Chlorophyll *a* teilweise auch Chlorophyll *b* und *c* mit erfaßt.

Der Sestongehalt wurde nach KREY (1950) bestimmt, wobei 2 l Meerwasser durch phosphatfreie Papierfilter (Schleicher & Schüll Nr. 507) filtriert wurden.

### 3. Hydrographisch-chemische Beobachtungen

In Übereinstimmung mit Beobachtungen von WITTING (1912) unterscheiden WÜST und BROGMUS (1955) zwei Haupttypen der sommerlichen Schichtung in der Ostsee, die sie folgendermaßen definieren:

I. Der Typus der engen und flachen Gewässer (Beltsee, Darßer Schwellen und die westlichen flachen Randgebiete des Arkonabeckens), der durch zwei Wasserkörper gekennzeichnet ist:

- a) relativ salzarmes und warmes Oberwasser und
- b) relativ salzreiches und kaltes Bodenwasser.

Bei diesem Typus fallen die thermische und die haline Sprungschicht und somit auch die Dichtesprungschicht praktisch zusammen.

II. Der Typus der relativ großen und tiefen Becken (Arkona-, Bornholm-, Gotlandbecken), der durch eine dreifache, meist sogar durch eine vierfache Schichtung gekennzeichnet ist:

- a) relativ salzarmes und warmes Oberwasser;
- b) relativ salzarmes und kaltes Zwischenwasser;
- c) schrägeinfallendes, ca. 20 m mächtiges, kaltes Tiefenwasser mit mehreren Temperaturinversionen in der Salzgehaltsübergangsschicht und
- d) salzreiches und relativ warmes Bodenwasser.

Die einzelnen Wasserkörper sind durch mehr oder weniger scharf ausgeprägte Temperatur- oder Salzgehaltssprungschichten gegeneinander abgegrenzt.

Im kalten Zwischenwasser bleiben die hydrographischen Verhältnisse, so wie sie im Frühjahr vorlagen, den ganzen Sommer über nahezu unverändert erhalten. Die Trennung in die wärmere Oberflächenschicht und das kältere Zwischenwasser erfolgt in der mittleren Ostsee Mitte März bis Ende April, wenn die Oberflächentemperatur des Wassers etwa 3 °C erreicht (WELLERHAUS, 1964).

Wie die Temperaturverteilung auf den Dauerstationen 4c und 5c zeigt (Abb. 2 und 3), hatte sich in der mittleren Ostsee bei Oberflächentemperaturen um 5,5 °C bzw. um 3 °C bereits eine kalte Zwischenwasserschicht gebildet. Diese war auf Station 4c, die zeitlich später durchgeführt wurde, stärker ausgeprägt als auf Station 5c mit den niedrigeren Temperaturen an der Oberfläche. Außerdem waren die Temperaturen in der Zwischenwasserschicht und im Tiefenwasser des südwestlichen Gotlandbeckens (4c) etwas höher als im nordwestlichen Gotlandbecken (5c). Auf beiden Stationen wurden in der Schicht des intermediären Temperaturminimums in zeitlicher Aufeinanderfolge mehrere Wasserkörper mit besonders niedrigen Temperaturen angetroffen.

Auf Dauerstation 25 im Arkonabecken war bei Oberflächentemperaturen von rund 4,5 °C noch keine kalte Zwischenwasserschicht vorhanden. Dafür zeichnet sich in Abb. 4 deutlich ein Wasserkörper höherer Temperatur ab, der mit über 5 °C gegenüber 3,5–4,5 °C in der Tiefe unmittelbar über der Salzgehaltssprungschicht lag. Derartige Warmwasserintrusionen wurden u. a. bereits von WÜST und BROGMUS (1955) und von WÜST (1957) im Arkona- und Bornholmbecken sowie im östlichen Gotlandbecken bei engabständigen Vertikalmessungen mittels eines elektrischen Temperaturfühlers nachgewiesen. Dabei wurden thermische Mikrostrukturen mit 4–5 Temperaturmaxima in oder unmittelbar über der Salzgehaltssprungschicht angetroffen, die hinsichtlich ihrer Intensität und Anzahl von West nach Ost abnahmen. Diese Warmwasserlinsen treten wahrscheinlich quantenartig über die Darßer Schwellen und schichten sich in der ihrer Dichte entsprechenden Tiefe ein (WÜST und BROGMUS, 1955).

Die Verteilung des Salzgehalts auf den Dauerstationen 4c und 5c weist wenig Besonderheiten auf (Abb. 2 und 3). In der Oberflächenschicht ist das Wasser bei Salzgehalten zwischen 7,5–7,6‰ bzw. 7,1–7,2‰ praktisch homohalin. Die haline Übergangsschicht liegt zwischen 50 und 75 m. Die Salzgehaltsgredienten sind im nordwestlichen Gotlandbecken (5c), wo der Salzgehalt in der Tiefe von 7,2 auf 10‰ ansteigt, etwas schwächer ausgeprägt als im südwestlichen Becken (4c) mit einer Zunahme von 7,6 auf 11,5‰. Die Dichteverteilung

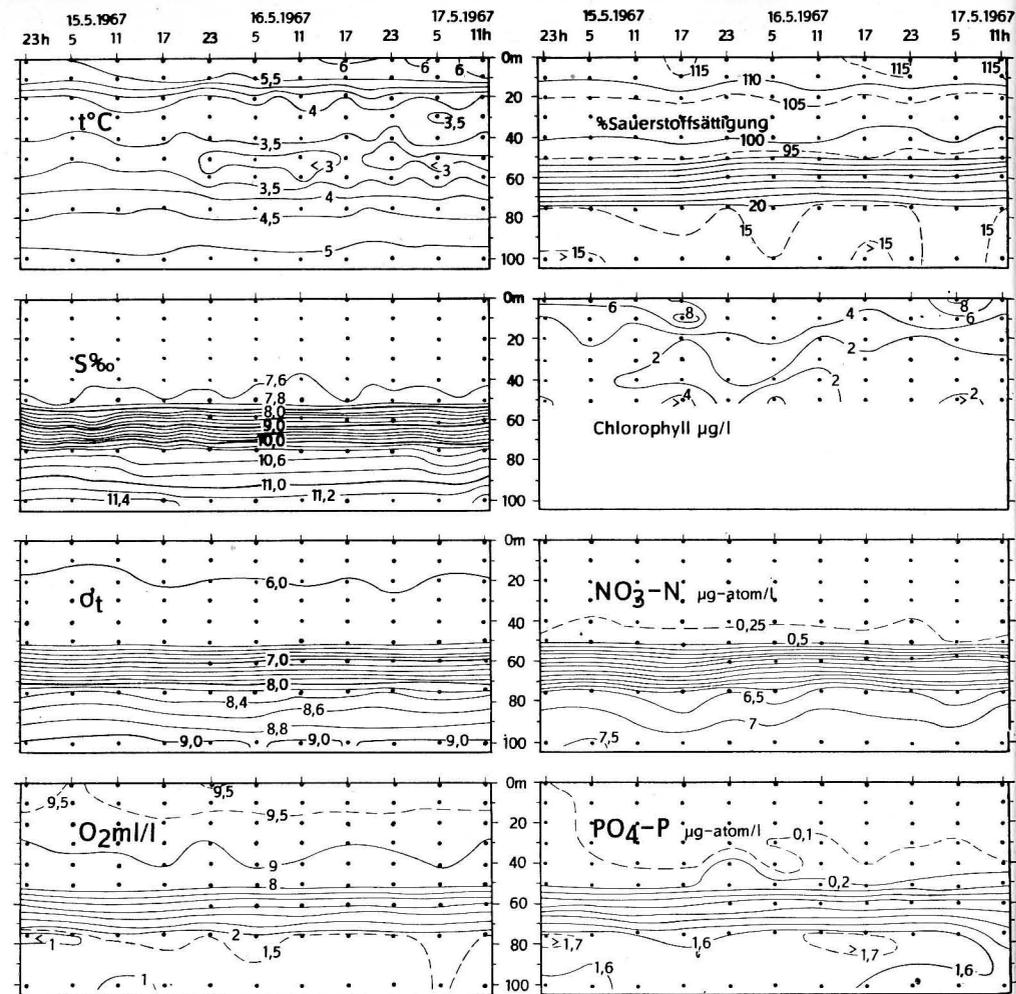


Abb. 2. Verteilung hydrographisch-chemischer Faktoren auf Dauerstation 4c

wird praktisch allein durch den Salzgehalt bestimmt. Auf Station 5c wurde nach 48stündiger Beobachtungsdauer eine Abnahme des Salzgehalts in der Tiefe und eine Zunahme an der Oberfläche festgestellt. Die Sauerstoffverteilung zeigte zu diesem Zeitpunkt im Tiefenwasser eine deutlich zunehmende Tendenz.

Die Sauerstoffverhältnisse wurden einerseits durch die Phytoplanktonentwicklung in der Oberflächenschicht, andererseits durch die Stagnation des Tiefenwassers in den Becken bestimmt (Abb. 2 und 3). So war das Oberflächenwasser als Folge der Planktonblüte verhältnismäßig stark mit Sauerstoff übersättigt. Ein Sauerstoffdefizit wurde erst unmittelbar oberhalb der Salzgehaltssprungschicht beobachtet; es nahm mit der Tiefe stark zu. Dabei erga-

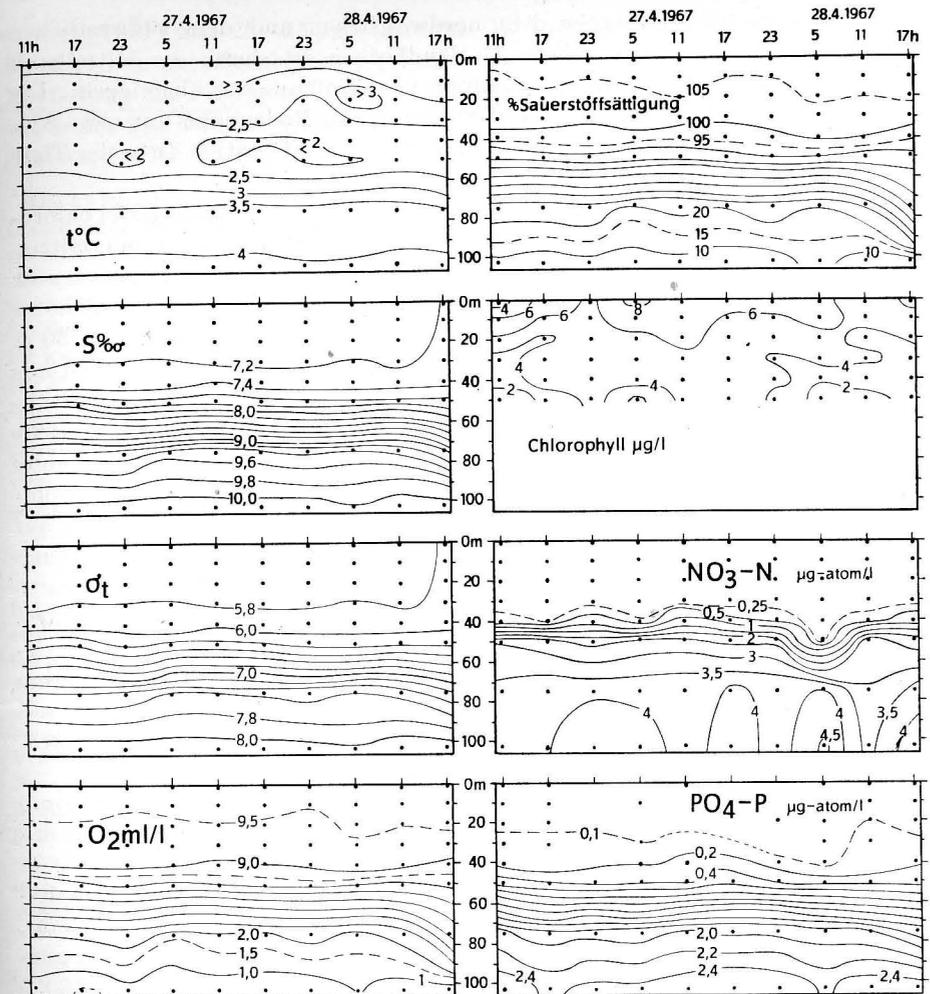


Abb. 3. Verteilung hydrographisch-chemischer Faktoren auf Dauerstation 5c

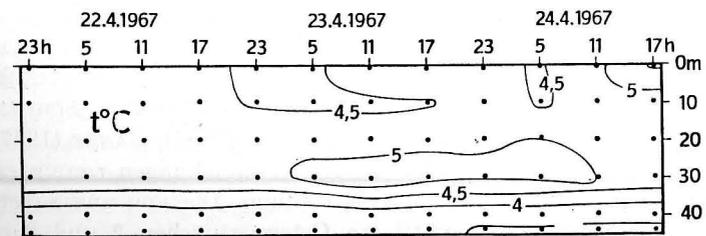


Abb. 4. Temperaturverteilung auf Dauerstation 25

ben sich Unterschiede zwischen dem nordwestlichen und dem südwestlichen Gotlandbecken. Das nordwestliche Gotlandbecken ist durch die Mittelbank weitgehend von einem direkten Einstrom von Tiefenwasser abgeriegelt. Die Sauerstoffsättigung betrug daher auf Station 5c in Bodennähe nur etwa 8%, im Gegensatz zum südwestlichen Gotlandbecken, wo auf Station 4c in der Tiefe Werte zwischen 12 und 14% gemessen wurden.

Die Pigmentverteilung zeigte (Abb. 2 und 3), daß verhältnismäßig viel chlorophyllhaltige Organismen vorhanden waren. Die in Meßtiefen bis 50 m ermittelten Chlorophyllwerte waren recht unterschiedlich, im allgemeinen aber sehr hoch (2–8  $\mu\text{g/l}$ ). Die Verteilung der chlorophyllhaltigen Substanz war nicht an die wärmere Deckschicht gebunden. Ihre Abnahme mit der Tiefe bis 50 m war nur schwach ausgeprägt. Wie aus der Verteilung der Nährstoffe und aus den später erörterten biologischen Beobachtungen hervorgeht, hatte die Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons anscheinend ihren Höhepunkt erreicht oder schon überschritten. Im Oberflächenwasser waren die Nährstoffe bereits weitgehend verbraucht. Der Phosphatgehalt hatte im allgemeinen schon sommerlich niedrige Werte von  $<0,1 \mu\text{g-at./l}$  (BANSE, 1957) erreicht. Lediglich auf Station 4c wurden am 14. 5./23.00 h in der Oberflächenschicht noch winterlich hohe Phosphatwerte von  $0,1-0,2 \mu\text{g-at./l}$  gemessen. Anfang Mai 1949 hatte GŁOWIŃSKA (1950) im Bornholmbecken ebenfalls noch Winterwerte beobachtet.

Eine stärkere Zunahme der Nährstoffkonzentration setzte erst in der Salzgehaltssprungschicht ein. Dabei wurden im salzreichen Tiefenwasser der Station 4c Werte von  $7,5 \mu\text{g-at. NO}_3\text{-N/l}$  und  $1,7 \mu\text{g-at. PO}_4\text{-P/l}$  erreicht, während auf Station 5c in Bodennähe  $4-5 \mu\text{g-at. NO}_3\text{-N/l}$  und  $2,6 \mu\text{g-at. PO}_4\text{-P/l}$  nachgewiesen wurden.

Die hydrographisch-chemischen Beobachtungen auf Station 25 in der Arkonasee wiesen mit Ausnahme der Temperatur (Abb. 4) wenig Besonderheiten auf, so daß auf die Wiedergabe der Isoplethendiagramme verzichtet wurde. In der Oberflächenschicht wurden  $7,5-9\text{‰}$  Salz nachgewiesen. Die Salzgehaltssprungschicht lag zwischen 30–40 m dicht über dem Boden (Lottiefe 45 m), wobei der Salzgehalt von 9 auf  $18\text{‰}$  anstieg. Sie fiel mit der Dichtesprungschicht zusammen. Die Sauerstoffsättigung war an der Oberfläche über 100% und betrug auch in Bodennähe noch rund 80%. Die Nährstoffkonzentration in der Oberflächenschicht war gering. Über dem Boden stieg sie auf  $4-6 \mu\text{g-at. NO}_3\text{-N/l}$  und  $0,7-0,8 \mu\text{g-at. PO}_4\text{-P/l}$  an. Die Chlorophyllwerte lagen zwischen  $7 \mu\text{g/l}$  an der Oberfläche und  $2-4 \mu\text{g/l}$  in 44 m Tiefe.

Die hier dargestellten hydrographisch-chemischen Befunde aus der mittleren Ostsee stehen in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen von WATTENBERG (1940), GRANQVIST (1954), WÜST und BROGMUS (1955), SCHULZ (1956), HELA und KOROLEFF (1957, 1958a, 1958b), WÜST (1957), BANSE (1957), KOROLEFF (1964), GŁOWIŃSKA (1966) u. a. Größere Abweichungen von unseren Werten bestehen jedoch in der Chlorophyllverteilung. Die von uns angetroffenen Konzentrationen lagen in der mittleren Ostsee zwischen 2 und  $8 \mu\text{g/l}$ . Die Literaturangaben schwanken zwischen Chlorophyllgehalten von  $12 \mu\text{g/l}$  (GILL-

BRICHT, 1951) und  $25-35 \mu\text{g/l}$  (HICKEL, 1967) in der westlichen Ostsee und 1 bis  $2 \mu\text{g/l}$  in der Bornholmsee (WELLERHAUS, 1964) während der maximalen Entfaltung des Phytoplanktons im Frühjahr. Im August wurden Chlorophyllwerte um  $1 \mu\text{g/l}$  (max. 3,7 und min.  $0,2 \mu\text{g/l}$ ) in der mittleren Ostsee gemessen (BANSE, 1957).

Die Chlorophyllangaben aus der westlichen Ostsee sind mit Werten aus der mittleren Ostsee nicht direkt vergleichbar, weil im Oberflächenwasser der flachen Beltsee ein besseres Nährstoffangebot und somit eine intensivere Phytoplanktonentwicklung vorhanden ist als in anderen Regionen der Ostsee. Die Werte von WELLERHAUS (1964) aus der Bornholmsee sollten besser mit unseren Beobachtungen in der mittleren Ostsee zu vergleichen sein. Sie sind jedoch gegenüber unseren Chlorophyllwerten auffallend niedrig. Die Ursache hierfür kann einerseits in der Zusammensetzung des Phytoplanktons zu suchen sein. So konnten Diatomeen, die bei unseren Untersuchungen zahlreich vorhanden waren, von WELLERHAUS, im Gegensatz zu HENTSCHEL (1952), nur in einzelnen Exemplaren nachgewiesen werden. Die Diatomeen zeichnen sich aber durch einen besonders hohen Chlorophyllgehalt aus (HAGMEIER, 1961, STEELE und BAIRD, 1965). Ihre unterschiedliche Häufigkeit unterstreicht, daß benachbarte Seegebiete der mittleren Ostsee biologisch nicht unmittelbar bzw. nicht in jedem Jahr miteinander vergleichbar sind.

Andererseits könnte aber auch eine verschiedene Arbeitsmethodik die Ursache für so unterschiedliche Chlorophyllwerte sein. Hierfür sprechen Chlorophyllbestimmungen, die anlässlich einer Terminfahrt Ende Oktober 1967 von KAISER (unveröffentlicht) durchgeführt wurden. Dabei wurden in der Bornholmsee Werte von  $1-2,5 \mu\text{g/l}$  in der Oberflächenschicht gefunden, während WELLERHAUS für diese Jahreszeit nur Mittelwerte von rund  $0,5 \mu\text{g/l}$  angibt. Für jährliche Unterschiede ist diese Differenz sehr groß. Sie läßt sich aber vielleicht durch das verwendete Filtermaterial erklären. Vermutlich benutzte WELLERHAUS nach KREY (1939) gehärtete Papierfilter von Schleicher & Schüll, deren Porenweite bei etwa  $1 \mu$  liegt (genaue Angaben fehlen). Die von uns verwendeten Ultrafilter der Firma VCHZ Synthesia/CSSR, Typ HUF5, bestehen aus Nitrozellulose mit einer definierten Porenweite zwischen  $0,3-0,5 \mu$ . Sie werden also das kleinere Nanoplankton und das Ultra-plankton, die u. U. sehr wesentlichen Anteil an der pflanzlichen Produktion haben können (vgl. Zusammenfassung von JØRGENSEN, 1966), sowie die kleinsten Detritusteilchen vollständiger zurückhalten als Papierfilter. Hinzu kommt, daß die Nitrozellulosefilter quantitativ in 90%igem Azeton löslich sind und somit eine sehr gute Extraktion der Pigmente gewährleistet ist.

In der nördlichen Ostsee wurde die Bildung der Zwischenwasserschicht niedriger Temperatur zunächst unter hydrographischen Bedingungen beobachtet, die sich infolge der Eisschmelze wesentlich von denen der mittleren Ostsee unterschieden. Unsere Untersuchungen im Norden der Bottensee wurden anfänglich durch Treibeisfelder behindert. Diese Situation ist für die Monate April und Mai nicht ungewöhnlich. Die Schifffahrt nach und in der Bottenwiek ist im allgemeinen erst in der zweiten Maihälfte nicht mehr durch Eis behindert, während Anfang Mai die Enge von Norra Kvarken häufig noch durch Eisstauungen blockiert ist (PALOSUO, 1965, 1966).

Die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung in Abb. 5 und 6 zeigt deutlich das vom Norden kommende, salzarme Wasser mit niedriger Temperatur, das sich an der Oberfläche infolge intensiver Sonneneinstrahlung allmählich erwärmt. Die dabei entstehende kalte Zwischenschicht wird sowohl gegen das salzärmere Oberflächenwasser als auch gegen das salzreichere Tiefenwasser durch schwach

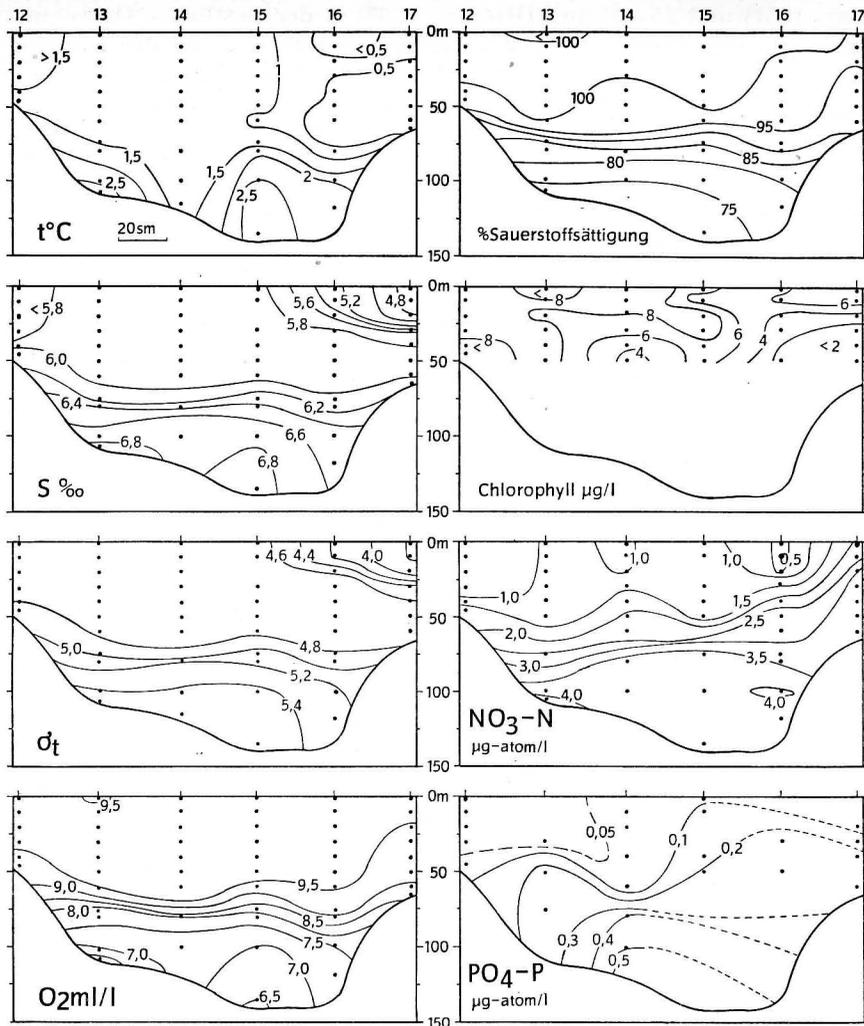


Abb. 5. Verteilung hydrographisch-chemischer Faktoren auf einen Nord-Süd-Schnitt durch die Bottensee vom 30. 4. — 3. 5. 1967

ausgeprägte thermohaline Sprungschichten abgegrenzt. Die fortschreitende Erwärmung konnte im Verlauf von 10–12 Tagen gut verfolgt werden. So war die obere Wasserschicht auf dem ersten Längsschnitt durch die Bottensee bis zum Beginn des wärmeren, salzreicheren Tiefenwassers weitgehend homotherm; die Oberflächentemperaturen lagen zwischen 0,3 °C im Norden und 1,7 °C im Süden. Lediglich auf der südlichsten sowie auf den beiden nördlichsten Stationen waren bereits intermediäre Temperaturminima vorhanden (Abb. 5). Nach 10 bis 12 Tagen waren die Temperaturen im Norden auf 1,7 °C und im Süden auf

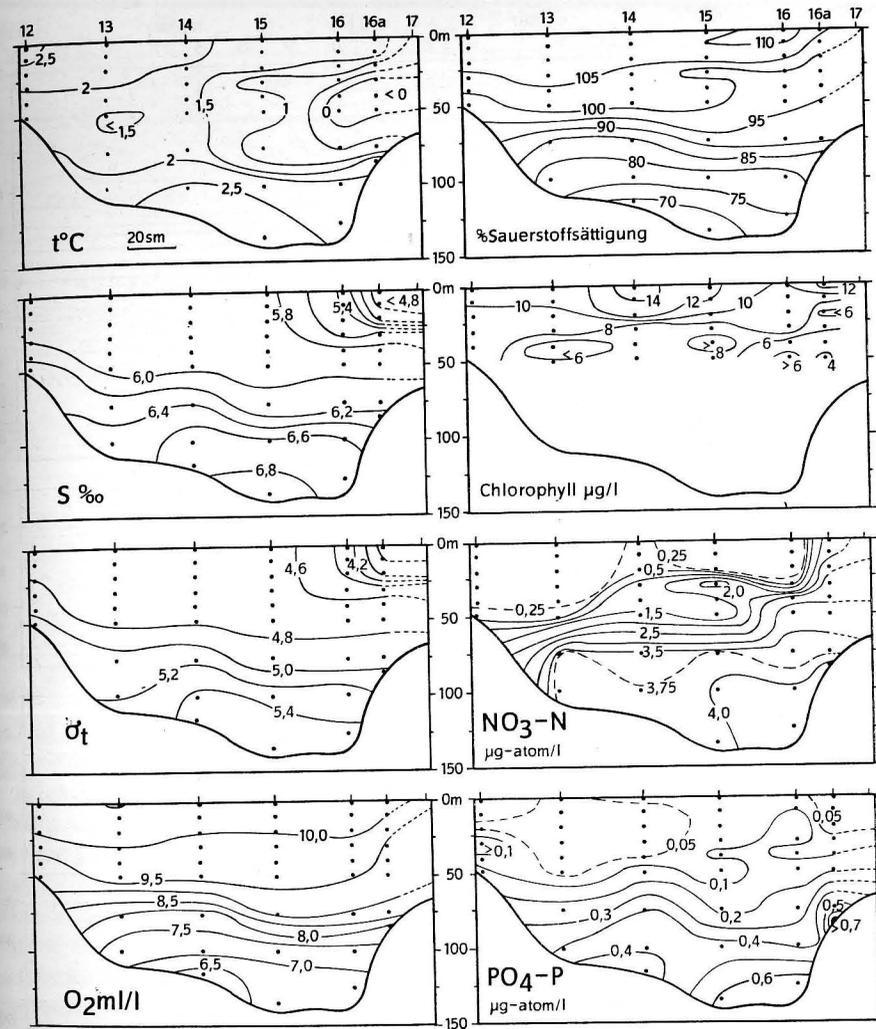


Abb. 6. Verteilung hydrographisch-chemischer Faktoren auf einen Nord-Süd-Schnitt durch die Bottensee vom 12. — 13. 5. 1967 (Wiederholungsschnitt)

2,6 °C angestiegen. Gleichzeitig konnte insbesondere auf den nördlichen Stationen in 10–80 m Tiefe kälteres Wasser beobachtet werden (Abb. 6), dessen Temperaturminimum kleiner als 0 °C war (–0,1 bis –0,2 °C). Diese kalte Zwischenschicht wurde auch während unserer 5tägigen Untersuchungen auf Dauerstation 16a ständig nachgewiesen (Abb. 7). Sie kann nach finnischen Darstellungen (PALOSUO, 1964) im Ulvö-Tief auch Mitte Juni noch in 20 bis 40 m Tiefe ein Temperaturminimum unter 0 °C aufweisen. Weitere Daten über die hydrographischen Verhältnisse in der Bottensee liegen von GRANQVIST

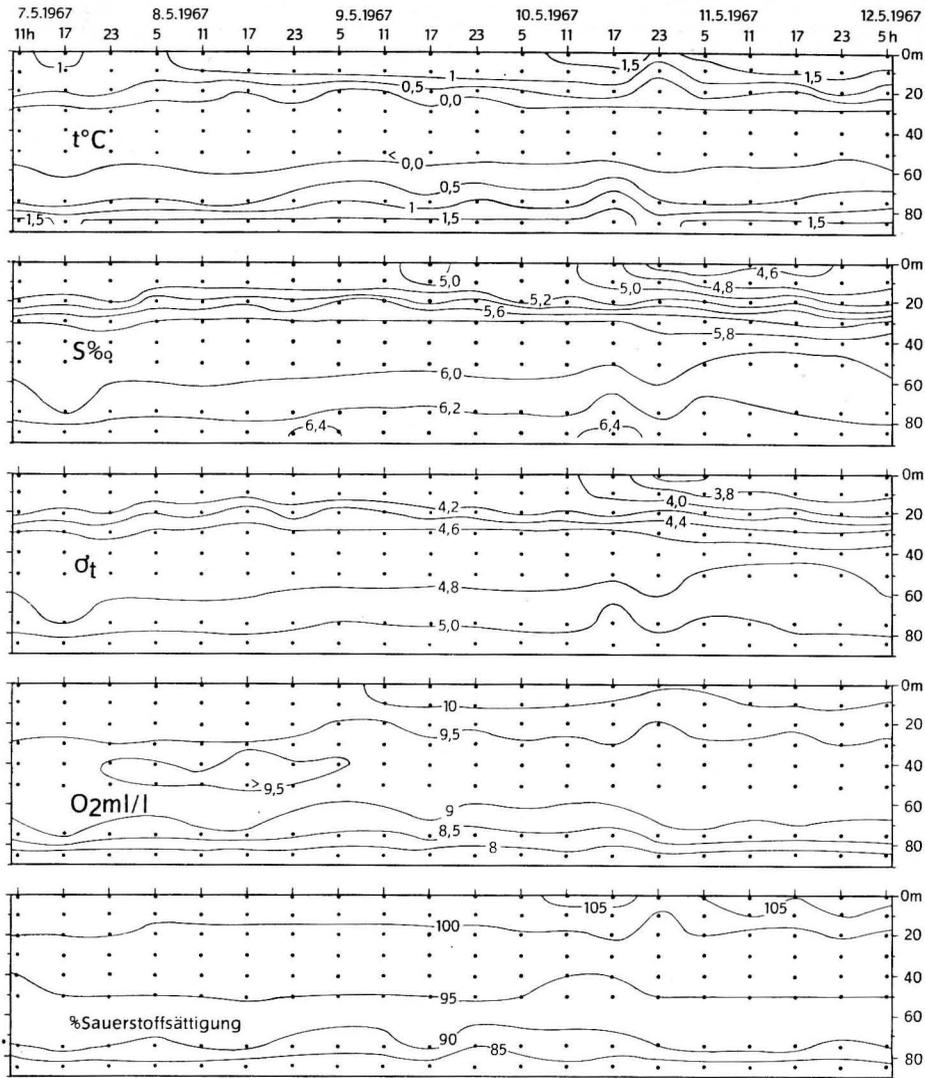


Abb. 7.

(1938, 1954), von HELA und KOROLEFF (1957, 1958a, 1958b) sowie von KOROLEFF (1964) vor und decken sich weitgehend mit unseren Ergebnissen.

Die Sauerstoffverteilung zeigt den guten Durchlüftungszustand der Bottensee, wobei auch im salzreichen Tiefenwasser noch Sättigungswerte von 60–90% gemessen wurden (Abb. 5 und 6). In der oberflächennahen Schicht war das Wasser trotz starker Phytoplankton-Entwicklung zunächst nur wenig mit Sauerstoff übersättigt. Später werden jedoch Werte über 110% gemessen.

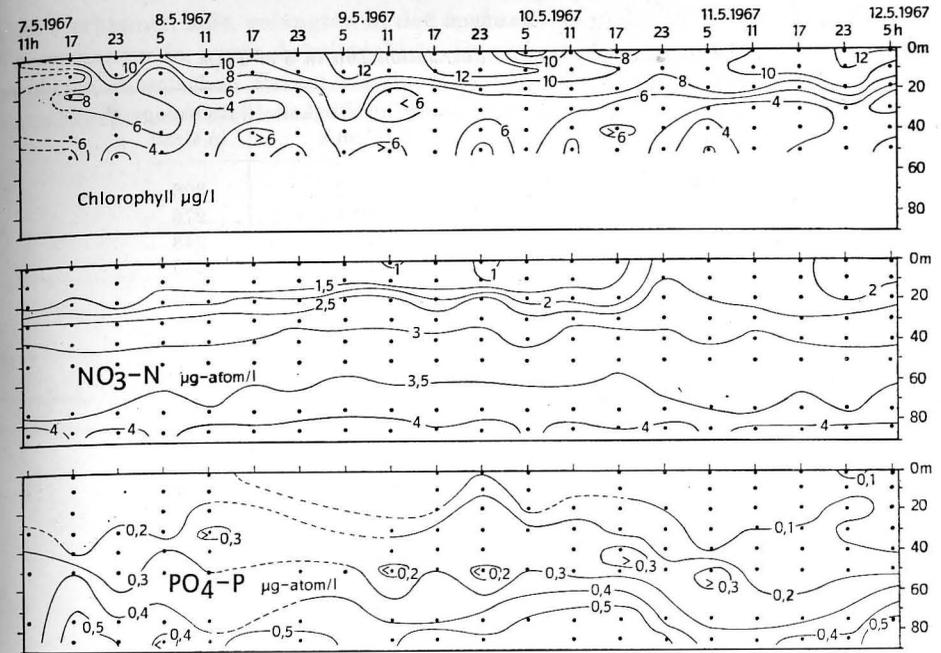


Abb. 7. Verteilung hydrographisch-chemischer Faktoren auf Dauerstation 16a

Auf Grund ihrer Unvollständigkeit konnten die Phosphatwerte nicht für eine Nährstoffbilanz herangezogen werden. Wie jedoch anhand des Nitratgehalts gezeigt werden kann, gelangten während unserer Untersuchungen verhältnismäßig viel Nährstoffe vom Norden her in die Bottensee (Abb. 5 und 6). Insgesamt gesehen war aber eine deutliche Nährstoffabnahme zwischen dem ersten und zweiten Nord-Süd-Schnitt zu verzeichnen. Die Chlorophyllverteilung hatte trotz erheblicher Schwankungen eine umgekehrte Tendenz, was zeigt, daß das Nitrat beim Aufbau pflanzlicher Organismen verbraucht wurde.

Ogleich die Untersuchungen auf den nördlichsten Stationen dicht vor der Treibeisgrenze gemacht wurden, hatte auch hier die Planktonblüte bereits eingesetzt. Bei starker Sonneneinstrahlung beginnt sie anscheinend schon unter dem Eis, worauf auch von BUCH (1954) hingewiesen wurde.

Auf Dauerstation 16a wurden in 5 m Tiefe Strömungsmessungen durchgeführt, über deren Ergebnisse Tab. 2 Auskunft gibt. Die Strömungen in der Bottensee werden im einzelnen durch die Windverhältnisse und im allgemeinen durch den Abtransport der überschüssigen Flußwasserzufuhr bedingt. Im Mittel bildet sich an der Oberfläche eine Zirkulation gegen den Uhrzeigersinn aus. Längs der finnischen Küste setzt der Strom nach Norden, bis er auf der Breite Storkalleggrund-Ulvö (62,5–63 °N) zur schwedischen Küste abbiegt (PALOSUO, 1964). Der Südstrom auf der schwedischen Seite der Bottensee ist stärker ausgeprägt als der Nordstrom vor der finnischen Küste. Gegen Ende des

TABELLE 2  
Strömungsmessungen auf Dauerstation 16a in 5 m Tiefe

Datum	Uhrzeit	Geschwindigkeit in cm/s	Richtung in Grad
7. 5. 1967	14.00	15,2	306
	17.00	10,1	276
	20.00	11,8	248
	23.00	10,9	255
8. 5. 1967	02.00	n. n. *)	n. n.
	05.00	n. n.	n. n.
	08.00	n. n.	n. n.
	11.00	n. n.	n. n.
	14.00	—	—
	17.00	—	—
	20.00	6,0	3
	23.00	—	—
	02.00	5,8	13
	05.00	n. n.	n. n.
9. 5. 1967	08.00	n. n.	n. n.
	11.00	12,3	318
	15.00	8,5	335
	17.00	8,9	238
	20.00	8,3	308
	23.00	—	—
	02.00	19,3	281
	05.00	9,8	(249)
	08.00	13,2	(242)
	11.00	14,8	242
10. 5. 1967	14.00	n. n.	n. n.
	17.00	n. n.	n. n.
	20.00	15,3	301
	23.00	16,7	287
	02.00	21,8	265
	05.00	12,6	296
	08.00	—	—
	11.00	16,2	254
	14.00	14,8	241
	17.00	9,6	210
11. 5. 1967	20.00	22,2	259
	23.00	23,9	260

\*) Strömung nicht nachweisbar; () ohne Berücksichtigung der Deviation

Frühjahrs und im Frühsommer ist der nach Süden gerichtete Ausstrom infolge Eisschmelze am stärksten ausgebildet und kann dann fast die gesamte Wasseroberfläche der Bottensee einnehmen. Wie Tab. 2 zeigt, schwankte die Richtung des Stromes während unserer Untersuchungen zwischen W und N und drehte gegen Ende der Station sogar auf WSW. Die Strömungsgeschwindigkeiten waren im allgemeinen niedrig, zeitweilig war kein Strom nachzuweisen. Wie

Abb. 7 erkennen läßt, gelangten in der zweiten Hälfte der Beobachtungsperiode Wassermassen in unser Arbeitsgebiet, die sich in der Verteilung ihrer hydrographisch-chemischen Parameter deutlich von dem ursprünglich vorhandenen Wasserkörper unterschieden. Das zunächst in der Oberflächenschicht vorhan-

TABELLE 3  
Verteilung von Temperatur, Salzgehalt, Nitrat und Chlorophyll  
an der Oberfläche von Dauerstation 16a

Datum	Uhrzeit	t °C	S ‰	NO <sub>3</sub> -N µg-at./l	Chlorophyll µg/l
7. 5. 1967	11.00	0,98	5,07	1,32	—
	14.00	1,02	5,05	—	—
	17.00	1,04	5,03	1,41	8,7
	20.00	0,94	5,05	—	—
8. 5. 1967	23.00	0,91	5,03	1,23	10,7
	02.00	0,90	5,05	—	—
	05.00	0,94	5,03	1,25	9,9
	08.00	0,97	5,03	—	—
	11.00	1,06	4,99	1,15	11,8
	14.00	1,13	5,03	—	—
	17.00	1,12	5,12	1,13	10,5
	20.00	1,18	5,07	—	—
	23.00	1,12	5,01	1,15	10,8
	02.00	1,12	5,01	—	—
9. 5. 1967	05.00	1,15	5,01	1,14	13,6
	08.00	1,18	5,03	—	—
	11.00	1,25	5,01	0,98	11,7
	14.00	1,36	5,03	—	—
	17.00	1,28	4,98	1,14	12,1
	20.00	1,29	5,01	—	—
	23.00	1,26	5,03	0,97	14,0
	02.00	1,20	5,03	—	—
	05.00	1,27	5,03	1,04	6,6
	08.00	1,37	5,03	—	—
10. 5. 1967	11.00	1,75	5,03	1,06	10,1
	14.00	1,56	5,03	—	—
	17.00	1,91	4,87	1,29	6,6
	20.00	1,38	4,61	—	—
	23.00	1,42	4,47	2,26	9,5
	02.00	1,53	4,51	—	—
	05.00	1,59	4,47	2,10	9,5
	08.00	1,69	4,52	—	—
	11.00	1,72	4,58	2,13	10,0
	14.00	1,55	4,61	—	—
11. 5. 1967	17.00	1,80	4,56	2,11	10,0
	20.00	2,01	4,63	—	—
	23.00	1,68	4,61	1,68	12,2
	02.00	1,77	4,65	—	—
	05.00	1,97	4,67	1,70	12,3

dene Wasser war relativ kühl und salzreich und wies bereits einen verhältnismäßig geringen Nitratgehalt auf. Das später zuströmende Wasser war wärmer und salzärmer und hatte einen höheren Nitratgehalt. Die Unterschiede im Sauerstoff-, Chlorophyll- und Phosphatgehalt waren geringer und zeichnen sich in den Isoplethendiagrammen nur wenig ab.

Um die Veränderungen in der Oberflächenschicht auf Station 16a hervorzuheben, sind in Tab. 3 die Oberflächenwerte von Temperatur, Salzgehalt, Nitrat und Chlorophyll zusammengestellt.

Die Silikat- und Nitritverteilung in der mittleren und nördlichen Ostsee wies wenig Besonderheiten auf. Eine ausführliche Diskussion unserer Werte erübrigt sich deshalb. Silikat war auf allen Stationen reichlich vorhanden. Diese Verbindung gehört in der Ostsee offensichtlich nicht zu den produktionsbegrenzenden Faktoren (vgl. a. BUCH, 1954). Wie Tab. 4 zeigt, bestehen einerseits Unterschiede in der vertikalen Verteilung, andererseits sind auch regionale Unterschiede vorhanden.

TABELLE 4  
Verteilung des Silikatgehalts ( $\mu\text{g-at./l}$ )  
in der mittleren Ostsee und Bottensee  
(„Prof. Albrecht Penck“ 21. 4.—23. 5. 1967)

Station	Oberflächenschicht	Tiefenwasser
25	10—12	18—22
4c	14—16	48—51
5c	10—12	47—57
16a	27—29	27—31

Die Nitritwerte waren im allgemeinen niedrig (zwischen 0,01 und 0,2  $\mu\text{g-at./l}$ ). Anreicherungen wurden häufig dicht oberhalb der halinen Übergangsschicht festgestellt. Diese Anreicherungen deuten auf den verstärkten Abbau organischer Substanz hin. In diesem Zusammenhang sei auf Arbeiten von GILLBRICHT (1951), SOROKIN (1960) und LENZ (1965) hingewiesen, die Anreicherungen von Plankton und Seston an der Dichtesprungschicht beobachteten. Tab. 5 vermittelt einen groben Eindruck von der Nitritverteilung in der mittleren und nördlichen Ostsee, wie sie bei unseren Untersuchungen angetroffen wurde.

TABELLE 5  
Verteilung des Nitritgehalts ( $\mu\text{g-at./l}$ ) in der mittleren Ostsee und Bottensee  
(„Prof. Albrecht Penck“ 21. 4.—23. 5. 1967)

Station	Oberflächenschicht	oberhalb Salzgehaltssprungschicht	Tiefenwasser
4c	0,08—0,10	0,12—0,18	0,09—0,11
5c	0,01—0,03	0,04—0,06	0,02—0,04
16a	0,09—0,13	—	0,04—0,06
13—16 (12. 5. 1967)	0,05—0,09	0,09—0,18	0,07—0,08

An dieser Stelle sei auch kurz auf die Sestonuntersuchungen eingegangen. Im Gegensatz zur westlichen Ostsee (HICKEL, 1967), wo bei hohem Mineralstoffgehalt gelegentlich Sestonwerte über 10 mg/l angetroffen wurden, war der Sestongehalt bei unseren Untersuchungen im allgemeinen niedrig. Werte über 1 mg/l wurden selten gemessen. Sestongehalte zwischen 0,5—1 mg/l wurden häufiger angetroffen. Im allgemeinen lagen unsere Werte höher als die von BANSE (1957) aus der mittleren Ostsee, was wahrscheinlich mit der jahreszeitlichen Entwicklung des Phytoplanktons zusammenhängt. Unmittelbare Beziehungen zwischen den Chlorophyll- und Sestonwerten waren nicht zu erkennen (vgl. HICKEL, 1967). Anscheinend war der mineralische Anteil gering. Regionale Unterschiede sowie Sestonanreicherungen in der Dichtesprungschicht waren nur andeutungsweise vorhanden.

#### 4. Produktionsbiologische Untersuchungen

Berechnungen der Primärproduktion auf Grund des Nährstoffverbrauchs wurden u. a. bereits von ATKINS (1923) im Englischen Kanal ( $\text{PO}_4$ -Verbrauch), von GILLBRICHT (1952) für die Kieler Bucht ( $\text{PO}_4$ -Verbrauch), von BUCH (1964) für das Finnische Schärenmeer ( $\text{PO}_4$ - und  $\text{CO}_2$ -Verbrauch), von STEELE (1956, 1958) für die nördliche Nordsee ( $\text{PO}_4$ -Verbrauch), von STEELE und MENZEL (1962) für die Sargassosee ( $\text{NO}_3$ -Verbrauch) sowie von STEELE und BAIRD (1962) für Loch Nevis vor der Westküste Schottlands ( $\text{PO}_4$ - und  $\text{NO}_3$ -Verbrauch) durchgeführt. Für unsere Untersuchungen war besonders der Nitratverbrauch zur Ermittlung der pflanzlichen Produktion geeignet.

In Abhängigkeit von der Phytoplanktonentwicklung ergab die Verteilung des Chlorophylls auf dem Wiederholungsschnitt durch die Bottensee eine Zunahme, die der Nährstoffe eine Abnahme in Nord-Süd-Richtung. Darüber hinaus bestanden zwischen beiden Schnitten deutliche Unterschiede in der Höhe der Chlorophyll- und Nitratwerte. Innerhalb von 10—12 Tagen hatte der Chlorophyllgehalt auf allen Stationen deutlich zugenommen, während die Nitratkonzentration mit Ausnahme der beiden nördlichsten Stationen überall gesunken war. In Abb. 8 sind die mittleren Chlorophyll- und Nitratkonzentrationen der Oberflächenschicht von 0—50 m Tiefe dargestellt, die diese Veränderungen zwar stark vereinfacht wiedergeben, sie jedoch gut veranschaulichen. Sie gestatten es, aus der Nitratmenge, die im Verlauf von 10—12 Tagen durch die Phytoplanktonentwicklung verbraucht wurde, die Zunahme an organischer Substanz zu berechnen und mit Werten zu vergleichen, die sich aus der Chlorophyllzunahme ableiten lassen. Dabei wird für den Zeitraum zwischen den beiden Schnitten vorausgesetzt, daß die Nährstoffzufuhr und der Chlorophyllabbau als Folge von Mineralisierungsprozessen bei Temperaturen um oder wenig über den Gefrierpunkt gering sind. In diesem Zusammenhang sei auf eine Arbeit von GILLBRICHT (1952) verwiesen, in der Angaben über die Geschwindigkeit und Temperaturabhängigkeit des Phosphatkreislaufs gemacht werden. Danach beträgt die Remineralisierungsgeschwindigkeit für organische Phosphorverbin-

dungen bei 10 °C nur 4,7% täglich, bei einem Temperaturfaktor von 3,3 je 10° Temperaturänderung. Da die Remineralisierung des vorzugsweise im Eiweiß gebundenen Stickstoffs im Gegensatz zum organischen Phosphor über mehrere Stufen verläuft, kehrt das Nitrat noch wesentlich langsamer in den Nährstoffkreislauf zurück als das Phosphat (MENZEL und RYTHER, 1964). GILLBRICHT

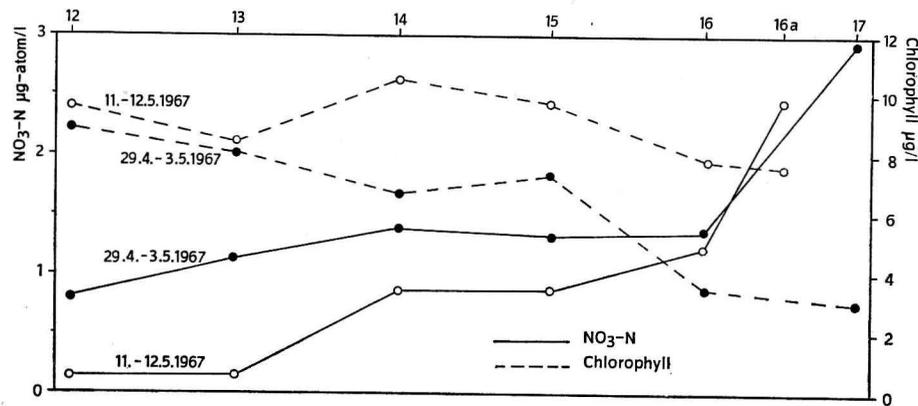


Abb. 8. Mittlere Chlorophyll- und Nitratkonzentrationen der Oberflächenschicht von 0 bis 50 m Tiefe auf dem Wiederholungsschnitt durch die Bottensee

(1951) deutet ferner eine Langlebigkeit des Chlorophylls im organischen Detritus an, so daß auch in dieser Hinsicht eine gewisse Konstanz der Verhältnisse vorausgesetzt werden kann. Hierfür sprechen auch Beobachtungen von SKOPINTZEW und BROOCK (1940), die fanden, daß im abgestorbenen Süßwasserphytoplankton nach 53 Tagen bei 6 °C noch 48% des ursprünglichen Chlorophyllgehalts vorhanden waren.

Wegen der lokalen Veränderlichkeiten der Nitrat- und Chlorophyllverteilung in der Oberflächenschicht, deren Ursachen beispielsweise Zirkulations- und Austauschvorgänge oder das allmähliche Absinken des Phytoplanktons sind, war es im allgemeinen nicht möglich, diese Berechnungen für einzelne Stationen oder gar bestimmte Tiefen durchzuführen. Erst wenn das Untersuchungsgebiet und die beobachtete Wasserschicht groß sind gegenüber den horizontalen und vertikalen Zirkulations- und Austauschgeschwindigkeiten, können diese Veränderlichkeiten kurzzeitig vernachlässigt werden. Das gilt auch für die Sinkgeschwindigkeit des Phytoplanktons und des organischen Detritus. SVERDRUP u. Mitarb. (1946) sowie GILLBRICHT (1951) rechnen bei Diatomeen mit Sinkgeschwindigkeiten von etwa 5 m/d, die (nach GILLBRICHT) unabhängig von der Turbulenz sind. Für Detritus gibt GILLBRICHT (1951) Werte von 1 m/d an. Im Gegensatz dazu fand GRIM (1939) in der Oberflächenschicht von Seen (0–20 m Tiefe) ein Absinken von 0,5–1,5 m/d bei lebenden Diatomeen und 2,5–3,0 m/d bei abgestorbenen Zellen. In der Tiefe, unterhalb der Temperatursprungschicht, sanken sie schneller, was durch das Nachlassen der Turbulenz bedingt war. In

Übereinstimmung hiermit gibt STEELE (1956) für das Gebiet des Fladengrundes im April/Mai Sinkgeschwindigkeiten von 1,4 m/d an.

Auf Grund dieser Überlegungen und Beobachtungen wurden die Meßergebnisse auf dem Wiederholungsschnitt durch die Bottensee (Stationen 12–17) in ihrer Gesamtheit betrachtet und Mittelwerte verwendet, die aus den Nitrat- und Chlorophyllkonzentrationen aller Stationen und Tiefen bis 50 m errechnet wurden. Im Verlauf von 10–12 Tagen wurden im Mittel folgende Mengen an Nitrat verbraucht bzw. an Chlorophyll produziert:

	NO <sub>3</sub> -N	Chlorophyll
Schnitt vom 30. 4. – 3. 5. 1967	1,49 µg-at./l	6,3 µg/l
Schnitt vom 12. – 13. 5. 1967	0,94 µg-at./l	8,9 µg/l
	Abnahme 0,55 µg-at./l oder 0,046–0,055 µg-at./l/d	Zunahme 2,6 µg/l oder 0,22–0,26 µg/l/d

Für Diatomeen, um die es sich bei unseren Untersuchungen vorzugsweise handelte, gibt HAGMEIER (1961) auf Grund von zahlreichen Literaturangaben einen mittleren Stickstoffgehalt von 7,3% bezogen auf organische Trockensubstanz an. Der durch das Phytoplankton gebundene Nitratstickstoff kann daher auf organische Trockensubstanz umgerechnet werden. Die zugehörigen Umrechnungsfaktoren sind 192 (bezogen auf µg-at. N/l) bzw. 13,7 (bezogen auf Stickstoff). Die Rechnung ergibt, daß während der Blüte in 10–12 Tagen aus 0,55 µg-at. NO<sub>3</sub>-N/l rund 106 µg organische Trockensubstanz pro Liter produziert worden sind, entsprechend 8,8–10,6 µg/l/d. Dieser Wert stellt das Mittel für die Oberflächenschicht bis 50 m Tiefe auf dem Längsschnitt durch die Bottensee dar.

Für die Umrechnung des Chlorophyllgehalts der Diatomeen in organische Trockensubstanz schlägt HAGMEIER (1960, 1961) ebenfalls nach Auswertung zahlreicher Literaturangaben den Faktor 33 vor, der in Abhängigkeit von den ökologischen Bedingungen und von der Artenzusammensetzung um ± 41% schwanken kann. Die nach HAGMEIER aus der Chlorophyllzunahme während der Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons berechnete Menge an organischer Trockensubstanz beträgt 86 µg/l in 10–12 Tagen oder 7,1–8,6 µg/l/d; um diese Menge hatte die organische Substanz in der Oberflächenschicht von 0–50 m in der Bottensee nach unseren Messungen zugenommen. Unter Berücksichtigung aller Unsicherheiten bei der Berechnung überrascht die verhältnismäßig gute Übereinstimmung der aus dem Nitratverbrauch bzw. der Chlorophyllzunahme erhaltenen Werte.

Nach STRICKLAND (1958) befindet sich die untere Grenze der euphoten Schicht bei 0,5–1% der einfallenden Oberflächenstrahlung. Sie lag auf Station 16a im Tagesmittel in rund 35 m Tiefe. Da die bei den Produktivitätsberechnungen berücksichtigte Wasserschicht sich bis in 50 m Tiefe erstreckte, kann die pflanzliche Produktion grob quantitativ pro Flächeneinheit abgeschätzt werden. Be-

zogen auf organische Trockensubstanz beträgt sie nach dem Verbrauch an Nitratstickstoff rund 0,44–0,53 g/m<sup>2</sup>/d und nach der Chlorophyllzunahme rund 0,36–0,43 g/m<sup>2</sup>/d. Orientierende <sup>14</sup>C-Messungen auf Station 16a am 10. und 11. 5. 1967 ergaben unter *in-situ-Bedingungen* bei nahezu wolkenlosem Wetter eine Produktionsrate von 0,33 gC/m<sup>2</sup>/d (KAISER, unveröffentlicht). Umgerechnet in organische Trockensubstanz (Umrechnungsfaktor 1,81, nach HAGMEIER, 1961), erhält man einen Wert von 0,60 g/m<sup>2</sup>/d, der sehr gut mit den anderen Werten übereinstimmt.

Gelingt es, die euphote Schicht längere Zeit im stagnierenden Wasser zu beobachten, so kann die Primärproduktion für bestimmte Stationen und Tiefen aus der Nährstoffabnahme berechnet werden. Dieser verhältnismäßig seltene Fall trat zeitweilig auf Dauerstation 16a ein, wo der Nitratgehalt in 0,5 m Tiefe während der Zeit vom 8. 5./5.00 h bis 9. 5./5.00 h um 0,11 µg-at./l abnahm (vgl. Tab. 3). Hieraus läßt sich errechnen, daß unmittelbar an der Oberfläche täglich etwa 21,2 µg/l organische Trockensubstanz produziert wurden. Dieser Wert liegt erwartungsgemäß wesentlich über dem auf eine Wassersäule von 50 m bezogenen Mittelwert von 8,8–10,6 µg/l/d (s. oben).

### 5. Nährstoffverhältnisse

Nitrat und Phosphat gehören zu den wichtigsten Pflanzennährstoffen. Sie können die Produktion begrenzen, wenn einer oder beide ins Minimum geraten. Für die quantitative Ausnutzung des Nitrats und Phosphats ist deshalb ein wohlabgewogenes Nährstoffverhältnis von entscheidender Bedeutung. Das N/P-Verhältnis (auf Atombasis) im Weltmeer beträgt etwa 15:1 (REDFIELD, 1934, COOPER, 1937 und RILEY, 1967), oder es ist etwas niedriger (HOLM-HANSEN u. Mitarb., 1966 sowie KETCHUM u. Mitarb., 1958), insbesondere in Meeresgebieten hoher Breiten (STEFÁNSSON, 1967). In diesem Verhältnis ist der Ammoniumgehalt nicht berücksichtigt, da im Gegensatz zu Nitrat die Konzentration dieser Verbindung im Meerwasser gering ist (1–3 µg-at. NH<sub>4</sub>-N/l, vgl. OKUDA, 1966). Erst bei Schwefelwasserstoffbildung im stagnierenden Wasser (FONSELIUS, 1966, zusammen mit SEN GUPTA, 1966a) wurde ein starker Anstieg der Ammoniumkonzentration beobachtet.

Bezogen auf anorganischen Gesamtstickstoff kann nach ARMSTRONG und BUTLER (1960) das N/P-Verhältnis im Winter auf 19:1 ansteigen. SEN GUPTA (1966b) berichtete über ein noch höheres Verhältnis von 32–40:1 in der oberflächenschicht der Ostsee, das in der Tiefe auf etwa 4:1 absank.

Ebenso wie im Meerwasser ist auch im Plankton ein N/P-Verhältnis von etwa 15:1 vorhanden (FLEMING, 1939). HARRIS und RILEY (1956) unterscheiden zwischen einem N/P-Verhältnis im Phytoplankton (12,6:1) und im Zooplankton (20,6:1). Diese Verhältnisse werden anscheinend durch das Nitratangebot im Wasser beeinflusst. Der Nitrat- und Phosphatverbrauch durch das Phytoplankton erfolgt stochiometrisch (HARVEY, 1926) in einem  $\Delta N:\Delta P$ -Verhältnis von etwa 15:1 (RICHARDS und VACCARO, 1965 sowie MCGILL und CORWIN, 1965),

auch wenn ein niedrigeres N/P-Verhältnis im Wasser vorhanden ist (KETCHUM u. Mitarb., 1958, STEELE und BAIRD, 1962 sowie STEFÁNSSON und RICHARDS, 1963).

Ein größerer Phosphatüberschuß wird häufig in flachen, küstennahen Meeresgebieten angetroffen (RILEY und CONOVER, 1956 sowie VACCARO, 1963), und N/P-Verhältnisse zwischen 10:1 und 2:1 sind hier keine Seltenheit. Infolge der Phytoplanktonentwicklung wird dieses Verhältnis noch ungünstiger, bis schließlich nahezu das gesamte Nitrat verbraucht ist (KETCHUM u. Mitarb., 1958, STEFÁNSSON und RICHARDS, 1963 sowie NEHRING und FRANCK, 1968). Ein anomal niedriges N/P-Verhältnis wurde auch im Mittelmeer festgestellt (COOPER, 1938).

Im Gegensatz zum Phosphat scheint ein Überschuß an Nitrat im Meerwasser verhältnismäßig selten zu sein. Literaturangaben hierüber sind uns nicht bekannt. (vgl. aber SEN GUPTA 1966b) Lediglich aus finnischen Meßwerten (HELA und KOROLEFF, 1958b), die aus der Bottenwiek stammen, ergibt das N/P-Verhältnis einen erheblichen Nitratüberschuß sowohl im Oberflächen- als auch im Tiefenwasser.

Wie die aus der Literatur bekannten Ergebnisse zeigten, treten niedrige Nitrat-Phosphat-Verhältnisse überwiegend in brackwasserhaltigen Meeresgebieten auf. Die Auswertung unserer Nitrat- und Phosphatwerte in der oberflächenschicht der Ostsee ergab wenig übersichtliche Verhältnisse. Ursachen hierfür sind die unterschiedliche Beeinflussung durch die Phytoplanktonentwicklung und die starke Zunahme der Analysenfehler bei geringen Nährstoffkonzentrationen. Die niedrigen Phosphatkonzentrationen im Oberflächenwasser zeigen jedoch, daß der Phosphatüberschuß im Gegensatz zu anderen Meeresgebieten, wo nach vollständigem Nitratverbrauch noch 0,3 µg-at. PO<sub>4</sub>-P/l und mehr angetroffen wurden (KETCHUM u. Mitarb., 1958, STEFÁNSSON und RICHARDS, 1963 sowie NEHRING und FRANCK, 1968), verhältnismäßig gering ist (vgl. a. SEN GUPTA, loc. cit.). An dieser Stelle sei jedoch auf Untersuchungen von GESSNER (1940) hingewiesen, aus denen sich auch für das Oberflächenwasser der Arkonasee ein beträchtlicher Phosphatüberschuß ableiten läßt.

Im salzreichen Tiefenwasser waren die Nitrat-Phosphat-Verhältnisse wesentlich besser zu übersehen. Werte aus Tiefen unterhalb der Salzgehaltssprungschicht sind in Tab. 6 zusammengestellt. Bei den Dauerstationen wurden alle Werte aus ein und derselben Tiefe als gleichwertig angesehen, obgleich die Proben in bestimmten Zeitintervallen nacheinander entnommen wurden und somit nicht völlig gleichartige Bedingungen vorlagen. Dies mag auch die Ursache für die verhältnismäßig großen relativen Standardabweichungen sein.

Die Werte in Tab. 6 lassen klar erkennen, daß Phosphat im Tiefenwasser der Ostsee teilweise im erheblichen Überschuß vorhanden ist (vgl. a. SEN GUPTA, loc. cit.). Es bestehen aber deutliche Unterschiede zwischen der Bottensee und der Ålandsee einerseits sowie der mittleren Ostsee andererseits.

Tab. 6 läßt ferner erkennen, daß zwischen den N/P-Verhältnissen und der Sauerstoffsättigung eine Abhängigkeit besteht. So ist der Phosphatüberschuß



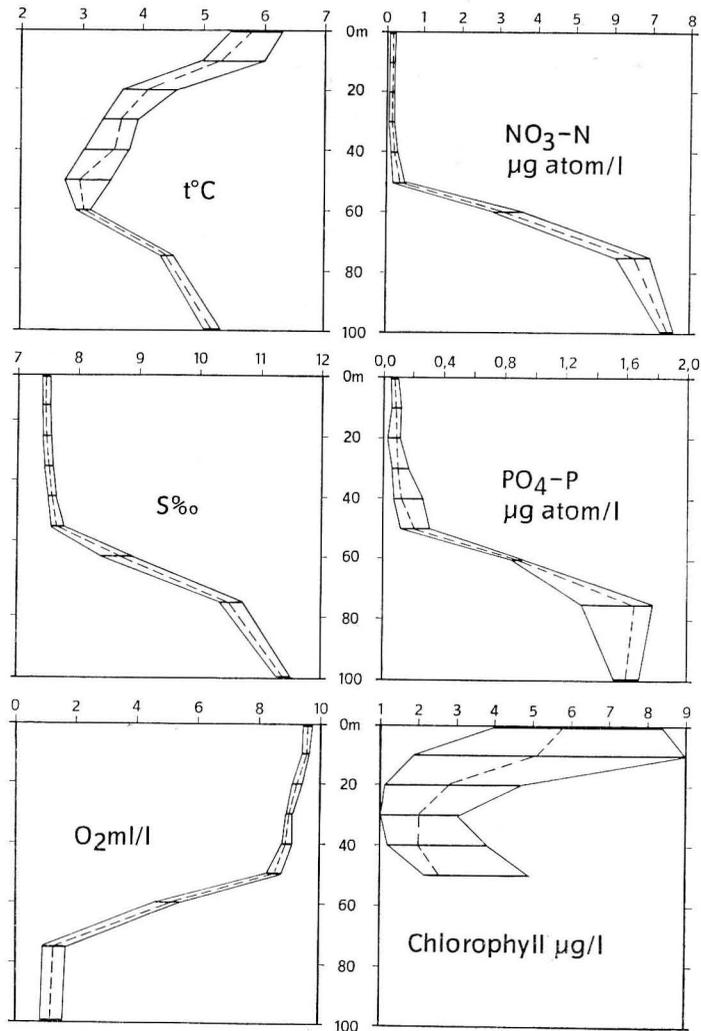


Abb. 9. Streubreite hydrographisch-chemischer Faktoren auf Dauerstation 4c vom 15. bis 17. 5. 1967

längsten bearbeitet wurde (5 Tage), und auf der sich andererseits der Wasserkörper im Zustand der hydrographischen Umschichtung sowie biologisch bedingter Veränderungen größeren Ausmaßes befand (Abb. 7). Auf den Stationen 4c und 5c, die rund 2,5 Tage dauerten, waren die Streuungen geringer. Ferner war auf diesen Stationen deutlich zu erkennen, daß die Abweichungen vom Mittelwert in den Schichten starker vertikaler Gradienten am größten sind.

Auf allen Stationen war die Streuung der Chlorophyllwerte am augenfälligsten. Ursachen hierfür sind die ungleichmäßige Entwicklung des Phytoplanktons, die

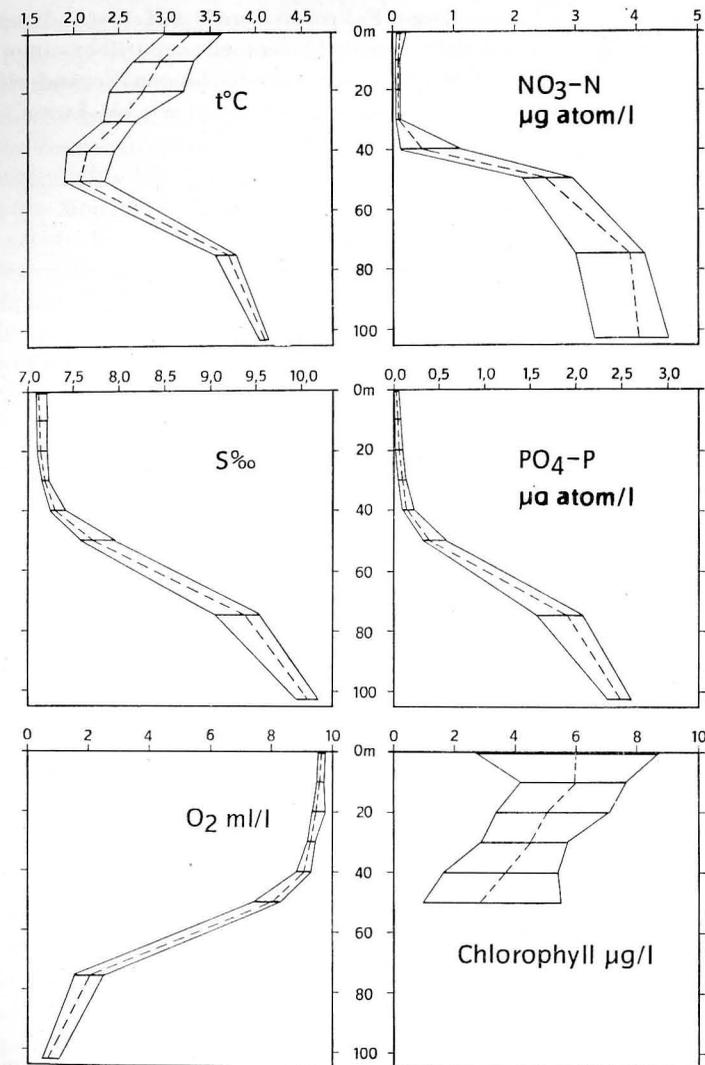


Abb. 10. Streubreite hydrographisch-chemischer Faktoren auf Dauerstation 5c vom 26. bis 28. 4. 1967

Sedimentation und die Zirkulation. Diese Beobachtungen unterstreichen einmal mehr die Problematik bei der Untersuchung und Beurteilung von Proben mit suspendierter organischer oder anorganischer Substanz.

Von JACOB (1961) wurden im Sommer 1960 Untersuchungen über die kurzfristige Veränderlichkeit in der Vertikalverteilung verschiedener hydrographischer Faktoren ( $t^{\circ}\text{C}$ ,  $S^{\text{‰}}$ ,  $\text{O}_2$  und  $\text{PO}_4\text{-P}$ ) in der östlichen und mittleren Ostsee

durchgeführt. Die Streubreite dieser Faktoren wurde auf 12stündigen Dauerstationen bestimmt. Obgleich sich unsere Untersuchungen über einen wesentlich längeren Zeitraum erstreckten, waren die kurzfristigen Veränderlichkeiten im allgemeinen kleiner und selten so extrem ausgebildet wie bei JACOB.

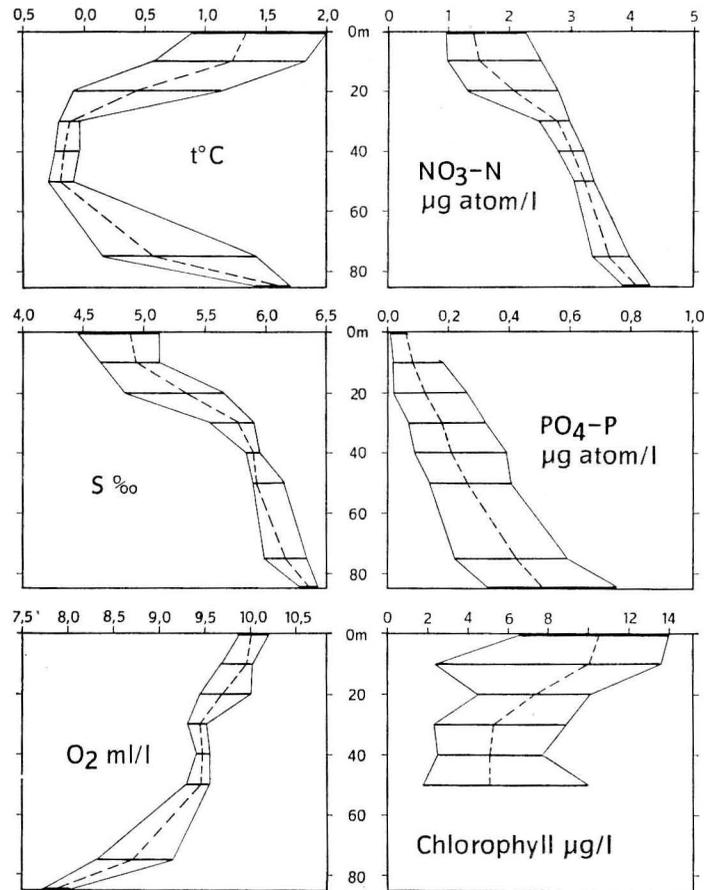


Abb. 11. Streubreite hydrographisch-chemischer Faktoren auf Dauerstation 16a vom 7. bis 12. 5. 1967

## 7. Diskussion

Die hydrographischen Untersuchungen in der mittleren Ostsee im April/Mai 1967 ließen erkennen, daß die Erwärmung der Oberflächenschicht und die Ausbildung der kalten Zwischenwasserschicht bereits begonnen hatten. Außerdem zeigte insbesondere der niedrige Nährstoffgehalt in der Oberflächenschicht, daß die Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons ihren Höhepunkt bereits er-

reicht oder überschritten hatte, obgleich im Wasser noch verhältnismäßig große Mengen an chlorophyllhaltigem Seston vorhanden waren.

In der Bottensee wurde die Bildung der kalten Zwischenwasserschicht durch den Zustrom sehr kalten, salzarmen Wassers aus dem Norden bestimmt, das sich bei intensiver Sonneneinstrahlung allmählich an der Oberfläche erwärmte. Hier war die Planktonblüte bei anfänglich hohen Nährstoffkonzentrationen im vollen Gange. Aus der Menge an Nitratrückslüsse auf die Primärproduktion während der Planktonblüte gezogen werden. Die berechneten Werte stimmten überraschend gut mit dem aus der Chlorophyllzunahme oder dem nach der  $^{14}\text{C}$ -Methode ermittelten Zuwachs an organischer Substanz überein. So wurden während der Frühjahrsentwicklung des Phytoplanktons in der Bottensee folgende Produktivitätswerte erhalten:

	org. Trockensubst. in $\text{g}/\text{m}^2/\text{d}$	org. geb. C in $\text{gC}/\text{m}^2/\text{d}$
aus dem Nitratverbrauch	0,44—0,53	0,24—0,29
aus der Chlorophyllproduktion	0,36—0,43	0,20—0,24
nach der $^{14}\text{C}$ -Methode	0,60 <sub>s</sub>	0,33

Zum Vergleich wollen wir Werte aus dem Finnischen Schärenmeer bei Utö heranziehen, die von BUCH (1954) aus dem Phosphatverbrauch, dem  $\text{CO}_2$ -Verbrauch sowie der Sauerstoffproduktion berechnet wurden. Für die auf 5 Wochen geschätzte Diatomeenblüte erhielt BUCH eine durchschnittliche Tagesproduktion von  $0,37 \text{ gC}/\text{m}^2$ , die auf organische Trockensubstanz umgerechnet den Wert von  $0,67 \text{ g}/\text{m}^2/\text{d}$  ergibt und unsere Ergebnisse bestätigt.

Im Gegensatz zur Sauerstoff- oder  $^{14}\text{C}$ -Methode erstrecken sich Produktivitätsbestimmungen auf Grund des Nährstoffverbrauchs oder der Chlorophyllproduktion über einen relativ langen Zeitraum und sind an gewisse Voraussetzungen geknüpft. So wurden bei unseren Untersuchungen die Nährstoffzufuhr aus der Tiefe, die Remineralisierung des Stickstoffs zu Nitrat und der Abbau des Chlorophylls während der Untersuchungsperiode als gering oder konstant angesehen. Darüber hinaus müssen das Beobachtungsgebiet und die beobachtete Wasserschicht groß genug sein, um die Veränderlichkeiten durch Zirkulations- und Austauschvorgänge sowie durch das Absinken chlorophyllhaltiger Teilchen vernachlässigen zu können. Es wird daher immer schwierig sein, aus der Nährstoffabnahme oder der Chlorophyllzunahme den Zuwachs an organischer Substanz für einzelne Stationen oder bestimmte Tiefen zu ermitteln, es sei denn, man driftet mit dem Wasserkörper oder das Wasser stagniert. In Übereinstimmung mit diesen Ausführungen zeigten die Beobachtungen auf den Dauerstationen, daß hierbei nur die Veränderlichkeiten insgesamt erfaßt werden. Derartige Beobachtungen lassen jedoch nicht erkennen, ob diese Veränderlichkeiten auf Zirkulations- und Austauschvorgänge oder aber auf biogene Einflüsse zurückzuführen sind. Eine Ausnahme bildete lediglich die Station 16a, auf der während einer kurzen Stagnationsperiode die Abnahme des Nitratgehalts in der euphoten

Schicht eindeutig auf die Phytoplanktonentwicklung zurückgeführt werden konnte. Die hieraus für die Oberfläche berechnete, tägliche Primärproduktion war 2—2,5mal größer als die mittlere Produktion.

Untersuchungen über die kurzfristige Veränderlichkeit der hydrographisch-chemischen Parameter auf unseren Dauerstationen zeigten, daß die Streuung der Werte im allgemeinen ansteigt, wenn der vertikale Gradient zunimmt. In Übereinstimmung damit fand JACOB (1961) im Sommer gegenüber unseren Messungen im Frühjahr größere Streubreiten infolge stärker ausgeprägter Temperatur-, Salzgehalts- und Nährstoffgradienten. Diese Ausführungen lassen erkennen, daß das Ausmaß der kurzfristigen Veränderlichkeiten jahreszeitlichen Schwankungen unterworfen ist.

Die verstärkten Schwankungen im Bereich der Sprungschicht dürften darauf zurückzuführen sein, daß diese sich hebt oder senkt, was mit den Vorstellungen von JACOB in Einklang steht, daß die Streuung der Werte bei Dauerstationsmessungen teilweise auf interne Wellen zurückzuführen ist. Als weitere Ursache nennt er die unvollkommene isotrope Vermischung, auf die die Streubreite insbesondere in Bodennähe, wo keine internen Wellen auftreten können, zurückgeht. Wie unsere Untersuchungen zeigten, kann schließlich auch der chemisch-biologische Stoffkreislauf vorwiegend während der Planktonblüte zu größeren Abweichungen vom Mittelwert führen.

Unsere Untersuchungen zeigten ferner, daß im Tiefenwasser der Ostsee gegenüber dem Weltmeer ein niedrigeres Nitrat-Phosphat-Verhältnis vorhanden ist. Dabei ergaben sich zwischen den verschiedenen Becken und Mulden deutliche Unterschiede. Eine Ursache dieses Phosphatüberschusses ist vielleicht die bakterielle Dentrifikation. Ein Teil der Stickstoffverbindungen, die dem Tiefenwasser durch abgestorbene organische Substanz in einem N/P-Verhältnis von 15:1 (oder größer) zugeführt werden, unterliegt möglicherweise dem Abbau zu molekularem Stickstoff.

Als weitere Ursache für das niedrige Nitrat-Phosphat-Verhältnis im Tiefenwasser der Ostsee ist die Wechselwirkung mit dem Sediment zu nennen. FONSELIUS (1967) konnte nachweisen, daß im Gotlandtief beim Auftreten von Schwefelwasserstoff und den dadurch bedingten niedrigen pH-Werten große Phosphatmengen aus dem Sediment in Freiheit gesetzt werden.

Unabhängig davon, ob die bakterielle Stickstoffentbindung oder der Austausch mit dem Sediment die Ursache des Phosphatüberschusses ist, bestehen enge Beziehungen zum Sauerstoffgehalt des Wassers. Je größer das Sauerstoffdefizit war, um so geringer war im allgemeinen das N/P-Verhältnis. So wurde auf den Dauerstationen 4c und 5c, die in der Tiefe sehr niedrige Sauerstoffsättigungswerte aufweisen, ein großer Phosphatüberschuß festgestellt.

Das Tiefenwasser der Bottensee steht im ständigen Austausch mit dem verhältnismäßig sauerstoffreichen Wasser der Älandsee, die ihrerseits relativ frisches Wasser aus der eigentlichen Ostsee erhält (PALOSUO, 1964). Demzufolge war der Phosphatüberschuß in der Bottensee, wo auch in der Tiefe noch verhältnismäßig viel Sauerstoff vorhanden ist, geringer als in der mittleren Ostsee.

## 8. Literatur

(Mit\*) versehene Arbeiten waren nicht im Original zugänglich)

- [1]\*) ATKINS, W. R. G., Phosphate content of waters in relationship to growth of algal plankton. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.* **12** (1923) S. 119.
- [2] ATKINS, W. R. G., Seasonal changes in the silicate content of natural waters in relation to the phytoplankton. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.* **14** (1926) S. 89—99.
- [3] ARMSTRONG, F. A. J. und BUTLER, E. J., Chemical changes in sea water of Plymouth during 1958. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.* **39** (1960) S. 299—302.
- [4] BANSE, K., Ergebnisse eines hydrographisch-produktions-biologischen Längsschnitts durch die Ostsee im Sommer 1956. II. Die Verteilung von Sauerstoff, Phosphat und suspendierter Substanz. *Kieler Meeresforsch.* **13** (1957) S. 186—201.
- [5] BENTSCHNEIDER, K. und ROBINSON, R. J., A new spectrophotometric method for the determination of nitrite in sea water. *J. Marine Res.* **11** (1952) S. 87—96.
- [6] BUCH, K., Physikalische und chemische Verhältnisse in Beziehung zur biologischen Aktivität im Wasser des südwestlichen Schärenmeeres von Finnland. *Merentut. Julk.* **159** (1954) S. 1—36.
- [7] BUCH, K. und GRIPENBERG, S., Jahreszeitlicher Verlauf der chemischen und biologischen Faktoren im Meerwasser bei Hangö im Jahre 1935. *Merentut. Julk.* **118** (1938) S. 1—26.
- [8]\*) COOPER, L. H. N., On the ratio of nitrogen to phosphorus in the sea. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.* **22** (1937) S. 177—204.
- [9]\*) COOPER, L. H. N., Redefinition of the anomaly in the nitrate-phosphate ratio. *J. Mar. Biol. Ass. U. K.* **23** (1938) S. 179.
- [10]\*) FLEMING, R. H., The composition of plankton and units for reporting populations and production. *Proc. Sixth Pacific Sci. Cong. Calif.* 1939, **3** (1940) S. 535—540.
- [11] FONSELIUS, S., Measurements of hydrogen sulfide in the Black Sea. 2. Intern. Oceanogr. Congr., Moscow 1966, S. 121—122.
- [12] FONSELIUS, S., Hydrography of the Baltic deep basins II. *Fishery Board of Sweden* **20** (1967) S. 1—31.
- [13] GESSNER, F., Produktionsbiologische Untersuchungen im Arkonabecken und den Binnengewässern von Rügen. *Kieler Meeresforsch.* **3** (1940) S. 449—459.
- [14] GILBRICHT, M., Untersuchungen zur Produktionsbiologie des Planktons in der Kieler Bucht. I. Die zeitliche und räumliche Verteilung des Planktons und die quantitativen Beziehungen zwischen Plankton-, Chlorophyll- und Sestonbestimmungen. *Kieler Meeresforsch.* **8** (1951) S. 173—191.
- [15] GILBRICHT, M., Untersuchungen zur Produktionsbiologie des Planktons in der Kieler Bucht. II. Die Produktionsgröße. *Kieler Meeresforsch.* **9** (1952) S. 51—61.
- [16] GŁOWIŃSKA, A., Hydrographical characteristics of the Southern Baltic in the time from November, 1948 to October, 1949. *Bull. Inst. Pêches Marit. Gdynia* **5** (1950) S. 123—143.
- [17] GŁOWIŃSKA, A., Changes in hydrographical conditions in the Southern Baltic. *ICES Paper C. M./D: 5*, Kopenhagen 1966.
- [18] GRANQVIST, G., Zur Kenntnis der Temperatur und des Salzgehaltes des Baltischen Meeres an den Küsten Finnlands. *Merentut. Julk.* **122** (1938) S. 1—166.
- [19] GRANQVIST, G., The summer cruise with M. S. Aranda in the Northern Baltic 1954. *Merentut. Julk.* **166** (1955) S. 1—56.
- [20] GREEN, E. J. und CARRITT, D. E., New tables for oxygen saturation of seawater. *J. Marine Res.* **25** (1967) S. 140—147.
- [21] GRIM, J., Beobachtungen am Phytoplankton des Bodensees (Obersee) sowie deren rechnerische Auswertung. *Intern. Revue Ges. Hydrobiol.* **39** (1939) S. 193—315.
- [22] GRASSHOFF, K., Untersuchungen über die Sauerstoffbestimmungen im Meer. *Kieler Meeresforsch.* **18** (1962) S. 42—50.

- [23] GRASSHOFF, K., Zur Bestimmung von Nitrat im Meer- und Trinkwasser. Kieler Meeresforsch. **20** (1964) S. 5—11.
- [24]\*) HAGMEIER, E., Untersuchungen über die Menge und die Zusammensetzung von Seston und Plankton in Wasserproben von Reisen in die Nordsee und nach Island. Diss. Kiel 1960.
- [25] HAGMEIER, E., Plankton-Äquivalente. Kieler Meeresforsch. **17** (1961) S. 32—47.
- [26] HARRIS, E. und RILEY, G. A., Oceanography of Long Island Sound, 1952—54. VIII. Chemical composition of the plankton. Bull. Bingham Oceanogr. Coll. **15** (1956) S. 315—323.
- [27]\*) HARVEY, H. W., Nitrate in the sea. J. Mar. Biol. Ass. U. K. **14** (1926) S. 71—88.
- [28] HELA, J. und KOROLEFF, F., Hydrographical and chemical data collected in 1955 on board the R. V. Aranda in the Baltic Sea. Merentut. Julk. **177** (1957) S. 1—36.
- [29] HELA, J. und KOROLEFF, F., Hydrographical and chemical data collected in 1956 on board the R. V. Aranda in the Baltic Sea. Merentut. Julk. **183** (1958a) S. 1—52.
- [30] HELA, J. und KOROLEFF, F., The Baltic cruise with R. V. Aranda 1957. Merentut. Julk. **186** (1958b) S. 1—16.
- [31] HENTSCHEL, E., Untersuchungen über das Plankton des Bornholmbeckens. Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch., NF, **12** (1952) S. 215—315.
- [32] HICKEL, W., Untersuchungen über die Planktonblüte in der westlichen Ostsee. Helgoländer wiss. Meeresunters. **16** (1967) S. 3—66.
- [33] HOLM-HANSEN, O. J., STRICKLAND, D. H. und WILLIAMS, P. M., A detailed analysis of biological important substances in a profile off Southern California. Limnol. Oceanogr. **11** (1966) S. 548—561.
- [34] JACOB, O. E., Über die kurzfristige Veränderlichkeit in der Vertikalverteilung ausgewählter chemischer Faktoren in der östlichen und mittleren Ostsee im Sommer 1960. Kieler Meeresforsch. **17** (1961) S. 154—158.
- [35] JØRGENSEN, C. B., Biology of suspension feeding. Oxford u. a. 1966, S. 180—185.
- [36] KETCHUM, B. H., VACCARO, R. F. und CORWIN, N., The annual cycle of phosphorus and nitrogen in New England coastal waters. J. Marine Res. **17** (1958) S. 281—301.
- [37] KOROLEFF, F., The Baltic cruise with R. V. Aranda 1961. Merentut. Julk. **214** (1964) S. 1—68.
- [38] KREY, J., Die Bestimmung des Chlorophylls in Meerwasser-Schöpfproben. J. Cons. perm. int. Explor. Mer **14** (1939) S. 201—209.
- [39] KREY, J., Eine neue Methode zur quantitativen Bestimmung des Planktons. Kieler Meeresforsch. **7** (1950) S. 58—75.
- [40] LENZ, J., Zur Ursache der an die Sprungschicht gebundenen Echostreuschichten in der westlichen Ostsee. Ber. Dt. Wiss. Komm. Meeresforsch. **18** (1965) S. 111—161.
- [41] MCGILL, D. A. und CORWIN, N., The distribution of nutrients in the Labrador Sea, summer 1964. U. S. Coast Guard Oceanogr. Rep. **10** (1965) S. 25—33.
- [42] MENZEL, D. W. und RYHER, J. H., The composition of particulate organic matter in the western North Atlantic. Limnol. Oceanogr. **9** (1964) S. 179—186.
- [43] MÖLDER, K., Über die Diatomeenflora des Bottnischen Meerbusens und der Ostsee. Merentut. Julk. **203** (1962) S. 1—58.
- [44] MORRIS, A. W. und RILEY, J. P., The determination of nitrate in sea water. Anal. Chim. Acta **29** (1963) S. 273—279.
- [45] MURPHY, J. und RILEY, J. P., A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. Anal. Chim. Acta **27** (1962) S. 31—36.
- [46] NAUWERK, A., Die Beziehungen zwischen Zooplankton und Phytoplankton im See Erken. Symbolae Botanicae Upsaliensis **17** NF **16** (1968) S. 119—133
- [47] NEHRING, D. und FRANCK, H., Beziehungen zwischen dem hydrographisch-chemischen Aufbau und der Phytoplanktonproduktion in der Norwegischen Rinne im Frühjahr 1966. Z. Fischerei NF **16** (1968) S. 119—133.
- [48] OKUDA, T., Vertical distribution of inorganic nitrogen in the equatorial Atlantic Ocean. Bol. Inst. Oceanogr., Univ. Oriente **5** (1966) S. 67—83.

- [49] PALOSUO, E., A description of the seasonal variations of water exchange between the Baltic proper and the Gulf of Bothnia. Merentut. Julk. **215** (1964) S. 1—32.
- [50] PALOSUO, E., Duration of the ice along the Finnish coast 1931—1960. Merentut. Julk. **219** (1965) S. 1—49.
- [51] PALOSUO, E., Ice winter 1964/65 along the Finnish coast. Merentut. Julk. **220** (1966) S. 1—20.
- [52]\*) REDFIELD, A. C., On the proportions of organic derivation in seawater and their relation to the composition of plankton. James Johnstone Memorial Vol., Liverpool 1934, S. 177—192.
- [53] RICHARDS, F. A. und VACCARO, R. F., The Cariaco Trench, an anaerobic basin in the Caribbean Sea. Deep-Sea Res. **3** (1956) S. 214—228.
- [54] RILEY, G. A., Mathematical model of nutrient conditions in coastal waters. Bull. Bingham Oceanogr. Coll. **19** (1967) S. 72—79.
- [55] RILEY, G. A. und CONOVER, S. A. M., Oceanography of Long Island Sound, 1952 to 1954. III. Chemical Oceanography. Bull. Bingham Oceanogr. Coll. **15** (1956) S. 47—61.
- [56] SCHULZ, B., Hydrographische Untersuchungen in der Ostsee 1925 bis 1938 mit dem Reichsforschungsdampfer „Poseidon“. Dt. Hydrogr. Z. Erg. Heft, Reihe B, I, Hamburg 1956.
- [57] SEN GUPTA, R., Inorganic nitrogen compounds in the Black Sea. 2. Intern. Oceanogr. Cong. Moscow 1966 (a), S. 328—329.
- [58] SEN GUPTA, R., „Inorganic nitrogen compounds in some Baltic deep basins“ und „Inorganic nitrogen-phosphorus relations and nitrogen equilibrium in the Baltic.“ Vorträge Moskau und Leningrad 1966 (b).
- [59]\*) SKOPINTZEV, B. A. und BROOCK, E. A., A study of the oxidation processes occurring in water during the aerobic decomposition of phytoplankton (russ.). Microbiology, Moscow **9** (1940) S. 595—607.
- [60] SOROKIN, J. I., Vertical distribution of phytoplankton and the primary organic production in the sea. J. Cons. perm. int. Explor. Mer **26** (1960) S. 49—56.
- [61] STEELE, J. H., Plant production on the Fladen Ground. J. Mar. Biol. Ass. U. K. **35** (1956) S. 1—33.
- [62] STEELE, J. H., Produktion studies in the northern North Sea. Cons. int. Explor. Mer. **144** (1958) S. 79—84.
- [63] STEELE, J. H. und BAIRD, I. E., Further relations between primary production, chlorophyll, and particulate carbon. Limnol. Oceanogr. **7** (1962) S. 42—47.
- [64] STEELE, J. H. und BAIRD, I. E., The chlorophyll *a* content of particulate organic matter in the northern North Sea. Limnol. Oceanogr. **10** (1965) S. 261—267.
- [65] STEELE, J. H. und MENZEL, D. W., Conditions for maximum primary production in the mixed layer. Deep-Sea Res. **9** (1962) S. 39—49.
- [66] STEFÁNSSON, U., Nitrate — phosphate relationships in the Irminger Sea. ICES-Paper, C. M./C: 13, Hamburg 1967.
- [67] STEFÁNSSON, U. und RICHARDS, F. A., Processes contributing to the nutrient distribution of the Columbia River and the Strait of Juan de Fuca. Limnol. Oceanogr. **8** (1963) S. 394—410.
- [68] STRICKLAND, J. D. H., Solar radiation penetrating the ocean. A review of requirements, data and methods of measurements, with particular reference to photosynthetic productivity. J. Fish. Res. Board of Can. **14** (1958) S. 453—493.
- [69] SVERDRUP, H. U., JOHNSON, M. W. und FLEMING, R. H., The oceans; their physics, chemistry and general biology. New York 1949.
- [70] VACCARO, R. F., Available nitrogen and phosphorus and the biochemical cycle in the Atlantic of New England. J. Marine Res. **21** (1963) S. 284—301.
- [71] WATTENBERG, H., Der hydrographisch-chemische Zustand der Ostsee im Sommer 1939. Ann. Hydr. **1940**, S. 185—194.
- [72] WELLERHAUS, S., Die Schichtungsverhältnisse im Pelagial des Bornholmbeckens. Kieler Meeresforsch. **20** (1964) S. 148—156.

- [73]\*) WITTING, R., Die Hydrographie der Ostsee. Z. Gesell. f. Erdkunde, Berlin 10 (1912) S. 721—738.
- [74] 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) S. 163—185.
- [75] WÜST, G. und BROGMUS, W., Ozeanographische Ergebnisse einer Untersuchungsfahrt mit Forschungskutter „Südfall“ durch die Ostsee Juni/Juli 1954 (anlässlich der totalen Sonnenfinsternis auf Öland). Kieler Meeresforsch. 11 (1955) S. 3—21.

Abschluß der Arbeit: 25. 4. 1968

Anschriften der Verfasser:

Dr. D. NEHRING, Dr. S. SCHULZ, K.-H. ROHDE,  
Institut für Meereskunde,  
DDR 253 Warnemünde, Seestr. 15

## Zur Entdeckungsgeschichte des Äquatorialen Unterstroms im Atlantischen Ozean

VON WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* Es wird ein Abriss der Entdeckungsgeschichte des Äquatorialen Unterstroms im Atlantischen Ozean von den zufälligen Strömungsbeobachtungen im 19. Jahrhundert bis zu den intensiven Forschungen unseres Jahrzehnts gegeben.

Bereits vor der Entdeckung des Äquatorialen Unterstroms durch JOHN YOUNG BUCHANAN im Jahre 1886 gab es in der Literatur Hinweise auf die Existenz von Ostströmungen im äquatorialen Atlantik, zu denen vielleicht auch die von JAMES RENNELL zitierten Anomalien im Südäquatorialstrom zu zählen sind. Den Untersuchungen von CARL KOLDEWEY aus dem Jahre 1875 verdanken wir die Kenntnis, daß östliche Schiffsversetzungen zwischen 2° N und 2° S häufig in den Monaten März bis Mai beobachtet werden können. Auch die Tiefenstrommessung des „Challenger“ am St. Pauls-Felsen im Jahre 1873 könnte als Hinweis auf den Unterstrom gewertet werden.

Die Entdeckung BUCHANANS, durch zahlreiche Zitate aus seinen Publikationen und Vorträgen belegt, geriet aber völlig in Vergessenheit. Obwohl er immer wieder auf die seiner Meinung nach interessanten Strömungsbeobachtungen und auf ihre möglicherweise bedeutende Rolle in der Horizontalzirkulation des Atlantiks aufmerksam machte, wurden die Beobachtungen größtenteils als Fehlmessungen oder als zufällige Strömungszustände abgetan.

Eine große Anzahl von Hinweisen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurde niemals mit der Existenz einer ostwärts setzenden Unterströmung am Äquator in Verbindung gebracht. Erst die Entdeckungen von TOWNSEND CROMWELL im Jahre 1952 im Pazifik und sieben Jahre später von KLAUS VOIGT im Atlantik gaben den Anstoß zu intensiven Forschungen in äquatorialen Breiten, die die Vermutungen BUCHANANS über die Bedeutung des Äquatorialen Unterstroms bestätigten.

Mehrere Abbildungen zeigen Forschungsschiffe, die in den letzten 10 Jahren bei der Erforschung des Äquatorialen Unterstroms im Atlantischen Ozean eingesetzt wurden.

Vor wenigen Jahren wurde die Aufmerksamkeit der Ozeanographen auf Mitteilungen über die Entdeckung einer neuen mächtigen Meeresströmung gelenkt, auf den Äquatorialen Unterstrom (in der englischen Literatur „equatorial undercurrent“ bzw. „CROMWELL-current“ im Pazifik; in der sowjetischen Literatur „экваториальное подповерхностное противотечение“ bzw. „течение Ломоносова“ im Atlantik). Daß es sich dabei um eine Wiederentdeckung handelt, ist von verschiedenen Autoren [1, 2, 3, 4] bereits betont worden. Schon im vorigen Jahrhundert gab es Hinweise auf die Existenz dieser Meeresströmung, die aber weitgehend unbeachtet blieben oder als ungenaue Beobachtungen abgetan wurden. Das ist um so bemerkenswerter, als der Wassertransport dieser

ostwärts setzenden Strömung mit dem des Golfstroms oder des Kuroshio-Stroms durchaus vergleichbar ist.<sup>1)</sup>

Der Äquatoriale Unterstrom ist Bestandteil des äquatorialen Stromsystems aller drei Ozeane. Er existiert im allgemeinen zwischen 2° N und 2° S unmittelbar unter einer westwärts setzenden Deckschicht von mehreren Dekametern Stärke und kann eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern erlangen. Die Wirkung des Unterstroms kann zeitweise auch die Oberfläche erreichen, insbesondere in den Monaten Februar bis Mai, wenn der SO-Passat über dem Äquator geringe Windgeschwindigkeiten besitzt oder ganz fehlt.

Durch direkte und indirekte Strömungsmessungen wurde der Unterstrom im Pazifik westlich der Galapagos-Inseln zwischen 92° W und 140° W von KNAUSS [5] und KING [6] im Jahre 1958 und auf 150° W von CROMWELL, MONTGOMERY und STROUP [7, 8] im Jahre 1952 nachgewiesen. Auf weiteren Messungen im Pazifik im Jahre 1958 erbrachten YOSIDA, NITANI und SUZUKI [9] den Nachweis für die Existenz des Unterstroms zwischen 157° und 147° O, und BURKOW und OWTSCHINNIKOW teilten mit, daß auf der 26. [10] und 27. Reise [11] des Forschungsschiffes „Witjas“ der Äquatoriale Unterstrom auf 172° O und zwischen 145° und 142° O angetroffen wurde.

Im Atlantik wurde der Unterstrom auf der 5. Reise des sowjetischen Forschungsschiffes „Michail Lomonossov“ im Jahre 1959 auf 30° W von VOIGT [12] entdeckt und auf der 10. Reise der „Lomonossov“ im Jahre 1961 zwischen 4° W und 30° W von PONOMARENKO [13, 14] nachgewiesen. Im gleichen Jahre konnte VOORHIS [15] die Existenz des Unterstroms zwischen 10° und 19° W durch Messung der Stromscherung bestätigen. Westlich von 15° W wurden zahlreiche Messungen des Unterstroms im Rahmen der Erforschung des tropischen Atlantik im Frühjahr 1963 (EQUALANT I) vorgenommen [16].

Amerikanische Untersuchungen mit den Forschungsschiffen „John Elliott Pillsbury“ und „Geronimo“ im März/April 1964 erbrachten den Nachweis des Unterstroms bis 6° 30' O [17, 18]. Die erste systematische Vermessung des Unterstroms zwischen 12° W und 4° 30' O wurde auf der Expedition mit dem Forschungsschiff „Prof. Albrecht Penck“ [19] des Instituts für Meereskunde in Warnemünde von April bis Juni 1964 vorgenommen.

Im Indischen Ozean führte erst die „International Indian Ocean Expedition“ von 1962/63 zum direkten Nachweis des Unterstroms durch KNAUSS, TAFT [20, 21] und SWALLOW [22] zwischen 53° und 89° O.

<sup>1)</sup> Der mittlere Volumentransport des Äquatorialen Unterstroms im Atlantik beträgt auf 4° W etwa 20 Mio. m<sup>3</sup>/s (vgl. [4]) und des Unterstroms im Pazifik auf 140° W etwa 39 Mio. m<sup>3</sup>/s (vgl. JOHN A. KNAUSS, Measurements of the Cromwell Current. In: Deep-Sea Research, London-New York-Paris-Los Angeles 1960, Bd. 6, S. 273). Vergleichsweise beträgt der mittlere Volumentransport des Golfstroms bei Kap Hatteras etwa 55 und südlich der Neufundlandbank etwa 38 Mio. m<sup>3</sup>/s, des Kuroshio-Stroms etwa 45 Mio. m<sup>3</sup>/s, des Florida-Stroms in der Straße von Florida etwa 26 Mio. m<sup>3</sup>/s und des atlantischen Südäquatorialstroms etwa 12 Mio. m<sup>3</sup>/s (nach Vorlesungen von G. SAGER an der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald).

Im Gegensatz zum Äquatorialen Unterstrom sind die beiden großen Westströmungen, der Nord- und der Südäquatorialstrom, sowie der äquatoriale Gegenstrom im Atlantik schon lange bekannt. Den Guinea-Strom, den östlichen Teil des äquatorialen Gegenstroms, fanden die Portugiesen auf ihren Weltreisen im 15. Jahrhundert. Auch CHRISTOPH COLUMBUS (etwa 1451 bis 1506) war die große westliche Drift im tropischen Atlantik bekannt und ISAAC VOSSIUS (1618 bis 1689) hat 1663 bereits die Westströmung aller drei Ozeane mitgeteilt. Dem bekannten Jesuiten ATHANASIUS KIRCHER (1601 bis 1680) schließlich verdanken wir die älteste Karte der Meeresströmungen des Atlantischen Ozeans<sup>2)</sup>, in der ebenfalls die Westströmung des äquatorialen Atlantik angedeutet ist.

In den folgenden zwei Jahrhunderten haben sich besonders BENJAMIN FRANKLIN (1706 bis 1790), JAMES RENNELL (1742 bis 1830), HEINRICH BERGHAUS (1797 bis 1884), ALEXANDER GEORGE FINDLEY (1812 bis 1875) und MATTHEW FONTAINE MAURY (1806 bis 1873) um die Erforschung der Meeresströmungen der Ozeane verdient gemacht. Die ersten in der Literatur nachweisbaren Hinweise auf das Vorhandensein des Äquatorialen Unterstroms gehen aber nur auf das letzte Drittel des vorigen Jahrhunderts zurück.

Die äquatorialen Gebiete der Ozeane lassen von vornherein keine Sonderstellung in bezug auf ihre physikalischen und chemischen Eigenschaften vermuten. Daher mußte die Entdeckung des Äquatorialen Unterstroms auch einem Zufall überlassen bleiben, denn die großen meereskundlichen Expeditionen des vorigen und zu Anfang dieses Jahrhunderts widmeten den Äquatorialgewässern nur wenige Meßstationen, die keine Schlüsse auf die Existenz dieser bedeutenden Strömung zuließen.

Hinweise auf den Äquatorialen Unterstrom kann man auf sehr verschiedene Weise erhalten. Die Geschwindigkeit der Strömung kann mit submarinen Driftkörpern und Strömungsmessern bestimmt werden. Zum Nachweis der Strömung können Langleinen-Fischfanggeräte und auch der Drahtwinkel bei hydrographischen Serien dienen. Weitere Hinweise liefern die Verteilung der Eigenschaften des Wassers, die Temperatur, der Sauerstoff- und Phosphatgehalt und auch der Salzgehalt.

## I. Die Periode der zufälligen Strömungsbeobachtungen im äquatorialen Atlantik

Das Interesse an den Strömungen der Ozeane entsprang den praktischen Erwägungen der Schifffahrt und war deshalb in erster Linie auf die Oberflächenströmungen gerichtet. Der Äquatoriale Unterstrom als eine meist unterhalb der westwärts driftenden Deckschicht wirkende Ostströmung blieb also im allgemeinen für die den Äquator kreuzenden Schiffe verborgen. Die Fälle aber, in

<sup>2)</sup> ATHANASIUS KIRCHER, Mundus subterraneus. Bd. 1, Amsterdam 1678, Liber III. Die von G. SCHOTT: Geographie des Atlantischen Ozeans, 2. Aufl., Hamburg 1926 (S. 23) und 3. Aufl., Hamburg 1942 (S. 24) veröffentlichte Karte fehlt in dem Exemplar der Universitätsbibliothek Rostock.

denen er zwischen Februar und Mai die Oberfläche erreichte — in den Schiffsjournalen als östliche Versetzungen unmittelbar am Äquator verzeichnet —, wurden als Anomalien des Südäquatorialstroms angesehen.

Bereits JAMES RENNELL waren Anomalien des „Großen Äquatorialstroms“ bekannt, wie er in seinem 1832 postum von seiner Tochter veröffentlichten Werk „An investigation of the currents of the Atlantic ocean“ mitteilt.<sup>3)</sup>

Daß sich die bei HEINRICH BERGHAUS<sup>4)</sup> 1837 zitierten Anomalien nicht nur auf den Bereich des äquatorialen Gegenstroms beziehen, geht aus seinen weiteren Ausführungen hervor,<sup>5)</sup> obwohl die von ihm zitierten Schiffsjournale Ostströmung nur nördlich von 5° N ausweisen. Gegen die Auffassung von RENNELL und BERGHAUS, daß „... diese Gegenströmung ... die ganze Wassermasse dieser Zone des Atlantischen Ozeans in Bewegung setzen ...“<sup>6)</sup> kann, wendet sich im Jahre 1852 ALOIS F. P. NOWÁK<sup>7)</sup> (1807 bis 1880), ohne jedoch eine befriedigende Erklärung für diese Anomalien geben zu können<sup>8)</sup>.

Einer der ersten Versuche, die Tiefenströmung in der Nähe des Äquators zu messen, wurde auf der Weltreise der „Challenger“ 1872 bis 1876 unternommen. Während des ersten Fahrtabschnittes quer über den Atlantik kreuzte die „Challenger“ den Äquator in der Nähe des St. Pauls-Felsens. Auf drei Stationen wurde die Oberflächenströmung gemessen, aber nur auf der Station 106 auf 1° 47' N und 24° 26' W wurde am 25. August 1873 auch die Strömung in der Tiefe bestimmt. Im Reisebericht heißt es darüber [23]:

„... On the 25th August, at Station 106, the cutter was again anchored by the trawl, and ... the surface current was running west ... The current drag at 10 a. m. at 75 fathoms<sup>9)</sup> showed no current, at 50 fathoms a current of half

<sup>3)</sup> JAMES RENNELL, An investigation of the currents of the Atlantic ocean. London 1832, S. 67: „... Anomalies also take place in the great Equatorial current, and in that of the S.E. trade. The former has been known, at one time, to run to the eastward, or directly opposite to its general, and, as is commonly understood, perpetual, course; and at about the same rate; and with it, the whole mass of water, from 5° north to 12° south. At another time, a like anomaly took place, between the parallels of 2° north and 7° south. This latter was observed to take place at six or seven degrees to the eastward of Cape St. Roque; but the other, about midway between the two continents. In a third case, nearly in the middle, the current ceased altogether: or rather there was neither an easterly nor a westerly current. This happened in February; the other two, in July and August ...“

<sup>4)</sup> HEINRICH BERGHAUS, Allgemeine Länder- und Völkerkunde, I. Bd., Stuttgart 1837, S. 543: „... In der großen Äquatorial-Strömung kommen nicht selten Anomalien vor, dergestalt, daß der Strom statt westlich, gerade entgegengesetzt nach Osten fließt ...“

<sup>5)</sup> Ebenda, S. 543: „... Rennell führt einige Beispiele an, die sich auf den Raum zwischen 5° N und 12° S, und dann zwischen 2° N und 7° S beziehen; ...“

<sup>6)</sup> Ebenda, S. 543.

<sup>7)</sup> ALOIS F. P. NOWÁK, Der Ocean oder Prüfung der bisherigen Ansichten über das Niveau, die Tiefe, die Farbe, das Leuchten, den Salzgehalt, die Temperatur, die Strömungen, die Ebbe und Fluth und die sonstigen Bewegungen des Meeres. Leipzig 1852, S. 252.

<sup>8)</sup> Ebenda, S. 485.

<sup>9)</sup> 1 fathom (fm.) = 6 feet ≈ 1,83 m. Es entsprechen also 15 fm. = 27,5 m; 50 fm. = 91,5 m; 75 fm. = 137,2 m.

a mile per hour, and at 15 fathoms three quarters of a mile per hour, all to the west, thus showing how very superficial the Equatorial Current is ...“

Die Messungen auf der „Challenger“ gaben zu der Vermutung Anlaß, daß der Südäquatorialstrom nur eine Oberflächenströmung sei. Obwohl der wissenschaftliche Leiter der Expedition, WYVILLE THOMSON (1830 bis 1882), die Strömungsmessungen am St. Pauls-Felsen in dem vorläufigen Bericht über die allgemeinen Ergebnisse der Forschungsreise im Atlantik [24] nicht erwähnte, wurden die Beobachtungen immer wieder zitiert<sup>10)</sup>.

Vergleicht man die auf 1° 47' N, 24° 26' W gemessenen Daten mit dem heute bekannten Verhalten des Unterstroms, so scheinen die Beobachtungen in ihrer Tendenz richtig. Da die Station 106 an der nördlichen Grenze des Äquatorialen Unterstroms liegt, ist es durchaus möglich, daß erst in etwa 137 m keine Strömung mehr auftritt. In geringeren Tiefen herrschte Weststrom, aber auch nur mit relativ kleinen Geschwindigkeiten von 0,5 bis 0,75 sm/h, im Gegensatz zu den an der Oberfläche gemessenen Werten der Stationen 104, 106 und 107 (1,2; 2,0; 1,5 sm/h).

Auch die zweite große meereskundliche Expedition des vorigen Jahrhunderts auf der „Gazelle“ in den Jahren 1874 bis 1876 führte Tiefenstrombeobachtungen durch. Von den insgesamt 298 Strommessungen sind 182 Tiefenstrombestimmungen, mit Hilfe eines Treibkörpers in der betreffenden Tiefe ausgeführt, der durch eine Boje getragen wurde. Im Atlantik wurde in der Umgebung des Äquators nur an drei Stationen der Tiefenstrom gemessen.<sup>11)</sup> Diese Stationen zeigen

<sup>10)</sup> WILLIAM B. CARPENTER, Further inquiries on oceanic circulation. In: Proceedings of the Royal Geographical Society, London 1874, Bd. 18, Nr. 4, S. 393: „... The Equatorial Current is estimated by Captain Nares to have a depth of not much more than 50 fathoms, and an average rate of 0.75 mile per hour, at the surface, coming down to 0.4 mile at 50 fathoms ...“

CONRAD JARZ, Zur Frage der Meeresströmungen. In: Mitteilungen der kais. und köngl. geographischen Gesellschaft in Wien, Wien 1878, Bd. 21, S. 63–78 schreibt (S. 75), daß der Südäquatorialstrom, „... wie die Messungen der „Challenger-Expedition“ darthun, eine Oberflächenströmung ...“ sei.

W. J. L. WHARTON, Die physikalischen Verhältnisse des Meeres. In: Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie, Berlin 1894, Jg. 22, S. 357–369 (Übersetzung aus: Geographical Journal, London 1894, S. 252 ff) ist der Meinung (S. 359), daß die Beobachtungen des „Challenger“ zumindest andeuten, „... daß in mehr als 100 Faden Tiefe nur wenig Strom ist ...“.

JOHN YOUNG BUCHANAN, A retrospect of oceanography during the last twenty years. In: Report of the Sixth International Geographical Congress, held in London, 1895, London 1896, berichtet über die Messungen der „Challenger“ (S. 424): „These observations gave absolute values for the current at the surface and at some depth below it in mid-ocean ...“

OTTO KRÜMMEL, Handbuch der Ozeanographie. Bd. II: Die Bewegungsformen des Meeres. 2. Aufl., Stuttgart 1911, bezweifelt (S. 552), daß „... die Messung überhaupt genau genug ... war ...“, um weitgehende Schlußfolgerungen daraus zu ziehen.

<sup>11)</sup> R. ROTOK, Die während der Forschungsreise S. M. S. „Gazelle“ ausgeführten Tiefseelothungen, Wassertemperatur-Messungen, Strombestimmungen und Beobachtungen über die Farbe und Durchsichtigkeit des Meerwassers. In: Die Forschungsreise S. M. S. „Gazelle“ in den Jahren 1874 bis 1876, II. Teil: Physik und Chemie, hrsg. vom Hydrographischen Amt der Admiralität, Berlin 1888. — Station 24 (12. Aug. 1874), Position

die Unsicherheit der Messungen, denn nur an der Station 25 am 13. August 1874 wurde in 110 m ein schwacher, östlich setzender Unterstrom gefunden, obwohl alle drei Meßorte im Bereich des Äquatorialen Unterstroms lagen.

Diese wenigen Tiefenstromuntersuchungen konnten keine Klärung der Strömungsverhältnisse in den Tiefen bringen. Der verdienstvolle deutsche Hydrograph GEORG NEUMAYER (1826 bis 1909) versuchte daher die Aufmerksamkeit aller Naturforscher und Weltreisenden der Meere über die Oberflächenerscheinungen der Strömung hinaus auch auf die Verhältnisse in der Tiefe zu lenken. Er empfahl im Jahre 1875 [25], zu untersuchen, ob der atlantische

„... *Aequatorialstrom*, oder, die Bewegung der Wassermassen innerhalb der Wendekreise von Osten nach Westen ...“ seiner „... ganzen Tiefe nach ... oder ... nur an der Oberfläche bis zu einer gewissen Tiefe ...“ in die genannte Richtung setzt.

CARL KOLDEWEY (1837 bis 1908) hat englische Angaben und das über sieben Jahre von der Norddeutschen Seewarte, dem Vorläufer der Deutschen Seewarte in Hamburg, gesammelte Material über Schiffsversetzungen im äquatorialen Bereich des Atlantischen Ozeans zusammengetragen, ausgewertet und im Jahre 1875 veröffentlicht<sup>12)</sup>. Diesem Umstand verdanken wir einen wesentlichen Anhaltspunkt über die Strömungsverhältnisse an der Oberfläche auch unmittelbar am Äquator. Aus der folgenden Tabelle, nach Angaben von KOLDEWEY zusammengestellt, geht hervor, daß in den Monaten März bis Mai sowohl östlich als auch westlich von 25° W häufig östliche Versetzungen mit einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit von etwa 0,6 sm/h auftraten. Diese Unregelmäßigkeit der Strömungsrichtung in Äquatornähe machte sich bereits im Februar bemerkbar.<sup>13)</sup> Im März teilte KOLDEWEY auch zwischen 0° und 2° N mehrere östliche Versetzungen zwischen 0° und 20° westlicher Länge mit. Südlich des Äquators bis 2° S und östlich von 25° W

„... ist sogar eine nach Osten gerichtete Bewegung der Gewässer vorherrschend, während in der westlichen Hälfte östliche und westliche Richtungen nahezu gleich verteilt sind ...“<sup>14)</sup>

Im April und Mai wird die Anzahl der bekannt gewordenen Versetzungen in östlicher Richtung geringer, und im Juni machen die westlichen Verdriftungen den weitaus größten Teil aller Beobachtungen aus. Ein Vergleich mit den Windbeobachtungen insbesondere des Monats März zeigte,

Fortsetzung von Fußnote 11, Seite 41

0° 39' N, 13° 15' W: Oberflächenstrom 281°, etwa 1,6 sm/h; 110 m Tiefe 270° (W), etwa 1,1 sm/h. — Station 25 (13. Aug. 1874), Position 0° 56' S, 14° 23' W: Oberflächenstrom 292,5° (WNW), etwa 0,5 sm/h; 110 m Tiefe 112,5° (OSO), etwa 0,1 sm/h (vgl. S. 26/27). — Station 161 (14. März 1876), Position 1° 42' S, 25° 24' W: Oberflächenstrom 306°, etwa 1,3 sm/h; 91 m Tiefe 315° (NW), 0,8 sm/h (vgl. S. 36/37).

<sup>12)</sup> CARL KOLDEWEY, Ueber die Strömungen in den Äquatorialgegenden des Atlantischen Oceans. In: Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol., Berlin 1875, Jg. 3, S. 133—141 und 166—171.

<sup>13)</sup> Ebenda, S. 137/138.

<sup>14)</sup> Ebenda, S. 139.

TABELLE I  
Mittlere monatliche Strömungsrichtung und -geschwindigkeit zwischen 0° und 2° S im Atlantischen Ozean  
(nach KOLDEWEY)

Monat	Geogr. Länge	Anzahl der Beobachtungen	Mittlere		Geogr. Länge	Anzahl der Beobachtungen	Mittlere	
			Richtung	Geschwindigkeit [sm/h]			Richtung	Geschwindigkeit [sm/h]
Januar	12—25° W	7	298°	0,9	25—38° W	21	242°	0,6
Februar	13—25° W	14	281°	0,4	25—35° W	34	259°	0,7
März	östl. 25° W	{ 12 5	104° 326°	0,6 0,4	westl. 25° W	{ 15 17	67,5° (ONO) 236°	0,6 0,5
April	östl. 25° W	{ 6 21	124° 259°	0,6 0,8	westl. 25° W	{ 9 15	101° 276°	0,4 0,6
Mai	östl. 25° W	{ 6 9	98° 279°	0,8 0,7	westl. 25° W	{ 6 13	73° 264°	0,6 0,6
Juni	14—25° W	10	273°	1,0	25—38° W	30	267°	0,9
Juli	7—25° W	19	273°	0,8	westl. 25° W	24	267°	0,8
August	0—25° W	32	270° (W)	0,7	westl. 25° W	10	264°	0,8
September	0—25° W	9	264°	0,5	westl. 25° W	9	225° (SW)	0,8
Oktober	östl. 25° W	10	247,5° (WSW)	0,5	westl. 25° W	{ 2 14	135° (SO) 270° (W)	0,3 0,4
November	östl. 25° W	9	276°	1,0	westl. 25° W	{ 1 24	81° 256°	1,1 0,7
Dezember	östl. 25° W	2	279°	1,2	westl. 25° W	23	264°	0,7

... daß die Nordgrenze des SO-Passats in diesem Monate am weitesten nach Süden zu liegt und ein durchstehender Passat sehr häufig erst auf 3° bis 4° Südbreite angetroffen wird ...<sup>15)</sup>

Ohne Zweifel sind diese Ostströmungen auf den Äquatorialen Unterstrom zurückzuführen, dessen Wirkung sich durch den am Äquator abgeschwächten SO-Passat bis auf die Oberflächenschicht erstreckt.

Zwei Jahre später veröffentlichte OTTO KRÜMMEL (1854 bis 1912) eine Arbeit über die äquatorialen Meeresströmungen des Atlantischen Ozeans<sup>16)</sup>, in der er auf Unregelmäßigkeiten der Strömungsgeschwindigkeit in Äquatornähe hinwies. Einer Tabelle über die mittlere „Stärke des Stromganges“<sup>17)</sup> zwischen 10° N und 10° S und 20 bis 30° W (nördlich des Äquators) bzw. 13 bis 35° W (südlich des Äquators), die aus Angaben der oben zitierten Arbeit von KOLDEWEY zusammengestellt wurde, ist zu entnehmen, daß zwischen dem Äquator und 2° S das ganze Jahr hindurch geringere Strömungsgeschwindigkeiten angetroffen wurden als in den anschließenden nördlichen und südlichen Breiten. KRÜMMEL deutete diesen Effekt:

... Man könnte hieraus vielleicht schließen, daß in der südlichen Äquatorialströmung Streifen von starkem Stromgange mit andern von schwächerem abwechseln; ...<sup>18)</sup>

Auf die Unregelmäßigkeiten in der Richtung der äquatorialen Strömung ging KRÜMMEL nicht ein. Er sah seine Aufgabe darin,

... die drei Strömungen in ihren Hauptzügen vorzuführen, die Untersuchung der lokalen Störungen und Unregelmäßigkeiten einer besser unterrichteten Zeit überlassend ...<sup>19)</sup>

Durch Bearbeitung der 1876 vom *Meteorological Office* in London herausgegebenen „Monthly charts of meteorological data for the nine 10° squares of the Atlantic between 20° N. and 10° S. Lat.“ kam PAUL HOFFMANN<sup>20)</sup> für den besonders gut bekannten äquatorialen Bereich zwischen 25° und 30° W zu ganz ähnlichen Ergebnissen. Er faßte die Beobachtungen zu einer Tabelle über die „Häufigkeit und mittlere Geschwindigkeit der zwischen 25° und 30° W-Lg. beobachteten Westströmungen und Stromstillen“ zusammen und stellte fest<sup>21)</sup>,

... zwischen dem Äquator und 2° S-Br. nehmen die absoluten Geschwindigkeiten und die Jahres-Amplituden der Geschwindigkeit ab ...“

Diese von KRÜMMEL und HOFFMANN gefundenen Eigentümlichkeiten der Strömung am Äquator könnten durch den Äquatorialen Unterstrom bewirkt worden sein.

<sup>15)</sup> Ebenda, S. 139.

<sup>16)</sup> OTTO KRÜMMEL, Die äquatorialen Meeresströmungen des Atlantischen Ozeans und das allgemeine System der Meerescirculation. Leipzig 1877, 52 S.

<sup>17)</sup> Ebenda, S. 27.

<sup>18)</sup> Ebenda, S. 28.

<sup>19)</sup> Ebenda, S. 21.

<sup>20)</sup> PAUL HOFFMANN, Zur Mechanik der Meeresströmungen an der Oberfläche der Ozeane. Berlin 1884, 99 S.

<sup>21)</sup> Ebenda, S. 34.

## II. Die Periode der Entdeckungen

### 1. Die Entdeckung des Äquatorialen Unterstroms im Atlantik

Zur Vorbereitung einer Kabeltrasse im Gebiet des Golfs von Guinea von Sierra Leone entlang der Küste nach St. Paul de Loanda arbeitete von Januar bis März 1886 das Dampfschiff „Buccaneer“, gechartert von der *India Rubber, Gutta Percha, and Telegraph Works Company of Silvertown*, im Seegebiet vor der westafrikanischen Küste. Der britische Chemiker JOHN YOUNG BUCHANAN (1844 bis 1925), einer der Teilnehmer der „Challenger“-Expedition, begleitete den Kapitän ANTHONY S. THOMSON auf der „Buccaneer“ und untersuchte die Temperatur- und Dichteverhältnisse im Golf von Guinea. Auf dem Teilabschnitt zwischen Ascension und Conakry wurden in Äquatornähe am 9., 10. und 11. März auf drei Stationen (Station 44: ca. 16° W; Station 45: ca. 14,5° W; Station 46: ca. 13° W) die Strömungen beobachtet. Während an der Oberfläche ein mit etwa 0,5 sm/h nach Westen setzender Strom gefunden wurde, beobachtete er in 50 Faden (91,5 m) Tiefe auf allen drei Stationen einen mit Geschwindigkeiten größer als 1 sm/h nach SO setzenden Unterstrom. Auf der Fahrt vom Äquator nach Norden wurde allerdings kein östlicher Strom gefunden.

Auf Grund dieser Beobachtungen kann JOHN YOUNG BUCHANAN (Abb. 1)<sup>22)</sup> als Entdecker des Äquatorialen Unterstroms angesehen werden, wie seine im folgenden zitierten Ansichten über die Unterströmung bestätigen mögen.

Erstmalig erwähnte BUCHANAN den von ihm beobachteten Unterstrom in einem Vortrag „On similarities in the physical geography of the great oceans“<sup>23)</sup> vor der *Royal Geographical Society* am 8. November 1886. Er berichtete von einem

... very remarkable under-current which is found setting in a south-easterly direction with a velocity of over a mile per hour at three stations almost on the equator, and to the northward of the Island of Ascension ... the surface water was found to have a very slight westerly set. At a depth of 15 fathoms there was a difference, and at 30 fathoms the water was running so strongly to the south-east that it was impossible to make observations of temperature, as the lines, heavily loaded, drifted straight out, and could not be sunk by any weight the strain of which they could bear ...<sup>24)</sup>

In dem ausführlichen Bericht<sup>25)</sup> über die Ergebnisse der „Buccaneer“-Expedition in den Golf von Guinea teilte er neben den Temperatur-, Dichte- und Tiefenverhältnissen mit<sup>26)</sup>:

<sup>22)</sup> Aus: JOHN YOUNG BUCHANAN, Scientific papers, Vol. I. Cambridge 1913.

<sup>23)</sup> JOHN YOUNG BUCHANAN, On similarities in the physical geography of the great oceans. In: Proceedings of the Royal Geographical Society, London 1886, Bd. 8, S. 753–770.

<sup>24)</sup> Ebenda, S. 761.

<sup>25)</sup> JOHN YOUNG BUCHANAN, The exploration of the Gulf of Guinea. In: The Scottish Geographical Magazine, Edinburgh 1888, Bd. 4, S. 177–200 und 233–251. Vgl. auch J. Y. BUCHANAN: Scientific papers, Vol. I. Cambridge 1913, Paper No. 40.

<sup>26)</sup> Ebenda, S. 200.

... Here a southerly<sup>27)</sup> current of half a knot was observed at the surface, but it reached only to a depth of 15 or 20 fathoms. At 30 fathoms and greater depths a very strong under-current was found setting to the south-east. This easterly under-current was observed and measured approximately on the two succeeding days. It was running at over a knot an hour . . .“

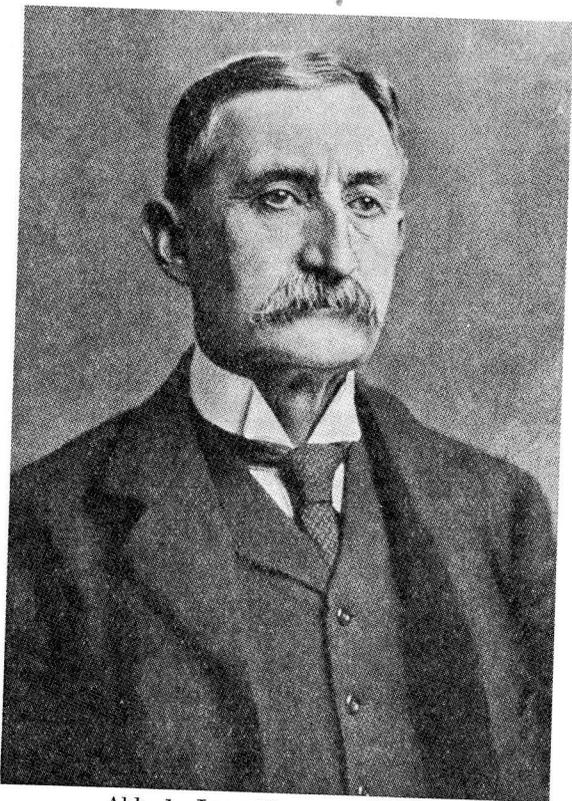


Abb. 1. JOHN YOUNG BUCHANAN  
(\*20. Februar 1844 in Glasgow, † 16. Oktober 1925 in London)

BUCHANAN wies immer wieder auf die seiner Meinung nach interessanten Strombeobachtungen am Äquator hin.<sup>28)</sup> Im Jahre 1892 berichtete er über die Meßmethode:

„. . . Here a strong current to the eastward was found at 50 fathoms as much as 1.3 knot per hour, the surface—water setting to the westward at about 0.5

<sup>27)</sup> „southerly“ dürfte ein Druckfehler sein, denn in allen anderen Veröffentlichungen wird von einer Oberflächenströmung „. . . setting to the westward . . .“ (BUCHANAN, 1886, S. 761) oder von „. . . slight westerly set . . .“ (BUCHANAN, 1892, S. 626) berichtet.

<sup>28)</sup> JOHN YOUNG BUCHANAN, On the temperature, density, and motion of the waters of the Gulf of Guinea. In: Proc. Roy. Geogr. Soc., London 1892, Bd. 14, S. 625—626.

knot per hour; so that the net easterly current below was at least 0.8 knot per hour. These currents were observed and measured by suspending current drags in the water at the depth wished, . . .“<sup>29)</sup>

Sowohl die Ergebnisse der „Buccaneer“-Expedition als auch die von Juli bis September 1886 während der Verlegung des Kabels mit dem Dampfschiff „Silvertown“ unter Kapitän A. S. THOMSON angestellten Beobachtungen im Golf von Guinea zeigten, daß sich unter einer warmen Deckschicht von im allgemeinen nicht mehr als 55 m Stärke kälteres Wasser mit größerer Dichte befand. BUCHANAN schrieb darüber<sup>30)</sup>:

„. . . The density of this water, which, at the constant temperature of 15.56 °C., is 1.0260 to 1.0262<sup>31)</sup>, is higher than that of the deep abysmal water below it, and it is possible that it may come from regions farther west by a return under-current . . .“

Die letzte Bemerkung weist auf eine Vermutung BUCHANANS hin, daß der starken Unterströmung möglicherweise eine bedeutende Rolle in der Horizontalzirkulation des äquatorialen Atlantik zukommt. Gestützt wird diese Vermutung durch die Beobachtungen A. S. THOMSONS bei den Verlegungsarbeiten von Telegraphenkabeln zwischen Pernambuco und Saint Vincent (wahrscheinlich entlang der südamerikanischen Küste) sowie zwischen Fernando de Noronha und Senegal (das Kabel kreuzte vermutlich bei 30 °W den Äquator). THOMSON berichtete darüber [26]:

„. . . Whilst crossing the equatorial currents, the lead of the cable, or angle it made with the direction of the ship's keel, was much in excess of what was accounted for by the actual course of the ship over the ground. This, at the time, was considered to point to the existence of a sub-surface current of considerable extent setting in some easterly direction . . .“

Durch diese Beobachtungen fühlte sich BUCHANAN im Jahre 1896 veranlaßt, noch einmal auf die Bedeutung der Messungen des „Buccaneer“ vom Jahre 1886 hinzuweisen [27]:

„. . . The water of the inshore current at this season [August and September] has a much greater salinity than the warmer water of January, and there is reason to suspect that the easterly running inshore water of this season is a continuation of the strong easterly under current observed and measured in the „Buccaneer“ in March, 1886. During the laying of the submarine cable from Fernando Noronha to Senegal this under current was observed far to the westward, and there is every reason to believe that it is a constant and important factor of oceanic circulation, the heart of which lies in the equatorial belt . . .“

BUCHANAN wurde nicht müde, auf die Bedeutung von Strömungsmessungen im offenen Ozean hinzuweisen. Auf dem 6. Internationalen Geographischen Kongreß in London im Jahre 1895 ergriff er das Wort zu einem Rückblick auf

<sup>29)</sup> Ebenda, S. 626.

<sup>30)</sup> Ebenda, S. 625.

<sup>31)</sup> Siehe dazu auch: J. Y. BUCHANAN, On similarities, Diagramm D.

die Ozeanographie während der vergangenen zwanzig Jahre.<sup>32)</sup> In Zusammenhang mit den umstrittenen Beobachtungen des „Buccaneer“ regte er wiederum eine eingehendere Untersuchung der Äquatorialgewässer des Atlantischen Ozeans an:

„... In the observation of ocean currents . . . co-operation by several parties in different vessels, in different but neighbouring localities, is very useful . . . Could a . . . fleet be despatched to the equatorial regions of the Atlantic, and carry out combined operations in the equatorial currents, each series extending over at least seven days and repeated at different times of the year, we should very soon know a great deal more about oceanic circulation, and we should find out a number of things which would at first astonish us, as we should find that our present theories have no place for them . . .“<sup>33)</sup>

Unterstützt wurden seine Bemühungen durch die Ausführungen Kapitän THOMSONS, der die mögliche Bedeutung der Unterströme für die allgemeine Zirkulation betonte:

„... Of sub-surface currents in the open sea we know next to nothing, though the few isolated observations which have been made seem to point to the probability that sub-surface currents play a much more important part in the general circulation than has been hitherto supposed.

One of the principal objects of this paper is to call attention to the necessity for observations of sub-surface currents. They offer a rich and almost virgin field for scientific discovery, . . .“ [26]

Leider geriet aber die Entdeckung BUCHANANS völlig in Vergessenheit, und zwar, wie wir heute wissen, vor allem deshalb, weil man seinen Anregungen zu eingehenderen Untersuchungen der äquatorialen Strömungsverhältnisse im Atlantik kein Gehör schenkte. Seine Beobachtungen wurden als Fehlmessungen oder als zufällige Strömungszustände abgetan. Auch der große deutsche Ozeanograph OTTO KRÜMMEL, der 1887 noch annahm, daß die SO-Strömung in 30 Faden Tiefe möglicherweise

„... die in der Tiefe in den Weststrom zurücklenkende Guineaströmung war, . . .“ [28],

vertritt später<sup>34)</sup> die Auffassung, die Messungen seien

„... technisch wohl nicht ganz einwandfrei, da der große Kabeldampfer an dem Dredgetau verankert worden war . . .“

Die Messungen BUCHANANS wurden in einem Vortrag von ADOLF ERNST WENDT [29] (1872 bis 1946) im Jahre 1904 noch einmal hervorgehoben, sind aber in später erschienenen Abhandlungen über die Strömungsverhältnisse im Golf von Guinea [30, 31, 32] nicht mehr zu finden.

<sup>32)</sup> JOHN YOUNG BUCHANAN, A retrospect of oceanography during the last twenty years. In: Rept. Sixth Int. Geogr. Congr., London 1896, S. 403—435.

<sup>33)</sup> Ebenda, S. 427/428.

<sup>34)</sup> OTTO KRÜMMEL, Hb. Ozeanogr., Bd. II, Stuttgart 1911, S. 552.

## 2. Hinweise auf den Unterstrom vor der Wiederentdeckung

Wenn man die Berichte der meereskundlichen Expeditionen und Forschungsfahrten Ende des vorigen und der ersten Hälfte dieses Jahrhunderts aufmerksam durchsieht, so findet man viele Anmerkungen und Notizen, die auf eine kräftige Unterströmung am Äquator hinweisen können. Da man aber diese, meist zufälligen Beobachtungen nicht mit BUCHANANS Untersuchungen in Verbindung brachte, wurden sie auch nicht als Hinweise erkannt.

Während der Deutschen Plankton-Expedition auf dem Dampfer „National“ im Jahre 1889 wurden Messungen am Äquator vorgenommen. Für zwei Stationen unmittelbar am Äquator, Nr. 33 auf 0° 6' N 15° 19' W und Nr. 34 auf 0° 16' S 14° 58' W, beide am 7. September, bemerkte KRÜMMEL<sup>35)</sup> unter „Abtriftwinkel und wahrscheinliche Tiefen“

„über 45°, Messungen deshalb ganz mißlungen.“  
Weiter stellte er dazu fest<sup>36)</sup>:

„... Bei den Beobachtungen nördlich vom Äquator war die Abtrift ganz besonders störend, erst vom 8. September an wurde der ‚National‘ durch stetiges Manövrieren mit Schraube und Ruder so gehalten, daß die Abtrift ganz vermieden oder doch sehr gering gemacht wurde. Ich bin überzeugt, daß auf Station 33 und 34 das Netz und das Thermometer bei 400 m Drahtlänge noch keine 100 m vertikal von der Oberfläche entfernt standen, . . .“

Es sei darauf hingewiesen, wie sehr diese Situation den von CROMWELL [33] im Jahre 1951 mitgeteilten Umständen bei Messungen im äquatorialen Pazifik ähnelte, die den Anstoß zu weiteren Untersuchungen gaben und schließlich zur Wiederentdeckung des Unterstroms führten.

Später hat KRÜMMEL berichtet [34]:

„... Auf der Plankton-Expedition fiel es uns namentlich in den Äquatorialströmen auf, daß bei frei treibendem Schiff unsere Netze besonders stark seitlich vom Schiff weggedrängt wurden, sobald die Tiefe von 100 oder 150 m überschritten wurde; . . .

— und er vermutete auf Grund der Trifttheorie der Strömungen —

... eine sehr starke Abschwächung des Oberstroms bis zur Tiefe von 100 bis 150 m hinab, wo dann ganz schwach oder in anderer Richtung bewegtes Wasser liegen mußte . . .“

In den Jahren 1893 und 1894 verzeichnete eine größere Anzahl von Schiffen im Gebiet des äquatorialen Atlantischen Ozeans zwischen 2° N und 2° S Ostströmung verbunden mit schwachen veränderlichen Winden. PULS veröffentlichte einen Auszug aus dem Journal der Bark „Kepler“<sup>37)</sup>, die vom 28. Februar bis 13. März 1894 die äquatorialen Breiten auf 25° W kreuzte. Daraus geht hervor, daß von 1° 32' S bis 2° 26' N durchweg Ostströmung von maximal 1,9 sm

<sup>35)</sup> OTTO KRÜMMEL, Geophysikalische Beobachtungen. In: Ergebnisse der Plankton-Expedition der Humboldt-Stiftung, Bd. I, Teil C, Kiel und Leipzig 1893, Tab. 6, S. 57.

<sup>36)</sup> Ebenda, S. 57/58.

<sup>37)</sup> Auszug aus Journal No. 4136: Bark „Kepler“, Kapt. CRANTZ, vom La Plata nach Hull. Vgl. C. PULS, S. 29 (siehe Anm.<sup>38)</sup>).

pro h herrschte. Diese Ostströmung kann nur der Wirkung des Unterstroms zugeschrieben werden, der durch den fehlenden Winddruck des SO-Passats die Oberfläche erfassen konnte.

In ähnlicher Weise wie KOLDEWEY für den Atlantik hat CÄSAR PULS<sup>38)</sup> die Strömungsverhältnisse des Äquatorialgürtels des Pazifischen Ozeans zwischen 20° N und 10° S und zwischen 78° W und 122° O an Hand von Segelschiffsbeobachtungen untersucht. Dabei entdeckte er im Pazifik

„... eine in der Mehrzahl der Jahre westlich von den Galapagos unter dem Äquator mitten im südlichen Äquatorialstrom herrschende *Gegenströmung*. Diese ... Ostströmung wird ... angetroffen, jedesmal, *wenn das ... Gebiet der Kalmen unter dem Äquator* und noch südlich davon *auftritt*, also ausnahmsweise schon im Februar, gewöhnlich im März und Anfang April, zuweilen aber auch noch bis in den Mai hinein ...“<sup>39)</sup>

Weiter schrieb er dann, ohne auf die Beobachtungen BUCHANANS einzugehen:

„... *Auch im Atlantischen Ozean* kommen im März und April bei Windstillen ganz *analoge Ostströmungen* im südlichen Äquatorialstrom gerade da vor, wo gewöhnlich der stärkste Weststrom auftritt; nur scheint dieses Auftreten hier nicht so regelmäßig vorzukommen wie im Stillen Ozean, sondern nur als Ausnahme, ...“<sup>40)</sup>

Auch PULS betonte abschließend<sup>41)</sup>

„... Es wäre sehr wünschenswerth, wenn spätere Beobachter ihr Augenmerk ... auf den Gegenstrom mitten im südlichen Äquatorialstrom westlich der Galapagos im März und April ...“

richten würden,

„... denn ... dies sind Erscheinungen, deren häufiges Auftreten nicht bezweifelt, über deren Regelmäßigkeit aber nach dem vorhandenen Material, das sich auf nicht genügend viele Jahre bezieht, noch nichts Endgültiges ausgesagt werden kann.“

Diese unabhängig vom äquatorialen Gegenstrom vorhandene Ostströmung innerhalb des Südäquatorialstroms deutete KRÜMMEL<sup>42)</sup> für den Atlantik als Folge der zeitweiligen Verlagerung der Kalmenzone zum Äquator, *wodurch dann der östlich setzende Guineastrom am Äquator wirkt*. Im Gegensatz dazu ist GERHARD SCHOTT (1866 bis 1961) der Auffassung [35], daß

„... man ... diese Ostströmungen ja nicht mit der eigentlichen, stets auf Nordbreite verlaufenden östlichen Gegenströmung, mit welcher die hier in Frage stehende Wasserbewegung jedenfalls gar nichts zu thun hat ...“, verwechseln sollte.

<sup>38)</sup> CÄSAR PULS, Oberflächentemperaturen und Strömungsverhältnisse des Äquatorialgürtels des Stillen Ozeans. In: Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, Hamburg 1895, Jg. 18, Nr. 1, 38 S.

<sup>39)</sup> Ebenda, S. 27.

<sup>40)</sup> Ebenda, S. 27.

<sup>41)</sup> Ebenda, S. 38.

<sup>42)</sup> OTTO KRÜMMEL, Hb. Ozeanogr., Bd. II, Stuttgart 1911, Fußnote S. 562.

Daß es sich bei den oben erwähnten äquatorialen Ostströmungen im Atlantik nur um den Unterstrom handeln kann, beweisen auch die Messungen von VOIGT [36] im Jahre 1959, der „Penck“-Expedition<sup>43)</sup> im Jahre 1964, der „Crawford“ während EQUALANT I<sup>44)</sup> und der Expedition des Fischereiforschungsschiffes „Ernst Haeckel“ [37] im Jahre 1966, die im März bis Mai bzw. im Dezember deutliche Ostkomponenten der Strömung von der Oberfläche bis in über 100 m feststellten.

Die Deutsche Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer „Valdivia“ arbeitete Anfang September 1898 im östlichen Teil des äquatorialen Atlantik. Von den insgesamt 187 während der Expedition ausgeführten Lotungen mußte merkwürdigerweise nur eine wegen nicht erkennbarer Grundberührung abgebrochen werden. Diese Lotung (Nr. 29, Station 47 am 7. September auf 0° 10' S 8° 32' W), so bemerkte SCHOTT<sup>45)</sup>,

„... mißlang, da die Grundberührung nicht erkennbar wurde. Wir hatten ca. 8000 m Draht ausgegeben, von denen 2000 arg verkinkt wieder heraufkamen.“

Während der Lotungen lag das Schiff in östlicher Strömung von etwa 0,6 sm/h Geschwindigkeit.<sup>46)</sup> Die Vermutung liegt nahe, daß der Äquatoriale Unterstrom diese Wirkung verursachte, zumal festgestellt wird:

„... nirgends ... haben wir vergleichsweise so oft den Draht unter den Kiel ... verschwinden sehen wie im Bereich der Passate und Monsune und ihrer Strömungen ...“<sup>47)</sup>

Im Januar und Februar 1911 führte der Kabeldampfer „Stephan“ zwischen Monrovia und Pernambuco Lotungen durch. Die von ALFRED MERZ (1880 bis 1925) auf dieser Reise ausgeführten Messungen der Temperatur und des Salzgehaltes<sup>48)</sup> zeigten am Äquator auf ca. 25° W in 70 m Tiefe ein abgeschlossenes Salzgehaltsmaximum mit Werten größer als 36‰ und eine deutliche Auffächerung der Temperatursprungschicht im Bereich dieses Maximums. Auf die

<sup>43)</sup> RUDOLF SCHEMAINDA, Ozeanogr. Beob. Tropenexp. Golf von Guinea, S. XVI und S. 100.

<sup>44)</sup> Data Report EQUALANT I. The National Oceanographic Data Center, Washington D.C. 1964, S. 153.

<sup>45)</sup> GERHARD SCHOTT, Oceanographie und maritime Meteorologie. In: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Tiefsee-Expedition auf dem Dampfer „Valdivia“ 1898–1899, Bd. 1, Jena 1902, S. 83, Spalte 17.

<sup>46)</sup> Ebenda, S. 234.

<sup>47)</sup> Ebenda, S. 21.

<sup>48)</sup> Die Reihenmessungen und Oberflächen-Beobachtungen des Kabeldampfers „Stephan“ wurden 1936 veröffentlicht. Vgl. ALBERT DEFANT: Die Troposphäre in Vertikalschnitten der Temperatur, des Salzgehaltes und der Dichte. In: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- und Vermessungsschiff „Meteor“ 1925–1927, Bd. VI: Atlas zur Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans, Teil C, Berlin und Leipzig 1936, Beilage XCIX.

Bedeutung der Messungen des „Stephan“ in bezug auf den Unterstrom machten bereits MONTGOMERY und VOIGT<sup>49)</sup> aufmerksam.

Hingewiesen sei auch auf eine Messung der Deutschen Antarktischen Expedition 1911 bis 1913.<sup>50)</sup> Auf der Fahrt der „Deutschland“ wurden in Äquatornähe drei Meßstationen eingerichtet [ $2^{\circ} 39,5' N$ ,  $28^{\circ} 7' W$ ;  $1^{\circ} 50' S$ ,  $30^{\circ} 26' W$  (am 22. Juli 1911);  $5^{\circ} 8' S$ ,  $32^{\circ} 19' W$ ]. Dabei zeigte sich nach Tafel 5 und 10 des Expeditionsberichtes<sup>51)</sup> für den Salzgehalt ein Maximum von  $36,030/_{00}$  in 75 m auf der äquatornächsten Station, während der Oberflächenwert um  $0,180/_{00}$  und der Wert in 110 m Tiefe um  $0,370/_{00}$  kleiner war. Nördlich und südlich dieser Station wurden Salzgehalte größer  $360/_{00}$  erst auf  $12^{\circ} 47' N$  bzw.  $7^{\circ} 43' S$  angetroffen. WILHELM BRENNER (1875 bis 1924) erklärte diese Tatsache als eine durch den Auftrieb salzarmen Tiefenwassers im Äquatorbereich abgetrennte Zwischenschicht.<sup>52)</sup>

Die Ursache des Salzgehaltsmaximums ist aber der Äquatoriale Unterstrom. Er transportiert salzreiches Wasser, das aus dem Bereich des subtropischen Salzgehaltsmaximums vor der brasilianischen Küste stammen könnte, quer über den Atlantik bis in den Golf von Guinea. Das argentinische Forschungsschiff „Comodoro Laserre“ arbeitete im Rahmen des internationalen Forschungsprogramms im tropischen Atlantik (EQUALANT II) am 17. August 1963 auf  $1^{\circ} 23' S$  und  $32^{\circ} 46' W$ , also etwa um die gleiche Jahreszeit und auf etwa gleicher Position wie die „Deutschland“, und fand auf dieser Station ein Salzgehaltsmaximum von  $36,120/_{00}$  in etwa 93 m Tiefe.<sup>53)</sup> Da auf der „Deutschland“ in unmittelbarer Nähe des Äquators keine weiteren Messungen durchgeführt wurden, blieb unbekannt, daß die Meßstation 1911 nur den südlichsten Bereich des salzreichen Gebietes streifte, während in dessen Kern auf dieser westlichen Länge im August Salzgehalte größer  $36,50/_{00}$  angetroffen werden können.<sup>54)</sup>

Einen Hinweis auf starken NO-Strom am Äquator gab SPIESS<sup>55)</sup> (1881 bis 1959) in einem Bericht über die Forschungen und Erlebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition mit dem Forschungsschiff „Meteor“ 1925 bis 1927.

<sup>49)</sup> Vgl. RAYMOND B. MONTGOMERY, *Equat. undercurrent obs.*, S. 489 und KLAUS VOIGT, *Untersuchungen in der Deckschicht des Atlantischen Ozeans mit einem digital registrierenden Temperatur-Leitfähigkeit-Druck-Meßgerät*. In: *Beitr. Meereskd.*, Berlin 1963, H. 7/8, S. 91. — DEFANT ordnete das Salzgehaltsmaximum dem äquatorialen Gegenstrom zu, vgl. ALBERT DEFANT, *Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Die Troposphäre*. In: *Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped.*, Berlin und Leipzig 1936, Bd. VI, 1. Teil, S. 354.

<sup>50)</sup> WILHELM BRENNER, *Die ozeanographischen Arbeiten der Deutschen Antarktischen Expedition 1911–1912*. In: *Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, Hamburg 1921*, Jg. 39, Nr. 1, 216 S.

<sup>51)</sup> Ebenda, S. 93 und Tafeln im Anhang.

<sup>52)</sup> Ebenda, S. 150.

<sup>53)</sup> Data Report EQUALANT II. Section II: Oceanographic Station Data. The National Oceanographic Data Center, Washington, D.C. 1964, S. 2.48.

<sup>54)</sup> Ebenda, Sect. II, S. 2.46.

<sup>55)</sup> F. SPIESS, *Die Meteor-Fahrt. Forschungen und Erlebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition 1925–1927*. Berlin 1928.

Während einige Expeditionsteilnehmer am 10. Mai 1925 auf dem St. Pauls-Felsen an Land gingen, fuhr

„... Meteor“ in geringem Abstand einen Kreis um die Klippe, der durch den starken Nordoststrom von 1,7 Seemeilen/Stunde zu einer Ellipse wurde, ...“<sup>56)</sup>

Die systematische Auswertung der Untersuchungen der Deutschen Atlantischen Expedition in äquatorialen Breiten führte zu einer Reihe von Eigentümlichkeiten, die heute mit dem Äquatorialen Unterstrom in Verbindung gebracht werden. Insbesondere trifft dies für die Schichtung und Zirkulation der Troposphäre des Atlantik zu, die von ALBERT DEFANT (geb. 1884) bearbeitet wurde.

Die Karte des maximalen Salzgehaltes im subtropischen Salzgehaltsmaximum<sup>57)</sup> zeigte

„... gerade am Äquator ein schwaches Maximum . . . , das sich scheinbar von Westen her vorschiebt, es reicht bis  $7^{\circ} W$  . . .“<sup>58)</sup>

DEFANT<sup>59)</sup> erklärte dieses Salzgehaltsmaximum, das auch in einem Längsschnitt entlang der Mittelachse des Atlantischen Ozeans<sup>60)</sup> und aus den Messungen auf Profil X a<sup>61)</sup> zu erkennen ist, aus der

„... aufsteigenden Wasserbewegung der meridionalen Zirkulation und, da die unteren Schichten salzreicher sind als die oberen, führt dies zu einer Verstärkung des Maximums . . .“

Er kam zu dem Schluß<sup>62)</sup>:

„... So greift alles ineinander und ruft eine etwas verwickelte Anordnung hervor . . .“

Die Verteilungen der Größe der maximalen Temperatur- und Dichtegradienten in der troposphärischen Sprungschicht<sup>63)</sup> zeigten im Bereich des äquatorialen Atlantik deutliche Minima. Diese, gleichbedeutend mit einer Auffächerung der Temperatur- und Dichtesprungschicht, werden heute dem Einfluß des Äquatorialen Unterstroms zugeschrieben.

Aus den Messungen der organischen Produktivität im Golf von Guinea während der „Galathea“-Expedition 1950 bis 1952 ist eine bemerkenswerte Messung am 11. November 1950 auf  $0^{\circ} 42' N$  und  $5^{\circ} 59' W$  hervorzuheben. Während der Guineastrom als ein Gebiet mit relativ geringer organischer Produktivität

<sup>56)</sup> Ebenda, S. 79.

<sup>57)</sup> ALBERT DEFANT, *Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped.*, Bd. VI, Beilage XLIV.

<sup>58)</sup> Ebenda, S. 339.

<sup>59)</sup> Ebenda, S. 339.

<sup>60)</sup> Ebenda, Beilage XLVII.

<sup>61)</sup> ALBERT DEFANT, *Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped.*, Bd. VI, Atlas, Teil C, Beilage XCVIII.

<sup>62)</sup> ALBERT DEFANT, *Wiss. Ergebn. Dt. Atlant. Exped.*, Bd. VI, S. 339.

<sup>63)</sup> Ebenda, Beilage XXXIX und XL.

angesehen werden kann,<sup>64</sup>) erreichte der Wert auf Station 30 unmittelbar am Äquator 0,34 g C/m<sup>2</sup>/d.<sup>65</sup>) Der photosynthetische Wert des Oberflächenwassers bei 18000 lux entsprach den Werten im Wirkungsbereich des Guineastroms, in einer Tiefe von 40 m erreichte er dagegen den 1½- bis 3fachen Betrag der anderen Stationen in gleicher Tiefe.

Für das Ansteigen der organischen Produktivität auf der äquatornächsten Station wird nur die allgemeine Erklärung gegeben:<sup>66</sup>)

„... Our knowledge about the mixing rates of the water-masses in the surface layers is unfortunately very limited. It is easy to understand however, that in areas of this kind where the mixing, for some reason or other, increases, the conditions for organic production improve too . . .“

Die Ursache dürfte auch in diesem Fall in dem Einfluß des Äquatorialen Unterstroms zu suchen sein, denn die Untersuchungen aller am Forschungsprogramm EQUALANT II Mitte 1963 beteiligten Schiffe haben gezeigt, daß die organische Produktivität in Äquatornähe gegenüber der Umgebung nördlich und südlich stark ansteigt.<sup>67</sup>)

Kurz vor der Wiederentdeckung des Unterstroms im Atlantik führte im November 1958 das amerikanische Schiff „Crawford“ längs des Äquators hydrographische Untersuchungen durch. METCALF<sup>68</sup>) berichtete aber erst nach der Veröffentlichung über den direkten Nachweis des Äquatorialen Unterstroms von seinen Beobachtungen:

„... The behavior of the wire cable on hydrographic stations gave evidence of the presence of a swift, shallow, easterly undercurrent . . .“

### 3. Die Wiederentdeckung des Äquatorialen Unterstroms

Im Jahre 1951 berichtete TOWNSEND CROMWELL<sup>69</sup>) (1922 bis 1958) über die Beobachtung ungewöhnlich großer Drahtwinkel bei hydrographischen Serien

<sup>64</sup>) E. STEEMANN-NIELSEN and E. AABYE JENSEN, Primary oceanic production. In: Galathea Report, Vol. 1. Scientific results of the Danish Deep-Sea Expedition round the world 1950—52, Copenhagen 1957—1959, S. 49—136. Die Werte der organischen Produktion variieren im Bereich des Guineastroms (Station 24, 25, 28, 31, 32 und 47, vgl. S. 126) zwischen 0,12 und 0,22 g C/m<sup>2</sup>/d.

<sup>65</sup>) Ebenda, S. 126.

<sup>66</sup>) Ebenda, S. 72.

<sup>67</sup>) Auf allen Meridionalen Schnitten auf etwa 0°, 4°, 7°, 11°, 15°, 20°, 25°, 33°, 38° und 41° W erreichte die Produktivität am Äquator Werte, die über den Umgebungswerten, teils sogar doppelt bis dreifach darüber lagen. Vgl. Data Report EQUALANT II. Section IV: Biological Data. The National Oceanographic Data Center, Washington, D.C. 1964. — Die während der Expedition mit MS „Prof. Albrecht Penck“ im Frühjahr 1964 ermittelten Chlorophyll-a-Werte weisen auch östlich von 0° auf höhere organische Produktivität im Bereich des Äquatorialen Unterstroms hin.

<sup>68</sup>) W. G. METCALF, A. D. VOORHIS, and M. C. STALCUP, The Atlantic equatorial undercurrent. In: Journal of Geophysical Research, Richmond/Virginia 1962, Bd. 67, S. 2499. Siehe auch: Woods Hole Oceanographic Institution, Collected Reprints 1962, Contribution No. 1233.

<sup>69</sup>) TOWNSEND CROMWELL, Mid-Pacific oceanogr., U.S. Fish & Wildl. Serv., Spec. Sci. Rept., Fish. No. 54.

im Verlaufe der Untersuchungen des Forschungsschiffes „Hugh M. Smith“ während der Monate Januar bis März 1950 im äquatorialen Gebiet des Stillen Ozeans. Auf zwei meridionalen Schnitten auf 158° und 172° W wurden an insgesamt 53 Positionen Messungen durchgeführt. An den 14 Stationen (Nr. 18 bis 24 und 32—38) zwischen 3° N und 3° S wurden teilweise Drahtwinkel von 50° bis über 60° (Nr. 19, 20, 24, 32, 37 und 38) beobachtet, wenn nicht durch geeignete Schiffsmanöver der Strömung entgegengewirkt wurde. Unmittelbar nördlich und südlich dieses Bereiches wurden nur Drahtwinkel von maximal 40° gemessen.

„... It was necessary to occupy a number of stations near the equator while under power ‚upstream‘ to keep the wire angle down. The angle would have been at least 60° in these cases had the vessel not been underway . . .“;

berichtete CROMWELL.<sup>70</sup>) An anderer Stelle schrieb er<sup>71</sup>):

„... Larger wire angles were encountered in the vicinity of the equator than in the swiftest parts of the North Equatorial Current under comparable wind conditions . . .

— und vermutete —

„... Therefore, the South Equatorial Current was probably flowing more swiftly than the North Equatorial Current . . .“

Aus dieser Äußerung kann geschlossen werden, daß CROMWELL zu diesem Zeitpunkt noch nichts von der Existenz des Unterstroms ahnte. Sicher aber werden ihn obige Beobachtungen und die 1951 von THOMAS S. AUSTIN<sup>72</sup>) festgestellte östliche Verdriftung von Langleinen-Fischfangvorrichtungen (long-line fishing gears) am Äquator veranlaßt haben, im Juli und August 1952 während der 16. Reise der „Hugh M. Smith“ Strömungsmessungen im äquatorialen Pazifik durchzuführen. Diese Untersuchungen führten zur Entdeckung des Äquatorialen Unterstroms im Pazifik,<sup>73</sup>) und MONTGOMERY und STROUP berichteten später,<sup>74</sup>) daß die Existenz dieses Unterstroms vor dem August 1952 weder von ihnen, noch, so weit man das aus Dokumenten und persönlichen Erinnerungen bestimmen kann, von CROMWELL vermutet wurde. Am 2. Juli 1958 verunglückte TOWNSEND CROMWELL auf dem Wege zu einer neuen Expedition. Deshalb regten JOHN A. KNAUSS und JOSEPH E. KING an<sup>75</sup>), den Äquatorialen Unterstrom im Pazifik nach seinem Entdecker *Cromwell-Strom* zu nennen.

Erst nach der Entdeckung begann man mit dem Studium älterer Arbeiten und Berichte über Ostströmungen am Äquator. Bereits 1954 identifizierten

<sup>70</sup>) Ebenda, S. 6.

<sup>71</sup>) Ebenda, S. 7.

<sup>72</sup>) THOMAS S. AUSTIN, Mid-Pacific oceanography III, transequatorial waters August to October 1951. In: U.S. Fish & Wildl. Serv., Spec. Sci. Rept., Fish. No. 131, Washington 1954, S. 9/10 und Fig. 2.

<sup>73</sup>) TOWNSEND CROMWELL, RAYMOND B. MONTGOMERY, and E. D. STROUP, Equat. undercurrent in Pacific Ocean, S. 648—649.

<sup>74</sup>) RAYMOND B. MONTGOMERY and E. D. STROUP, Equat. waters, S. 59.

<sup>75</sup>) JOHN A. KNAUSS and JOSEPH E. KING, Observ. Pac. Equat. Undercurrent, S. 602.

CROMWELL, MONTGOMERY und STROUP<sup>76</sup>) die von Schiffen auch im Atlantik im vorigen Jahrhundert beobachteten Ostströmungen am Äquator mit dem bis zur Oberfläche wirkenden Unterstrom. Auch GERHARD NEUMANN<sup>77</sup>) schloß aus einigen Angaben in älteren Arbeiten, daß eine atlantische Version des Cromwell-Stroms existieren könnte. Einem Hinweis in KRÜMMELS „Handbuch der Ozeanographie“, Bd. 2, Stuttgart 1911, verdankten MONTGOMERY und STROUP<sup>78</sup>) die Entdeckung, daß schon JOHN YOUNG BUCHANAN im vorigen Jahrhundert den Äquatorialen Unterstrom im Atlantik gefunden hatte.

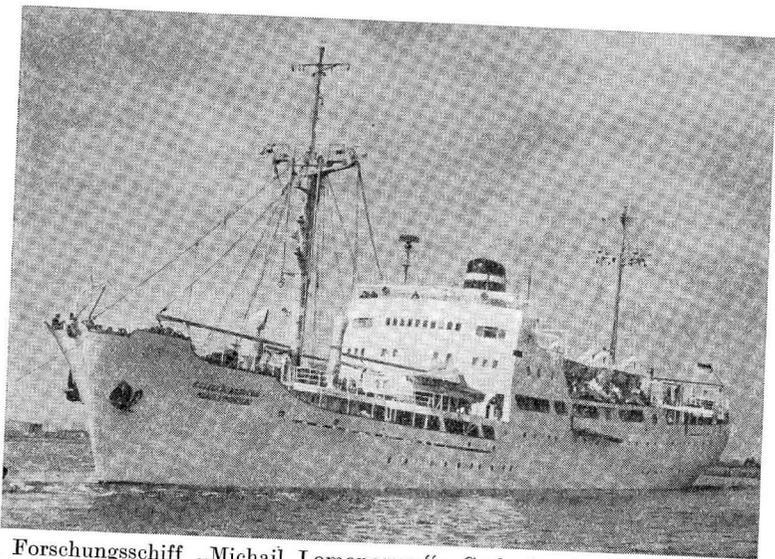


Abb. 2. Forschungsschiff „Michail Lomonosov“; Seehydrophysikalisches Institut der Ukrainischen Akademie der Wissenschaften (UdSSR). — Länge: 103 m; Wasserverdrängung: 5960 t; Geschwindigkeit: 13 sm/h; Mannschaft 70 Mann; Expeditionsstab: 65 Mann

Der direkte Nachweis des Unterstroms im Atlantik gelang KLAUS VOIGT<sup>79</sup>) am 21./22. Mai 1959 auf einer Ankerstation der 5. Atlantischen Expedition des sowjetischen Forschungsschiffes „Michail Lomonosov“ (Abb. 2) auf 0° 09' N und 30° W durch Strömungsmessungen in 50, 100 und 150 m Tiefe. Er berichtete über eine mit Geschwindigkeiten von etwa 1,7 sm/h in 50 und 100 m Tiefe nach Ost setzende Strömung, deren Geschwindigkeit in 150 m Tiefe auf etwa 0,8 sm pro h abnahm. Die Geschwindigkeit der Oberflächenströmung wurde auf über 1 sm/h geschätzt.

<sup>76</sup>) TOWNSEND CROMWELL, RAYMOND B. MONTGOMERY, and E. D. STROUP, *Equat. undercurrent in Pacific Ocean*, S. 649.

<sup>77</sup>) GERHARD NEUMANN, *Evidence for an equatorial undercurrent in the Atlantic Ocean*. In: *Deep-Sea Res.*, London-New York-Paris-Los Angeles 1960, Bd. 6, S. 328—334.

<sup>78</sup>) RAYMOND B. MONTGOMERY and E. D. STROUP, *Equat. waters*, S. 62.

<sup>79</sup>) KLAUS VOIGT, *Äquat. Unterströmung Atlantik*, S. 56—60.

„... Bei unseren am Äquator erhaltenen Ergebnissen handelt es sich ... um eine bereits 1895 von PULS ... im Pazifik und Atlantik gefundene, jedoch bis zu ihrer Wiederentdeckung im Pazifik durch CROMWELL 1954 ... nicht wieder in Strömungsdarstellungen verzeichnete zweite Gegegenströmung unmittelbar unter dem Äquator und südlich des eigentlichen äquatorialen Gegenstroms ...“, schreibt VOIGT.<sup>80</sup>)

Im Jahre 1961 konnte ARTHUR D. VOORHIS<sup>81</sup>) eine Bestätigung des Unterstroms durch Messung der Stromscherung zwischen 10 und 20° W erbringen, und 1962 veröffentlichten METCALF, VOORHIS und STALCUP<sup>82</sup>) Ergebnisse umfangreicher Untersuchungen im Wirkungsbereich des atlantischen Unterstroms.

Auf der 10. Reise [38] der „Michail Lomonosov“ von März bis Juli 1961 wurden am Äquator auf 4° W, 20° W und 30° W Strömungsmessungen mit selbstregistrierenden Geräten, die an autonomen Bojen verankert waren, vorgenommen. Auch diese Messungen bestätigten die Existenz des Äquatorialen Unterstroms. Auf Grund dieser Beobachtungen auf der „Lomonosov“ schlug G. P. PONOMARENKO vor, dem Äquatorialen Unterstrom im Atlantik den Namen des großen russischen Gelehrten M. W. LOMONOSOV (1711 bis 1765) zu geben [39]. Erst später wurde bekannt [40, 41], daß auch die Strömungsmesser der Bojenstation am Äquator während der 5. Reise der „Lomonosov“ im Mai 1959 den Äquatorialen Unterstrom registriert hatten.

### III. Die Periode der intensiven Forschungen im Bereich des Äquatorialen Unterstroms

Die Wiederentdeckung des Unterstroms im Atlantik im Jahre 1959 führte bald zu einer intensiven Forschungstätigkeit im Bereich des äquatorialen Atlantik. Im Jahre 1962 beschloß die *Intergovernmental Oceanographic Commission* ein internationales Programm zur Erforschung des tropischen Atlantik und des Golfs von Guinea (ICITA). Dieses Programm wurde bereits 1963 durch die Unternehmungen EQUALANT I und II realisiert, an die sich im Frühjahr 1964 Untersuchungen im Rahmen von EQUALANT III anschlossen. Die Forschungen dienten dem Ziel, quasisynoptische Daten über die physikalischen, chemischen, biologischen, meteorologischen, geologischen und geophysikalischen Eigenschaften des äquatorialen Atlantik zu liefern.

Am Programm EQUALANT I im Februar/März 1963 beteiligten sich 13 Forschungsschiffe aus 7 Ländern. Detaillierte Untersuchungen der Strömung wurden zwischen 25° und 35° W von den Schiffen „Chain“ (Abb. 3) und „Crawford“ (Abb. 4), auf 15° und 20° W von der „Lomonosov“ und auf etwa 15° W von der „Explorer“ vorgenommen. Mit Triftkörpern wurde der Unterstrom

<sup>80</sup>) Ebenda, S. 57.

<sup>81</sup>) ARTHUR D. VOORHIS, *Evidence equat. undercurrent Atlantic*, S. 157—158.

<sup>82</sup>) W. G. METCALF, A. D. VOORHIS, and M. C. STALCUP, *Atlantic equat. undercurrent*, S. 2499—2508.

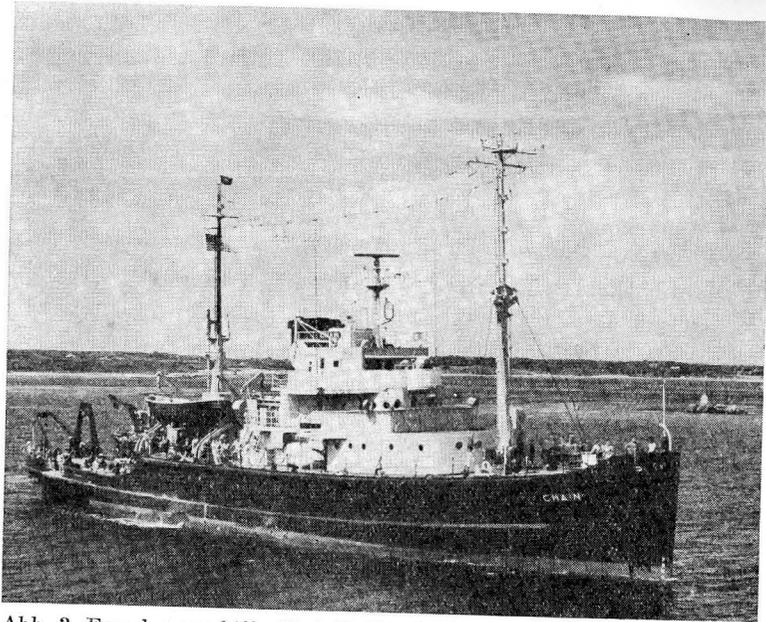


Abb. 3. Forschungsschiff „Chain“; Woods Hole Oceanographic Institution (USA). — Länge: 65 m; Wasserverdrängung: 2134 t; Geschwindigkeit: 12,5 sm/h; Mannschaft: 32 Mann; Expeditionsstab: 26 Mann

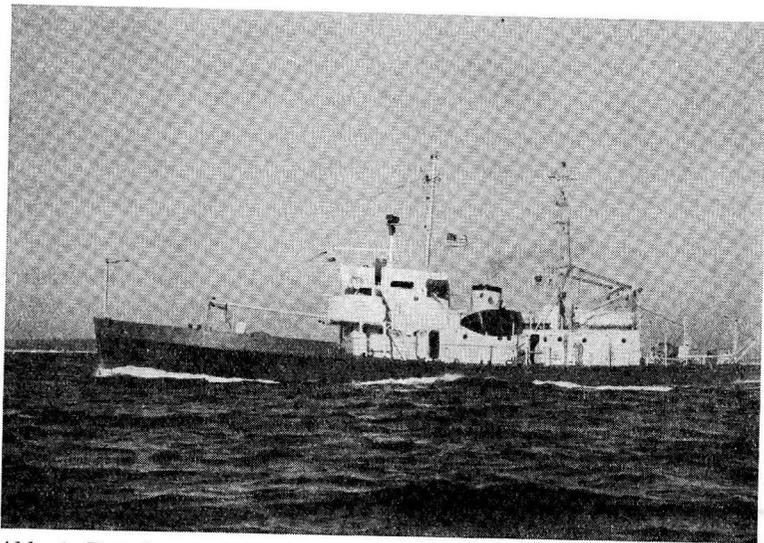


Abb. 4. Forschungsschiff „Crawford“; Woods Hole Oceanographic Institution (USA). — Länge 38 m; Wasserverdrängung: 327 t (voll); Geschwindigkeit: 11 sm/h; Mannschaft: 15 Mann; Expeditionsstab: 8 Mann

auf 15°, 25°, 30° und 35° W<sup>83)</sup> nachgewiesen. Interessante Schlußfolgerungen wurden aus der Verteilung des Salzgehaltes im Westteil des äquatorialen Atlantik nach Messungen der „Crawford“ gezogen. Auf fünf Meridionalschnitten zwischen 25° und 35° W wurde die Salzgehaltsverteilung skizziert. Dabei stellte sich heraus<sup>84)</sup>:

„... In each case, the 36.20/00 isohaline was closed about the core, and in each case salinities of greater than 36.40/00 were observed in the core. The core was not symmetrical about the Equator on most sections, but was displaced toward the south. Very high-salinity water was found flowing northward in the thermocline along the coast of Brazil in our region. This water turned the ‘corner’ of Brazil at Cape Sao Roque. The core of this water (salinity over 370/00) was less than 60 miles wide; this core crossed the 35° W section at about 4° S. At the time of this cruise it is clear that the undercurrent was picking up its high-salinity water to the west of 35° W, and it appears likely that the very high-salinity water flowing toward the Equator along the coast is a major contributor of salt to this system . . .“

Auf die Möglichkeit, daß das salzreiche Wasser des Äquatorialen Unterstroms aus dem großen Reservoir sehr salzreichen Wassers vor der brasilianischen Küste stammen könnte, hatten bereits METCALF, VOORHIS und STALCUP<sup>85)</sup> im Jahre 1962 aufmerksam gemacht. G. NEUMANN und R. E. WILLIAMS [42] berichteten im Jahre 1965 über die Beobachtungen des Unterstroms auf etwa 15° W an Bord des „Explorer“ (Abb. 5) während EQUALANT I. Mehrere Triftkörpermessungen erbrachten den Nachweis eines mit einer mittleren Geschwindigkeit von 1,5 sm/h ostwärts setzenden Unterstroms.

Eine Auswertung der EQUALANT I — Daten legte 1966 R. G. WILLIAMS<sup>86)</sup> vor. Seine Analyse der Salzgehaltsmessungen in der Deckschicht des Atlantischen Ozeans zwischen 10° N und 10° S bestätigte die Existenz eines Kerns salzreichen Wassers zwischen 35° und 5° W, dessen Salzgehalt nur um 0,20/00 über eine Entfernung von 1800 sm variiert<sup>87)</sup>. Aus den EQUALANT I — Daten folgt für den Ursprung salzreichen Wassers im Bereich des Unterstroms<sup>88)</sup>:

„... The primary source of high salinity water for the Atlantic Equatorial Undercurrent is the mass of highly saline water off the northeast coast of Brazil south of the equator. This water is transported into the Equatorial Undercurrent by the southern branch of the Guiana Current. There is a secondary

<sup>83)</sup> Data Report EQUALANT I. Section I: Description of participating ships and their programmes. The National Oceanographic Data Center, Washington D.C. 1964.

<sup>84)</sup> Ebenda, Sect. I, S. 1.54. Vgl. in [48] über Schlußfolgerungen aus T- u. O<sub>2</sub>-Verteilung.

<sup>85)</sup> W. G. METCALF, A. D. VOORHIS, and M. C. STALCUP, Atlant. equat. undercurrent, S. 2506/2507.

<sup>86)</sup> ROBERT GLENN WILLIAMS, An investigation of the intermediate salinity maximum in the Equatorial Atlantic during EQUALANT I. New York University, Department of Meteorology and Oceanography, Geophysical Sciences Laboratory Report No. 66 — 4, Februar 1966, 93 S.

<sup>87)</sup> Ebenda, S. 39—41.

<sup>88)</sup> Ebenda, S. 89. Vgl. auch [48].

source in the Northern Hemisphere located off Cape Orange at about  $5^{\circ}$  N,  $48^{\circ}$  W. This water is first transported southward by the SW Current and then into the Undercurrent by ESE Current, . . .

. . . Equalant I data indicates that there were not significant intrusions of high salinity water into the Equatorial Undercurrent east of  $37^{\circ}$  W during the spring of 1963. . .“

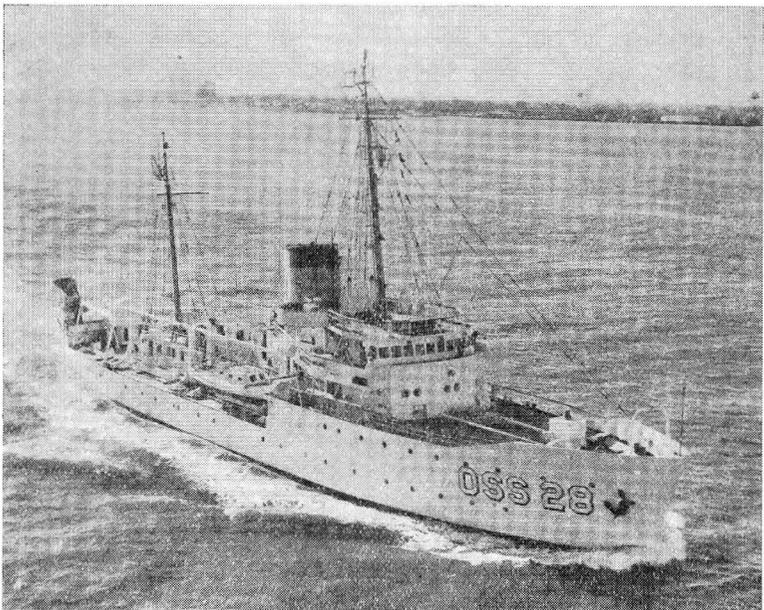


Abb. 5. Forschungsschiff „Explorer“; U.S. Coast and Geodetic Survey (USA). — Länge: 67 m; Wasserverdrängung: 1900 t (voll); Geschwindigkeit: 12,5 sm/h; Mannschaft: 79 Mann; Expeditionsstab: 23 Mann (einschl. Offiziere)

Im August/September 1963 im Rahmen von EQUALANT II arbeiteten 11 Forschungsschiffe aus 8 Ländern im äquatorialen Atlantik. Auf  $17^{\circ}$  W führte die „John Elliott Pillsbury“ (Abb. 6) zwischen  $1^{\circ}$  N und  $2^{\circ}$  S Strömungsmessungen mit Trifftkörpern durch, die in der Tiefe des Salzgehaltsmaximums eingesetzt wurden.

Im Verlaufe der Forschungsprogramme EQUALANT I und II im Frühjahr und Sommer 1963 wurde hauptsächlich der zentrale und westliche tropische Atlantik untersucht. Ungeklärt blieb, ob und wie weit sich der Äquatoriale Unterstrom in den Golf von Guinea hinein fortsetzt. DONGUY und PRIVE [43] bezweifelten noch Anfang 1964 auf Grund mehrjähriger Profilmessungen auf  $4^{\circ}$  W zwischen Abidjan und dem Äquator seine Ausdehnung bis in den Golf von Guinea hinein.

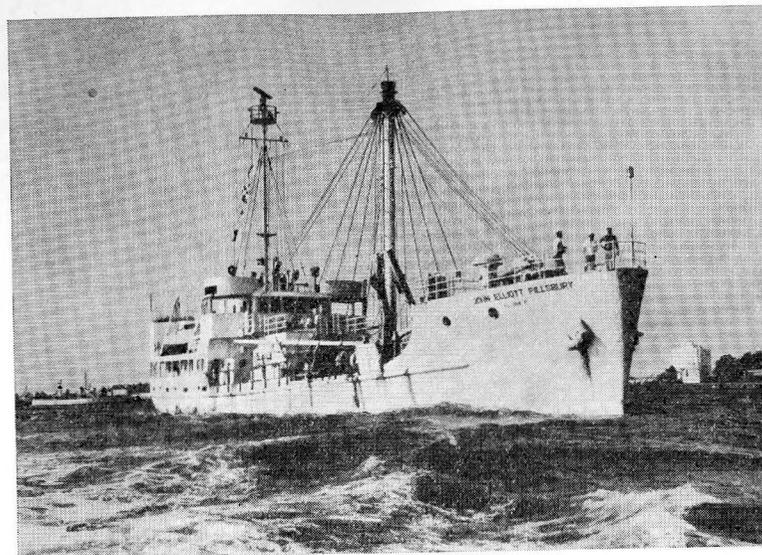


Abb. 6. Forschungsschiff „John Elliott Pillsbury“; Institute of Marine Sciences, Miami (USA). — Länge: 54 m; Wasserverdrängung: 984 t; Geschwindigkeit: 10 sm/h; Mannschaft: 22 Mann; Expeditionsstab: 14 Mann

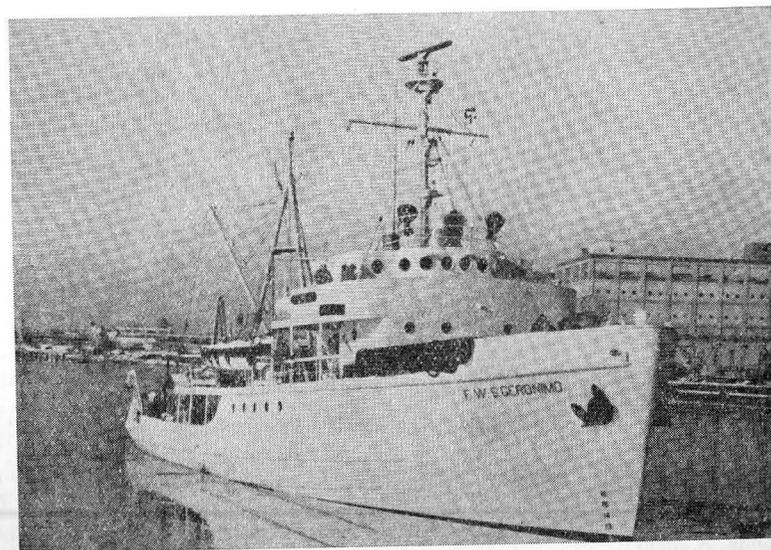


Abb. 7. Forschungsschiff „Geronimo“; Department of Interior, Fish and Wildlife Service (USA). — Länge: 44 m; Wasserverdrängung: 842 t (voll); Geschwindigkeit: 10 sm/h; Mannschaft: 15 Mann; Expeditionsstab: 10 Mann

Die Untersuchungen der amerikanischen Forschungsschiffe „John Elliott Pillsbury“ (Abb. 6) und „Geronimo“ (Abb. 7) während des Unternehmens EQUALANT III von Februar bis April 1964, an dem insgesamt 7 Forschungsschiffe aus 5 Ländern beteiligt waren<sup>89</sup>, hatten die Aufgabe, die Ausdehnung des Äquatorialen Unterstroms im östlichen Atlantik zu erkunden. Es wurden ozeanographische Schnitte auf 15° W, 8° W, 4° W, 2° W, 0°, 6° O, 6° 32' O, 7° O und 8° O<sup>90</sup>,<sup>91</sup>) — das entspricht einer Strecke von 1380 sm — aufgenommen, die sämtlich den Kern salzreichen Wassers mit Salzgehalten größer 36,20/00 bzw. 36,10/00 (auf 8° O) zeigten. Östlich von 6° 30' O wurde dieser Kern nach Südost abgedrängt und lag auf 8° O mehr als 1° südlich des Äquators. Ob diese Tatsache auf den Einfluß der Insel São Thomé (zwischen 0° 25' N und dem Äquator und 6° 28' und 6° 45' O) zurückzuführen ist, konnte aus den Messungen nicht eindeutig geschlossen werden. Die mit Hilfe von Triftkörpern im Kern des Salzgehaltsmaximums gemessenen Strömungen zeigten, daß noch bis in die Nähe der Insel mittlere Geschwindigkeiten von über 1 sm/h auftreten können.

„... It seems reasonable to attribute the disappearance of the undercurrent near 6° E and the extension of the high-salinity core from the equator southeastward to the upward rise of the sea surface toward the African coast ...“<sup>92</sup>)

Zur Aufklärung der Zusammenhänge wurde deshalb angeregt<sup>93</sup>):

„... The extension of the Undercurrent to within 60 miles of the western African coast and its veering to the south of São Tomé Island suggested the possibility of a one-year survey of the eastern end of the Undercurrent with a small vessel stationed at São Tomé Island. This vessel could make detail oceanographic sections and service a number of anchored current meters to determine whether the Undercurrent veers at times to the north or always flows to the south of São Tomé Island ...“

Die erste systematische Vermessung des Unterstroms im Golf von Guinea wurde von der „Penck“-Expedition (Abb. 8) des Instituts für Meereskunde in Warnemünde von April bis Juni 1964 durchgeführt.<sup>94</sup>,<sup>95</sup>) Auf fünf Meridional-schnitten auf 12° W, 8° W, 4° W, 0° und 4° 30' O wurden mit selbstregistrierenden Strömungsmessern auf insgesamt 44 Stationen Messungen vom triftenden Schiff aus vorgenommen. Auf allen fünf vermessenen Profilen konnte auch zu dieser Jahreszeit die Existenz des Äquatorialen Unterstroms nachgewiesen werden. Die Geschwindigkeiten im Strömungskern, der auf allen Schnitten in etwa 60 bis 70 m Tiefe lag, nahmen von West nach Ost ab (auf 12° W etwa 1,5 sm/h, auf 4° 30' O etwa 0,6 sm/h). Damit war die Geschwindigkeit im öst-

<sup>89</sup>) Data Report EQUALANT III. The National Oceanographic Data Center, Washington D.C. 1965.

<sup>90</sup>) G. NEUMANN and M. O. RINKEL, Cruise Report P-6403, 15 S.

<sup>91</sup>) M. O. RINKEL, P. SUND, and G. NEUMANN, Equat. undercurrent Gulf of Guinea during Equalant III, S. 3893—3901.

<sup>92</sup>) Ebenda, S. 3900.

<sup>93</sup>) G. NEUMANN and M. O. RINKEL, Cruise Report P-6403, S. 14.

<sup>94</sup>) M. STURM and K. VOIGT, Observ. equat. undercurrent, S. 3105—3108.

<sup>95</sup>) R. SCHEMAYNDA, Beobachtungsmaterial Tropenexped. Golf v. Guinea.

lichen Teil Mitte Juni 1964 nur etwa halb so groß, wie die Mitte April von der „Pillsbury“ auf 4° und 6° O beobachtete. Die Messungen schlossen ein Mäandrieren des Unterstroms nicht aus. Auch zeigte sich auf den östlichen Schnitten eine deutliche Südwärtsverlagerung des Hauptstromstrichs.

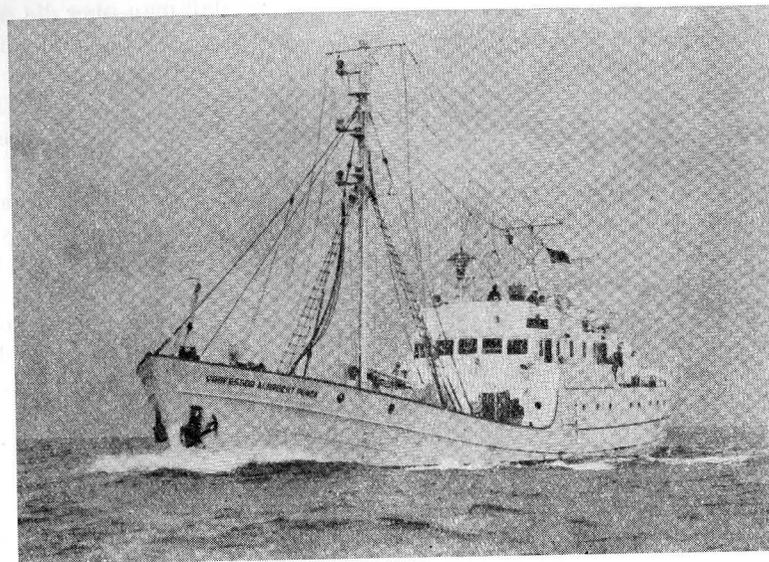


Abb. 8. Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“; Institut für Meereskunde, Warnemünde (DDR). — Länge: 39 m; Wasserverdrängung: 473 t (voll); Geschwindigkeit: 9 sm/h; Mannschaft: 16 Mann; Expeditionsstab: 14 Mann

„... Dieser bemerkenswerte Vorgang des Abbiegens des Unterstroms im östlichen Golf von Guinea unter gleichzeitiger weiterer Intensitätsabnahme scheint möglicherweise eine Antwort auf die Frage nach dem Verbleib des Äquatorialen Unterstromes bei Annäherung an die westafrikanische Küste darzustellen. Es bleibt zu prüfen, inwieweit der beschriebene Südwärtstrend des atlantischen Unterstromes in seinem östlichen Teil auf meridionale Oszillationen der Stromachse zurückzuführen ist oder ob boden- und küstenmorphologische Gesichtspunkte für die Südwärtsverlagerung verantwortlich zu machen sind ...“<sup>96</sup>)

Auch im September 1964 konnte die Existenz des Unterstroms auf 8° und auf 4° W durch Messungen des Forschungsschiffes „Geronimo“ [44] nachgewiesen werden. Die beobachtete Strömungsgeschwindigkeit auf 8° W lag in der Größenordnung der von der „Penck“ im Mai gemessenen (etwa 0,8 sm/h); im

<sup>96</sup>) Ebenda, S. XVII.

März hatte die „Pillsbury“ auf der gleichen Länge Geschwindigkeiten um 1,75 sm pro h festgestellt.

Die Ergebnisse der intensiven Forschungen in den Jahren 1963 und 1964 im tropischen Atlantik, die GERHARD NEUMANN [45] in einem Vortrag auf dem *Symposium on Oceanography and Fisheries Resources of the Tropical Atlantic* im Herbst 1966 in Abidjan zusammenfaßte, zeigten, daß man über die Ausdehnung des Äquatorialen Unterstroms, seinen Beginn im Westen und seine Erstreckung bis in den Golf von Guinea hinein viel Neues gefunden hatte. Untersuchungen über seinen Verlauf im östlichen Teil in Abhängigkeit von der Jahreszeit und dem Bodenrelief müssen aber weiteren Expeditionen vorbehalten bleiben.

Auch über die Struktur und mögliche horizontale und vertikale Oszillationen ist nur Bruchstückhaftes bekannt. Die Untersuchungen von NEUMANN und WILLIAMS<sup>97)</sup> im Februar/März 1963 ließen die Vermutung zu, daß der Unterstrom mit einer meridionalen Amplitude von etwa 5 km und einer Wellenlänge von annähernd 150 km mäandriert. Neben der für den Unterstrom typischen Auffächerung der Isothermen wiesen auch die Salzgehaltsschnitte sowohl Ende Februar als auch Ende März 1963 zwei Maxima auf, wobei NEUMANN und WILLIAMS die Möglichkeit einräumten, daß diese Ergebnisse die Folge einer kurzfristigen Verlagerung des Salzgehaltskerns durch Mäandrieren des Unterstroms sein können.

Eine Nord-Süd-Oszillation des Salzgehaltskerns wurde von der „Pillsbury“ und der „Geronimo“ auf 8° W während EQUALANT III gefunden.<sup>98)</sup> Auf Grund dieser Beobachtungen wurde angeregt<sup>99)</sup>:

... „The results of the two Equalant cruises have indicated the necessity for an specifically designed cruise to determine whether there is a north-south oscillation across the Equator of the salinity core, whether the velocity core is a mirrored image of the salinity core, and whether the velocity core is located above the salinity core ...“

Im Bericht über die Expedition des „Penck“ wurde von „mäanderartigen Verlagerungen“ des Stromkerns gesprochen, deren

... Ursachen ... weiteren Messungen in diesem Gebiet vorbehalten bleiben ...“  
müssen.<sup>100)</sup>

Beachtung verdient die immer wieder beobachtete Aufspaltung des Unterstroms in mehrere horizontale wie vertikale Strombänder [46, 47].<sup>101), 102)</sup> Diese Struktur zeigte sich zum Teil auch im halinen Aufbau.

<sup>97)</sup> G. NEUMANN and R. E. WILLIAMS, *Observ. equat. undercurrent at 15° W*, S. 300.

<sup>98)</sup> G. NEUMANN and M. O. RINKEL, *Cruise Report P-6403*, S. 14.

<sup>99)</sup> Ebenda, S. 14.

<sup>100)</sup> R. SCHEMAINDA, *Beobachtungsmaterial Tropenexped. Golf v. Guinea*, S. XVI/XVII.

<sup>101)</sup> M. STURM and K. VOIGT, *Observ. equat. undercurrent*, S. 3107.

<sup>102)</sup> R. SCHEMAINDA, *Beobachtungsmaterial Tropenexped. Golf v. Guinea*, S. XVII.

Im September/Oktober 1965 arbeiteten das westdeutsche Forschungsschiff „Meteor“ (Abb. 9) und das brasilianische Schiff „Almirante Saldanha“ im westlichen äquatorialen Atlantik.<sup>103)</sup> Erste vorläufige Auswertungen einer etwa einen Monat dauernden Ankerstation am Äquator auf 29,5° W wiesen auf zwei Strömungsmaxima mit Geschwindigkeiten von 1,55–1,75 sm/h in 120 bis 150 m und 200 bis 220 m Tiefe, getrennt durch ein sekundäres Minimum von weniger

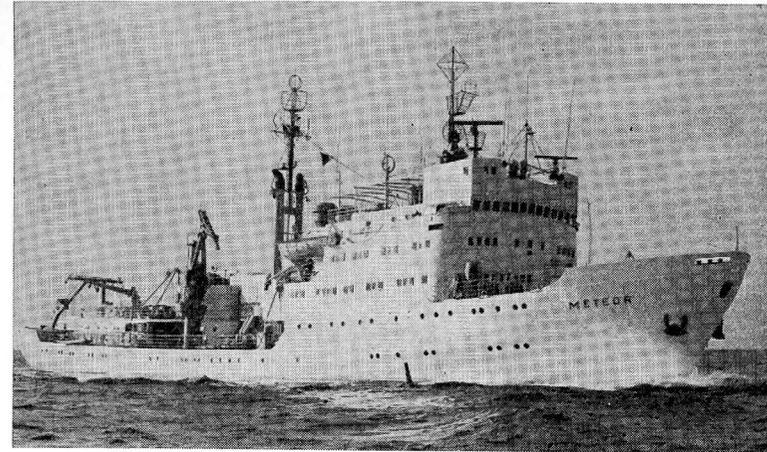


Abb. 9. Forschungsschiff „Meteor“; Deutsche Forschungsgemeinschaft und Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg (BRD). — Länge: 82 m; Wasserverdrängung: 2740 t; Geschwindigkeit: 12 sm/h; Mannschaft: 55 Mann; Expeditionsstab: 24 Mann

als 1 sm/h Geschwindigkeit.<sup>104)</sup> Messungen des brasilianischen Forschungsschiffes bestätigten um diese Jahreszeit die Existenz des Äquatorialen Unterstroms auf 27°, 33°, 36° und 39° W; auf 42° W konnte er jedoch nicht mehr beobachtet werden.

Im September und Dezember 1966 arbeiteten zwei Mitarbeiter des Instituts für Meereskunde in Warnemünde während der ersten Südatlantik-Expedition des Fischereiforschungsschiffes „Ernst Haeckel“ (Abb. 10) im Bereich des Äquatorialen Unterstroms zwischen 2° N und 2° S auf 29° 30' W.<sup>105)</sup> Wiederum konnte eine vertikale Mehrkernstruktur des Unterstroms durch die von BROSIK und NEHRING im September gemessenen Daten bestätigt werden, die auf Maxima in 85 und 120 m hinwiesen. Im folgenden sei noch auf eine Erscheinung auf-

<sup>103)</sup> KARL BROCKS, *Die Atlantische Expedition 1965 (IQSY) mit dem Forschungsschiff „Meteor“*. In: Deutsche Forschungsgemeinschaft, *Forschungsberichte*, H. 11, Wiesbaden 1966, S. 67–71.

<sup>104)</sup> Ebenda, S. 69.

<sup>105)</sup> H.-J. BROSIK und D. NEHRING, *Äquat. Unterstrom 29° 30' W im Sept. u. Dez. 1966*, S. 5–17.

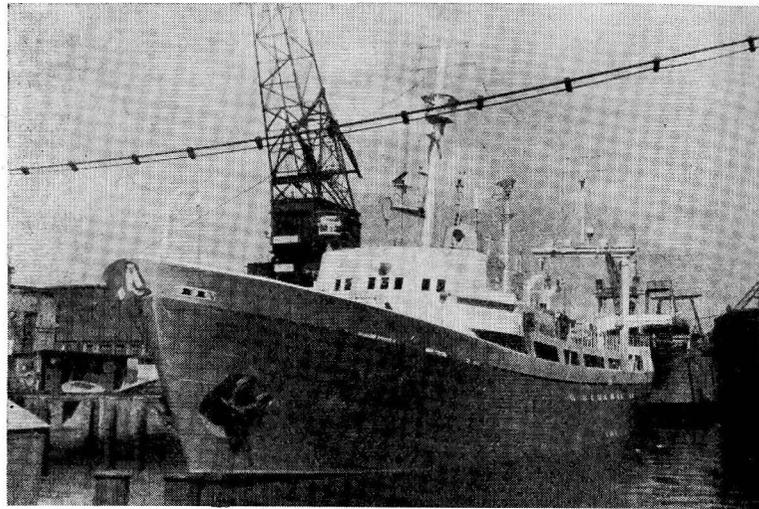


Abb. 10. Fischereiforschungsschiff „Ernst Haeckel“; Institut für Hochseefischerei (DDR). — Länge: 68 m; Wasserverdrängung: 1616 BRT; Geschwindigkeit: 13 sm/h; Mannschaft: 35 Mann; Expeditionsstab: 10 Mann

merksam gemacht, die durch vertikale Oszillationen verursacht werden könnte<sup>106)</sup>:

„... Auffallend war, daß auf 1° S der Strom noch in 240 m Tiefe mit 25 cm/s nach Osten setzte. Von 1,5° N bis 0,5° S konnte deutlich die bekannte Auffächerung der Temperatursprungschicht innerhalb des Unterstroms durch Bathythermographen und Kippthermometer nachgewiesen werden. Diese Abschwächung des vertikalen Temperaturgradienten fehlte jedoch auf 1° S im Bereich des tieferreichenden Unterstroms. Das ließ die Vermutung zu, daß es hierbei möglicherweise um eine kurzperiodische vertikale Pulsation des Unterstroms handelte, die sich noch nicht in der vertikalen Temperaturverteilung widerspiegelte...“

Die Messungen Anfang Dezember zeigten einen gegenüber September wesentlich kräftiger entwickelten Unterstrom, dessen Wassertransport um 75% über dem im September ermittelten Wert (8 Mio. m<sup>3</sup>/s) lag.

Obwohl zur Zeit die Unterstromzone des Atlantik die bestuntersuchtete aller drei Ozeane ist, weisen die Beobachtungen darauf hin, daß das Phänomen „Unterstrom“ noch nicht als endgültig geklärt angesehen werden kann. Es ergibt sich die Notwendigkeit weiterer eingehender Untersuchungen in äquatorialen Bereichen der Ozeane. Im Hinblick auf den Äquatorialen Unterstrom dürften daher von der für 1969 geplanten Atlantischen Expedition mit den westdeutschen Forschungsschiffen „Meteor“ und „Planet“ unter Mitwirkung der Forschungsschiffe „Discoverer“ (USA) und „Hydra“ (Großbritannien)

<sup>106)</sup> Ebenda, S. 6.

interessante Ergebnisse zu erwarten sein, zumal wiederum, wie schon auf der Atlantischen Expedition 1965, die „Meteor“ eine etwa einmonatige Ankerstation (8. 3.—1. 4. 1969) am Äquator auf 30° W eingeplant hat. Vorgesehen sind u. a. intensive Strommessungen in 100, 150 und 200 m Tiefe mit Hilfe zweier verankerter Strommeßsysteme und Messungen vom Schiff aus an der Oberfläche, in 6 und in 20 m Tiefe. Darüber hinaus sollen zeitliche Variationen der Tiefenlage von Ober- und Untergrenze des Äquatorialen Unterstroms erfaßt werden.<sup>107)</sup>

Es gilt also auch heute noch, was bereits der Entdecker des Äquatorialen Unterstroms im Atlantischen Ozean, JOHN YOUNG BUCHANAN, vor 80 Jahren betonte:

„... The whole subject of currents in equatorial waters is well worthy of extended investigation...“<sup>108)</sup>

Für Diskussionen und Hinweise bei der Abfassung des Manuskriptes ist der Verfasser den Herren Dr. K. VOIGT, Dr. R. SCHEMAINDA und Dr. H.-J. BROSIK zu Dank verpflichtet.

Die Fotos der Forschungsschiffe stellten freundlicherweise zur Verfügung: VEB Schiffswerft Neptun, Rostock (Abb. 2); Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole/Massachusetts (Abb. 3 und 4); Environmental Science Services Administration, Rockville/Maryland (Abb. 5); Institute of Marine Sciences, Miami/Florida (Abb. 6); Institut für Meereskunde der Universität Kiel (Abb. 9); Mathias-Thesen-Werft, Wismar (Abb. 10). Die Abb. 7 ist dem Data Report EQUALANT II, Washington 1965, entnommen.

<sup>107)</sup> KARL BROCKS, Atlantische Expedition 1969 (GARP) mit dem Atlantischen Passat Experiment als Vorbereitung zum Global Atmospheric Research Programme. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Juli 1968, S. 11.

<sup>108)</sup> JOHN YOUNG BUCHANAN, Exploration Gulf of Guinea, S. 200.

## Literatur

- [1] VOIGT, K., Äquatoriale Unterströmung auch im Atlantik (Ergebnisse von Strömungsmessungen auf einer atlantischen Ankerstation der „Michail Lomonosov“ am Äquator im Mai 1959). Beiträge zur Meereskunde 1 (1961) S. 56—60.
- [2] MONTGOMERY, R. B. and STROUP, E. D., Equatorial waters and currents at 150° W in July—August 1952. The Johns Hopkins Oceanographic Studies No. 1, Baltimore 1962, 68 S.
- [3] MONTGOMERY, R. B., Equatorial undercurrent observations in review. Journal of the Oceanographical Society of Japan, 20th Anniversary Volume, Tokyo 1962, S. 487 to 498. Siehe auch: Collected Reprints, Vol. 6. The Johns Hopkins University, Chesapeake Bay Institute and Department of Oceanography, Baltimore 1965, S. 29—40.
- [4] SCHEMAINDA, R., STURM, M. und VOIGT, K., Vorläufige Resultate der Untersuchungen im Bereich des äquatorialen Unterstroms im Golf von Guinea mit MS „Professor Albrecht Penck“ in der Zeit von April bis Juli 1964. Beiträge zur Meereskunde 15 (1964).
- [5] KNAUSS, J. A., Measurements of the Cromwell Current. Deep-Sea Res., London-New York-Paris-Los Angeles 1960, Bd. 6, S. 265—286. Siehe auch: University of California, Scripps Institution of Oceanography, Contributions 1960, No. 1162, La Jolla 1961.
- [6] KNAUSS, J. A. and KING, J. E., Observations of the Pacific Equatorial Undercurrent. Nature [London] 182 (1958), S. 601—602. Siehe auch: Scripps Instn. Oceanogr., Contributions No. 1023 (1958).
- [7] MONTGOMERY, R. B. and STROUP, E. D., Equat. waters, S. 28—47.
- [8] CROMWELL, T., MONTGOMERY, R. B. and STROUP, E. D., Equatorial undercurrent in Pacific Ocean revealed by new methods. Science [Washington, D.C.] 119, (1954), S. 648—649.
- [9] YOSIDA, S., NITANI, H., and SUZUKI, N., Report of multiple ship survey in the equatorial region (I.G.Y.) Jan.—Febr., 1958. Hydrographic Bulletin, 59, Tokyo 1959, S. 1—30. Vgl. MONTGOMERY, R. B., and STROUP, E. D., Equat. waters, S. 59, und TSUCHIYA, M., An oceanographic description of the equatorial current system of the western Pacific. The Oceanographical Magazine, 13, Tokyo 1961/62, S. 13.
- [10] Бурков, В. А. и Овчинников, И. М., Особенности структуры зональных потоков и меридиональной циркуляции вод в центральной части Тихого океана зимой северного полушария. Труды Института Океанологии 40 (1960) 93—107.
- [11] Бурков, В. А. и Овчинников, И. М., Исследование экваториальных течений к северу от Новой Гвинеи. Труды Института Океанологии 40 (1960) 121—134.
- [12] VOIGT, K., Äquat. Unterströmung Atlantik, S. 56—60.
- [13] Пономаренко, Г. П., 10-й рейс НИС „Михаил Ломоносов“ в Атлантический океан. Океанология 2 (1962) 164—172.
- [14] Пономаренко, Г. П., Глубинное противотечение Ломоносова на экваторе в Атлантическом океане. Доклады Академии Наук СССР 149 (1963) № 5, 1178—1181.
- [15] VOORHIS, A. D., Evidence of an eastward equatorial undercurrent in the Atlantic from measurements of current shear. Nature [London] 191 (1961) No. 4784, S. 157—158. Siehe auch: Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI), Collected Reprints 1962, Contribution No. 1189.
- [16] Data Report EQUALANT I, Vol. 1. The National Oceanographic Data Center, Washington, D.C. 1964.
- [17] NEUMANN, G., and RINKEL, M. O., Cruise Report P-6403, Equalant III, 14 February—22 April, 1964. The Marine Laboratory, Institute of Marine Science of the University of Miami, November 1964, 15 S.

- [18] RINKEL, M. O., SUND, P., and NEUMANN, G., The location of the termination area of the equatorial undercurrent in the Gulf of Guinea based on observations during Equalant III. Journal of Geophysical Research 71 (1966) S. 3893—3901.
- [19] SCHEMAINDA, R., STURM, M. und VOIGT, K., Vorl. Res. Unters. Golf von Guinea. Vgl. auch: STURM, M., and VOIGT, K., Observations on the structure of the equatorial undercurrent in the Gulf of Guinea in 1964. J. Geophys. Res. 71 (1966) No. 12, S. 3105 to 3108, und SCHEMAINDA, R. (unter Mitarbeit von E. FRANCKE, K.-H. ROHDE, M. STURM und K.-H. TILL): Das ozeanographische Beobachtungsmaterial der Tropenexpedition mit dem Forschungsschiff „Professor Albrecht Penck“ in den Golf von Guinea von April bis Juli 1964. Schriften des Nationalkomitees für Geodäsie und Geophysik der DDR bei der Deutschen Akademie der Wissenschaften, Berlin 1967, Reihe IV, H. 2.
- [20] KNAUSS, J. A., and TAFT, B. A., Measurements of current along the equator in the Indian Ocean. Nature [London] 198 (1963) No. 4878, S. 376—377. Siehe auch: International Indian Ocean Expedition (IIOE), Collected Reprints I, UNESCO 1965, S. 325—328.
- [21] KNAUSS, J. A., and TAFT, B. A., Equatorial undercurrent of the Indian Ocean. Science [Washington] 143 (1964), No. 3604, S. 354—356. Siehe auch in: IIOE, Coll. Repr. I, UNESCO 1965, S. 329—331.
- [22] SWALLOW, J. C., Equatorial undercurrent in the western Indian Ocean. Nature [London] 204 (1964) No. 4957, S. 436—437. Siehe auch: IIOE, Coll. Repr. III, UNESCO 1966, S. 735—739.
- [23] THOMSON, C. W., and MURRAY, J., Report on the scientific results of the voyage of H.M.S. Challenger during the years 1873—1876. Narrative, Vol. I, First Part, London-Edinburgh-Dublin 1885, S. 193.
- [24] THOMSON, C. W., The voyage of the „Challenger“. The Atlantic. 2 Bde., London 1877.
- [25] NEUMAYER, G., Hydrographie und Oceanographie, einschließlich Winke über Höhenmessungen und magnetische Beobachtungen zur See. Anleitung zu wissenschaftlichen Beobachtungen auf Reisen, Berlin 1875, S. 635.
- [26] THOMSON, A. S., Remarks on ocean currents, and practical hints on the method of their observation. Report of the Sixth International Geographical Congress, held in London, 1895, London 1896, S. 444/445.
- [27] BUCHANAN, J. Y., The Guinea and equatorial currents. The Geographical Journal 7 (1896) S. 270.
- [28] BOGUSLAWSKI, G. VON und KRÜMMEL, O., Handbuch der Ozeanographie, Bd. II: Die Bewegungsformen des Meeres. Stuttgart 1887, S. 415.
- [29] WENDT, A. E., Meeresströmungen im Golf von Guinea. Ann. Hydrogr. Marit. Meteorol. 32 (1904) S. 209—221.
- [30] JANKE, J., Strömungen und Oberflächentemperaturen im Golfe von Guinea. Aus dem Archiv der Deutschen Seewarte, Hamburg 1920, Jg. 38, Nr. 6.
- [31] MEYER, H. H. F., Die Oberflächenströmungen des Atlantischen Ozeans im Februar. Veröffentlichungen des Instituts für Meereskunde N. F. 11 (1923).
- [32] WENDLER, O. H., Die Oberflächenbewegungen des Guineastromes. Gerlands Beiträge zur Geophys. 44 (1935) S. 176—198.
- [33] CROMWELL, T., Mid-Pacific oceanography, January through March, 1950. U.S. Fish and Wildlife Service, Special Scientific Report, Fisheries No. 54, Washington 1951, S. 6/7.
- [34] KRÜMMEL, O., Ein Blick auf die neueren Theorien der Meeresströmungen. Verhandlungen des 17. Deutschen Geographentages zu Lübeck, Berlin 1910, S. 85.
- [35] SCHOTT, G., Der äquatoriale Stille Ocean und seine Wasserbewegungen. Globus, Illustrierte Zeitschrift für Länder- und Völkerkunde, Braunschweig 1896, Bd. LXIX, S. 299.
- [36] VOIGT, K., Äquat. Unterströmung Atlantik, S. 56—60.

- [37] BROSI, H.-J. und NEHRING, D., Der Äquatoriale Unterstrom im Atlantischen Ozean auf 29° 30' W im September und Dezember 1966. Beiträge zur Meereskunde 22 (1968) S. 5—17.
- [38] Пономаренко, Г. П., 10-й рейс НИС „Михаил Ломоносов“, 164—172.
- [39] Пономаренко, Г. П., Глубинное противотечение Ломоносова. 1180/1181.
- [40] Колесников, А. Г., Пономаренко, Г. П., Ханайченко, Н. К. и Шапкина, В. Ф., Подповерхностное течение Ломоносова. Труды, Морской Гидрофизический Институт 34 (1966) 3—23.
- [41] Пономаренко, Г. П., История открытия на экваторе Атлантического океана мощного подповерхностного течения, названного именем великого русского ученого М. В. Ломоносова. Труды, Морской Гидрофизический Институт 37 (1966) 134—140.
- [42] NEUMANN, G., and WILLIAMS, R. E., Observations of the equatorial undercurrent in the Atlantic Ocean at 15° W during Equalant I. J. Geophys. Res. 70 (1965) S. 297 to 304.
- [43] DONGUY, J. R. et PRIVE, M., Les conditions de l'Atlantique entre Abidjan et l'équateur, 2. Teil: Variations hydrologiques annuelles entre Abidjan et l'équateur. Cahiers Océanographiques 16 (1964) S. 393—398.
- [44] GERARD, R., SEXTON, R. and MAZEIKA, P., Parachute drogue measurements in the eastern tropical Atlantic in September 1964. J. Geophys. Res. 70 (1965) S. 5696—5698.
- [45] NEUMANN, G., The equatorial undercurrent in the Atlantic Ocean. Symposium on Oceanography and Fisheries Resources of the Tropical Atlantic, Abidjan 1966, 17 S.
- [46] Параничев, Л. Г. и Кирюхин, В. Г., Некоторые особенности циркуляции вод в тропической зоне Атлантического океана. Труды, Морской Гидрофизический Институт 35 (1966) 55—61.
- [47] Колесников, А. Г., Пономаренко, Г. П., Ханайченко, Н. К. и Шапкина, В. Ф., Подш. теч. Ломоносова, S. 10.
- [48] METCALF, W. G. and STALCUP, M. C., Origin of the Atlantic Equatorial Undercurrent. J. Geophys. Res. 72 (1967) S. 4959—4975.

Abschluß der Arbeit: 15. 2. 1968

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Phys. W. MATTHÄUS, Institut für Meereskunde,  
DDR 253 Warnemünde, Seestr. 15

## Die Amplitudenkurven bei Gezeiten und surf beats

Von GÜNTHER SAGER

Institut für Meereskunde Warnemünde

*Zusammenfassung:* Die bei der Überlagerung der Haupttiden und von Dünungen benachbarter Frequenz auftretenden Extrema werden durch sog. Amplitudenkurven verbunden, um einen Überblick des Ablaufs der superponierten Schwingungen zu erhalten. Es lassen sich vier Typen solcher Verbindungskurven unterscheiden, die diskutiert und durch Zeichnungen erläutert werden.

### Einleitung

In Heft 19 der „Beiträge zur Meereskunde“ ist von SAGER und SAMMLER die Superposition der lunaren und solaren Haupttiden für verschiedenes Amplitudenverhältnis verfolgt worden. Es wurden dort alle Extrema entsprechend Abb. 1 näherungsweise berechnet und Schlüsse über das Verhalten der Höhen, zur Steig- und Falldauer sowie über die Abweichungen gegenüber der  $M_2$ -Tide gezogen. Es ist dort ferner unter Abb. 1 auf Seite 35 eine Schar von 10 Kurven gezeichnet, in der man die Verbindungslinien der Hochwasserpunkte für jeweils andere Verhältnisse  $p$  des Nipp- zum Springtidenhub vor sich hat.

Die Schar dieser Kurven ist anlässlich der Untersuchungen über die Gezeitenströme in der Deutschen Bucht (1966) noch um 4 erweitert worden und umfaßt damit  $p$ -Werte von 30 bis 95. Die Kurven wurden für die Viertelperiode eines synodischen Monats von  $7^d 09^h 11^m$  wiedergegeben. Da die derzeit unternommenen Rechnungen bereits recht umfangreich waren, ist keine analytische Bestimmung der Kurven mehr ausgeführt worden.

Nun beschränken sich Kurven, in denen Extremwerte miteinander verbunden werden, in der Meereskunde nicht nur auf Gezeiten, sondern kommen auch anderweitig vor, wobei als Beispiel an die Überlagerung zweier Dünungen mit benachbarten Frequenzen erinnert sei, die als surf beat bekannt ist. Die deutsche Übersetzung „Brandungsschwebungen“ ist streng genommen nur dann zutreffend, wenn die Amplituden beider Dünungen übereinstimmen, was meistens nicht eintreten wird. Im allgemeinen Fall hat man es mit modulierten Schwingungen zu tun, bei denen die Amplitude nicht bis auf Null zurückgeht.

Im folgenden soll nun gezeigt werden, welchen analytischen Ausdruck die Superposition zweier Schwingungen mit benachbarten Frequenzen und unterschiedlichen Amplituden für die Verbindungslinie der Extrema ergibt. Man sieht schon bei Beginn, daß surf beats als Überlagerung zweier Schwebungen zu

deuten sind. Zur Vereinfachung sind die Phasen Null gesetzt, was in manchen Fällen statthaft ist, während der allgemeine Fall am Schluß dieser Arbeit behandelt wird.

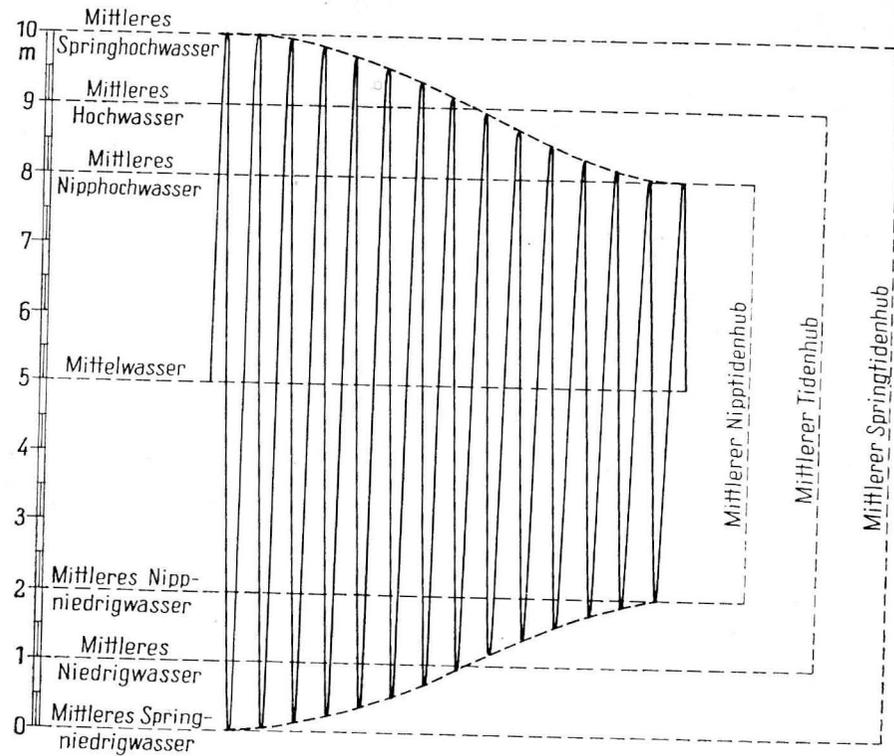


Abb. 1. Verlauf der Amplitudenkurve für  $p = 60$  bzw.  $P = S_2/M_2 = 1/4$

### Mathematische Behandlung in vereinfachter Form

Es seien die Amplituden  $H_1$  und  $H_2$ , die Frequenzen  $\omega_1$  und  $\omega_2$  und die Phasen Null. Dann sind die Einzelschwingungen gegeben durch

$$y_1 = H_1 \cos \omega_1 t, \quad y_2 = H_2 \cos \omega_2 t. \quad (1)$$

Führt man in der üblichen Weise die mittlere Frequenz  $\omega$  und die Differenzen  $\pm \Delta\omega$  ein, so hat man

$$\left. \begin{aligned} \omega_1 &= \omega + \Delta\omega, & \omega_2 &= \omega - \Delta\omega, \\ \omega &= \frac{\omega_1 + \omega_2}{2}, & \Delta\omega &= \frac{\omega_1 - \omega_2}{2}. \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

Als zusammengesetzte Kurve erhält man aus (1) und (2) dann

$$y = (H_2 + H_1) \cos \omega t \cos \Delta\omega t + (H_2 - H_1) \sin \omega t \sin \Delta\omega t. \quad (3)$$

Jeder Term stellt die Gleichung einer Schwebung dar, wobei die erste ihr Amplituden-Maximum zu Beginn und das Abklingen nach einer Viertelperiode aufweist und die zweite entgegengesetzt.

Die Bedingung für die Extremwerte folgt aus der ersten zeitlichen Ableitung

$$-\dot{y} = [\omega (H_2 + H_1) - \Delta\omega (H_2 - H_1)] \cdot \sin \omega t \cos \Delta\omega t + [\Delta\omega (H_2 + H_1) - \omega (H_2 - H_1)] \cdot \cos \omega t \sin \Delta\omega t \quad (4)$$

mit  $\dot{y} = 0$  zu

$$\frac{\tan \omega t^*}{\tan \Delta\omega t^*} = \frac{H_2 \omega_2 - H_1 \omega_1}{H_2 \omega_2 + H_1 \omega_1} = D. \quad (5)$$

Substituiert man aus (5)  $\omega t$  in (3), so folgt als Bedingung, der alle Extrema genügen müssen,

$$y^* = \frac{(H_2 + H_1) + (H_2 - H_1) D \tan^2 \Delta\omega t^*}{\sqrt{(1 + \tan^2 \Delta\omega t^*) (1 + D^2 \tan^2 \Delta\omega t^*)}}. \quad (6)$$

Faßt man die Abszissen  $t^*$  der Extrema als Werte einer Variablen auf, die einfach  $t$  benannt sei, so wird aus der punktwweisen Zuordnung von  $t^*$  und  $y^*$  eine Funktion  $Y$ , die alle Extrema miteinander verbindet. Vorteilhaft ist der Übergang zur Sinus- oder Kosinusfunktion, weil diese dann nur noch zweimal in der Gleichung auftritt. Man bekommt als äquivalente Form

$$Y = \frac{(H_2 + H_1) - [H_1 (1 + D) + H_2 (1 - D)] \sin^2 \Delta\omega t}{\sqrt{1 - (1 - D^2) \sin^2 \Delta\omega t}}. \quad (7a)$$

Unter ausschließlicher Benutzung der Ausgangsgrößen  $H_1$ ,  $H_2$ ,  $\omega_1$  und  $\omega_2$  wird daraus

$$Y = \frac{(H_1 + H_2) (H_1 \omega_1 + H_2 \omega_2) - 2 H_1 H_2 (\omega_1 + \omega_2) \sin^2 \Delta\omega t}{\sqrt{(H_1 \omega_1 + H_2 \omega_2)^2 - 4 H_1 H_2 \omega_1 \omega_2 \sin^2 \Delta\omega t}}. \quad (7b)$$

Im Sonderfall gleicher Amplituden  $H_2 = H_1 = H$  ist die Gleichung der Verbindungslinie der Extrema der Schwebung

$$Y = \frac{2 H (1 - \sin^2 \Delta\omega t)}{\sqrt{1 - (1 - D^2) \sin^2 \Delta\omega t}} = \frac{2 H \cos^2 \Delta\omega t}{\sqrt{D^2 + (1 - D^2) \cos^2 \Delta\omega t}}. \quad (8)$$

Als spezielle Funktionswerte folgen zu Beginn für  $\Delta\omega t = 0^\circ$

$$Y = \pm (H_2 + H_1) \quad \text{bzw.} \quad \pm 2 H$$

und nach Ablauf einer Viertelperiode für  $\Delta\omega t = 90^\circ$  bei  $H_2 \omega_2 \neq H_1 \omega_1$

$$Y = \pm (H_2 - H_1) \quad \text{bzw.} \quad 0$$

für die modulierte Schwingung bzw. für die Schwebung. Für die Intervallmitte  $\Delta\omega t = 45^\circ$  erhält man die Ausdrücke

$$Y = \frac{(H_2 + H_1) + (H_2 - H_1) D}{\sqrt{2(1 + D^2)}} \quad \text{bzw.} \quad \frac{H_2 + H_1}{\sqrt{2(1 + D^2)}}.$$

Bevor eine Auswertung der Funktion  $Y$  erfolgt, muß noch ein Wort zu ihrer Bezeichnung gesagt werden. Abb. 1 zeigt im Prinzip die Kurve  $Y$  für die Maxima und Minima über die Viertelperiode eines synodischen Monats, wie sie beispielsweise bei der Superposition von  $M_2$  und  $S_2$  auftritt. Man darf die Verbindungslinie der Extrema nicht als Hüllkurve bezeichnen, weil dazu eine Schar von Ausgangskurven vorhanden sein müßte, die als Basis einer Enveloppe dienen. Zutreffender erscheint die Bezeichnung „Grenzkurve“, obwohl man sich darüber im klaren sein muß, daß  $Y$  in der Nachbarschaft der Extrema die Ausgangskurve  $y$  im allgemeinen schneiden wird und somit Bruchteile von  $y$  jenseits der „Grenzkurve“ liegen. Als brauchbar kann man den Ausdruck „Amplitudenkurve“ ansehen, wenn man ihn einmal in der hier verwendeten Form definiert hat.

Zur Durchführung praktischer Rechnungen ist die Darstellung der Funktion  $Y$  in der Form (6) bzw. (7a) oder (7b) noch nicht konsequent gegliedert, da der Faktor  $D$  sowohl Amplituden als auch Phasen enthält. Es ist deshalb vorteilhaft, in beide Parameter zu trennen, was durch die Einführung von

$$\frac{H_1}{H_2} = P \quad (9a)$$

und

$$\frac{\omega_2}{\omega_1} = Q \quad (9b)$$

geschieht. Die noch in (7a) vorkommenden Ausdrücke mit  $D$  nehmen dann wegen

$$D = \frac{Q - P}{Q + P} \quad (10)$$

die Formen

$$1 + D = \frac{2Q}{Q + P}, \quad 1 - D = \frac{2P}{Q + P}, \quad 1 - D^2 = \frac{4PQ}{(Q + P)^2}$$

an. Gl. (7a) erhält mit diesen Ausdrücken die nach den Parametern  $P$  und  $Q$  gegliederte Form

$$Y = \frac{(1 + P)(Q + P) - 2P(1 + Q)\sin^2 \Delta\omega t}{\sqrt{(Q + P)^2 - 4PQ\sin^2 \Delta\omega t}} \cdot H_2, \quad (7c)$$

in der für die Berechnungen dann noch  $H_2 = 1$  gesetzt werden kann.

### Berechnung numerischer Beispiele

Bei der Behandlung von Beispielen muß man alle jene Kombinationen ausscheiden, bei denen  $P$  und  $Q$  in der Natur keine Bedeutung besitzen. Bei den Gezeiten wollen wir uns auf die Kombination der halb- und eintägigen Grundtiden beschränken, so daß für  $Q$  nur 2 Größen übrigbleiben, nämlich die Quotienten der Winkelgeschwindigkeiten von  $M_2$  und  $S_2$  als  $Q_2 = 28,9841042:30 = 0,96613681$  und von  $K_1$  und  $O_1$  als  $Q_1 = 15,0410686:13,9430356 = 1,07875136$ .

Für die Amplituden gilt fast überall im Weltmeer  $M_2 > S_2$  und meistens  $K_1 > O_1$ . In denjenigen Fällen, wo  $O_1$  die Tide  $K_1$  übertrifft, handelt es sich im allgemeinen um gemischte und nicht um Eintagstiden, so daß der Fall  $K_1 < O_1$  nicht berücksichtigt zu werden braucht. Für alle übrigen Kombinationen von  $M_2$  und  $S_2$  bzw.  $K_1$  und  $O_1$  sei die Einschränkung so gewählt, daß das Verhältnis aus mittlerem Nipp- und Springtidenhub

$$\frac{p}{100} = \frac{M_2 - S_2}{M_2 + S_2} \quad \text{bzw.} \quad \frac{K_1 - O_1}{K_1 + O_1} \quad (11)$$

zwischen 25 und 95 Prozent liegt. Das bedingt die Zuordnung

$p$	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95
$P$	$\frac{3}{5}$	$\frac{7}{13}$	$\frac{13}{27}$	$\frac{3}{7}$	$\frac{11}{29}$	$\frac{1}{3}$	$\frac{9}{31}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{7}{33}$	$\frac{3}{17}$	$\frac{1}{7}$	$\frac{1}{9}$	$\frac{3}{37}$	$\frac{1}{19}$	$\frac{1}{39}$

also insgesamt 15 Fälle. Zu berechnen sind somit bei den Gezeiten 30 Amplitudenkurven, wobei als Intervall  $5^\circ$ -Abstände der Periode  $T = 2\pi/\Delta\omega$  gewählt werden, so daß für eine Viertelperiode 19 Funktionswerte von  $Y$  zu ermitteln sind.

Bei den surf beats als überlagerten Brandungsschwebungen darf man davon ausgehen, daß ihre Periode  $T$  im allgemeinen 3 Minuten nicht übersteigt, während die Perioden  $T_1$  und  $T_2$  der Einzeldünungen nicht unter 10 s liegen sollten, weil man dann nicht mehr von einer Dünung sprechen kann. Geht man ferner von dem Anhaltspunkt aus, daß die Zahl der Maxima pro Halbperiode durch

$$n = \frac{1}{2} \left( \frac{\omega}{\Delta\omega} + 1 \right) = \frac{\omega_1}{\omega_1 - \omega_2} \quad (12)$$

abgeschätzt werden kann, so verdienen die Frequenzverhältnisse

$$\frac{\omega_2}{\omega_1} = Q = \frac{n - 1}{n} \quad (12a)$$

Beachtung. Die Grenzen für die Perioden der surf beats kann man wegen

$$T = \frac{2\pi}{\Delta\omega}, \quad T_1 = \frac{2\pi}{\omega_1}, \quad T_2 = \frac{2\pi}{\omega_2}, \quad \frac{T_1}{T_2} = \frac{\omega_2}{\omega_1} \quad (13)$$

und damit

$$T = \frac{2T_1T_2}{T_2 - T_1} \quad (14)$$

auf die gewünschten Werte zwischen etwa 90 und höchstens 180 s festlegen.

Ist beispielsweise jede  $n$ -te kombinierte Welle besonders hoch, so ergibt sich als Zuordnung zwischen  $n$  und  $Q$  für sinnvolle ganze und halbe  $n$

$n$	4	$4\frac{1}{2}$	5	$5\frac{1}{2}$	6	$6\frac{1}{2}$	7	$7\frac{1}{2}$	8	$8\frac{1}{2}$	9	$9\frac{1}{2}$	10
$Q$	$\frac{3}{4}$	$\frac{7}{9}$	$\frac{4}{5}$	$\frac{9}{11}$	$\frac{5}{6}$	$\frac{11}{13}$	$\frac{6}{7}$	$\frac{13}{15}$	$\frac{7}{8}$	$\frac{15}{17}$	$\frac{8}{9}$	$\frac{17}{19}$	$\frac{9}{10}$
$T_{1\max}$	$22\frac{1}{2}$	20	18	$16\frac{4}{11}$	15	$13\frac{11}{13}$	$12\frac{6}{7}$	12	$11\frac{1}{4}$	$10\frac{10}{17}$	10	$9\frac{9}{19}$	9
$T_{2\max}$	30	$25\frac{5}{7}$	$22\frac{1}{2}$	20	18	$16\frac{4}{11}$	15	$13\frac{11}{13}$	$12\frac{6}{7}$	12	$11\frac{1}{4}$	$10\frac{10}{17}$	10

Im rechten Teil der Übersicht sinken die für  $T = 180$  s angegebenen maximalen Einzelperioden  $T_{1\max}$  und  $T_{2\max}$  bereits auf die untere Grenze der Dünungen ab, so daß eine Reduktion der Einzelperioden nicht mehr möglich ist. Im linken Teil der Übersicht streben die maximalen Einzelperioden bereits den größtmöglichen Dünungsperioden zu. Im Beispiel  $n = 6$  kann man  $T_{1\max} = 15$  s und  $T_{2\max} = 18$  s noch um  $1/3$  reduzieren und hätte dann als  $T_{1\min} = 10$  s und  $T_{2\min} = 12$  s, wozu eine Gesamtperiode  $T = 120$  s gehört. Im Fall  $n = 4\frac{1}{2}$  kann man schließlich auf die Hälfte der  $T_{\max}$  reduzieren und bekommt dann  $T_{1\min} = 10$  s,  $T_{2\min} = 12\frac{6}{7}$  s und  $T = 90$  s.

Man erkennt aus diesen Beispielen, daß mit der oben gegebenen Skala der Bereich möglicher surf beats für ganze und halbe  $n$  mit 13 Zuordnungen ausgeschöpft ist. In der Natur haben wir es allerdings nicht mit ganzen oder halben  $n$  zu tun, sondern mit beliebigen Werten von  $n$  innerhalb der fixierten Grenzen  $n = 4,5$  und  $n = 10$ . Die zugehörigen  $Q$  liegen dabei zwischen  $3/4$  und  $9/10$ , bleiben also noch beträchtlich unter 1. Die in manchen Gebieten der Physik auftretenden, sehr eng benachbarten Frequenzen spielen in dem Bereich der betrachteten surf beats keine Rolle.

Es bleibt nun noch die Auswahl der Amplitudenverhältnisse  $P$ . Soll das Verhältnis zwischen kleinster und größter kombinierter Amplitude auf 1:3 ansteigen, so scheinen die 11 Zuordnungen

$P$	1	0,95	0,90	0,85	0,80	0,75	0,70	0,65	0,60	0,55	0,50
$\frac{p}{100}$	0	$\frac{1}{39}$	$\frac{1}{19}$	$\frac{3}{37}$	$\frac{1}{9}$	$\frac{1}{7}$	$\frac{3}{17}$	$\frac{7}{33}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{9}{31}$	$\frac{1}{3}$

angebracht, wobei

$$\frac{p}{100} = \frac{1 - P}{1 + P} \quad (11a)$$

ist. Die Betrachtung geringerer Quotienten  $P$  ist nicht erforderlich, weil sich die Perioden  $T_1$  und  $T_2$  höchstens wie  $1/Q = 4/3$  verhalten dürfen, womit nach der klassischen Wellentheorie über tiefem Wasser wegen der Beziehung

$$L_1 : L_2 = T_1^2 : T_2^2 \quad (15)$$

für die Wellenlängen  $L$  ein Verhältnis von  $16/9 = 1,7$  als extremster Fall in Betracht kommt. Da die Amplituden der Dünungen den Wellenlängen wegen der geringen Steilheit von etwa 1:100 innerhalb eines ziemlich begrenzten Spielraums angepaßt sind, brauchen Werte von  $1/P = H_2/H_1$ , die den Betrag  $1,7$  wesentlich überschreiten, nicht in Erwägung gezogen zu werden. Es verbleiben damit  $13 \times 11 = 143$  Kombinationen von  $P$  und  $Q$ , wobei die Ordinaten von  $Y$  ebenfalls in zeitlichen Abständen von 5 Grad, d. h. 19 Werte pro Viertelperiode, bestimmt werden sollen. Die Ergebnisse sind in den beigefügten Tabellen mitgeteilt.

### Mathematische Behandlung des allgemeinen Falles

Nicht immer wird man mit der vereinfachten Form der Gl. (1) auskommen, sondern harmonische Schwingungen mit verschiedener Phase zu berücksichtigen haben. Im folgenden sollen die dann auftretenden Gleichungen unter Vermeidung der Wiedergabe der Zwischenrechnungen aufgeführt werden. Ausgangspunkt ist nun die Summe

$$y = H_1 \cos(\omega_1 t - \alpha_1) + H_2 \cos(\omega_2 t - \alpha_2), \quad (16)$$

die man darstellen kann als

$$y = A \cos(\omega t - \alpha) \cos \Delta\omega t + B \sin(\omega t - \beta) \sin \Delta\omega t, \quad (17)$$

wobei  $\omega$  und  $\Delta\omega$  dieselbe Bedeutung wie bisher haben. Die Struktur dieser Gleichung entspricht derjenigen im vereinfachten Fall fehlender Phasen in Gl. (3). Die Bedeutung der Amplituden und Phasen ist

$$A = \sqrt{A_1^2 + A_2^2}, \quad B = \sqrt{A_3^2 + A_4^2}, \quad \tan \alpha = -\frac{A_2}{A_1}, \quad \tan \beta = -\frac{A_4}{A_3}, \quad (18)$$

wobei

$$\left. \begin{aligned} A_1 &= H_1 \cos \alpha_1 + H_2 \cos \alpha_2, \\ A_2 &= -H_1 \sin \alpha_1 - H_2 \sin \alpha_2, \\ A_3 &= -H_1 \cos \alpha_1 + H_2 \cos \alpha_2, \\ A_4 &= H_1 \sin \alpha_1 - H_2 \sin \alpha_2 \end{aligned} \right\} \quad (19)$$

sind.

Zu dem Ausdruck (16) bzw. (17) existiert ebenfalls eine Amplitudenkurve, die sich vom einfachen Fall nur durch eine Phasenverschiebung unterscheidet. Diese Verschiebung gewinnt man aus folgender Überlegung: Die superponierte Kurve (16) hat theoretisch dann das absolute Maximum  $H_1 + H_2$ , wenn simultan

$$\omega_1 t^{**} - \alpha_1 = 0 \quad \text{und} \quad \omega_2 t^{**} - \alpha_2 = 0$$

gilt. Das bedeutet aber

$$t^{**} = \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{\omega_1 - \omega_2} \quad \text{bzw.} \quad t^{**} = \frac{\alpha_1 + \alpha_2}{\omega_1 + \omega_2} \quad \text{mit} \quad \omega_1 \alpha_2 = \omega_2 \alpha_1.$$

Der letzte Ausdruck muß erfüllt sein, wenn  $y$  das absolute Maximum erreichen soll, was also nur vereinzelt eintreten wird. Dagegen erreicht die Amplitudenkurve stets den Wert  $H_1 + H_2$ , und zwar für

$$t^{**} = \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{2 \Delta\omega}. \quad (20)$$

Das ist die Formel für das sog. Phasentaler superponierter harmonischer Schwingungen, die uns die Lage des Maximums der Amplitudenkurve liefert. Man gewinnt also die Amplitudenkurve bei vorhandenen Phasen, indem man in den

Gleichungen für den phasenfreien Fall  $\Delta\omega t$  durch  $\Delta\omega (t - t^{**})$  ersetzt, d. h. als Argument statt  $\Delta\omega t$

$$\Delta\omega t - \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{2} \quad (21)$$

nimmt.

Natürlich ist auch eine Gewinnung der Amplitudenkurve auf konventionelle Weise wie folgt möglich: Der Differentialquotient der Funktion (16) schreibt sich als

$$\dot{y} = (D_1 \sin \omega t + D_2 \cos \omega t) \cos \Delta\omega t - (D_3 \cos \omega t - D_4 \sin \omega t) \sin \Delta\omega t \quad (22)$$

mit

$$\left. \begin{aligned} D_1 &= \Delta\omega A_3 - \omega A_1, & D_2 &= \Delta\omega A_4 - \omega A_2, \\ D_3 &= \Delta\omega A_1 - \omega A_3, & D_4 &= \Delta\omega A_2 - \omega A_4. \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

Als Bedingung für die Extrema folgt daraus

$$\tan \omega t^* = \frac{D_3 \tan \Delta\omega t^* - D_2}{D_1 + D_4 \tan \Delta\omega t^*} \quad (24)$$

oder unter ausschließlicher Verwendung der Ausgangsgrößen

$$\tan \omega t^* = \frac{H_2 \omega_2 \sin (\Delta\omega t^* + \alpha_2) - H_1 \omega_1 \sin (\Delta\omega t^* - \alpha_1)}{H_2 \omega_2 \cos (\Delta\omega t^* + \alpha_2) + H_1 \omega_1 \cos (\Delta\omega t^* - \alpha_1)}. \quad (24a)$$

Die Relation (24) liefert zusammen mit der Ausgangsgleichung (16) nach einer Reihe von Zwischenrechnungen für die Amplitudenkurve die Gleichung

$$Y = \frac{Z (\tan \Delta\omega t)}{\sqrt{1 + \tan^2 \Delta\omega t} \sqrt{R (\tan \Delta\omega t)}}, \quad (25)$$

worin die Zählerfunktion die Bedeutung

$$\begin{aligned} Z (\tan \Delta\omega t) &= 2 (\omega_1 + \omega_2) H_1 H_2 \sin (\alpha_1 - \alpha_2) \tan \Delta\omega t \\ &+ (H_1^2 \omega_1 + H_2^2 \omega_2) (1 + \tan^2 \Delta\omega t) \\ &+ (\omega_1 + \omega_2) H_1 H_2 \cos (\alpha_1 - \alpha_2) (1 - \tan^2 \Delta\omega t) \end{aligned} \quad (25a)$$

und die Radikandenfunktion die Form

$$\begin{aligned} R (\tan \Delta\omega t) &= 4 \omega_1 \omega_2 H_1 H_2 \sin (\alpha_1 - \alpha_2) \tan \Delta\omega t \\ &+ (H_1^2 \omega_1^2 + H_2^2 \omega_2^2) (1 + \tan^2 \Delta\omega t) \\ &+ 2 \omega_1 \omega_2 H_1 H_2 \cos (\alpha_1 - \alpha_2) (1 - \tan^2 \Delta\omega t) \end{aligned} \quad (25b)$$

hat.

Diese Ausdrücke enthalten nur Ausgangsgrößen, aber keine substituierten Zwischenwerte mehr. Die Phasen treten in der Differenz  $\alpha_1 - \alpha_2$  auf und haben einen relativ einfachen Anteil am sonst komplizierten Aufbau der Gleichung für die Amplitudenkurve. Für  $\alpha_1 = \alpha_2$  erhält man die frühere Form der Amplitudengleichung (7), wie man nach kurzer Rechnung verifizieren kann.

Bei der Vielzahl von 6 variablen Eingangsgrößen soll auf numerische Beispiele verzichtet werden. In Abb. 2 sind zwei Fälle der Superposition der lunaren und solaren Haupttiden gegeben, deren Amplitudenkurve sich aus den Gl. (25),

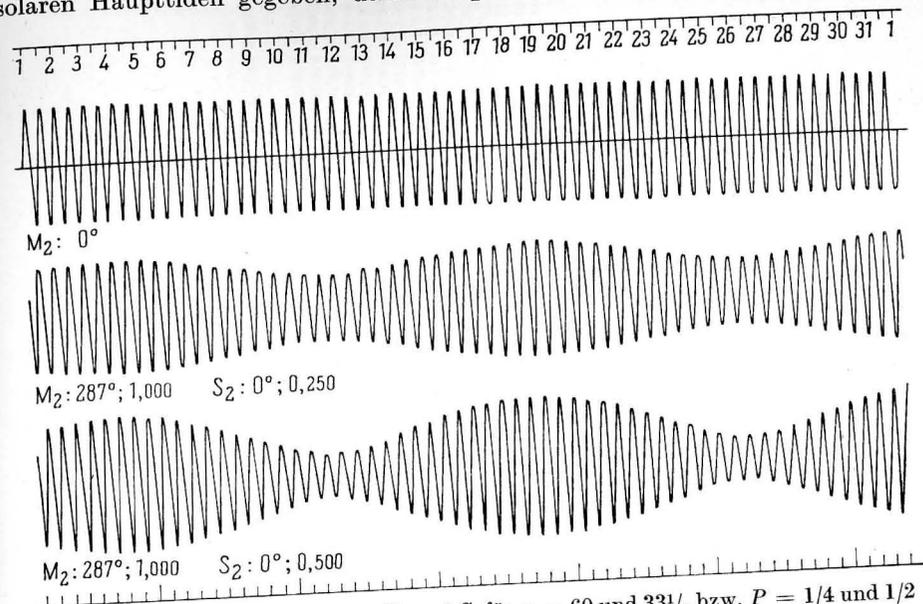


Abb. 2. Superposition der Tiden  $M_2$  und  $S_2$  für  $p = 60$  und  $33\frac{1}{3}$  bzw.  $P = 1/4$  und  $1/2$

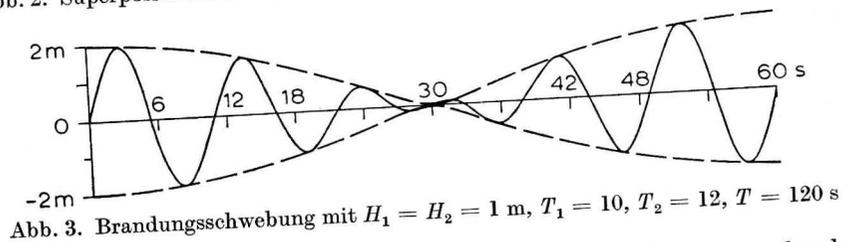


Abb. 3. Brandungsschwebung mit  $H_1 = H_2 = 1$  m,  $T_1 = 10$ ,  $T_2 = 12$ ,  $T = 120$  s

(25a) und (25b) bestimmt. In Abb. 3 ist das Beispiel einer Brandungsschwebung mit  $T_1 = 10$  s und  $T_2 = 12$  s, also einer Gesamtperiode  $T = 120$  s für den Fall zeitweilig verschwindender Gesamtamplitude wiedergegeben. Ein Beispiel für die praktische Anwendung von Amplitudenkurven wird demnächst im Zusammenhang mit der Ermittlung von Einschwingvorgängen bei speziellen Pegelanlagen in den „Monatsberichten der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin“ gegeben werden.

### Diskussion der Ergebnisse

Während Tab. 1 mit den Ordinaten der Amplitudenkurven für die halb- bzw. eintägigen Haupttiden  $M_2$  und  $S_2$  bzw.  $K_1$  und  $O_1$  keine Irregularitäten in der Anordnung der Daten erkennen läßt, verhalten sich die Ergebnisse bei den ein-

TABELLE 1  
Ordinaten der Amplitudenkurven für die halb- bzw. eintägigen Haupttiden  $M_2$  und  $S_2$  bzw.  $K_1$  und  $O_1$

$\Delta \omega t$	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°	$\Delta \omega t$	$p$
P																					
3/5	1,600	1,594	1,577	1,549	1,510	1,460	1,400	1,330	1,252	1,166	1,073*	0,974	0,872*	0,767*	0,664*	0,566*	0,482*	0,422	0,400		
7/13	1,538	1,533	1,517	1,491	1,454	1,408	1,352	1,288*	1,215	1,136*	1,050	0,960*	0,867*	0,773*	0,682*	0,598*	0,527	0,479	0,462	25	
13/27	1,481	1,477	1,462	1,437	1,403	1,360	1,309	1,249	1,183*	1,110*	1,032*	0,950*	0,866	0,783*	0,703*	0,631*	0,572*	0,532	0,519	30	
3/7	1,429	1,424	1,410	1,388	1,357*	1,317	1,270	1,215	1,154	1,088	1,017	0,944*	0,869*	0,795	0,726*	0,664	0,615	0,583	0,571	35	
11/29	1,379	1,375	1,363	1,342	1,313	1,277	1,234	1,185*	1,129	1,069	1,006	0,940	0,874	0,810	0,750	0,698	0,656	0,630	0,621	40	
1/3	1,333	1,330	1,318	1,299	1,273	1,241	1,202	1,157	1,108*	1,054	0,998*	0,940*	0,882	0,826	0,775	0,731*	0,696	0,674	0,667	45	
9/31	1,290	1,287	1,277	1,260	1,237	1,207	1,172	1,133	1,089*	1,041	0,992*	0,941	0,891	0,843	0,800	0,762	0,734	0,716	0,710	50	
1/4	1,250	1,247	1,238	1,223	1,202	1,176	1,146	1,111	1,072	1,031	0,988	0,944	0,901	0,861	0,824	0,793	0,770	0,755	0,750	55	
7/33	1,212	1,209	1,202	1,188	1,170	1,148	1,121	1,091	1,058	1,022	0,986*	0,949	0,913	0,879	0,849*	0,823	0,804	0,792	0,788	60	
3/17	1,176	1,174	1,167	1,156	1,141	1,122	1,099	1,073	1,045	1,015	0,985	0,954	0,924	0,897	0,872	0,852	0,836	0,827	0,824	65	
1/7	1,143	1,141	1,135	1,126	1,113	1,097	1,079	1,057	1,034	1,010	0,985	0,961	0,937	0,915	0,895	0,879	0,867	0,860	0,857	70	
1/9	1,111	1,110	1,105	1,098	1,087	1,075	1,060	1,043	1,025	1,006	0,987	0,968	0,949	0,932	0,918	0,905	0,896	0,891	0,889	75	
3/37	1,081	1,080	1,077	1,071	1,063	1,054	1,043	1,031	1,017	1,003	0,989	0,975	0,962	0,950	0,939	0,931	0,924	0,920	0,919	80	
1/19	1,053	1,052	1,050	1,046	1,041	1,035	1,027	1,019	1,010	1,001	0,992	0,983	0,975	0,967	0,960	0,955	0,951	0,948	0,947	85	
1/39	1,026	1,025	1,024	1,022	1,020	1,017	1,013	1,009	1,005	1,000	0,996	0,992	0,987	0,984	0,980	0,978	0,976	0,975	0,974	90	

\* Bemerkung: Beide Kurven sind jeweils fast identisch, man erhält lediglich Abweichungen von  $-0,001$  für die Eintagstiden bei den mit einem Stern gekennzeichneten Zahlenangaben.

TABELLE 2a

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 3/4$ 

$\Delta \omega t$	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
P																			
1	2,000	1,992	1,969	1,930	1,877	1,809	1,726	1,630	1,521	1,400	1,267	1,124	0,971	0,808	0,637	0,457	0,270	0,091	0,000
0,95	1,950	1,942	1,920	1,882	1,830	1,763	1,683	1,590	1,483	1,365	1,236	1,096	0,947	0,788	0,620	0,443	0,254	0,061	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,834	1,783	1,719	1,641	1,550	1,446	1,332	1,206	1,070	0,925	0,771	0,608	0,435	0,248	0,043	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,821	1,786	1,737	1,674	1,598	1,510	1,410	1,299	1,177	1,046	0,906	0,757	0,600	0,433	0,253	0,044	-0,150
0,8	1,800	1,793	1,772	1,738	1,691	1,630	1,557	1,472	1,375	1,268	1,150	1,024	0,889	0,746	0,597	0,439	0,272	0,078	-0,200
0,75	1,750	1,743	1,723	1,690	1,644	1,586	1,516	1,434	1,341	1,237	1,125	1,004	0,875	0,740	0,599	0,453	0,304	0,153	0,000
0,7	1,700	1,694	1,674	1,643	1,599	1,543	1,475	1,396	1,307	1,209	1,101	0,986	0,864	0,737	0,605	0,473	0,346	0,247	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,595	1,553	1,500	1,435	1,360	1,275	1,181	1,080	0,971	0,856	0,737	0,617	0,500	0,394	0,332	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,548	1,508	1,457	1,396	1,324	1,244	1,156	1,060	0,958	0,851	0,742	0,633	0,531	0,445	0,399	0,400
0,55	1,550	1,544	1,528	1,501	1,463	1,415	1,357	1,290	1,215	1,132	1,042	0,947	0,849	0,750	0,653	0,564	0,494	0,456	0,450
0,5	1,500	1,495	1,479	1,454	1,418	1,373	1,319	1,257	1,186	1,109	1,027	0,940	0,850	0,761	0,676	0,600	0,542	0,509	0,500

TABELLE 2b

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 7/9$ 

$\Delta \omega t$	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
P																			
1	2,000	1,992	1,969	1,930	1,877	1,810	1,728	1,632	1,524	1,403	1,272	1,129	0,977	0,816	0,647	0,469	0,283	0,100	0,000
0,95	1,950	1,942	1,920	1,883	1,831	1,764	1,685	1,591	1,486	1,369	1,240	1,102	0,953	0,796	0,631	0,456	0,271	0,075	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,834	1,784	1,720	1,642	1,551	1,449	1,335	1,210	1,075	0,932	0,779	0,619	0,449	0,267	0,064	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,786	1,737	1,675	1,600	1,512	1,413	1,302	1,181	1,051	0,912	0,765	0,611	0,449	0,275	0,076	-0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,738	1,691	1,631	1,558	1,473	1,377	1,271	1,154	1,029	0,896	0,755	0,608	0,455	0,296	0,123	-0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,645	1,587	1,517	1,435	1,343	1,240	1,129	1,009	0,881	0,748	0,610	0,468	0,328	0,200	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,643	1,599	1,543	1,476	1,398	1,310	1,212	1,105	0,991	0,870	0,744	0,616	0,488	0,367	0,281	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,595	1,554	1,500	1,436	1,362	1,277	1,184	1,083	0,975	0,862	0,745	0,627	0,512	0,411	0,350	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,548	1,508	1,458	1,397	1,326	1,246	1,158	1,063	0,962	0,856	0,748	0,641	0,541	0,457	0,408	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,501	1,463	1,415	1,358	1,291	1,216	1,134	1,045	0,951	0,854	0,756	0,660	0,572	0,502	0,461	0,450
0,5	1,500	1,495	1,479	1,454	1,419	1,374	1,320	1,258	1,188	1,112	1,029	0,943	0,854	0,766	0,681	0,606	0,547	0,511	0,500

TABELLE 2c

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 4/5$ 

$\Delta\omega t$	$P$																		
	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
1	2,000	1,992	1,969	1,931	1,878	1,810	1,728	1,633	1,525	1,406	1,274	1,133	0,982	0,822	0,654	0,478	0,294	0,108	0,000
0,95	1,950	1,942	1,920	1,883	1,831	1,765	1,685	1,593	1,488	1,371	1,243	1,105	0,958	0,802	0,638	0,466	0,283	0,087	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,784	1,720	1,643	1,553	1,451	1,337	1,213	1,079	0,936	0,785	0,627	0,460	0,282	0,082	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,738	1,676	1,601	1,513	1,414	1,304	1,184	1,055	0,917	0,771	0,619	0,460	0,292	0,103	-0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,691	1,631	1,559	1,474	1,379	1,273	1,157	1,032	0,900	0,761	0,616	0,466	0,313	0,157	0,000
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,645	1,587	1,518	1,436	1,344	1,242	1,131	1,012	0,886	0,753	0,617	0,479	0,343	0,229	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,643	1,599	1,544	1,477	1,399	1,311	1,214	1,108	0,994	0,874	0,750	0,623	0,497	0,381	0,299	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,554	1,501	1,437	1,363	1,279	1,186	1,085	0,978	0,866	0,749	0,633	0,520	0,422	0,359	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,548	1,509	1,458	1,397	1,327	1,248	1,160	1,065	0,965	0,860	0,753	0,647	0,547	0,464	0,413	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,501	1,464	1,416	1,359	1,292	1,218	1,136	1,047	0,954	0,857	0,759	0,664	0,577	0,507	0,463	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,454	1,419	1,374	1,321	1,259	1,189	1,113	1,031	0,945	0,857	0,769	0,685	0,609	0,549	0,512	0,500

TABELLE 2d

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 9/11$ 

1	2,000	1,992	1,969	1,931	1,878	1,811	1,729	1,634	1,527	1,407	1,277	1,136	0,985	0,826	0,660	0,485	0,302	0,115	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,831	1,765	1,686	1,594	1,489	1,372	1,245	1,108	0,961	0,807	0,644	0,473	0,293	0,097	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,721	1,643	1,554	1,452	1,339	1,215	1,082	0,940	0,790	0,632	0,467	0,293	0,098	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,738	1,676	1,601	1,514	1,415	1,306	1,186	1,057	0,920	0,776	0,624	0,467	0,303	0,126	-0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,632	1,559	1,475	1,380	1,274	1,159	1,035	0,903	0,765	0,621	0,474	0,324	0,181	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,645	1,588	1,518	1,437	1,346	1,244	1,133	1,015	0,889	0,757	0,622	0,486	0,354	0,247	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,643	1,600	1,544	1,477	1,400	1,312	1,215	1,109	0,996	0,877	0,753	0,628	0,503	0,389	0,309	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,554	1,501	1,437	1,363	1,280	1,187	1,087	0,980	0,868	0,753	0,637	0,526	0,428	0,364	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,548	1,509	1,458	1,398	1,328	1,249	1,161	1,067	0,967	0,862	0,756	0,650	0,552	0,468	0,415	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,501	1,464	1,416	1,359	1,293	1,219	1,137	1,049	0,956	0,859	0,762	0,667	0,580	0,509	0,464	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,454	1,419	1,375	1,321	1,259	1,190	1,114	1,032	0,947	0,859	0,771	0,687	0,612	0,551	0,513	0,500

TABELLE 2e

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 5/6$ 

$\Delta\omega t$	$P$																		
	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
1	2,000	1,992	1,969	1,931	1,878	1,811	1,730	1,635	1,528	1,408	1,278	1,138	0,988	0,830	0,664	0,490	0,309	0,121	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,831	1,766	1,687	1,594	1,490	1,374	1,247	1,111	0,964	0,810	0,648	0,479	0,300	0,106	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,721	1,644	1,554	1,453	1,340	1,217	1,084	0,942	0,793	0,636	0,473	0,301	0,112	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,738	1,676	1,602	1,515	1,416	1,307	1,188	1,059	0,923	0,779	0,629	0,473	0,312	0,143	-0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,632	1,560	1,476	1,381	1,275	1,160	1,037	0,906	0,768	0,625	0,479	0,333	0,198	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,588	1,519	1,438	1,346	1,245	1,135	1,016	0,891	0,760	0,626	0,491	0,362	0,250	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,643	1,600	1,545	1,478	1,400	1,313	1,216	1,111	0,998	0,879	0,756	0,631	0,508	0,395	0,316	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,554	1,501	1,438	1,364	1,280	1,188	1,088	0,982	0,870	0,755	0,640	0,529	0,432	0,368	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,459	1,398	1,328	1,249	1,162	1,068	0,968	0,864	0,758	0,653	0,555	0,471	0,417	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,501	1,464	1,416	1,359	1,293	1,219	1,138	1,050	0,957	0,861	0,764	0,669	0,583	0,511	0,465	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,454	1,419	1,375	1,321	1,260	1,191	1,115	1,033	0,948	0,860	0,773	0,689	0,613	0,553	0,513	0,500

TABELLE 2f

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 11/13$ 

1	2,000	1,992	1,969	1,931	1,879	1,811	1,730	1,636	1,528	1,409	1,279	1,139	0,990	0,832	0,667	0,494	0,314	0,126	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,832	1,766	1,687	1,595	1,490	1,375	1,248	1,111	0,966	0,812	0,651	0,483	0,306	0,114	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,721	1,644	1,555	1,453	1,341	1,218	1,085	0,944	0,795	0,640	0,477	0,308	0,123	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,738	1,677	1,602	1,515	1,417	1,308	1,189	1,061	0,924	0,781	0,632	0,478	0,319	0,157	-0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,632	1,560	1,476	1,382	1,276	1,161	1,038	0,907	0,770	0,628	0,483	0,340	0,210	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,588	1,519	1,438	1,347	1,246	1,136	1,018	0,893	0,763	0,629	0,495	0,367	0,267	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,644	1,600	1,545	1,478	1,401	1,313	1,217	1,112	0,999	0,881	0,758	0,634	0,511	0,400	0,320	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,554	1,502	1,438	1,364	1,281	1,189	1,089	0,983	0,872	0,757	0,642	0,532	0,436	0,370	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,459	1,399	1,329	1,250	1,163	1,069	0,969	0,865	0,760	0,655	0,557	0,473	0,418	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,501	1,464	1,417	1,360	1,294	1,220	1,138	1,050	0,958	0,862	0,765	0,671	0,584	0,513	0,466	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,454	1,419	1,375	1,322	1,260	1,191	1,115	1,034	0,949	0,861	0,774	0,690	0,615	0,553	0,514	0,500

TABELLE 2g

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 6/7$ 

$\Delta\omega t$	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
1	2,000	1,992	1,969	1,931	1,879	1,811	1,730	1,636	1,529	1,410	1,280	1,140	0,991	0,834	0,669	0,498	0,318	0,131	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,832	1,766	1,687	1,595	1,491	1,375	1,249	1,112	0,967	0,814	0,654	0,487	0,311	0,121	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,721	1,645	1,555	1,454	1,341	1,219	1,086	0,945	0,797	0,642	0,481	0,313	0,133	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,739	1,677	1,602	1,516	1,418	1,309	1,190	1,062	0,926	0,783	0,634	0,481	0,325	0,168	0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,633	1,561	1,477	1,382	1,277	1,162	1,039	0,909	0,772	0,631	0,487	0,345	0,219	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,589	1,519	1,439	1,347	1,246	1,137	1,019	0,894	0,764	0,631	0,498	0,371	0,272	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,644	1,600	1,545	1,478	1,401	1,314	1,217	1,112	1,000	0,882	0,760	0,636	0,514	0,403	0,323	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,555	1,502	1,438	1,365	1,281	1,190	1,090	0,984	0,873	0,759	0,644	0,534	0,438	0,371	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,459	1,399	1,329	1,250	1,163	1,070	0,970	0,866	0,761	0,656	0,558	0,475	0,419	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,501	1,464	1,417	1,360	1,294	1,220	1,139	1,051	0,958	0,863	0,766	0,672	0,586	0,514	0,466	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,454	1,419	1,375	1,322	1,260	1,191	1,116	1,035	0,949	0,862	0,775	0,691	0,615	0,554	0,514	0,500

GÜNTHER SÄGER

TABELLE 2h

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 13/15$ 

1	2,000	1,992	1,969	1,931	1,879	1,812	1,731	1,636	1,529	1,411	1,281	1,141	0,992	0,835	0,671	0,500	0,322	0,135	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,832	1,766	1,687	1,596	1,491	1,376	1,249	1,113	0,969	0,816	0,656	0,489	0,315	0,127	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,722	1,645	1,555	1,454	1,342	1,219	1,087	0,947	0,799	0,644	0,484	0,318	0,141	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,739	1,677	1,603	1,516	1,418	1,309	1,190	1,063	0,927	0,785	0,636	0,484	0,329	0,177	0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,633	1,561	1,477	1,382	1,277	1,163	1,040	0,910	0,773	0,632	0,489	0,348	0,226	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,589	1,519	1,439	1,348	1,247	1,137	1,019	0,895	0,766	0,633	0,500	0,374	0,276	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,644	1,600	1,545	1,479	1,401	1,314	1,218	1,113	1,001	0,883	0,761	0,637	0,516	0,405	0,325	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,555	1,502	1,438	1,365	1,282	1,190	1,091	0,985	0,874	0,760	0,645	0,536	0,440	0,372	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,459	1,399	1,329	1,250	1,164	1,070	0,971	0,867	0,762	0,658	0,560	0,476	0,420	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,501	1,464	1,417	1,360	1,294	1,220	1,139	1,051	0,959	0,863	0,767	0,673	0,586	0,515	0,467	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,454	1,419	1,375	1,322	1,261	1,192	1,116	1,035	0,950	0,863	0,775	0,692	0,616	0,555	0,514	0,500

TABELLE 2i

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 7/8$ 

$\Delta\omega t$	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
1	2,000	1,992	1,969	1,932	1,879	1,812	1,731	1,637	1,530	1,411	1,288	1,142	0,993	0,837	0,673	0,502	0,325	0,139	0,000
0,95	1,950	1,943	1,921	1,883	1,832	1,767	1,688	1,596	1,492	1,376	1,250	1,114	0,969	0,817	0,657	0,492	0,319	0,133	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,722	1,645	1,556	1,455	1,342	1,220	1,088	0,948	0,800	0,646	0,486	0,321	0,148	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,739	1,677	1,603	1,516	1,418	1,310	1,191	1,063	0,928	0,786	0,638	0,486	0,332	0,183	0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,633	1,561	1,477	1,383	1,278	1,164	1,041	0,911	0,775	0,634	0,491	0,351	0,230	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,589	1,520	1,439	1,348	1,247	1,138	1,020	0,896	0,767	0,634	0,502	0,377	0,279	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,644	1,600	1,545	1,479	1,402	1,315	1,218	1,113	1,002	0,884	0,762	0,638	0,517	0,407	0,326	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,555	1,502	1,439	1,365	1,282	1,190	1,091	0,985	0,874	0,761	0,647	0,537	0,441	0,373	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,459	1,399	1,329	1,251	1,164	1,070	0,971	0,868	0,762	0,658	0,561	0,477	0,420	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,502	1,464	1,417	1,360	1,295	1,221	1,139	1,052	0,959	0,864	0,768	0,674	0,587	0,515	0,467	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,454	1,420	1,375	1,322	1,261	1,192	1,116	1,035	0,950	0,863	0,776	0,692	0,617	0,555	0,514	0,500

Die Amplitudenkurven bei Gezeiten und surf beats

TABELLE 2j

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 15/17$ 

1	2,000	1,992	1,969	1,932	1,879	1,812	1,731	1,637	1,530	1,411	1,282	1,143	0,994	0,838	0,674	0,504	0,327	0,142	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,832	1,767	1,688	1,596	1,492	1,377	1,251	1,115	0,970	0,818	0,659	0,493	0,321	0,137	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,722	1,645	1,556	1,455	1,343	1,220	1,089	0,948	0,801	0,647	0,488	0,324	0,153	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,739	1,677	1,603	1,516	1,419	1,310	1,191	1,064	0,929	0,787	0,639	0,488	0,335	0,189	0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,633	1,561	1,478	1,383	1,278	1,164	1,041	0,911	0,775	0,635	0,493	0,354	0,234	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,589	1,520	1,439	1,348	1,248	1,138	1,021	0,897	0,767	0,635	0,503	0,379	0,281	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,644	1,600	1,545	1,479	1,402	1,315	1,218	1,114	1,002	0,884	0,763	0,639	0,519	0,409	0,328	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,555	1,502	1,439	1,365	1,282	1,191	1,091	0,986	0,875	0,761	0,647	0,538	0,442	0,374	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,459	1,399	1,329	1,251	1,164	1,071	0,972	0,868	0,763	0,659	0,561	0,478	0,420	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,502	1,464	1,417	1,360	1,295	1,221	1,140	1,052	0,960	0,864	0,768	0,674	0,588	0,516	0,467	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,454	1,420	1,375	1,322	1,261	1,192	1,117	1,036	0,951	0,863	0,776	0,693	0,617	0,555	0,514	0,500

TABELLE 2k

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 8/9$

$\Delta\omega t$	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
1	2,000	1,992	1,970	1,932	1,879	1,812	1,731	1,637	1,530	1,412	1,282	1,143	0,995	0,839	0,675	0,506	0,329	0,145	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,832	1,767	1,688	1,596	1,492	1,377	1,251	1,115	0,971	0,819	0,660	0,495	0,324	0,141	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,722	1,645	1,556	1,455	1,343	1,221	1,089	0,949	0,802	0,648	0,489	0,326	0,158	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,739	1,677	1,603	1,517	1,419	1,310	1,192	1,064	0,929	0,787	0,640	0,489	0,337	0,193	0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,633	1,561	1,478	1,383	1,278	1,164	1,042	0,912	0,776	0,636	0,494	0,356	0,237	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,589	1,520	1,439	1,349	1,248	1,138	1,021	0,897	0,768	0,636	0,505	0,381	0,283	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,644	1,600	1,545	1,479	1,402	1,315	1,219	1,114	1,002	0,885	0,763	0,640	0,520	0,410	0,329	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,555	1,502	1,439	1,365	1,282	1,191	1,092	0,986	0,875	0,762	0,648	0,539	0,443	0,374	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,459	1,399	1,330	1,251	1,165	1,071	0,972	0,869	0,764	0,660	0,562	0,478	0,421	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,502	1,464	1,417	1,360	1,295	1,221	1,140	1,052	0,960	0,865	0,769	0,675	0,588	0,516	0,467	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,455	1,420	1,375	1,322	1,261	1,192	1,117	1,036	0,951	0,864	0,777	0,693	0,617	0,555	0,514	0,500

TABELLE 2l

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 17/19$

$\Delta\omega t$	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
1	2,000	1,992	1,970	1,932	1,879	1,812	1,731	1,637	1,530	1,412	1,283	1,144	0,995	0,839	0,676	0,507	0,331	0,147	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,832	1,767	1,688	1,596	1,493	1,377	1,251	1,116	0,971	0,820	0,661	0,496	0,326	0,145	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,722	1,645	1,556	1,455	1,343	1,221	1,089	0,950	0,802	0,649	0,491	0,328	0,162	-0,100
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,739	1,677	1,603	1,517	1,419	1,310	1,192	1,065	0,930	0,788	0,641	0,490	0,339	0,197	0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,692	1,633	1,561	1,478	1,383	1,279	1,165	1,042	0,913	0,777	0,637	0,496	0,357	0,239	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,589	1,520	1,440	1,349	1,248	1,139	1,021	0,898	0,769	0,637	0,506	0,382	0,284	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,644	1,600	1,545	1,479	1,402	1,315	1,219	1,114	1,003	0,885	0,764	0,641	0,521	0,411	0,329	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,555	1,502	1,439	1,365	1,282	1,191	1,092	0,986	0,876	0,762	0,649	0,540	0,443	0,375	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,459	1,399	1,330	1,251	1,165	1,071	0,972	0,869	0,764	0,660	0,563	0,479	0,421	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,502	1,464	1,417	1,360	1,295	1,221	1,140	1,053	0,960	0,865	0,769	0,675	0,589	0,516	0,467	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,455	1,420	1,375	1,322	1,261	1,192	1,117	1,036	0,951	0,864	0,777	0,693	0,618	0,556	0,514	0,500

GÜNTHER SÄGER

TABELLE 2m

Ordinaten der Amplitudenkurven für surf beats mit  $Q = 9/10$

$\Delta\omega t$	0°	5°	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°	45°	50°	55°	60°	65°	70°	75°	80°	85°	90°
1	2,000	1,992	1,970	1,932	1,879	1,812	1,731	1,637	1,531	1,412	1,283	1,144	0,996	0,840	0,677	0,508	0,333	0,149	0,000
0,95	1,950	1,943	1,920	1,883	1,832	1,767	1,688	1,597	1,493	1,377	1,251	1,116	0,972	0,820	0,662	0,497	0,327	0,148	-0,050
0,9	1,900	1,893	1,871	1,835	1,785	1,722	1,645	1,556	1,455	1,344	1,221	1,090	0,950	0,803	0,650	0,492	0,330	0,166	0,000
0,85	1,850	1,843	1,822	1,787	1,739	1,677	1,603	1,517	1,419	1,311	1,192	1,065	0,930	0,789	0,642	0,491	0,341	0,200	0,150
0,8	1,800	1,793	1,773	1,739	1,693	1,633	1,561	1,478	1,384	1,279	1,165	1,043	0,913	0,777	0,638	0,496	0,359	0,241	0,200
0,75	1,750	1,743	1,724	1,691	1,646	1,589	1,520	1,440	1,349	1,248	1,139	1,022	0,898	0,769	0,638	0,507	0,388	0,285	0,250
0,7	1,700	1,694	1,675	1,644	1,600	1,545	1,479	1,402	1,315	1,219	1,115	1,003	0,886	0,764	0,641	0,521	0,412	0,330	0,300
0,65	1,650	1,644	1,626	1,596	1,555	1,502	1,439	1,366	1,283	1,191	1,092	0,987	0,876	0,763	0,649	0,540	0,444	0,375	0,350
0,6	1,600	1,594	1,577	1,549	1,509	1,460	1,399	1,330	1,251	1,165	1,071	0,972	0,869	0,764	0,661	0,563	0,479	0,421	0,400
0,55	1,550	1,545	1,528	1,502	1,464	1,417	1,361	1,295	1,221	1,140	1,053	0,961	0,865	0,769	0,676	0,589	0,517	0,467	0,450
0,5	1,500	1,495	1,480	1,455	1,420	1,375	1,322	1,261	1,192	1,117	1,036	0,951	0,864	0,777	0,694	0,618	0,556	0,515	0,500

Die Amplitudenkurven bei Gezeiten und surf beats

fachen bzw. superponierten Brandungsschwebungen anders. So kann man insgesamt 4 Typen von Amplitudenkurven unterscheiden.

Der bei den Gezeiten gewohnten Form entspricht die Bedingung  $P < Q$ , bei der die Amplitudenkurven niemals auf Null absinken. Im Gegensatz dazu zeigen sich für  $P > Q$  Nullstellen in der unmittelbaren Nachbarschaft von  $\Delta\omega t = 90^\circ$ .

Ein weiterer Sonderfall zeigt sich für  $P = 1$ , d. h.  $H_1 = H_2 = H$ , also bei den reinen Brandungsschwebungen. Hier sinkt die Amplitudenkurve bei  $\Delta\omega t = 90^\circ$  auf Null ab und hat dort wie die beiden ersten Typen ein Extremum. Ein regelrechter Außenseiter ist der Fall  $P = Q$ , also  $H_2 \omega_2 = H_1 \omega_1$ . In diesem Fall reduziert sich die Funktion (7c) auf die Form

$$Y = \pm (H_2 + H_1) \cos \Delta\omega t, \tag{7d}$$

wird bei  $\Delta\omega t = 90^\circ$  statt  $\pm (H_2 - H_1)$  Null und hat dort kein Extremum, sondern einen Wendepunkt. Dieser Fall ist trotz seines abweichenden Verhaltens am übersichtlichsten und bedarf deshalb keiner weiteren Diskussion.

Für die übrigen Fälle sollen nun die Begründungen der Nullstellen gegeben werden. Aus (7c) folgt als Bedingung für Nullstellen, da der Radikand nicht unendlich werden kann, das Verschwinden des Zählers. Das führt auf den Ausdruck

$$\sin \Delta\omega t_0 = \sqrt{\frac{(Q+P)(1+P)}{2P(1+Q)}} \quad \text{bzw.} \quad \cos \Delta\omega t_0 = \sqrt{\frac{(1-P)(P-Q)}{2P(1+Q)}}.$$

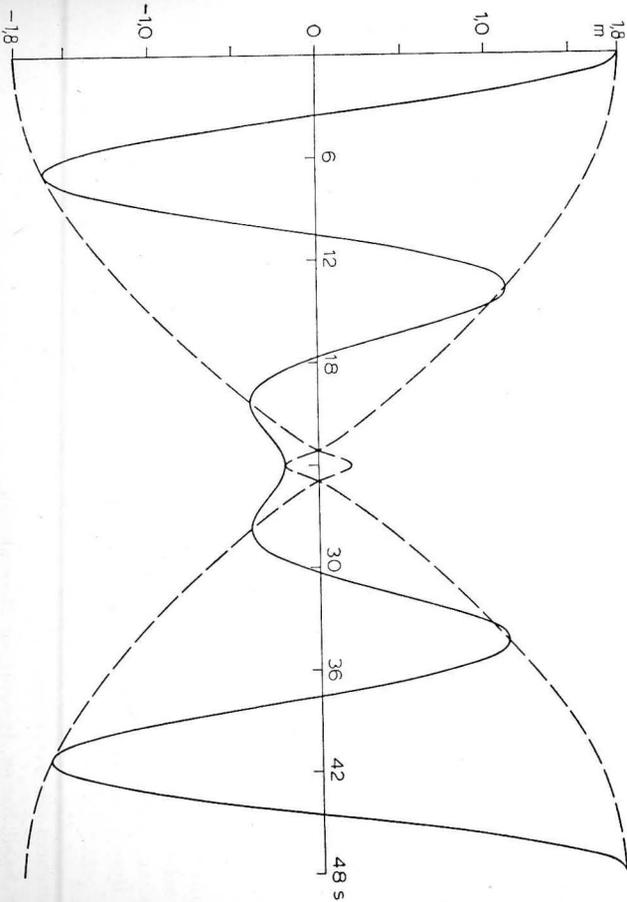


Abb. 4. Brandungsschwebung mit  $H_2 = 1 \text{ m}$ ,  $H_1 = 0,8 \text{ m}$ ,  $T_1 = 12 \text{ s}$ ,  $T_2 = 16 \text{ s}$

Während die erste Schreibweise weniger aussagt, gibt die zweite sofort Auskunft über mögliche Nullstellen. Es zeichnen sich unmittelbar die Fälle  $P = 1$  und  $P = Q$  ab, für die  $Y$  bei  $\Delta\omega t = 90^\circ$  Null wird. Da  $P$  und  $Q$  positive echte Brüche sind, entscheidet im Fall  $P \neq Q \neq 1$  der Ausdruck  $P - Q$  über das Vorzeichen des Radikanden. Es gibt daher nur Nullstellen für  $P > Q$ , nicht aber für  $P < Q$ . Einen Fall mit Nullstellen zeigt Abb. 4 für  $H_2 = 1$ ,  $H_1 = 0,8$  und  $\omega_1 = \pi/6$ ,  $\omega_2 = \pi/8$ . Die beiden Amplitudenkurven schneiden sich hierbei in den Nullstellen und erreichen bei  $\Delta\omega t = 90^\circ$  einen Extremwert. Man erkennt in dieser Abbildung gut, wie die Amplitudenkurve die Ausgangsfunktion in der Nähe der Extrema schneiden kann.

Auf weitere Einzelheiten soll hier verzichtet werden. Für gedämpfte harmonische Schwingungen wird der Verfasser Untersuchungen in den „Monatsberichten der Akademie“ veröffentlichen. Die oben diskutierten 4 Fälle von Amplitudenkurven nicht gedämpfter harmonischer Funktionen seien abschließend in Tab. 3 zusammengestellt.

TABELLE 3

Charakteristika der Amplitudenkurven von Gezeiten und Brandungsschwebungen

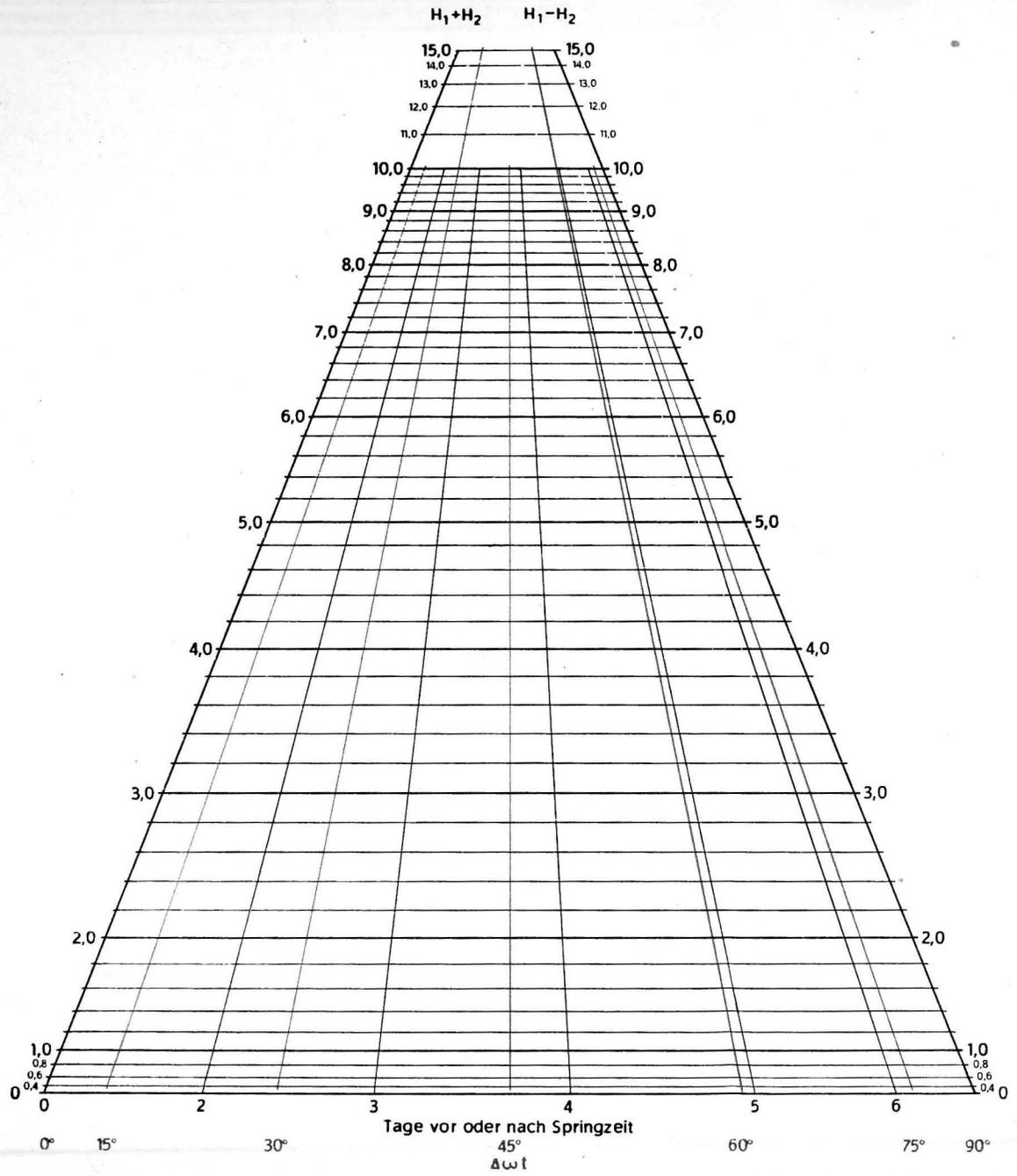
Kriterium	Verhalten für $\Delta\omega t = 0^\circ$		Nullstellen im Intervall $0 \leq \Delta\omega t \leq 90^\circ$	Verhalten für $\Delta\omega t = 90^\circ$		Bemerkung zum Vorkommen
	Y	$\dot{Y}$		Y	$\dot{Y}$	
$P = 1$	$\pm (H_2 + H_1)$	0	$\Delta\omega t_0 = 90^\circ$	0	0	Reine Brandungsschwebungen
$P > Q$	dito	dito	$\frac{T}{4} - t_0 \approx \frac{1}{\Delta\omega} \sqrt{\frac{(1-P)(P-Q)}{2P(1+Q)}}$	$\pm (H_2 - H_1)$	0	Superponierte Brandungsschwebungen
$P = Q$	dito	dito	$\Delta\omega t_0 = 90^\circ$	0	$\neq 0$	
$P < Q$	dito	dito	keine	$\pm (H_2 - H_1)$	0	Halb- u. Eintagstiden

### Literatur

- SAGER, G. und SAMMLER, R., Die Superposition der lunaren und solaren Haupttiden für verschiedenes Amplitudenverhältnis. Beiträge zur Meereskunde 19 (1966).  
 SAGER, G., Das Verhältnis der maximalen Nipp- und Springtideströme in der Deutschen Bucht. Seeverkehr 5 (1966).

Anschrift des Verfassers:

Dr. habil. SAGER, Institut für Meereskunde,  
 DDR 253 Warnemünde, Seestr. 15



## Fluchtlinientafel für spezielle Schwebungserscheinungen

VON DIETRICH BÖHL

*Zusammenfassung:* Die kürzlich von SAGER (1967) gegebenen Diagramme zum Ablauf der Wasserstandsmaxima werden im folgenden zu einer Fluchtentafel zusammengefaßt und weitere Anwendungsmöglichkeiten angedeutet.

Einen guten Überblick über die zu erwartenden Eintrittshöhen der einzelnen Hoch- und Niedrigwasser zwischen Spring- und Nippzeit gibt in Gebieten mit Halbtagestiden die Betrachtung der aus den beiden Haupttiden  $M_2$  und  $S_2$  zusammengesetzten Wasserstandskurve

$$H(t) = H_1 \cos(\omega_1 t - \varphi_1) + H_2 \cos \omega_2 t, \quad (1)$$

wie SAGER 1966 ausführlich dargestellt hat. Die Frequenzen  $\omega_1$  und  $\omega_2$  sind durch die Dauer des Sonnen- bzw. Mondtages eindeutig festgelegt ( $T_1 = 12$  h,  $T_2 = 12$  h 25 min. 14, 19 s), während die Amplituden  $H_1$  und  $H_2$  ortsabhängig und aus Beobachtungen bestimmt sind (Harmonic Constants). Die Fluchtentafel ermöglicht verhältnismäßig einfach die direkte Ablesung des zu erwartenden Maximalwertes der Wasserstandskurve an einem beliebigen, zwischen Spring- und Nippzeit liegenden Tag. Zu diesem Zweck wird auf der linken Skala der maximale Wert ( $H_2 + H_1$ ), auf der rechten Skala der minimale Wert ( $H_2 - H_1$ ) aufgesucht und beide Punkte werden durch eine Gerade verbunden, die wie üblich nicht eingezeichnet werden soll, sondern durch eine Linealkante zu definieren ist. Auf dieser Geraden wird an der dem gesuchten Tag zugeordneten Skala die Höhe des maximalen Wasserstandes abgelesen. Diese Skalen beziehen sich jeweils auf das ganze Vielfache eines Tages nach Springzeit

z. B.  $H_2 + H_1 = 8$  m,  $H_2 - H_1 = 4$  m,  $H(3) = 6,8$  m.

Sollten auf Grund der Teilung Ableseschwierigkeiten auftreten, z. B. bei  $H_1 + H_2 = 1,2$  m und  $H_2 - H_1 = 0,5$  m, so können die in Bezug gesetzten Werte verdoppelt werden.

Bevor auf weitere Anwendungsmöglichkeiten eingegangen wird, sollen die theoretischen Grundlagen kurz erläutert werden. In der unter (1) angegebenen Funktion soll

$$\left. \begin{array}{l} \omega_1 = \omega + \Delta\omega \\ \omega_2 = \omega - \Delta\omega \end{array} \right\} \text{ bzw. } \left. \begin{array}{l} \omega_1 t - \varphi_1 = \left(\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) + \left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) \\ \omega_2 t = \left(\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) - \left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) \end{array} \right\} \quad (2)$$

mit

$$\left. \begin{aligned} \omega &= \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} = \pi \frac{T_2 + T_1}{T_2 \cdot T_1} \\ \Delta\omega &= \frac{\omega_1 - \omega_2}{2} = \pi \frac{T_2 - T_1}{T_2 \cdot T_1} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

gesetzt werden, so daß die Ausgangsgleichung

$$\left. \begin{aligned} H(t) &= (H_2 + H_1) \cos\left(\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) \cos\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) \\ &+ (H_2 - H_1) \sin\left(\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) \sin\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

lautet.

Diese Umformung wurde vorgenommen, da wie in dem oben angegebenen Beispiel  $\omega_1$  und  $\omega_2$  annähernd gleich angenommen werden und deshalb  $\Delta\omega \ll 1$  ist. (4) stellt dann eine Schwingung

$$H(t) = A(t) \cos(\omega t - \varphi(t)) \quad (5)$$

mit der Frequenz  $\omega$  dar, deren Amplitude und Phase sich langsam ändert. Und zwar ist

$$A(t) = \sqrt{(H_1 + H_2)^2 \cos^2\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) + (H_2 - H_1)^2 \sin^2\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right)} \quad (6)$$

und

$$\varphi(t) = \frac{\varphi_1}{2} + \arctan\left(\frac{H_2 - H_1}{H_2 + H_1} \tan\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right)\right). \quad (7)$$

Die Kurven  $+A$  und  $-A$  begrenzen den Bereich, in dem alle Werte von  $H(t)$  liegen. Zu den Zeitpunkten  $t_n$ , für die  $\omega t_n - \varphi(t_n) = 2n\pi$  gilt, stimmen die Kurven  $H(t)$  und die Amplitude  $A(t)$  sowohl wert- wie richtungsmäßig überein ( $H(t_n) = A(t_n)$ ;  $\dot{H}(t_n) = \dot{A}(t_n)$ ), d. h. die beiden Kurven tangieren. Für die Kurvenschar  $H(\omega, t)$ , in der  $\omega$  unter Konstanthaltung der übrigen Parameter ( $H_1, H_2, \varphi_1, \Delta\omega$ ) variiert wird, sind  $+A$  und  $-A$  die Evolventen, da  $A$  nicht von  $\omega$  abhängt. Der eigentliche Extremwert der Kurve  $H$  wird für  $0 < \Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2} < \frac{\pi}{2}$  zu einem Zeitpunkt  $t_m$  eintreten, der vor dem Zeitpunkt der Berührung  $t_n$  liegt. Der Extremwert  $H(t_m)$  wird deshalb dem Betrag nach kleiner als  $A(t_m)$  ausfallen. Die Übereinstimmung wird um so besser, je mehr  $\omega_1$  und  $\omega_2$  übereinstimmen.

Lediglich in der Nähe von  $\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2} = \frac{\pi}{2}$  sind trotz guter Übereinstimmung von  $\omega_1$  und  $\omega_2$  Ausnahmen möglich. Zum Beispiel tritt für  $\varphi_1 = 0$ ,  $\left(\frac{\omega_2}{\omega_1}\right)^2 < \frac{H_1}{H_2} < 1$  und ein ganzzahliges Frequenzverhältnis  $\frac{\omega_1 + \omega_2}{\omega_1 - \omega_2} \equiv 3 \pmod{4}$  statt des bei  $\Delta\omega t = \frac{\pi}{2}$  zu erwartenden Minimums ein negatives Maximum auf,

das auf der Kurve  $-A$  liegt. Diese Entartung wird von den Randkurven natürlich nicht erfaßt. Für die Gezeitenprobleme tritt dieser Ausnahmefall jedoch nicht auf, da  $\frac{H_1}{H_2} < \frac{\omega_2}{\omega_1}$  ist. Für das Nomogramm wurde  $A(t)$  als Extremwert angesehen, zumal er im Rahmen der bei der Ablesung erreichbaren Genauigkeit mit den von SAGER 1966 angegebenen Werten übereinstimmt.

Für die Funktion  $A(t)$  ist auch die Konstruktion eines Nomogramms verhältnismäßig einfach möglich. Sind die die Werte  $H_2 + H_1$ ,  $A(t)$  bzw.  $H_2 - H_1$  darstellenden Skalen die Lote auf die  $X$ -Achse durch die Punkte  $x_1 = 0$ ,  $x_2 = \sin^2\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right)$  bzw.  $x_3 = 1$ , wobei die Skalen in sich quadratisch geteilt sind ( $y_2 = A^2$ ), so ist die Geradenbedingung

$$\frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} = \frac{y_3 - y_1}{x_3 - x_1} \quad (8)$$

erfüllt, da

$$\frac{A^2 - (H_2 + H_1)^2}{\sin^2\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right)} = \frac{(H_2 - H_1)^2 - (H_2 + H_1)^2}{1} \quad (9)$$

auf

$$A^2 = (H_2 + H_1)^2 \cos^2\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) + (H_2 - H_1)^2 \sin^2\left(\Delta\omega t - \frac{\varphi_1}{2}\right) \quad (10)$$

d. h. auf das Quadrat von (6) führt.

Für die Ablesung ist diese Teilung jedoch ungeeignet. Deshalb wurde eine projektive Umformung

$$\bar{x} = \frac{b_1 \cdot y + a_1 x}{y + c_3} \quad \text{und} \quad \bar{y} = \frac{b_2 y}{y + c_3} \quad (11)$$

vorgenommen. Hierin bestimmt  $\frac{a_1}{c_3}$  die Grundbreite  $B$ ,  $\frac{b_2}{1 + c_3/100}$  die Höhe des Nomogramms bis zur 10, während durch  $c_3$  die Maßstabsverzerrung charakterisiert ist. Für gleiche Länge des Abschnitts 0-1 und 9-10 muß  $c_3 = 26$  gewählt werden. Schließlich erreicht man durch  $b_1 = B/2$  die symmetrische Form, da alle Skalen durch den Unendlichkeitspunkt  $\bar{x}_\infty = B/2$ ,  $\bar{y}_\infty = b_2$  gehen.

Entsprechend den vorstehend geschilderten Grundlagen wurde das Nomogramm nach Vorbereitung durch eine Großrechenanlage CDC 1604 auf einem numerisch gesteuerten Zeichentisch gezeichnet.

Um das Nomogramm auch für andere Fragen verwenden zu können, bei denen 2 harmonische Bewegungen mit annähernd gleicher Frequenz überlagert werden, erfolgte der Eindruck einer zweiten Schar von Bezugsskalen, die sich auf den Winkel der erreichten Phasendifferenz beziehen ( $2\Delta\omega t$ ). Als Beispiel seien Brandungsschwebungen angegeben. Es sei  $H_1 = 60$  cm,  $H_2 = 40$  cm,  $T_1 = 18$  s und  $T_2 = 20$  s. Die gleichen Phasenverhältnisse liegen für 180 s vor, d. h. in dieser Zeit wächst der Phasenunterschied zwischen  $\omega_1 t$  und  $\omega_2 t$  von 0 auf  $360^\circ$

an. Die Phasendifferenz 30 s nach Phasenkokoinzidenz ist dann  $60^\circ$ . Zu diesem Wert der Phasendifferenz gelangt man rein formal über die Gleichung (3).

$$2 \Delta \omega t = 360^\circ \frac{T_2 - T_1}{T_2 \cdot T_1} \cdot t \quad (12)$$

bzw. im vorliegenden Fall

$$2 \Delta \omega t = 360^\circ \frac{2}{18 \cdot 20} 30 = 60^\circ. \quad (12a)$$

Die zu diesem Zeitpunkt zu erwartende Höhe der überlagerten Welle ist auf der Skala für  $60^\circ$  abzulesen, wobei die Werte in dm zu verwenden sind ( $H_2 + H_1 = 10$  dm,  $H_2 - H_1 = 2$  dm,  $H = 5,3$  dm). Die gleichen Verhältnisse liegen für  $t = 150$  s, d. h. 30 s vor der nächsten Kokoinzidenz vor.

Abschließend sei noch eine andere Anwendungsmöglichkeit des Nomogramms aufgezeigt, die aus der verwendeten Formel resultiert.

Für die Ellipse

$$\frac{x^2}{a^2} + \frac{y^2}{b^2} = 1 \quad (13)$$

gilt die Parameterdarstellung

$$x = a \cos \varphi \quad \text{und} \quad y = b \sin \varphi \quad (14)$$

mit der der Abstand  $r$  eines Ellipsenpunktes vom Nullpunkt durch

$$r(\varphi) = \sqrt{a^2 \cos^2 \varphi + b^2 \sin^2 \varphi} \quad (15)$$

bestimmt ist. Der Vergleich mit (10) zeigt, daß die Berechnung des Radius  $r$  mit der Fluchtentafel möglich ist, wenn  $\varphi$  als Phasenunterschied gewertet wird. Der Wert der großen Halbachse  $a$  muß auf der linken Skala ( $H_2 + H_1$ ), der der kleinen Halbachse  $b$  auf der rechten Skala ( $H_2 - H_1$ ) aufgesucht werden und  $r$  ist dann auf der  $\varphi$  entsprechenden Skala abzulesen.

### Literatur

- SAGER, G. und SAMMLER, R., Die Superposition der lunaren und solaren Haupttiden für verschiedenes Amplitudenverhältnis. Beiträge zur Meereskunde 19 (1966).  
 SAGER, G., Zur mittleren Variation semidiurner Tiden. Monatsberichte der DAW 9, H. 9/10, (1967).  
 International Hydrographic Bureau, Harmonic Constants, Special Publication No 26, Monaco 1931 und später.  
 WILLERS, FR. A., Methoden der praktischen Analysis. Berlin 1957.

Anschrift des Verfassers:

Dipl.-Math. D. BÖHL, Institut für Meereskunde,  
 DDR 253 Warnemünde, Seestr. 15

## Buchbesprechung

### Atlas der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See

Zweite, verbesserte Auflage, Seehydrographischer Dienst der DDR, Rostock 1968, 68 Seiten, 9 Übersichtskarten, 13 Hauptkarten, 16 Teilstromkarten, 3 Tabellen, Format  $44 \times 40$  cm.

In verbesserter und neu bearbeiteter Form erschien in diesem Jahr die zweite Auflage des „Atlas der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See“. Die Bearbeitung des Atlanten, herausgegeben vom Seehydrographischen Dienst der DDR, lag in Händen von Dr. habil. GÜNTHER SAGER und RUDOLF SAMMLER vom Institut für Meereskunde Warnemünde der Deutschen Akademie der Wissenschaften.

Die Neuauflage wurde gegenüber der ersten Auflage von 1962 bedeutend erweitert. Neben den 3 neu aufgenommenen Karten der Elemente der Gezeitenströme wurde die Anzahl der Teilstromkarten von 7 auf 16 für die Schifffahrt besonders wichtige Gebiete erhöht. Sämtliche Karten sind an Hand der entsprechenden Kartenwerke und neueren Veröffentlichungen der Anliegerstaaten neu bearbeitet. Dem Atlas ist eine kurze Beschreibung der Karten vorangestellt, an die sich eine Reihe Anwendungsbeispiele anschließt. Der auf einer Seite angeordnete Tabellenteil erleichtert dem Benutzer dessen Handhabung. Auf die Wiedergabe von Gezeitenstromtabellen ist verzichtet worden.

Die als nautische Warnkarte ausgelegte „Karte der Maximalgeschwindigkeit des Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit“ gibt in 9 Farben einen Überblick über die zu erwartenden Gezeitenströme für mittlere Verhältnisse der Konstellation Erde-Mond-Sonne. Gegenüber der Karte in der ersten Auflage ist bei Geschwindigkeiten  $> 3$  Knoten eine feinere Unterteilung gewählt worden, um die Gebiete großer Strömungsgeschwindigkeiten bei Cap de la Hague, Portland-Bill, im Bristol-Kanal, im Pentland-Firth und in der Deutschen Bucht hervorzuheben.

Die „Karte der Eintrittszeiten des maximalen Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit“ verzeichnet im Berichtsgebiet 12 Stromamphidromien, von denen diejenigen vor der Westerschelde, vor der Themse-Mündung, vor The Wash, vor Cornwall, im Firth of Forth und in der Irischen See bislang unbekannt waren.

Zur Abrundung des Bildes über die Gezeitenströme in der Nordsee und benachbarten Gewässern sind die Karten der „Linien gleicher Richtung des maximalen Gezeitenstroms“, der „Richtungssektoren des maximalen Gezeitenstroms“ und der „Linien gleichen Verhältnisses des kleinsten zum größten Gezeitenstrom“ in den Atlas aufgenommen worden. Auch diese Karten bestätigen die Existenz der 12 Stromamphidromien.

Die Seite 6 zeigt neben Karten der Spring- bzw. Nippverspätung und des Verhältnisses der maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit für geographische  $1^\circ$ -Felder die Zuordnung der Seegebiete zu den Bezugsorten und die Übersicht der Teilstromkarten.

Die 13 Hauptkarten mit den Strompfeilen geben in stündlichen Abständen von 6 Stunden vor bis 6 Stunden nach Meridiandurchgang des Mondes in Greenwich die Richtung und Geschwindigkeit des Gezeitenstroms für sechs Punkte je  $1^\circ$ -Feld. An insgesamt 700 Punkten im Berichtsgebiet wird die Strömungsgeschwindigkeit nach acht Stärken unterteilt, wobei gegenüber der ersten Auflage zusätzlich zwischen Geschwindigkeiten von „3,1 bis 5 Knoten“ und „mehr als 5 Knoten“ unterschieden wird.

Diese Einteilung ist auch bei den Teilstromkarten beibehalten worden, deren Anzahl auf 16 erweitert wurde. Neben den in der alten Auflage enthaltenen Karten der Kanalinseln, Orkney-Inseln, Pentland-Firth, Humber-Mündung und The Wash, Portland-Bill, Insel Wight und der Themse-Mündung wurden zusätzlich folgende Teilstromkarten neu bearbeitet: Deutsche Bucht, Zeegat van Terschelling, Zeegat van Texel, Emsmündung, Straße von Dover, Westerschelde und Westküste Schottlands (3 Gebiete). Damit steht für einen großen Teil der häufig von der Schifffahrt befahrenen Seegebiete und Durchfahrten auch die Richtung und Geschwindigkeit des Gezeitenstroms in stündlichem Abstand von 6 Stunden vor bis 6 Stunden nach Hochwasser am entsprechenden Bezugsort erstmalig in einem Atlas zusammengefaßt zur Verfügung.

Der Atlas, der in erster Linie als Hilfsmittel für die Navigation dienen soll, dürfte darüber hinaus einen breiten Interessentenkreis in allen im Bereich der Nordsee und der angrenzenden Gewässer liegenden Institutionen und Einrichtungen finden.

Der Seehydrographische Dienst hat dem Atlas durch geschmackvolle Farbgebung, durch die praktische Spiralheftung und die moderne Kunstfolieeinfassung ein ansprechendes Äußeres gegeben.

W. MATTHÄUS

DIETRICH SONNTAG

## Hygrometrie

Ein Handbuch der Feuchtigkeitsmessung in Luft und anderen Gasen

1. Lieferung  
1966. 118 Seiten — 2 Abbildungen — 27 Tabellen — gr. 8° — 24,— M
2. Lieferung  
1967. 296 Seiten — 124 Abbildungen — 74 Tabellen — gr. 8° — 40,— M
3. Lieferung  
1967. 140 Seiten — 86 Abbildungen — 74 Tabellen — gr. 8° — 24,— M
4. Lieferung  
1967. 168 Seiten — 94 Abbildungen — 10 Tabellen — gr. 8° — 28,— M
5. Lieferung  
1968. 170 Seiten — 85 Abbildungen — 34 Tabellen — gr. 8° — 28,— M
6. Lieferung  
1968. 216 Seiten — 7 Seiten Gesamtinnentitellei — 52 Abbildungen — 12 Tabellen — gr. 8° — 37,— M

Der Autor gibt in diesem Werk einen ausführlichen Überblick über die Entwicklung und den Stand der experimentellen und theoretischen Arbeiten der Feuchtigkeitsmeßmethoden in Luft und anderen Gasen. Zunächst werden die Grundlagen der Feuchtigkeitsmessung, d. h. die Zustandsgrößen und Gasgesetze, die Maßeinheiten, die thermodynamischen Grundbegriffe, die Äquivalenttemperatur und der Wärme- und Stoffaustausch behandelt. Daran schließen sich Ausführungen über den Sättigungsdampfdruck, über Wasser, Säuren und Salze an. Im folgenden befaßt sich der Autor mit den einzelnen Meßverfahren und Feuchtigkeitsmeßgeräten, nämlich: Psychrometer, Haarhygrometer, Goldschlägerhauthygrometer, Textilfaserhygrometer, Zellophanhygrometer, Taupunkthygrometer, Absorptionshygrometer nach verschiedenen nichtelektrischen Prinzipien, elektrische Ab- und Adsorptionshygrometer, Diffusionshygrometer, optische Hygrometer, die Feuchtigkeitsbestimmung mit Hilfe des Brechungsindex, chemische Hygrometer, Sättigungshygrometer, Hygrometer mit Verflüssigung oder Ausfrierung des Wasserdampfes, Bistreifenhygrometer, Feuchtigkeitsmeßverfahren mit Hilfe der Dichte, des Schalles und der Wärmeleitfähigkeit, Hygroskope, Messungen und Übersättigungen, Feuchtigkeitsprobe-Konservierungsverfahren. Abschließend werden die Eich- und Prüfmethode und die Auswertverfahren der Feuchtigkeitsmessung angeführt.



Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten

AKADEMIE - VERLAG · BERLIN

# LIMNOLOGICA

Herausgegeben von Dr. THEODOR SCHRÄDER  
unter Mitwirkung von Prof. Dr. ALFRED RIETH

Die Schriftenreihe veröffentlicht Originalarbeiten aus allen Gebieten der wissenschaftlichen Erforschung der Binnengewässer und der benachbarten Lebensräume, ferner Sammelberichte, Tagungsberichte und Literaturbesprechungen. Sie dient mit Vorrang der Publikation der Forschungsergebnisse der Forschungsstelle für Limnologie der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin.

## Band I

Heft 1 bis 4 – vergriffen

Heft 5 – 1963. 196 S. – 94 Abb., dav. 9 auf 3 Taf. – 32 Tab. – 8 S. Titelei für Bd. I – gr. 8° 37,– M

## Band II

Heft 1 – 1964. 143 S. – 21 Abb. – 3 Taf. – 21 Tab. – gr. 8° – 24,50 M

Heft 2 – vergriffen

Heft 3 – 1964. 132 S. – 78 Abb. – 2 Tab. – 1 Titelbild – gr. 8° – 22,30 M

Heft 4 – 1964. VIII S. Bandindex, 154 S. – 26 Abb. – 1 Taf. – 1 Falttaf. – 14 Tab. – gr. 8° 27,20 M

## Band III

Heft 1 – 1965. 96 S. – 26 Abb. – 2 mehrfarb. Taf. – 1 Falttab. – 2 Tab. – gr. 8° – 23,50 M

Heft 2 – 1965. 147 S. – 72 Abb., dav. 8 auf 4 Taf. – 2 Taf., dav. 1 Falttaf. – 23 Tab. – 29,60 M

Heft 3 – vergriffen

## Band IV

Heft 1 – 1966. 196 S. – 71 Abb., dav. 12 auf 6 Taf. – 24 Tab., dav. 1 Falttab. – gr. 8° – 34,80 M

Heft 2 – Sonderheft: Wege zur Erfassung der Bioaktivität der Gewässer  
1966. 253 S. – 56 Abb. – VIII S. Titelei zu Bd. 4 – 2 Taf. – 43 Tab. – gr. 8° – 29,– M

Heft 3 – 1966. 144 S. u. VIII S. Titelei zu Bd. 4 – 39 Abb. – 2 Taf. – 14 Tab. – gr. 8° – 24,50 M

## Band V

Heft 1 – 1967. 157 S. – 31 Abb., dav. 13 auf 6 Tab. – 2 Falttaf. – gr. 8° – 25,– M

Heft 2 – 1967. 124 S. – 35 Abb., dav. 2 auf 1 Falttaf. – 8 Tab. – gr. 8° – 21,– M

Heft 3 – vergriffen

## Band VI

Heft 1 – 1968. 224 S. – 72 Abb. – 4 Taf. – 63 Tab. – gr. 8° – 41,– M

Heft 2 – 1968. 220 S. – VIII S. Inhalt Band 6 – 74 Abb., davon 15 auf 8 Taf. – 15 Tab. – gr. 8° 40,– M

*Einzel- bzw. Fortsetzungsbestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

# Monatsberichte der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin

**Mitteilungen aus Mathematik, Naturwissenschaft, Medizin  
und Technik**

Herausgegeben im Auftrage  
der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin  
von Günther Rienäcker

Monatlich ein Heft mit einem Umfang von 80 Seiten im Format  
17,7 × 24 cm, mit Abbildungen – Bezugspreis je Heft 6,– M

Durch die Angliederung naturwissenschaftlicher, technischer und medizinischer Institute seit 1946 und durch die wesentliche Erweiterung der bereits vorher bestehenden gesellschaftlichen Einrichtungen ist der Forschungsbereich der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin außerordentlich groß geworden. Der Herausgeber hat sich daher in dieser Zeitschrift die Aufgabe gestellt, durch die Veröffentlichung von kurzen Originalarbeiten und von Kurzberichten über neue Forschungsergebnisse, wissenschaftliche Vorträge und Verhandlungen im Plenum, in den Klassen und in den Sektionen sowie in den Forschungsstätten der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin einen möglichst lebendigen Querschnitt der wissenschaftlichen Arbeit auf allen von der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin geförderten Fachgebieten zu geben.

Die Monatsberichte wenden sich an alle wissenschaftlich tätigen und interessierten Leser, denen es darum zu tun ist, über die schon vorhandenen Einzelschriften der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin und deren Jahrbuch hinaus einen Einblick nicht nur in das eigene Fachgebiet zu gewinnen, sondern ebenso in die so vielseitige und umfassende Tätigkeit der Deutschen Akademie der Wissenschaften zu Berlin im ganzen.



*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN