

PETER HUPFER

## Meeresklimatische Veränderungen im Gebiet der Beltsee seit 1900

(Veröffentlichungen des Geophysikalischen Instituts der Karl-Marx-Universität Leipzig,  
Zweite Serie, Band XVII, Heft 4)

1962. 158 Seiten — 31 Abbildungen — 13 Tabellen — 8° — DM 24,—

Nach einer Übersicht über rezente Schwankungen des Klimas in Atmosphäre und Meer im atlantisch-europäischen Raum werden auf der Grundlage der statistischen Bearbeitung der Beobachtungen von 3 Feuerschiffen im Gebiet der Beltsee die zwischen 1900 und 1960 eingetretenen langjährigen Veränderungen der Elemente: Bedeckungsgrad, Lufttemperatur, Wassertemperatur und Salzgehalt an der Oberfläche und in 15 m Tiefe, Oberflächenströmung und Wasserstand (Pegel Warnemünde) dargestellt und diskutiert.

Es wird versucht, die z. T. beträchtlichen Änderungen, die in den einzelnen Monaten recht unterschiedlich sind, mit gleichzeitigen Schwankungen der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre, denen ein besonderes Kapitel gewidmet ist, in Einklang zu bringen. Es wird gezeigt, daß die meeresklimatischen Veränderungen auch Auswirkungen praktischer Natur nach sich ziehen.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



A K A D E M I E - V E R L A G . B E R L I N

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

## BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

HEFT 6



AKADEMIE - VERLAG . BERLIN

1962

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

HEFT 6



---

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1962

1962.716

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH, Berlin W 8, Leipziger Straße 3—4  
Copyright 1962 by Akademie-Verlag GmbH  
Lizenznummer: 202 · 100/614/62  
Kartengenehmigung: Mdl der DDR Nr. 7708/62  
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“ Bad Langensalza  
Printed in Germany  
Bestellnummer: 2105/6 · ES 18 E 4 · Preis: DM 12,70

INHALT

E. BRUNS: In memoriam Nikolai Nikolajewitsch Subov . . . . . 5

E. BRUNS: Wellen in Seegebieten der wichtigsten Fangplätze der Hochseefischerei der DDR . . . . . 7

G. SAGER: Das Verhältnis der maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See auf Grund englischer Gezeitenstrombeobachtungen . . . . . 28

G. SAGER: Die Richtung der maximalen Gezeitenströme in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See . . . . . 38

R. SCHEMAINDA: Ergebnisse einiger Durchsichtigkeitsmessungen im Raum der ozeanischen Polarfront westlich von Spitzbergen . . . . . 45

K. VOIGT: Windstauunterschiede längs der Südküste der westlichen Ostsee . . . . . 55

K. VOIGT: Besprechungen zu „Die Expeditionen von F. F. S. ‚Anton Dohrn‘ und V. F. S. ‚Gauss‘ im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58“ von G. Böhncke und A. Brückmann . . . . . 63

„Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverteilung auf den Schnitten von F. F. S. ‚Anton Dohrn‘ und V. F. S. ‚Gauss‘ im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58“ von G. Dietrich . . . . . 63

E. BRUNS: Besprechung zu F. C. Fuglister „Atlantic ocean Atlas of Temperature and Salinity“ . . . . . 64

### In memoriam Nikolai Nikolajewitsch Subov

Am 11. November 1960 verstarb nach langer Krankheit im Alter von fast 75 Jahren ein namhafter Ozeanologe der UdSSR, Professor und Konteradmiral NIKOLAI NIKOLAJEWITSCH SUBOV.

Seine Ausbildung als Hydrograph-Geodät erhielt N. N. SUBOV an der Kriegsmarine-Akademie in St. Petersburg, die er 1910 absolvierte. 1914 vervollständigte er zusammen mit anderen später namhaften Ozeanographen, wie GEORG WÜST, am damaligen wissenschaftlichen Zentrum der Meereskunde in Bergen bei F. NANSEN und B. HELLAND-HANSEN seine wissenschaftliche Ausbildung.

Mit der Bildung des „schwimmenden wissenschaftlichen Meeresinstitutes“ (Plawmornin) im Jahre 1921 durch ein Dekret von W. J. Lenin entfaltet sich die große wissenschaftliche Expeditionstätigkeit von N. N. SUBOV, der als Leiter der hydrologischen Abteilung dieses Institutes bei allen wichtigsten Expeditionen, vor allem auf dem Forschungsschiff „Persej“ des Institutes, auf den Meeren der Nordküste der UdSSR mitwirkte bzw. leitend tätig war. Hierbei konzentrierte er sich nicht nur auf die Feststellung des jeweiligen Zustandes der meereskundlichen Verhältnisse, sondern versuchte, die im Ozean sich abspielenden verschiedensten Prozesse zu erforschen, beschäftigte sich also mit der „Ozeanologie“, die er so bezeichnete. Seine vielfältigen Arbeiten spielten eine große Rolle in der Entwicklung der sowjetischen physikalischen Ozeanologie, wurden in einem großen Band unter der Bezeichnung „Die hydrologischen Arbeiten des schwimmenden wissenschaftlichen Meeresinstitutes“ 1932 veröffentlicht und gaben eine große Anzahl von Anregungen und Ergebnissen für die Praxis.

Nach der Umbildung des Plawmornin in das „Staatliche Ozeanographische Institut“, unter Erweiterung seines bisherigen Aufgabengebietes auf die Erforschung auch der anderen die Sowjetunion umgebenden Meere und Ozeane, wurde N. N. SUBOV zu seinem Direktor bestellt. Er leitete das Institut bis 1949.

1932 wurde N. N. SUBOV zum Professor am Lehrstuhl für Ozeanologie an der Moskauer Hydro-meteorologischen Hochschule berufen. Hier und auch später an der Moskauer Universität entfaltete er seine großen pädagogischen Fähigkeiten und schuf gleichzeitig durch die Ausbildung einer Vielzahl von Ozeanologen die

kadernmäßige Voraussetzung zur weitgehenden, gründlichen und großzügigen Erforschung der die Sowjetunion umgebenden Meere und Ozeane. Die Forschungen von N. N. SUBOV in der Barentssee gaben die Möglichkeit, schon ab 1930 die Eisprognosen für dieses Meer, insbesondere für Fischereibelange, aufzustellen, die von großer praktischer Bedeutung waren, wie überhaupt alle seine wissenschaftlichen Arbeiten für die Seefischerei, Seeschifffahrt und Marine.

Die besondere Eigenart aller Arbeiten von N. N. SUBOV besteht in einer klaren, mathematisch einfachen Formulierung der vorhandenen Naturprozesse im Meer, der Einflüsse und Beziehungen zwischen Atmosphäre und dem Ozean, wobei die von ihm gewonnenen Meßergebnisse aus der Natur die Grundlage aller seiner auch theoretischen Ergebnisse bildeten.

Er widmete sich den Fragen der Zirkulationsprozesse im Meer, gab neue Wege in der Anwendung der dynamischen Methode in der Ozeanologie, formulierte die Grundlagen der Vertikalzirkulation der Wassermengen im Meer und der Belüftung der Bodenschichten und beschäftigte sich auch maßgebend mit der Erforschung des Meereises und der Eistrift, mit den Meeresströmungen und Gezeiten.

Neben vielen Abhandlungen, deren Zahl an die 210 reicht, entstanden auch große Werke von N. N. SUBOV. So erschien 1935 sein Buch „Die dynamische Methode der Bearbeitung ozeanologischer Beobachtungen“, 1938 seine große Monographie „Meerwasser und Eis“, 1945 sein großes Werk „Das Eis der Arktis“ und 1948 sein Buch „Im Zentrum der Arktis“.

1947 veröffentlichte er unter der Bezeichnung „Dynamische Ozeanologie“ ein neues zusammenfassendes Werk, das allen dynamischen Erscheinungen im Meer gewidmet war, wie auch 1957 die Monographie „Grundlagen der Lehre über die Meerengen des Weltozeans“. Ebenfalls 1957 veröffentlichte er in 3. Auflage seine „Ozeanologischen Tabellen“, ein großes Tabellenwerk, welches unter der teilweisen Ausnutzung der bekannten Hydrographischen Tabellen von M. KNUDSEN entstand und neben anderen analogen Tabellen ein seiner Fülle nach wichtiges Nachschlagewerk für die Bearbeitung fast aller meereskundlichen Expeditionsmessungen darstellt.

Die hauptsächlichsten Probleme der Ozeanologie (Meereskunde), die den großen Ozeanologen der Sowjetunion N. N. SUBOV während seines ganzen Lebens beschäftigten und ihn besonders im Bann hielten, waren die Vermischungsprozesse der Wassermassen des Meeres, das Meereis und die Meeresströmungen.

*Erich Bruns*

## Wellen in Seegebieten der wichtigsten Fangplätze der Hochseefischerei der DDR

Von E. BRUNS

*Zusammenfassung:* Für die wichtigsten Fangplätze bzw. Fanggebiete der DDR in der Ostsee, Nordsee und im Atlantischen Ozean werden zusammengefaßte Ergebnisse über Wellenabmessungen gegeben, die im überwiegenden Teil auf Wellenbeobachtungen aus der Natur beruhen. Sie wurden durch einige theoretische Berechnungen einzelner Wellenelemente ergänzt.

Trotz der in den letzten Jahrzehnten vielfach angestellten Beobachtungen über Wellenelemente einzelner Meere und Ozeane, die erstmalig im 1953 erschienenen Buch von E. BRUNS [1] „Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane“ teilweise zusammengefaßt werden konnten, sind insgesamt gesehen noch sehr wenige systematische Unterlagen über diesen Fragenkomplex vorhanden. Es gibt sporadische Einzelmessungen der Wellenelemente, die mit den verschiedensten Methoden bzw. Geräten ausgeführt wurden. Eine Ausnahme hiervon stellen die Wellenmessungen von Feuerschiffen einer Reihe von Staaten dar, die bereits über mehrere Jahre bzw. Jahrzehnte erfolgen.

Den Schiffbau interessieren zumindest Angaben über die Abmessungen der Wellen wie Wellenhöhe, Wellenlänge, Wellenteilheit nebst Wellenperioden für einzelne Seegebiete im Zusammenhang mit der Windstärke wie auch Angaben über die Häufigkeit des Auftretens dieser Wellen. Außerdem ist es interessant, die maximal vorkommenden Wellenelemente für diese Seegebiete zu kennen.

Die wichtigsten Fangplätze der Seefischerei der DDR befinden sich

1. in der Ostsee,
2. in der Nordsee,
3. in nordatlantischen Gewässern um Island,
4. in der Barentssee,
5. im Seegebiet längs der norwegischen Küste,
6. bei den Bäreninseln-Spitzbergen,
7. in Gewässern um Ost- und Westgrönland,
8. bei der Neufundlandbank und Labrador,
9. an der Küste von Westafrika.

Nachfolgend soll versucht werden, die Angaben über Wellenelemente, wenigstens für einige dieser Seegebiete, zusammenzufassen und zu erläutern.

## I. Ostsee

Aus den spärlichen Wellenmessungen in der Ostsee verwendet man am besten die gemessenen Wellenelemente beim Feuerschiff „Fehmarnbelt“ aus dem Jahre 1949 nach H. U. ROLL [2] in Abhängigkeit von der Windstärke, die mit theoretischen Berechnungen ergänzt sind (s. Tab. 1) und die man auch für die mittlere Ostsee als Charakteristik verwenden kann.

Am 27. 10. 1936 wurde beim Feuerschiff „Fehmarnbelt“ die maximale Wellenhöhe von 3,73 m bei 70 m Wellenlänge und 20 m/sec Windgeschwindigkeit aus SW gemessen.

TABELLE I  
Wellenelemente beim Feuerschiff „Fehmarnbelt“ für 1949  
(westliche Ostsee)

nach Bft.	Windstärke in m/sec	Entsprechende See- gangs- stärke	gemess. mittl. Wellenhöhe $2 h_{\text{mittl.}}$ in m	berechnete max. Wellen- höhe $2 h_{\text{max.}}$ in m als 50% v. Spalte 4	gemessene mittlere Wellen- periode $2 T$ in sec	aus der gemessenen Wellenperi- ode berech- nete mittlere Wellenlänge n. d. trocho- idalen Theo- rie $2 L_{\text{mittl.}}$ in m	Steilheit der Wellen $\beta = \frac{2 h_{\text{mittl.}}}{2 L_{\text{mittl.}}}$	Zahl der Beobach- tungen
1—2	0,3—3,3	1—2	0,3	0,45	4,2	14,0	1:47	40
3	3,4—5,4	2	0,3	0,45	4,5	16,0	1:53	169
4	5,5—7,9	3	0,4	0,60	4,8	18,0	1:45	371
5	8,0—10,7	4	0,6	0,90	5,4	23,0	1:38	391
6	10,8—13,8	5	1,0	1,50	6,0	28,0	1:28	195
7	13,9—17,1	6	1,4	2,10	6,5	33,0	1:24	76
8	17,2—20,7	7	1,6	2,40	7,3	42,0	1:26	26
9	20,8—24,4	7	2,0	3,00	8,4	56,0	1:28	3
10	24,5—28,4	8	3,0	4,50	8,4	56,0	1:29	1

TABELLE Ia  
Wellenelemente der südlichen Ostsee in Abhängigkeit  
von Seegangsstärken [11]

Seegangsstärke	mittlere Wellenhöhe in m	mittlere Wellenlänge in m
2	0,5	10
3	0,8	17
4	1,2	25
5	1,6	35
6	2,1	45
7	2,7	55
8	3,5	65
9	4,3	75

In Tabelle 1a sind weitere Angaben [11] über den Zusammenhang zwischen Seegangsstufen, der mittleren Wellenhöhe und der mittleren Wellenlänge für die südliche Ostsee enthalten.

In der westlichen und mittleren Ostsee können nach Gegenüberstellung aller vorhandenen Angaben über Wellenhöhen und Wellenlängen bei Seegang 9 größtmögliche Wellen Höhen von 4—5 m und Längen von 70 bis 80 m erreichen. Die Wellenperioden sind in Abhängigkeit von der Streichlänge des Windes großen Schwankungen unterworfen. Die Steilheit der Wellen  $\beta = \frac{2h}{2L}$  würde zwischen 1:16 und 1:17,5 schwanken.

## II. Nordsee

Systematische Wellenmessungen in der Nordsee sind nur an deutschen Feuerschiffen bekannt, von denen die Beobachtungen an 4 seewärts liegenden Feuerschiffen S 2, P 8, P 12 und Elbe 1 in der südlichen bzw. südwestlichen Nordsee gewählt wurden.

H. U. ROLL [3] veröffentlichte 1956 die Wellenmessungen aus 4 vollen Jahren (1949—1952) für diese 4 Feuerschiffe. Nach ihnen sind die Tab. 2 und 3 auf Grund von insg. 45 600 Beobachtungen dieser Zeitperiode aufgestellt.

Die Wellenlängen wurden aus den gemessenen Wellenperioden nach der Formel für periodische Wellen

$$2L = 1,56 (2T)^2 \quad (1)$$

und die Wellensteilheit  $\beta$  aus der Formel

$$\beta = \frac{2h}{2L} \quad (2)$$

berechnet.

Zieht man die im „Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane“ von E. BRUNS [1] veröffentlichten Wellenelemente für die Nordsee in die Betrachtung hinzu, insbesondere die Angaben von der englischen und schottischen Küste bzw. die Ergebnisse deutscher stereophotogrammetrischer Wellenaufnahmen, so kommt man zu der Erkenntnis, daß für die Nordsee mit einer maximalen Wellenhöhe  $2 h_{\text{max.}} = 8$  m und bei einer Wellenlänge von  $2L = 156$  m gerechnet werden muß. Dieses würde eine mittlere Wellenperiode  $2 T_{\text{mittl.}} = 10,0$  sec und eine mittlere Wellensteilheit von  $\beta = 1:19,5$  ergeben.

Für die gesamte Nordsee liegt neuerdings eine Zusammenfassung von O. PETRI [7] aus dem Jahre 1958 vor, die das Material von rund 100 Fahrten in der Nordsee und im Nordmeer der Fischereischutzboote „Meerkatze“ (vom 31. Mai 1950 bis 9. Dezember 1956), „Poseidon“ (seit November 1957) und des Fischereiforschungsdampfers „Anton Dohrn“ (seit 15. Februar 1955 bis 12. Dezember 1956) mit insgesamt 2756 Beobachtungen der Wellenhöhe und 2675 Beobachtungen der Wellenperiode aus der offenen Nordsee an Bordwetterwarten umfaßt.

TABELLE 2

Mittelwerte der Wellenhöhen und Wellenperioden für die Feuerschiffe S 2, P 8, P 12 und Elbe 1 der Nordsee für die Zeit von 4 Jahren (1949—52) sowie aus der Wellenperiode berechnete Wellenlängen und berechnete Wellensteilheit

Windstärke	Feuerschiff S 2 54° 0,5' N; 3° 32,0' E Tiefe = 45 m				Feuerschiff P 8 54° 16,0' N; 7° 11,5' E Tiefe = 38 m				Feuerschiff P 12 54° 0,0' N; 7° 51,5' E Tiefe = 33 m				Feuerschiff Elbe 1 54° 0,0' N; 8° 10,7' E Tiefe = 23 m			
	gem. Wellen- höhe in m 2 h <sub>mittl.</sub>	gem. Wellen- periode in sec 2 T <sub>mittl.</sub>	berechn. Wellen- länge 2 L <sub>mittl.</sub>	Wellen- steilheit β	gem. Wellen- höhe in m 2 h <sub>mittl.</sub>	gem. Wellen- periode in sec 2 T <sub>mittl.</sub>	berechn. Wellen- länge 2 L <sub>mittl.</sub>	Wellen- steilheit β	gem. Wellen- höhe in m 2 h <sub>mittl.</sub>	gem. Wellen- periode in sec 2 T <sub>mittl.</sub>	berechn. Wellen- länge 2 L <sub>mittl.</sub>	Wellen- steilheit β	gem. Wellen- höhe in m 2 h <sub>mittl.</sub>	gem. Wellen- periode in sec 2 T <sub>mittl.</sub>	berechn. Wellen- länge 2 L <sub>mittl.</sub>	Wellen- steilheit β
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
0	0,40	6,4	64	1:160	0,60	4,5	31	1:52	—	—	—	—	—	—	—	—
1	0,45	5,5	47	1:100	0,50	5,0	39	1:78	0,55	5,9	55	1:100	0,40	4,3	28	1:70
2	0,55	5,5	47	1:85	0,55	5,2	42	1:76	0,60	6,2	59	1:98	0,55	4,3	28	1:51
3	0,70	5,9	55	1:79	0,65	5,1	40	1:63	0,65	6,5	66	1:101	0,60	4,4	30	1:50
4	1,05	6,1	58	1:55	0,85	5,2	42	1:50	1,10	6,9	75	1:68	0,70	4,7	34	1:49
5	1,60	6,4	64	1:40	1,40	5,5	47	1:34	1,55	7,1	78	1:50	1,05	4,9	37	1:35
6	2,20	6,8	72	1:33	1,95	5,7	50	1:26	2,05	7,4	86	1:42	1,35	5,1	40	1:30
7	2,75	7,1	78	1:28	2,60	5,9	55	1:21	2,60	8,1	103	1:40	1,85	5,4	45	1:24
8	3,25	7,2	81	1:25	3,15	6,4	64	1:20	3,20	8,3	108	1:34	2,55	6,0	56	1:22
9	3,55	7,3	83	1:23	3,35	6,5	66	1:20	3,60	8,9	123	1:34	2,95	5,5	47	1:16
10	3,75	7,4	86	1:23	3,75	6,9	75	1:20	—	—	—	—	—	—	—	—
11	3,85	8,0	100	1:26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

TABELLE 3

Maximalwerte der Wellenhöhen und Wellenperioden für die Feuerschiffe S 2, P 8, P 12 und Elbe 1 der Nordsee für die Zeit von 4 Jahren (1949—1952) sowie aus der Wellenperiode berechnete Wellenlängen in Abhängigkeit von der Windstärke

Stufen der Windstärke nach Bft.	Feuerschiff S 2 54° 0,5' N; 3° 32,0' E Tiefe = 45 m			Feuerschiff P 8 54° 16,0' N; 7° 11,5' E Tiefe = 38 m			Feuerschiff P 12 54° 0,0' N; 7° 51,5' E Tiefe = 33 m			Feuerschiff Elbe 1 54° 0,0' N; 8° 10,7' E Tiefe = 23 m		
	gem. Wellen- höhe in m 2 h <sub>max</sub>	gem. Wellen- periode in sec 2 T <sub>max</sub>	berechn. Wellen- länge 2 L in m	gem. Wellen- höhe in m 2 h <sub>max</sub>	gem. Wellen- periode in sec 2 T <sub>max</sub>	berechn. Wellen- länge 2 L in m	gem. Wellen- höhe in m 2 h <sub>max</sub>	gem. Wellen- periode in sec 2 T <sub>max</sub>	berechn. Wellen- länge 2 L in m	gem. Wellen- höhe m 2 h <sub>max</sub>	gem. Wellen- periode in sec 2 T <sub>max</sub>	berechn. Wellen- länge 2 L in m
4—5	4,5	10,0	156	3,5	10,0	156	4,0	14,0	321	3,0	9,0	126
6—7	4,5	10,0	156	4,5	10,0	156	4,5	15,0	351	4,5	10,0	156
8—9	4,5	10,0	156	6,0	10,0	156	5,0	11,0	189	5,0	10,0	156
10 und mehr	8,0 )	10,0	156	5,0 **)	10,0	156	— ***)	—	—	( )	—	—

\*) bisheriges absolutes Maximum 8—9 m am 1. 12. 1936.

\*\*\*) bisheriges absolutes Maximum 7,5 m am 16. 1. 1954, kann auch 8 m erreichen.

\*) bisheriges absolutes Maximum 8—9 m am 1. 12. 1936.

( ) absolutes Maximum kann 7 m erreichen.

TABELLE 4  
Mittel- und Höchstwerte der Wellenhöhen und Wellenperioden nach den Windstärken und Teilgebieten der Nordsee

Teilgebiete der Nordsee	Windrichtungen	Windstärke 3						Windstärke 4						Windstärke 5					
		Wellenhöhe in m			Wellenperiode in sec			Wellenhöhe in m			Wellenperiode in sec			Wellenhöhe in m			Wellenperiode in sec		
		2 h <sub>mittl.</sub>	2 h <sub>max.</sub>	n	2 T <sub>mittl.</sub>	2 T <sub>max.</sub>	n	2 h <sub>mittl.</sub>	2 h <sub>max.</sub>	n	2 T <sub>mittl.</sub>	2 T <sub>max.</sub>	n	2 h <sub>mittl.</sub>	2 h <sub>max.</sub>	n	2 T <sub>mittl.</sub>	2 T <sub>max.</sub>	n
I NE Teil	NE	0,5	0,5	4	3,9	4,0	4	1,9	3,0	7	5,3	6,0	7	2,4	3,5	9	5,6	6,5	8
	SE	0,8	1,0	2	5,8	8,0	2	1,2	1,5	5	4,8	6,0	5	1,5	1,5	2	4,5	6,0	2
	SW	0,8	1,5	6	5,3	6,0	6	1,5	3,0	17	5,7	7,0	17	1,8	3,0	14	5,9	8,0	15
	NW	0,9	2,5	11	4,5	8,0	11	1,7	3,0	26	5,8	8,0	26	2,2	4,0	42	6,0	8,0	42
	Σ	0,8	2,5	23	4,7	8,0	23	1,6	3,0	55	5,6	8,0	55	2,1	4,0	67	5,9	8,0	67
II SE Teil	NE	1,0	2,0	4	5,0	6,5	4	1,5	2,5	6	4,9	6,0	6	1,9	3,5		5,2	6,5	6
	SE	0,8	1,2	2	3,5	4,0	2	0,6	1,0	4	4,0	5,0	3	1,3	1,5		4,7	5,0	3
	SW	0,6	0,7	2	4,8	5,5	2	1,5	1,3	5	5,2	6,0	5	1,4	3,0	18	4,7	6,0	18
	NW	0,8	1,5	5	4,1	5,0	5	1,5	2,8	25	5,3	7,0	25	2,4	4,0	22	5,5	8,0	22
	Σ	0,8	2,0	13	4,4	6,5	13	1,4	2,8	40	5,1	7,0	39	1,9	4,0	49	5,2	8,0	49
III SW Teil	NE	0,9	2,5	36	4,8	8,0	36	1,4	3,0	34	5,7	8,0	33	1,9	3,5	44	5,5	7,0	44
	SE	0,5	1,0	24	4,2	8,0	20	0,7	2,5	69	4,0	7,0	67	1,5	3,5	75	4,6	7,0	75
	SW	0,7	2,5	59	3,5	7,0	51	0,9	2,5	102	4,1	6,0	95	1,5	4,0	169	4,9	8,0	167
	NW	0,9	2,8	28	4,6	8,0	26	1,4	3,0	71	5,2	7,0	69	1,9	4,0	73	5,5	9,0	72
	Σ	0,8	2,8	147	4,1	8,0	133	1,1	3,0	276	4,5	8,0	264	1,6	4,0	361	5,0	9,0	358
IV NW Teil	NE	1,0	2,0	36	4,9	9,0	33	1,1	2,5	36	5,1	9,0	35	2,2	4,0	38	5,8	8,0	38
	SE	0,8	2,0	43	4,1	8,0	40	1,1	3,0	71	4,6	8,5	69	1,7	3,0	62	5,5	8,0	62
	SW	0,9	2,5	46	4,5	8,0	44	1,2	2,5	82	4,8	7,0	81	1,7	4,0	59	5,7	10,0	59
	NW	0,9	2,0	65	4,5	10,0	60	1,2	2,0	103	6,2	7,0	99	2,3	5,0	95	6,3	9,0	95
	Σ	0,9	2,5	190	4,5	10,0	177	1,2	3,0	292	5,3	9,0	284	2,0	5,0	254	5,9	10,0	254
Nordsee insg.	NE	0,9	2,5	80	4,8	9,0	77	1,3	3,0	83	5,3	9,0	81	2,0	4,0	97	5,6	8,0	96
	SE	0,7	2,0	71	4,2	8,0	64	0,9	3,0	149	4,3	8,5	144	1,6	3,5	142	5,0	8,0	142
	SW	0,8	2,5	113	4,0	8,0	103	1,1	3,0	206	4,5	7,0	198	1,6	4,0	260	5,1	10,0	259
	NW	0,9	2,8	109	4,5	10,0	102	1,4	3,0	215	5,7	8,0	219	2,2	5,0	232	5,9	9,0	231
	Σ	0,9	2,8	373	4,6	10,0	346	1,3	3,0	663	5,0	9,0	642	1,9	5,0	731	5,4	10,0	728

Teilgebiete der Nordsee	Windrichtungen	Windstärke 6						Windstärke 7						Windstärke 8					
		Wellenhöhe in m			Wellenperiode in sec			Wellenhöhe in m			Wellenperiode in sec			Wellenhöhe in m			Wellenperiode in sec		
		2 h <sub>mittl.</sub>	2 h <sub>max.</sub>	n	2 T <sub>mittl.</sub>	2 T <sub>max.</sub>	n	2 h <sub>mittl.</sub>	2 h <sub>max.</sub>	n	2 T <sub>mittl.</sub>	2 T <sub>max.</sub>	n	2 h <sub>mittl.</sub>	2 h <sub>max.</sub>	n	2 T <sub>mittl.</sub>	2 T <sub>max.</sub>	n
I NE Teil	NE	3,1	4,0	5	6,0	7,0	5	4,4	5,0	4	6,5	7,0	3	5,2	6,0	10	6,8	7,5	10
	SE	2,3	3,5	4	6,1	8,0	4	3,6	4,0	4	6,5	7,0	4	3,0	3,0	1	6,0	6,0	1
	SW	2,8	6,0	16	6,8	8,0	15	3,7	5,0	5	6,5	7,5	5	—	—	—	—	—	—
	NW	3,6	4,5	24	6,5	8,0	24	5,0	5,0	1	7,0	7,0	1	—	—	—	—	—	—
	Σ	3,2	6,0	49	6,5	8,0	48	4,0	5,0	14	6,5	7,5	13	5,0	6,0	11	6,7	7,5	11
II SE Teil	NE	2,5	3,5	4	6,0	7,0	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	SE	2,3	3,0	2	5,5	6,0	2	4,0	4,5	3	7,5	8,0	3	2,5	2,5	1	7,5	7,5	1
	SW	2,7	5,0	9	5,9	7,0	9	4,0	5,5	10	6,9	8,0	10	4,8	5,5	2	7,5	8,0	2
	NW	2,8	3,0	3	6,5	7,5	3	—	—	—	—	—	—	6,0	6,0	1	8,0	8,0	1
	Σ	2,7	5,0	18	6,0	7,5	18	4,0	5,5	13	7,0	8,0	13	4,5	6,0	4	7,6	8,0	4
III SW Teil	NE	3,0	4,0	23	6,3	8,0	23	3,8	5,0	11	8,5	9,0	11	4,7	5,0	3	8,0	8,5	3
	SE	2,5	5,0	37	5,6	7,0	37	3,1	4,0	27	6,5	7,0	27	3,1	3,5	4	6,2	7,0	4
	SW	2,6	5,5	97	5,9	9,0	97	3,2	5,5	66	6,3	9,0	66	5,0	7,0	24	8,1	10,0	24
	NW	2,8	6,0	65	5,8	8,0	65	4,5	7,0	51	7,1	8,5	51	5,2	7,0	21	8,0	9,0	21
	Σ	2,8	6,0	222	5,1	9,0	222	3,6	7,0	155	6,7	9,0	155	4,9	7,0	52	7,9	10,0	52
IV NW Teil	NE	3,1	4,5	11	6,3	7,0	11	3,5	3,5	3	6,8	7,5	3	—	—	—	—	—	—
	SE	2,7	4,0	28	6,2	7,5	28	4,1	6,0	16	6,3	7,0	16	7,1	9,5	13	8,4	10,0	13
	SW	2,8	5,0	46	6,1	8,0	46	3,5	2,7	4	6,5	5,2	4	6,3	7,5	2	8,3	8,5	2
	NW	3,3	6,0	59	6,7	9,0	59	4,1	5,5	29	7,1	9,0	29	6,0	5,1	11	7,5	8,0	11
	Σ	3,1	6,0	144	6,4	9,0	144	4,0	6,0	52	6,7	9,0	52	6,2	9,5	26	8,0	10,0	26
Nordsee insg.	NE	2,9	4,5	43	6,2	8,0	43	3,9	5,0	18	7,6	9,0	17	5,1	6,0	13	7,0	8,5	13
	SE	2,5	5,0	71	5,9	8,0	71	3,5	6,0	50	6,5	8,0	50	6,0	9,5	19	7,8	10,0	19
	SW	2,7	6,0	168	6,1	9,0	167	3,3	5,5	85	6,3	9,0	85	5,1	7,5	28	8,0	10,0	28
	NW	3,1	6,0	151	6,3	9,0	151	4,2	7,0	81	7,1	9,0	81	5,2	7,0	33	7,8	9,0	33
	Σ	2,9	6,0	433	6,1	9,0	432	3,7	7,0	234	6,8	9,0	233	5,3	9,5	93	7,8	10,0	93



Dieses Material ist in 4 Teile der Nordsee gegliedert und zwar:

Teilgebiet I: 3° E bis 10° E und 60° N bis 56° N  
(NE-Teil)

Teilgebiet II: 5° E bis Dänische Küste und 56° N bis Deutsch-Holländische Küste  
(SE-Teil)

Teilgebiet III: Englische Küste bis 5° E und 56° N bis Kanal  
(SW-Teil)

Teilgebiet IV: 4° W bis 3° E und 60° N bis 56° N  
(NW-Teil)

Tab. 4 umfaßt die Mittel- und Höchstwerte der Wellenhöhen und Wellenperioden in Abhängigkeit von den Windstärken nach 4 Windrichtungen (NE = 10°—90°; SE = 100°—180°; SW = 190°—270°; NW = 280°—360°) für diese Teilgebiete und die Gesamtnordsee. *n* — bedeutet die Zahl der Beobachtungen.

Stellt man die Angaben der Tab. 2 und 3 den Angaben der Tab. 4 gegenüber, so erkennt man, daß die maximale Wellenhöhe in NW-Teilgebiet der Nordsee bei Windstärke 8 9,5 m erreicht hat. Sie ist im Januar 1956 bei einem SE-Sturm bei Flachen Grund auf der Position 58,2° N und 0,4° W bei einer Wassertiefe von 100 m beobachtet worden. Daß die bisher höchste beobachtete Wellenhöhe bei SE-Winden ermittelt wurde, ist ein Zufall. Die höchsten Wellen entstehen mei-

TABELLE 5

Häufigkeit einzelner Wellenhöhenstufen für die Wellen der Nordsee ab 3 m Höhe und mehr

Wellenhöhen in m	3,0	3,5	4,0	4,5	Σ 3,0 bis 4,5 m	
Häufigkeit in % der 3—4,5 m hohen Wellen	42,6	25,3	23,3	8,8	100,0	
<i>n</i> = Zahl der Beobachtungen	214	127	117	44	502	
Häufigkeit in % aller Wellenbeobachtungen	7,8	4,6	4,2	1,6	18,2	
Wellenhöhen in m	5,0	5,5	6,0	6,5	7,0	7,5
Häufigkeit in % der 5—7,5 m hohen Wellen	41,9	20,6	20,6	2,8	7,1	2,1
<i>n</i> = Zahl der Beobachtungen	59	29	29	4	10	3
Häufigkeit in % aller Wellenbeobachtungen	2,1	1,1	1,1	0,1	0,4	0,1
Wellenhöhen in m	8,0	8,5	9,0	9,5	Σ 5,0 bis 9,5 m	
Häufigkeit in % der 8—9,5 m hohen Wellen	2,1	2,1	—	0,7	100,0	
<i>n</i> = Zahl der Beobachtungen	3	3	—	1	141	
Häufigkeit in % aller Wellenbeobachtungen	0,1	0,1	—	0,0	5,1	

stenteils bei starken Winden aus W und N. Die Luft ist bei NW-Winden meist kälter als die Wassertemperatur des Nordseewassers. Deswegen werden in diesem Fall die Wellen höher und steiler (s. auch H. U. ROLL [8]).

Tab. 5 gibt die Häufigkeit einzelner Wellenhöhenstufen für die Nordsee wieder, deren Zahlen charakteristisch sind und derselben Quelle [7] entstammen.

Interessant wäre noch, die Häufigkeit der Wellenhöhen (s. Tab. 6) und die Häufigkeit der Wellenperioden (s. Tab. 7) für die gesamte Nordsee zu untersuchen. Aus Tab. 6 geht hervor, daß die häufigste Wellenhöhe 1,0 m bei 19,5% aller Wellenhöhen ausmacht. Tab. 7 zeigt, daß die häufigste Wellenperiode 6 Sekunden (25,1%) betrug.

Man muß abschließend feststellen, daß die bisher maximale beobachtete Wellenhöhe der Nordsee 9,5 m bei einer Wellenperiode von 10 Sekunden betrug. Als maximale Wellenlänge bleiben die bereits festgestellten 156 m. Die Wellensteilheit  $\beta$  würde danach im Mittel das Verhältnis 1:16,4 ergeben.

### III. Nordatlantische Gewässer um Island

Das Seegebiet um Island ist durch die in diesem Raum entstehenden „Island-Tiefs“ bekannt. Im Herbst und Winter kommen schnell tagelang anhaltende Stürme auf, wobei aber die Sturmgebiete flächenmäßig verhältnismäßig eng begrenzt sind.

Die wichtigsten Fangplätze der Hochseefischerei liegen im Bereich der Polarfront, des warmen Irmingerstromes und des von Norden östlich von Island verlaufenden Ostislandstromes. Unmittelbare Wellenmessungen vor Island liegen nicht vor. Die Wellenmessungen des internationalen Wetterschiffes „J“ können für diese Gewässer als charakteristisch herangezogen werden. Sie wurden während der Jahre 1950—51 ausgeführt und von H. U. ROLL [2] statistisch bearbeitet.

Tab. 8 beinhaltet eine Zusammenfassung dieser Messungen mit entsprechenden Berechnungen. Für die Berechnung der maximalen Wellenhöhe (Spalte 4) empfiehlt H. ROLL, die Angaben der Spalte 3 bis Windstärke 6 um 70%, bei Windstärke 7 und 8 um 60%, bei Windstärke 9 um 50% und bei Windstärke 10 um 40% zu erhöhen.

Aus Tab. 8, Spalte 9, geht hervor, daß die meishöchsten Wellen auf Wellen von 2,6 bis 3,4 Meter Höhe bei Wellenlängen von 86 bis 91 Meter fallen. Die großen Wellen von

TABELLE 6  
Häufigkeit der Wellenhöhen in % für die gesamte Nordsee nach O. PETRI [7]

0,5	16,6	456	0,5	9,5	0,0	1
1,0	19,5	536	8,0	8,0	0,1	3
1,5	17,0	469	7,5	7,5	0,1	3
2,0	13,7	378	7,0	7,0	0,4	10
2,5	9,9	274	6,5	6,5	0,1	4
3,0	7,8	214	6,0	6,0	1,1	29
3,5	4,6	127	5,5	5,5	1,1	29
4,0	4,2	117	5,0	5,0	2,1	59
4,5	1,6	44	4,5	4,5	1,6	44
5,0	2,1	59	4,0	4,0	4,2	117
5,5	1,1	29	3,5	3,5	4,6	127
6,0	1,1	29	3,0	3,0	7,8	214
6,5	0,1	4	2,5	2,5	9,9	274
7,0	0,4	10	2,0	2,0	13,7	378
7,5	0,1	3	1,5	1,5	17,0	469
8,0	0,1	3	1,0	1,0	19,5	536
8,5	—	—	0,5	0,5	16,6	456
9,0	—	—				
9,5	—	—				

Höhe in m  
%  
Zahl der Beobachtungen

TABELLE 7

Häufigkeiten der Wellenperioden in % für die gesamte Nordsee nach O. PETRI [7]

Periode in sec	2	3	4	5	6	7	8	9	10
%	1,2	11,1	15,7	24,8	25,1	13,7	7,0	2,1	0,5
Zahl der Beobachtungen	31	266	421	662	671	366	187	57	14

TABELLE 8

Wellenelemente aus 1138 Beobachtungen des Wetterschiffes „J“ in der Zeit vom November 1950 bis März 1951 in Abhängigkeit von der Windstärke und berechnete Ergänzungswerte

Wetterschiff „J“ 59°, 0 N; 19° W								
nach Bft.	Windstärke	gemessene mittl. Wellenhöhe $2h_{\text{mittl.}}$ in m	berechnete maximale Wellenhöhe $2h_{\text{max.}}$ in m	gemessene mittl. Wellenperiode $2T_{\text{mittl.}}$ in sec	berechnete mittlere Wellenlänge $2L_{\text{mittl.}}$ in m	mittl. Wellensteilheit $\beta = \frac{2h_{\text{mittl.}}}{2L_{\text{mittl.}}}$	Zahl der Beobachtungen	Häufigkeit in %
	in m/sec	3	4	5	6	7	8	9
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1-2	0,3—3,3	1,4	2,4	7,5	88	1:63	81	7,1
3	3,4—5,4	1,8	3,1	7,2	82	1:51	97	8,5
4	5,5—7,9	2,2	3,7	7,3	85	1:40	181	15,9
5	8,0—10,7	2,6	4,4	7,4	86	1:34	241	21,1
6	10,8—13,8	3,4	5,8	7,6	91	1:27	228	20,2
7	13,9—17,1	4,4	7,0	7,6	91	1:23	186	16,3
8	17,2—20,7	5,8	9,3	8,3	107	1:19	107	9,4
9	20,8—24,4	6,5	9,8	8,3	107	1:16	15	1,4
10	24,5—28,5	7,5	10,5	8,0	100	1:13	1	0,1

TABELLE 9

Häufigkeit der Wellenelemente aus 5075 Beobachtungen am Wetterschiff „J“ in der Zeit vom 1. November 1950 bis 31. Oktober 1952

Angaben	Größe	Häufigkeit
Häufigste Wellenhöhe	2,0 m	17,8%
Häufigste Wellenlänge	100,0 m	55,2%
Steilheit der häufigsten Kombination $\beta = \frac{2h}{2L}$	1:33	10,7%
Häufigkeit der Höhe von Sturmwellen	5 m und höher	11,1%
Häufigste Länge dieser Sturmwellen	100 m	7,1%
Häufigkeit von Orkanwellen	10 m und höher	0,4%
Maximale Wellenhöhen	15 m	5 Fälle (0,001%)

7,5 m im Mittel bzw. 10,5 m im Maximum kommen sehr selten vor. Die Steilheit der Wellen schwankt zwischen 1:63 bis 1:13 und für die meisthöchsten Wellen beträgt sie 1:34 bis 1:27. Hierbei muß berücksichtigt werden, daß in der Gesamtzahl der Wellen nicht nur Windwellen, sondern auch die Dünungswellen

enthalten sind, weswegen die Angaben über die Steilheit einen Mittelwert zwischen steilen Windwellen und flachen Dünungswellen besitzen.

Ziehen wir noch weitere Angaben über die Häufigkeit der Wellen bei demselben Wetterschiff „J“ für die Periode vom 1. November 1950 bis zum 31. Oktober 1952 (ROLL [4]), also während 2 Jahren, in die Betrachtung (s. Tab. 9).

Man sieht, daß die häufigste Wellenhöhe 2 m ausmacht, wobei ihre häufigste Wellenlänge in 55,2% — 100 m und die häufigste Steilheit 1:33 beträgt. Sturmwellen von 5 m Höhe und mehr kommen nur in 11,1% der Fälle vor und haben eine häufigste Länge von 100 m.

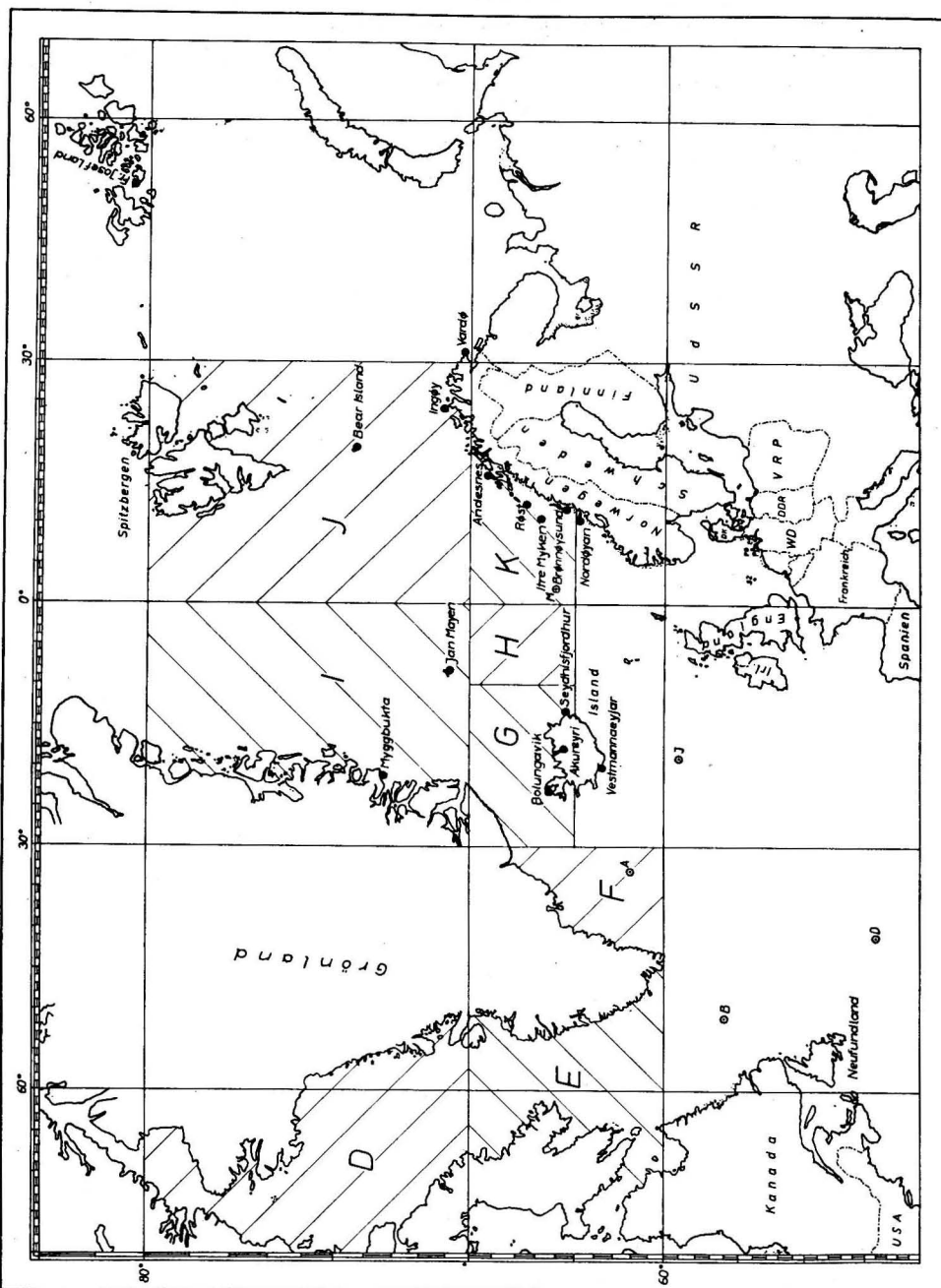
Orkanwellen von 10 m Höhe und mehr kommen sehr selten (0,4% der Fälle) und meistens im Winter und Frühjahr vor und noch weniger maximale Wellen von 15 m Höhe, die in der genannten Zeitperiode von 2 Jahren nur 5 mal, also in 0,001% der Fälle auftraten.

In dem im Jahre 1958 erschienenen amerikanischen ozeanographischen Atlas für das Polarmeer [9] sind monatliche Beobachtungen der Wellenhöhe von 4 isländischen Stationen (s. Abb.) für verschiedene Küstenabschnitte enthalten, die die Häufigkeit der Wellenhöhen nach Stufen wiedergeben. Aus ihnen geht hervor, daß im Winter bei allen Stationen in verschiedenem Prozentsatz der Häufigkeit, aber dennoch immer Wellen von über 4 m Höhe vorhanden waren. Besonders häufig waren sie bei der Station Bolungavik im Januar an der NW-Islandküste. Hohe Wellen kommen verhältnismäßig selten an der Nordküste Islands vor. Derselbe Atlas [9] gibt gebietsmäßiges Material über Wellenabmessungen. Für das Gebiet um Island (Areal G) werden für den Winter Wellen mit Höhen über 6,6 m mit Perioden bis zu 11 sec und für den Sommer Wellen mit Höhen bis 5,60 m mit Perioden bis 13 sec angegeben (s. Abb.). Die Wellenperiode steht im Einklang mit anderen Daten. Die Wellenhöhe erscheint nach diesen Angaben z. B. im Vergleich mit den Beobachtungen des Wetterschiffes „J“ (s. Tab. 8 und 9). etwas zu niedrig.

Vergleicht man maximale Wellenhöhen für einzelne Seegebiete während eines großen Sturmes am 27. Oktober 1957 für die Zeit von 12.00 Uhr, so erhält man folgendes Bild:

Im Gebiet zwischen Spitzbergen und Nordkap betrug die maximale Wellenhöhe 12 Fuß (4,0 m). Längs der norwegischen Küste war die maximale Wellenhöhe größer — 12 bis 16 Fuß (4,0—5,3 m). Im Gebiet südlich Island traf man maximale Wellenhöhen zwischen 10 und 24 Fuß (3,3—7,9 m), also größere Wellenabmessungen als in allen anderen Seegebieten, denn nördlich von Island betrug die maximale Wellenhöhe nur 8—10 Fuß (2,65—3,3 m), im Seegebiet zwischen Island und Südgrönland bis 12 Fuß (4,0 m) und im Bereich zwischen Island und Nordgrönland sogar nur 6—8 Fuß (2,0—2,65 m). Aus diesem Beispiel geht hervor, daß das Seegebiet südlich von Island größere Wellen als nördlich von Island aufweist, was auch durch die Angaben der Landstationen auf Island indirekt bestätigt wird.

Somit kann zusammenfassend festgestellt werden, daß die Angaben des Wetterschiffes „J“ über die maximalen Wellenabmessungen (s. Tab. 8 und 9) für das Seegebiet südlich Islands als maßgebend gelten können.



Übersicht der Stationen und Wetterschiffe mit Wellenmessungen sowie der Areale mit Wellenangaben im Nordatlantischen Ozean

TABELLE 10

Angaben über maximale Wellenhöhen in einzelnen Gebieten (Arealen) des Nordatlantiks und des Nordpolarmeeres in verschiedenen Jahreszeiten nach dem ozeanographischen Atlas der U.S. Navy Hydrographic Office für das Polarmeer [9]

Gebiete (Arealen)	Jahreszeit	Wellenhöhen in m	Wellenperioden in sec
D	Frühling	bis 4,60	bis 11,0
	Sommer	bis 3,60	bis 7,0
	Herbst	bis 6,60	bis 9,0
E	Winter	bis 6,60	bis 13,0
	Frühling	bis 6,60	bis 11,0
	Sommer	bis 6,30	bis 9,0
	Herbst	bis 6,60	bis 11,0
F	Winter	bis 4,15	bis 9,0
	Frühling	bis 3,95	bis 11,0
	Sommer	bis 5,10	bis 9,0
	Herbst	bis 5,75	bis 13,0
G	Winter	über 6,60	bis 11,0
	Sommer	bis 5,60	bis 13,0
I	Winter	bis 5,10	bis 13,0
J	Winter	bis 4,60	bis 11,0
H	Winter	bis 6,60	bis 11,0
	Frühling	bis 5,30	bis 9,0
	Sommer	bis 5,30	bis 9,0
	Herbst	bis 5,10	bis 7,0
K	Winter	über 6,60	bis 9,0
	Frühling	über 6,60	bis 9,0
	Sommer	6,60	bis 13,0

Die Angaben der 4 Landstationen zeigen, daß Wellen über 4,0 m Höhe verhältnismäßig oft vorkommen, insbesondere bei der Station Bear-Island im westlichen Teil der Barentssee im Dezember und am Südufer bei der Station Ingøy im Februar. Weit geringer ist die Häufigkeit von Wellen mit einer Höhe von über 4 m bei der nördlichsten Station der Barentssee auf Fr. Josef Land mit maximal 5,7% im August. Angaben der Tab. 10 zeigen, daß im Winter Wellenhöhen scheinbar maximal bis 5,10 m bei einer Wellenperiode bis 13,0 Sekunden vorkommen.

#### IV. Seegebiet längs der Küste Norwegens

Zu diesem Seegebiet gehört die Norwegische See mit dem Norwegischen Strom, einem Ausläufer des Golfstromes. Von den systematischen Messungen, die für dieses Gebiet charakteristisch sind, seien die Wellenbeobachtungen des Wetterschiffes

„M“ für das Jahr 1949 und für die Jahre 1950—1952 [4] hervorgehoben, die von H. U. ROLL [2] bearbeitet und in der Zusammenfassung der Tab. 11 und 12 mit entsprechenden zusätzlichen Berechnungen enthalten sind. Nach H. U. ROLL wurden aus Spalte 3 der Tab. 11 die maximalen Wellenhöhen mit Erhöhung bis Windstärke 6 um 70%, bei Windstärken 7 und 8 um 60%, bei Windstärke 9 um 50% und bei Windstärke 10 um 40% berechnet (s. Spalte 4 der Tab. 11).

Wie aus Tab. 11 hervorgeht, ist die häufigste mittlere Wellenhöhe 1,4 bis 1,7 m bei entsprechender mittlerer Wellenlänge von 66 und 82 m. Die häufigste mittlere Steilheit der Wellen schwankt zwischen 1:47 und 1:48. Aus den Angaben der Tab. 12 ist zu ersehen, daß während der 2jährigen Periode 1950—1952 die häufigste Wellenhöhe mit 1,0 m (25,8%) bei einer häufigsten Wellenlänge von 56 m (44,4%) und einer Steilheit der häufigsten Kombination  $\beta = 1:56$  auftrat. Sturmwellen von 5 m Höhe und mehr kommen im Herbst und in einem sehr geringen Maße (nur 0,1%) vor und haben die häufigste Länge von 225 m. Sie sind eigentlich mehr einer flachen Dünung ähnlich.

Orkanwellen von 10 m und höher sind in der genannten Zeitperiode nicht aufgetreten und es ist auch nur 1 Fall der maximalen Wellenhöhe von 5,5 m in derselben Zeit zu verzeichnen, was mit den Angaben der Tab. 11 im Einklang steht.

Beobachtungen von 5 Landstationen an der Küste vor Norwegen an den Orten Andesnes, Røst, Jtre Myken, Brønnøysund und Nordøyan zeigen, daß an der nördlichsten von ihnen (Andesnes) die Häufigkeit von Wellen mit Höhen über 4,0 m als Maximum im Februar auftreten und sonst sehr wenig solche Wellen vorkommen. Bei Røst ist die Häufigkeit von Wellen über 4,0 m größer und im Winter maximal.

TABELLE 11

Wellenelemente aus 1042 Beobachtungen des Wetterschiffes „M“ für das Jahr 1949 in Abhängigkeit von der Windstärke und berechnete Ergänzungswerte

Wetterschiff „M“ 66° N und 2° E								
nach Bft.	Windstärke	gemess. mittl. Wellenhöhe $2^h$ mittl. in m	berechn. maximale Wellenhöhe $2^h$ max. in m	gemess. mittl. Wellenperiode $2^T$ mittl. in sec	berechn. Wellenlänge $2^L$ mittl. in m	mittl. Wellensteilheit $\beta = \frac{2^h}{2^L}$ mittl.	Zahl der Beobachtungen	Häufigkeit %
	in m/sec							
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1-2	0,3—3,3	0,9	1,5	5,5	46	1:51	153	14,7
3	3,4—5,4	1,1	1,9	6,3	62	1:56	120	11,4
4	5,5—7,9	1,4	2,5	6,6	66	1:47	205	19,7
5	8,0—10,7	1,7	2,9	7,2	82	1:48	245	23,6
6	10,8—13,8	2,1	3,6	8,5	114	1:54	163	15,6
7	13,9—17,1	2,6	4,2	8,9	122	1:47	109	10,5
8	17,2—20,7	2,9	4,6	9,4	137	1:47	42	4,0
9	20,8—24,4	2,8	4,2	9,5	141	1:50	4	0,4
10	24,5—28,5	4,0	5,6	10,0	156	1:39	1	0,1

TABELLE 12

Häufigkeit der Wellenelemente aus 5153 Beobachtungen über 2 Jahre am Wetterschiff „M“ in der Zeit vom 1. November 1950 bis 31. Oktober 1952

Angaben	Größe	Häufigkeit
Häufigste Wellenhöhe	1,0 m	25,8%
Häufigste Wellenlänge	56,0 m	44,4%
Steilheit der häufigsten Kombination $\beta = \frac{2^h}{2^L}$	1:56	18,4%
Häufigkeit der Höhe von Sturmwellen	5 m und höher	0,1%
Häufigste Länge dieser Sturmwellen	225 m	0,1%
Häufigkeit von Orkanwellen	10 m und höher	keine
Maximale Wellenhöhen	5,5 m	1 Fall

Bei Jtre Myken erreicht im Januar die Häufigkeit von Wellen über 4,0 m Höhe das Maximum, bei der südlichsten Station Brønnøysund kommen solche Wellen nur im Winter vor.

Aus Tab. 10 geht weiter hervor, daß im Areal K (s. Abb.) im Winter und Frühling Höhen der Wellen über 6,60 m mit einer Periode bis zu 9 Sekunden und im Sommer Wellenhöhen von 6,6 m bei einer Periode bis zu 13 Sekunden vorkommen. Es ist aber anzunehmen, daß in der Norwegischen See die Wellen eine Höhe von 8 m erreichen können. Die größte Wellenlänge solcher Orkanwellen würde im Rahmen von 160—170 m liegen.

## V. Gewässer um Ost- und Westgrönland

In den Gewässern vor der Küste von Ost- und Westgrönland mit ihren vielen Fjorden bildet sich längs ihrer Ufer während eines großen Teiles des Jahres eine mehrere 100 sm breite Eisdecke, die das Entstehen von Wellen verhindert. Außerhalb der Eisdecke in der Irminger See kommen beträchtliche Wellen zustande, die als Ausläufer der Wellen des Nordatlantiks zu betrachten sind.

Aus den o. a. Gründen können für den südlichen Teil der Gewässer um Ostgrönland Wellenbeobachtungen des Wetterschiffes „A“ für die Zeit vom November 1950 bis März 1951 [2] und für die Zeit vom 1. November 1950 bis 31. Oktober 1952 [4], die von H. U. ROLL bearbeitet wurden, als charakteristisch herangezogen werden. Sie sind in Tab. 13 und 14 zusammengefaßt und mit entsprechenden zusätzlichen Berechnungen ergänzt. Nach H. U. ROLL wurden aus Spalte 3 der Tab. 13 die maximalen Wellenhöhen (s. Spalte 4) mit Erhöhung bis Windstärke 6 um 70%, bei Windstärke 7 und 8 um 60%, bei Windstärke 9 um 50% und bei Windstärke 10 um 40% berechnet. Wie aus Tab. 13 hervorgeht, ist die häufigste mittlere Wellenhöhe 2,5 bis 3,5 m bei entsprechender mittlerer Wellenlänge von 75 und 88 m. Die häufigste mittlere Steilheit der Wellen schwankt zwischen 1:30 bis 1:25. Die maximale Wellenhöhe, die während dieser Zeitperiode gemessen

wurde, betrug 14 m. Aus den Angaben der Tab. 14 ist zu ersehen, daß für die 2-jährige Periode 1950—1952 die häufigste Wellenhöhe mit 1,5 m (18,3%) bei einer häufigsten Wellenlänge von 56 m (44,4%) und einer Steilheit der häufigsten Kombination  $\beta = 1:38$  (9,9%) auftrat. Sturmwellen von 5 m Höhe und mehr kommen insbesondere im Winter, aber auch im Frühjahr und Herbst in ziemlich hoher Häufigkeit von 12,8% vor, sie haben die häufigste Wellenlänge von 156 m. Orkanwellen von 10 m und höher sind in 0,9% der Fälle vorgekommen und zwar vorwiegend im Winter und niemals im Sommer. Die maximale Wellenhöhe in der 2-jährigen Periode wurde in einem Fall mit 15 m gemessen, also 1 m mehr als in der Zeitperiode der Tab. 13.

TABELLE 13

Wellenelemente aus 1023 Beobachtungen des Wetterschiffes „A“ in der Irminger See in der Zeit vom November 1950 bis März 1951 in Abhängigkeit von der Windstärke und berechnete Ergänzungswerte

Wetterschiff „A“ 62° N und 33° W								
nach Bft.	Windstärke	gemess. mittl. Wellenhöhe	berechn. maxim. Wellenhöhe	gemess. mittl. Wellenperiode	berechn. mittlere Wellenlänge	mittlere Wellensteilheit	Zahl der Beobachtungen	Häufigkeit in %
	in m/sec	$2 h_{\text{mittl.}}$ in m	$2 h_{\text{max.}}$ in m	$2 T_{\text{mittl.}}$ in sec	$2 L_{\text{mittl.}}$ in m	$\beta = \frac{2 h_{\text{mittl.}}}{2 L_{\text{mittl.}}}$		
1-2	0,3—3,3	1,6	2,7	7,8	95	1:59	84	8,2
3	3,4—5,4	1,9	3,2	7,4	86	1:45	90	8,8
4	5,5—7,9	2,2	3,7	7,0	75	1:34	150	14,7
5	8,0—10,7	2,5	4,3	7,0	75	1:30	221	21,6
6	10,8—13,8	3,5	6,0	7,5	88	1:25	203	29,8
7	13,9—17,1	4,1	6,6	7,5	88	1:21	141	13,8
8	17,2—20,7	5,6	9,0	7,9	98	1:18	83	8,1
9	20,8—24,4	6,8	10,2	8,3	108	1:16	32	3,1
10	24,5—28,5	9,1	12,7	9,7	146	1:16	19	1,9

TABELLE 14

Häufigkeit der Wellenelemente aus 5016 Beobachtungen über 2 Jahre am Wetterschiff „A“ in der Zeit vom 1. November 1950 bis 31. Oktober 1952

Angaben	Größe	ihre Häufigkeit
Häufigste Wellenhöhe	1,5 m	18,3%
Häufigste Wellenlänge	56 m	32,3%
Steilheit der häufigsten Kombination $\beta = \frac{2 h}{2 L}$	1:38	9,9%
Häufigkeit der Höhe von Sturmwellen	5 m und höher	12,8%
Häufigste Länge dieser Sturmwellen	156 m	5,5%
Häufigkeit von Orkanwellen	10 m und höher	0,9%
Maximale Wellenhöhen	15 m	1 Fall

Der amerikanische ozeanographische Atlas [9] gibt für dieses Gebiet (Areal F in der Abbildung) gemäß Tab. 10 niedrigere Werte und zwar: für den Winter Wellenhöhen bis 4,15 m bei 9 Sekunden Wellenperiode, für den Frühling Wellenhöhen bis 3,95 m bei 11 Sekunden Wellenperiode, für den Sommer Wellenhöhen bis 5,10 m bei 9 Sekunden Wellenperiode und für den Herbst Wellenhöhen bis 5,75 m bei 13 Sekunden Wellenperiode.

Für den mittleren Teil der Gewässer um Ostgrönland (s. Abb.) können aus Tab. 10 Angaben für das Areal G desselben amerikanischen Atlas hinzugezogen werden. Demnach können im Winter die Wellenhöhen über 6,60 m und die Wellenperioden bis 11,0 Sekunden erreichen. Im Sommer sind die Wellenhöhen niedriger — bis 5,60 m bei einer Wellenperiode bis 13 Sekunden.

Für den nördlichen Teil der Gewässer um Ostgrönland können neben den Angaben der Wellenbeobachtungen der Landstation Myggbukta und der Station auf Jan Mayen auch Angaben für das Areal I des bereits genannten amerikanischen Atlas mit in die Betrachtung einbezogen werden. In Myggbukta ist die Häufigkeit der großen Wellen mit Höhen über 4 m weit geringer als bei Jan Mayen. Übereinstimmend damit werden für das Areal I für den Winter Wellenhöhen bis 5,10 m und Wellenperioden bis 13,0 Sekunden angegeben.

Es ist verständlich, daß im südlichen Teil der Gewässer um Ostgrönland die Wellenhöhe weit größer ist als in den mittleren und nördlichen Teilen, weil die beiden Teile gegen die Ausläufer der Wellen des Nordatlantik allein schon durch größere einen Teil des Jahres mit Eis bedeckte Wasserflächen weitgehend geschützt sind.

Für das Gebiet der Gewässer um Westgrönland, also für Teile der Dafin Bay können leider nur die Angaben für die Areale D und E des amerikanischen ozeanographischen Atlas [9] herangezogen werden, die in Tab. 10 (s. auch Abb.) zusammengefaßt sind. Hiernach können im Areal D im nördlichen Teil der Gewässer um Westgrönland im Frühling die Wellen Höhen bis 4,6 m und im Herbst bis 6,6 m erreichen. Die entsprechenden Wellenperioden betragen 11,0 und 9,0 Sekunden. Im Areal E sind die Wellenhöhen das ganze Jahr hindurch größer 6,30 bis 6,60 m und die Wellenperioden schwanken zwischen 9,0 und 13,0 Sekunden, weil der Einfluß der größeren Wellen aus dem großen Areal der Labradorsee hier vorhanden ist.

## VI. Labrador-See und Neufundlandbank

In der Labrador-See wird im Sommer die Schifffahrt durch heftige Seewinde erschwert. Im Herbst sind es die vorherrschenden Landwinde, die häufig große Heftigkeit aufweisen [6]. Die Wellenelemente des südlichen offenen Teils der Labrador-See können sowohl durch die systematischen Beobachtungen des Wetterschiffes „B“ aus der Periode vom November 1950 bis März 1951 [2] als auch aus der Periode vom 1. November 1950 bis 31. Oktober 1952 [4], die von H. U. ROLL bearbeitet wurden, charakterisiert werden. Sie sind mit entsprechenden ergänzenden Be-

rechnungen in Tab. 15 und 16 zusammengefaßt. Wie auch für die anderen Tabellen sind bei den Berechnungen der maximalen Wellenhöhen die Empfehlungen von H. U. ROLL berücksichtigt worden.

Wie aus Tab. 15 hervorgeht, ist die häufigste mittlere Wellenhöhe gleich 2,4 bis 3,0 m bei entsprechender mittlerer Wellenlänge von 66 und 70 m. Die häufigste mittlere Steilheit der Wellen schwankt zwischen 1:23 bis 1:18. Die maximale Wellenhöhe in der betrachteten Zeitperiode betrug 10 m.

Tab. 16 gibt folgendes Bild für die längere 2jährige Zeitperiode 1950—1952. Die häufigste Wellenhöhe ist niedriger und beträgt 1,5 m (18,2%) bei 56 m häufigster Wellenlänge (41,4%). Die Steilheit von 1:20 (10,2%) liegt im Bereich der häufigsten Steilheit nach Tab. 16. Sturmwellen von 5 m Höhe und mehr kommen

TABELLE 15

Wellenelemente aus 1019 Beobachtungen des Wetterschiffes „B“ in der Labrador-See in der Zeit von November 1950 bis März 1961 in Abhängigkeit von der Windstärke und berechnete Ergänzungswerte

Wetterschiff „B“; 56° N und 51° W								
nach Bft.	Windstärke in m/sec	gemess. mittl. Wellenhöhe $2 h_{\text{mittl.}}$ in m	berechn. max. Wellenhöhe $2 h_{\text{max.}}$ in m	gemess. mittlere Wellenperiode $2 T_{\text{mittl.}}$ in sec	berechn. mittl. Wellenlänge $2 L_{\text{mittl.}}$ in m	mittlere Wellensteilheit $\beta = \frac{2 h_{\text{mittl.}}}{2 L_{\text{mittl.}}}$	Zahl der Beobachtungen	Häufigkeit in %
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1-2	0,3— 3,3	1,3	2,2	5,9	50	1:38	44	4,3
3	3,4— 5,4	1,6	2,7	6,4	63	1:39	88	8,0
4	5,5— 7,9	1,9	3,2	6,2	59	1:31	156	15,3
5	8,0—10,7	2,4	4,1	6,6	66	1:28	276	27,1
6	10,8—13,8	3,0	5,1	6,8	70	1:23	202	19,8
7	13,9—17,1	3,7	5,9	6,5	65	1:18	135	13,3
8	17,2—20,7	5,0	8,0	7,0	75	1:15	81	7,2
9	20,8—24,4	6,1	9,2	7,1	77	1:13	29	2,8
10	24,5—28,5	6,4	10,0	7,6	91	1:14	17	1,6

TABELLE 16

Häufigkeit der Wellenelemente aus 5001 Beobachtungen über 2 Jahre am Wetterschiff „B“ in der Zeit vom 1. November 1950 bis 31. Oktober 1952

Angaben	Größe	ihre Häufigkeit
Häufigste Wellenhöhe	1,5 m	18,2%
Häufigste Wellenlänge	56 m	41,4%
Steilheit der häufigsten Kombination $\beta = \frac{2 h}{2 L}$	1:20	10,2%
Häufigkeit der Höhe von Sturmwellen	5 m und höher	11,5%
Häufigste Länge dieser Sturmwellen	100 m	4,1%
Häufigkeit von Orkanwellen	10 m und höher	0,2%
Maximale Wellenhöhe	11 m	1 Fall

insbesondere im Winter, aber auch in allen anderen Jahreszeiten vor. Ihre Gesamthäufigkeit beträgt 11,5%. Die häufigste Länge dieser Sturmwellen ist 100 m (4,1%). Orkanwellen von 10 m und höher kommen mit nur 0,2% vor und zwar vorwiegend im Winter.

Während der 2jährigen Zeitperiode wurde im 1. Fall eine maximale Wellenhöhe von 11 m beobachtet, also um 1 m höher als für die kürzere Zeitperiode in Tab. 15.

Für das Gebiet der Neufundlandbank und für das anliegende Seegebiet des Ozeans liegen keine systematischen Wellenmessungen vor. Im gewissen Sinne können zur Charakteristik der Wellenverhältnisse die systematischen Wellenmessungen des Wetterschiffes „D“ (44° N und 41° W) herangezogen werden, welches im offenen Atlantischen Ozean stationiert ist. Beobachtungen von H. U. ROLL [2, 4] für zwei Zeitperioden vom November 1950 bis März 1951 und vom 1. November 1950 bis 31. Oktober 1952 für dieses Wetterschiff sind in Tab. 17 und 18 mit zusätzlichen Berechnungen zusammengefaßt. Wie auch für die anderen Tabellen wurden bei den Berechnungen der maximalen Wellenhöhen die Empfehlungen von H. U. ROLL berücksichtigt. Wie aus Tab. 17 hervorgeht, schwankt die häufigste mittlere Wellenhöhe zwischen 2,3 und 3,3 m bei entsprechender mittlerer Wellenlänge von 65 bis 78 m.

Die häufigste mittlere Steilheit der Wellen schwankt zwischen 1:29 bis 1:24. Die maximale gemessene Wellenhöhe im betrachteten Zeitabschnitt betrug 9,5 m. Die Angaben der Tab. 18 zeigen, daß im 2jährigen Zeitabschnitt die häufigste mittlere Wellenhöhe 1,5 m (19,1%) bei einer häufigsten Wellenlänge von 56 m (48,2%) ausmachte. Die Wellen waren im Mittel flacher bei einer mittleren Steilheit von 1:38 (11,8%). Sturmwellen von 5 m Höhe und mehr kamen ziem-

TABELLE 17

Wellenelemente aus 1091 Beobachtungen des Wetterschiffes „D“ in der Zeit vom November 1950 bis März 1951 in Abhängigkeit von der Windstärke und berechnete Ergänzungswerte

Wetterschiff „D“; 47° N und 41° W								
nach Bft.	Windstärke in m/sec	gemess. mittl. Wellenhöhe $2 h_{\text{mittl.}}$ in m	berechn. max. Wellenhöhe $2 h_{\text{max.}}$ in m	gemess. mittlere Wellenperiode $2 T_{\text{mittl.}}$ in sec	berechn. mittlere Wellenlänge $2 L_{\text{mittl.}}$ in m	mittlere Wellensteilheit $\beta = \frac{2 h_{\text{mittl.}}}{2 L_{\text{mittl.}}}$	Zahl der Beobachtungen	Häufigkeit in %
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1-2	0,3— 3,3	1,7	2,9	6,9	74	1:44	52	4,8
3	3,4— 5,4	1,8	3,1	6,5	64	1:36	100	9,0
4	5,5— 7,9	2,1	3,6	6,4	63	1:30	161	14,9
5	8,0—10,7	2,3	3,9	6,5	65	1:29	245	22,3
6	10,8—13,8	3,3	5,6	7,1	78	1:24	245	22,3
7	13,9—17,1	4,0	6,4	7,7	94	1:24	176	16,4
8	17,2—20,7	5,0	8,0	7,8	96	1:19	90	8,3
9	20,8—24,4	5,6	8,4	8,3	107	1:19	19	1,7
10	24,5—28,5	5,5	7,7	7,3	84	1:15	3	0,3

TABELLE 18

Häufigkeit der Wellenelemente aus 5088 Beobachtungen über 2 Jahre am Wetterschiff „D“ in der Zeit vom 1. November 1950 bis 31. Oktober 1952

Angaben	Größe	ihre Häufigkeit
Häufigste Wellenhöhe	1,5 m	19,1%
Häufigste Wellenlänge	56 m	48,2%
Steilheit der häufigsten Kombination $\beta = \frac{2h}{2L}$	1:38	11,8 %
Häufigkeit der Höhe von Sturmwellen	5 m und höher	8,2%
Häufigkeit der Länge dieser Sturmwellen	100 m	4,0%
Häufigkeit der Orkanwellen	10 m und höher	0,06%
Maximale Wellenhöhen	13 m	1 Fall

lich häufig (8,2%) vor, wobei sie die häufigste Wellenlänge von 100 m (4,0%) betragen. Orkanwellen von 10 m Höhe und mehr waren sehr selten — nur 0,06% Häufigkeit. Die maximale Wellenhöhe von 13 m wurde während 2 Jahren nur in 1 Fall beobachtet.

## VII. Gewässer längs der Küste von Westafrika

Für obige Gewässer liegen nur einzelne sporadische Wellenbeobachtungen in offener See vor und keine systematischen Messungen im Bereich der Küstengewässer. Deswegen ist vorerst für dieses Gebiet keine Zusammenfassung möglich, die die Wellenabmessungen in Abhängigkeit von den Windverhältnissen, insbesondere von der Windstärke, charakterisiert.

### Literatur

- [1] BRUNS, E., Handbuch der Wellen der Meere und Ozeane. 2. Aufl., VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1955.
- [2] ROLL, H. U., Ergebnisse der Wellenbeobachtungen aus Nordatlantik, Nordmeer, Nord- und Ostsee. Nautik und Seemannschaft, 1951.
- [3] ROLL, H. U., Die Meereswellen in der südlichen Nordsee (auf Grund von Wellenbeobachtungen deutscher Feuerschiffe). Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 8 (1956).
- [4] ROLL, H. U., Höhe, Länge und Steilheit der Meereswellen im Nordatlantik (Statistik der Wellenbeobachtungen der Ozean-Wetterschiffe). Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 1 (1953).
- [5] BERESKIN, W. A., Die Dynamik des Meeres. Hydrometeorologischer Verlag der UdSSR, Swerdlowsk-Leningrad, 1947 (russ.).
- [6] BRUNS, E., Ozeanologie, Band I. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1958.

- [7] PETRI, O., Statistik der Meereswellen in der Nordsee (auf Grund von Beobachtungen der Bordwetterwarten des Deutschen Wetterdienstes). Deutscher Wetterdienst, Seewetteramt, Einzelveröffentlichung Nr. 17 (1958).
- [8] ROLL, H. U., Über Größenunterschiede der Meereswellen bei Warm- und Kaltluft. DHZ 5 (1952) 111.
- [9] Oceanographic Atlas of the Polar Seas. Part II Arctic, U. S. Navy Hydrographic office, H. O. Publ. Nr. 705, Washington 1958.
- [10] BRUNS, E., Ozeanologie, Band II. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1962.
- [11] Seehandbuch Ostsee, Südlicher Teil. Seehydrographischer Dienst der DDR, Rostock 1961.

# Das Verhältnis der maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See auf Grund englischer Gezeitenstrombeobachtungen

Von GÜNTHER SAGER

*Zusammenfassung:* Für das Gebiet der Nordsee, den Kanal und die Irische See werden aus englischen Gezeitenstromangaben eine Karte mit Linien gleichen Verhältnisses der maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit entwickelt und erläutert sowie ein Hinweis auf die durch den Linienverlauf bedingten Abweichungen bei der Bestimmung der Tidestromstärke auf See aus den Gezeitenstromkarten gegeben.

## Einleitung

Die Gezeitenstrommessungen auf See sind bislang in der Mehrzahl auf die Springzeit ausgerichtet gewesen, weil in erster Linie die Kenntnis der maximalen Tideströme von Bedeutung für die Schifffahrt, die Meeresbodenbedeckung, die Schichtungsmöglichkeit der Wassermassen und damit auch ihrer Erneuerung ist. Mit dem Fortschritt der Erkenntnis beginnen die Nipptidenströme eine zunehmende Rolle zu spielen, da sich durch ihr Verhältnis zu den Springtideströmen manche strukturellen Feinheiten namentlich im Aufbau der Wasserkörper erklären lassen.

Unter diesem Gesichtspunkt ist es bedauerlich, daß der in seiner Genauigkeit hervorragende Gezeitenstromatlas des Deutschen Hydrographischen Instituts [1] in den eigentlichen Stromkarten keine Angaben für die Nippzeit enthält. Lediglich in den beigegeführten Gezeitenstromtabellen sind für rund 400 Stationen in Küstennähe Nippzeitwerte angegeben, die sich zum Teil mit den diesbezüglichen Daten der amtlichen Seehandbücher decken.

Gezeitenstromangaben für Nippzeitwerte in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See findet man dagegen in den englischen Gezeitenstromatlanten, und zwar sowohl in dem „Atlas of Tides and Tidal Streams“ [2] wie auch in den verschiedenen „Pocket Tidal Atlas“ [3—9] der britischen Admiralität, sofern sie nicht bloße Auszüge aus dem großen Atlas sind. Leider ist dabei die Zahl der Meßpunkte weit geringer als in dem deutschen Atlas — in dem Gebiet zwischen 8° W und 10° E sowie 48° N und 60° N nur 400 statt fast 1000 für die Hauptkarten —, außerdem sind sie ganz unregelmäßig angeordnet. Dafür geben jedoch die Taschenatlanten eine wertvolle Ergänzung für ausgewählte Seegebiete, so daß es möglich erschien, eine Karte mit den Linien gleichen Verhältnisses der

maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit zu entwerfen, wenn man sich auf Abstände der Isolinien von jeweils 5% beschränkt. In den stromarmen Gebieten vor dem Skagerrak sowie der irischen Südküste mußte der Verlauf der Linien hingegen offen gelassen werden, da sich dort keine Gezeitenstrombeobachtungen vorfanden.

## Entwurf der Karte

Infolge der auf großen Teilen der Nordsee namentlich bei Nippzeit sehr geringen Tideströme war der Weg einer einfachen Quotientenbildung nicht beschreibbar, weil solche Quotienten unbrauchbar sind. So entnimmt man beispielsweise für eine Station vor dem Lymfjord bei Nippzeit 0,2 und bei Springzeit 0,3 kn. Der Quotient ergäbe 67%, sagt jedoch gar nichts aus, weil der Nippzeitwert von 0,2 kn in Wirklichkeit zwischen 0,15 und 0,24 kn und die Springstromstärke zwischen 0,25 und 0,34 kn liegen kann. Nimmt man die extrem möglichen Kombinationen dieser Stromstärken, so ergeben sich als Quotienten einmal  $0,15/0,34 = 44\%$  und zum anderen  $0,24/0,25 = 96\%$ .

Für Gebiete mit kräftigen Gezeitenströmen, wie den größten Teil des Ärmelkanals und die Zugänge zur Irischen See und den Bristol-Kanal, ist dagegen eine direkte Quotientenbildung vertretbar. Vor Cromer an der Küste von Norfolk mißt man zum Beispiel zur Nippzeit 1,6 und zur Springzeit 2,7 kn. Der unmittelbare Quotient ergibt 59%, als Grenzfälle möglicher Quotienten ergeben sich  $1,55/2,74 = 57\%$  und  $1,64/2,65 = 62\%$ . Bei der relativ engen Lage der Meßpunkte in stromstärkeren Gebieten gleichen sich solche Abweichungen gerade noch aus, so daß man auf weitere Arbeitsgänge verzichten kann, die für mittlere und schwache Tideströme notwendig werden und jetzt beschrieben werden sollen.

In allen Gebieten mit weniger starken Gezeitenströmen wurden aus den Angaben der genannten Atlaswerke [2—9] die Extremwerte der Gezeitenstromgeschwindigkeit zur Nipp- und zur Springzeit ermittelt und in jeweils eine Arbeitskarte eingetragen. In diesen Zwischenkarten hatten in stromschwachen Gebieten eine Reihe von Stationen dieselben Werte der Geschwindigkeit, so daß beispielsweise die Ermittlung der 0,6-kn-Linie bei mittlerer Springzeit kaum möglich erschien. Dagegen zeichneten sich die Linien für 0,55 kn und 0,65 kn durch die Sprungstellen zwischen den 0,5- und den 0,6-kn-Werten bzw. den 0,6- und den 0,7-kn-Werten relativ deutlich ab. Auf- bzw. Abrundungsfehler in den Extremwerten ließen sich bei der Konstruktion der Isolinien verhältnismäßig leicht ausgleichen.

Auf diese Weise entstanden zunächst Karten mit den Isolinien von 0,15 kn für Nippzeit und 0,25 kn für Springzeit aufwärts und Abständen von jeweils  $\frac{1}{10}$  kn, aus denen dann auf die Linien voller Zehntelknoten (0,2 kn, 0,3 kn etc.) geschlossen werden konnte. Die so entworfene Karte der Linien gleichen maximalen Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit wurde mit den bekannten deutschen Entwürfen von HANSEN [10, 11], DIETRICH [12, 13] und SAGER [14, 15] verglichen, wobei sich in den wesentlichen Zügen Übereinstimmung ergab.



Aus beiden Karten, in denen fast die gesamte Nordsee enthalten ist, wurden in jedem geographischen 1°-Feld — ausgenommen die Randgebiete zum Skagerrak hin — für 9 regelmäßig angeordnete Punkte die Werte der maximalen Tidestromgeschwindigkeit aus den Isolinien für Nipp- und Springtide auf  $\frac{1}{100}$  kn interpoliert und als Quotienten notiert. Zusammen mit den Seegebieten stärkerer Gezeitenströme, in denen eine unmittelbare Quotientenbildung als ausreichend erachtet wurde, ergab sich somit eine Quotientenkarte, die als Basis für den Entwurf der Linien gleichen Verhältnisses der maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit diente. Für die Durchführung der rechnerischen Arbeiten sei dem Hauptrechenstechniker des Instituts für Meereskunde, Herrn RUDOLF SAMMLER, besonderer Dank ausgesprochen.

Da die Deutsche Bucht in den englischen Gezeitenstromatlanten nur mäßig dicht mit Meßpunkten für die Tideströme besetzt ist, wurde untersucht, ob sich hier eine Ergänzung von Gezeitenstromangaben aus deutschen Quellen durchführen ließ. Es zeigte sich dabei, daß sich die Werte zur Springzeit relativ gut einfügen lassen — das gilt von den meisten Gezeitenstrommessungen der Anrainer der Nordsee und des Kanals mit Ausnahme einiger französischer Werte im Küstengebiet des Kanals —, dagegen bei Nippzeit größere Abweichungen in Küstennähe auftreten, wo die deutschen die englischen Werte um 10 bis 20% übertreffen. Vielleicht liegt die Ursache wie bei der Seine-Bucht darin, daß von der kontinentalen Seite her speziell die Fahrrinnen mit höherem Ebbestrom einbezogen worden sind. So wurde auf Ergänzungen verzichtet und die Homogenität des Ausgangsmaterials gewahrt.

### Beschreibung der Karte

Die Karte (Abb. 1) wurde in ihrer Ausdehnung den für eine Reihe von Elementen des Tidenhubs und der Gezeitenströme in letzter Zeit vom Verfasser gegebene Entwürfen angepaßt und reicht von 8° W bis 10° E und 48° N bis 60° N. Dieses Gebiet stellt zugleich die äußerste Grenze dar, bis zu der nach den verfügbaren englischen Unterlagen der Stromangaben gegangen werden konnte. Im folgenden sei kurz der Verlauf der Linien gleichen Verhältnisses der maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit in den englischen Seegebieten besprochen.

#### *a) Das Seegebiet der Nordsee (ohne Kanal)*

Ein erster Blick auf die Linien gleichen Verhältnisses der maximalen Nipp- und Springtideströme in der Nordsee zeigt ein verhältnismäßig wenig ausgeglichenes Bild, was hauptsächlich durch die unregelmäßige Lage und Dichte der Strombeobachtungsstationen bedingt zu sein scheint, so daß offenbar keine Ausgleichsrechnungen zwischen den einzelnen Meßwerten durchgeführt worden sind, wie sie beim Übergang zu dem regelrechten Gitternetz der deutschen Atlanten erforderlich werden.

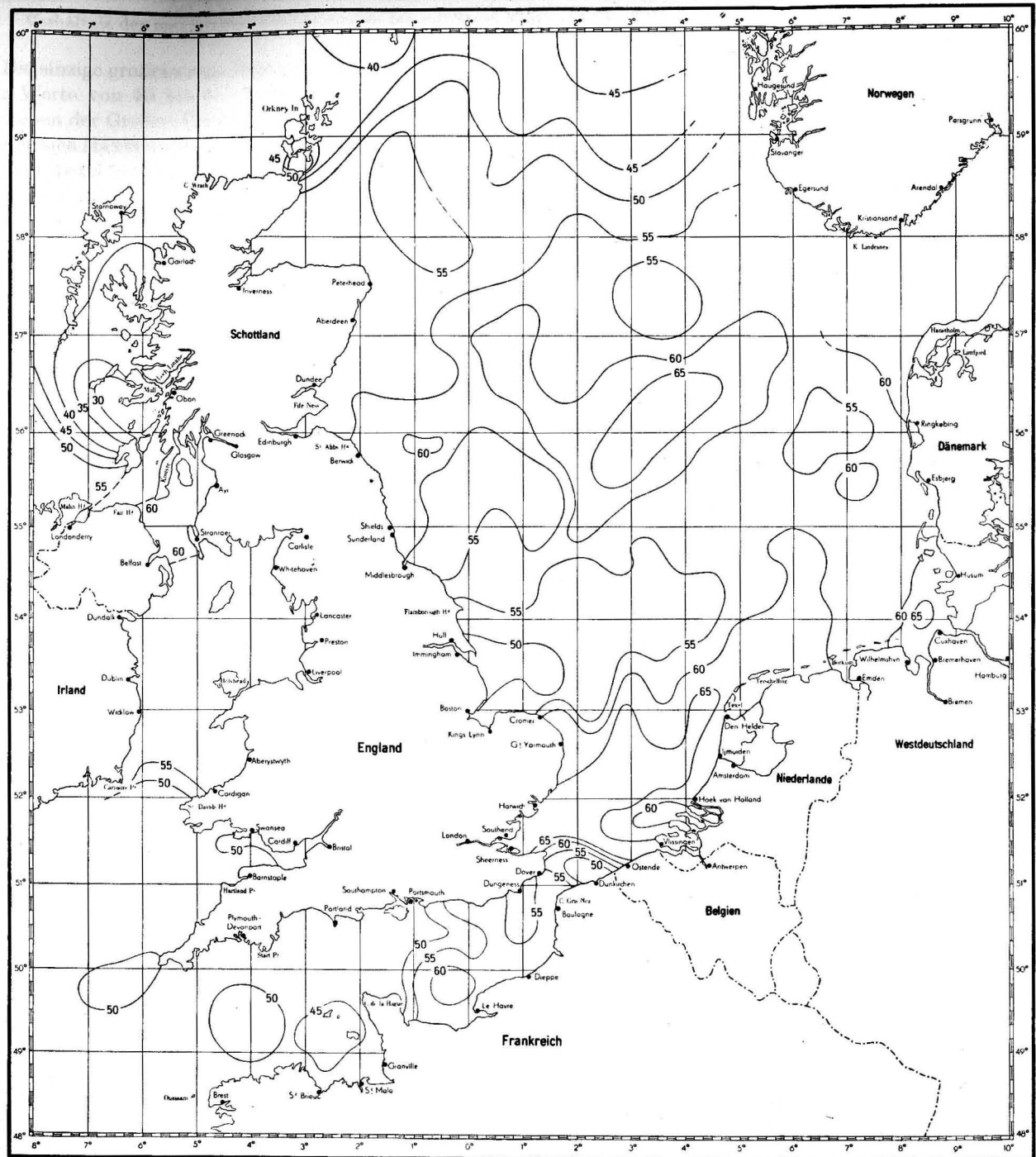


Abb. 1. Das Verhältnis der maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit

Die einzige großräumige Regelmäßigkeit in der Nordsee liegt in dem Anwachsen der Werte von 40 bis 45% im nördlichen Teil auf reichlich 65% im Zentrum zwischen der Großen Fischerbank und der Doggerbank. In den übrigen Gebieten finden sich Maxima von über 65% von der Themse-Mündung über die Tiefe Rinne bis vor Texel bzw. vor die Mündung der Wester-Schelde und als Anomalie in der inneren Deutschen Bucht zwischen Helgoland und Cuxhaven. Relativ hohe Nipp-tideströme von 60% der Springzeitstärke hat fast die ganze Deutsche Bucht, das Gebiet vor der niederländischen Küste bis nach Cromer im Norden und bis kurz vor die Linie Ostende—North Foreland im Süden, ferner das Dreieck Devils Hole—Kleine Fischerbank—Süd-West-Flach (der Doggerbank) und eine Anomalie 40 sm östlich von St. Abbs Head.

Gebiete mit geringerem Nippstromanteil liegen einmal in dem Bereich zwischen The Wash, Humber-Mündung und Outer Dowsing Shoal (<50%), zwischen der Kleinen Fischerbank und Horns Rev und im NW der Großen Fischerbank (beide <55%), in NW der Doggerbank bis zur englischen Ostküste zwischen Middlesborough und Whitby (<55%) sowie nördlich der Linie St. Abbs Head—Stavanger mit durchschnittlich weniger als 55%. Ein größeres Minimum beginnt in weitem Umkreis von Sumburgh Head, dem Südkap der Shetlands, mit unter 40% als tiefsten Werten der Nordsee.

#### *b) Das Seegebiet des Kanals*

Das Gebiet des Ärmelkanals weist wesentlich geringere Schwankungen des Verhältnisses der maximalen Gezeitenströme zwischen mittlerer Nipp- und Springzeit auf als die Nordsee. Im Durchschnitt herrschen Quotienten um 50% vor, die nur um etwa 10% variieren. An beiden Kanalenden erreichen die Nipptideströme rund die Hälfte der Geschwindigkeit bei Springzeit, wobei das Verhalten am westlichen Eingang ausgeglichener ist als am Osteingang, wo sich zwischen Themse-Mündung und der Wester-Schelde eine dichte Scharung der Isolinien mit einem Anstieg in Richtung Nordsee zeigt.

Im einzelnen schälen sich folgende Abweichungen heraus: von Kap Lands End bis über die Scilly-Inseln eine Zunge mit Werten von über 50%, ein fast kreisförmiges Gebiet gleicher Beträge zwischen Morlaix und Start Point, ein Minimum von weniger als 45% um die Kanalinseln bis zu den Roches Douvres, ein Maximum von über 60% im NW von Le Havre und relative Minima von weniger als 55% um Dungeness bis über die Kanalmitte und unter 50% von der Südküste zwischen Dünkirchen und Nieuport ausgehend bis zur Sandettié-Bank.

#### *c) Die Irische See einschließlich Bristol-Kanal*

Das Seegebiet zwischen der Südostküste von Irland und Cornwall hat Quotienten von wenig unter 50%. Die 50%-Isolinie legt sich vor den inneren Bristol-Kanal und quert den St. Georgs-Kanal, in letzterem wenig nördlich bereits von der 55%-Linie begleitet. Die Irische See zeigt eine außerordentliche Einheitlichkeit im

Anteil der Nipp- an den Springtidedestromen, der bis zum Ausgang des Nord-Kanals überall zwischen 55 und 60% liegt, ausgenommen nur ein schmaler Gürtel mit Quotienten von über 60% etwa zwischen den Linien Mull of Galloway-Ards-Halbinsel und Mull of Kintyre-Fair Head.

#### d) Die Seegebiete vor der schottischen West- und Nordküste

Die Uniformität der Geschwindigkeitsverhältnisse maximaler Tidedestrome in der Irischen See wird nördlich des Nord-Kanals jäh unterbrochen, wo die Insel Islay zum Zentrum einer Scherung von Isolinien mit Unterschieden bis zu 25% wird. Während die 55%-Isolinie zwischen dem Südkap von Islay und Loch Swilly in Nordirland noch verhältnismäßig isoliert verläuft, folgen von der Westküste der Insel ausgehend kurz aufeinander die 50%-, 45%- und 40%-Linie in Richtung Stanton-Bank, wobei die beiden ersteren den Kartenbereich zum offenen Atlantik hin nach NW verlassen, während letztere in großem Bogen über die südlichen Inseln der äußeren Hebriden Little Minch erreicht und vor North Minch zur schottischen Küste nach Rudh Ré zurückkehrt. Die von der Nordwestküste von Islay ausgehenden ungewöhnlich niedrigen Verhältnislinien für Quotienten von 35 und 30% reichen zungenförmig nach NW bis über bzw. an die Inseln Coll und Tiree und enden an dem nordwestlichen Ausläufer der Insel Mull.

Im Nordwesten und Norden Schottlands wird wieder ein ziemliches Gleichmaß mit Werten zwischen 40 und 45% von Rudh Ré über Cape Wrath bis zum Pentland Firth erreicht. Erst im Firth tritt ein Ansteigen auf über 50% auf, das aber östlich von Duncansby Head zunächst wieder abklingt, bis bei Noss Head wieder die 50%-Linie auftritt, die dann bis St. Abbs Head dominiert.

#### Einfluß der neuen Karte auf die Methoden der Gezeitenstrombestimmung aus den Gezeitenstromkarten

Alle Gezeitenstromkarten geben entweder nur die Stromstärken zur mittleren Springzeit [1, 16] oder außerdem noch zur mittleren Nippzeit [2—9] an, nicht aber Werte zwischen Spring- und Nippzeit. Da es sich dabei um Mittelwerte der Stromgeschwindigkeiten unter den Bedingungen einer mittleren Deklination von Mond und Sonne und einer mittleren Distanz Erde-Mond handelt, entsprechen sie ohnehin selbst bei Spring- und Nippzeit im allgemeinen nicht den besonderen Gegebenheiten der jeweiligen astronomischen Konstellation und bedürfen einer Umrechnung, in der die sogenannten „Ungleichheiten der Gezeiten“ zum Ausdruck kommen, wie sie für die vertikale Gezeitenkomponente aus den Berechnungen mit Gezeitenrechenmaschinen [17] gewonnen und in den Gezeitentafeln [18] wiedergegeben sind.

Zu dieser Umrechnung ordnet man den Ort der Strombeobachtung einem Bezugsort zu, für den ausführliche Gezeitenvoraussagen vorliegen. Im allgemeinen findet man die Empfehlung, dabei den nächstgelegenen einer Reihe von aufgeführten

Bezugsorten zu wählen, wobei durchaus nicht gesagt ist, daß er allein auf Grund der Entfernung am geeignetsten zu sein braucht. Vielmehr spielen die Zuordnung annähernd gleicher Springverspätung [19], der Ähnlichkeit der Tidekurven [18] und des gleichen Verhältnisses zwischen Nipp- und Springtidedaten eine Rolle.

Entscheidend für die Umrechnung ist die Annahme einer Proportionalität zwischen dem Verlauf der Tidedestromstärken und des Tidenhubs innerhalb der Gezeitenperiode. Die neue Karte der Linien gleichen Verhältnisses der maximalen Gezeitenströme bei mittlerer Nipp- und Springzeit kann im Vergleich mit den für geographische 1°-Felder unlängst mitgeteilten Werten des Verhältnisses des mittleren Nipp- zum mittleren Springtidenhub [20] eine Aussage über die Zuverlässigkeit dieser Annahme geben. Dabei zeigt sich, daß eine angenäherte Proportionalität nur in der nördlichen Nordsee, vor der schottischen Nord- und Westküste, in der Irischen See und noch einigermaßen im Ärmelkanal besteht.

Im großen Dreieck zwischen den Orkneys, Stavanger und der Küste von Norfolk kommen Abweichungen zwischen „Tidedestromquotient“ und „Tidenhubquotient“ vor, die von kleinen Beträgen von einigen Prozent im Küstenbereich auf 10 bis 15% über weite Flächen der mittleren Nordsee anwachsen, während in der inneren Deutschen Bucht 10% vorherrschen. Dabei liegt der Tidedestromquotient nahezu ausnahmslos über dem Tidenhubquotienten. Vereinzelt ergeben sich sogar Differenzen bis zu 20%. Aufschlußreich ist eine Aufgliederung der Abweichungen zwischen den für die Umrechnung benutzten Bezugsorten und dem engeren bzw. weiteren zugehörigen Anschlußbereich für die Gezeitenströme, wie sie in der folgenden Tabelle vorgenommen ist.

Zuordnung von Tidedestrom- und Tidenhubquotienten für 10 Bezugsorte in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See

Bezugsort	M. Sp. Thb. m	M. Np. Thb. m	Tidenhub- quotient %	Tidedestromquotienten im gesamten Anschlußbereich			Spring- verspätung d
				Umgebung %	extreme Werte %	extreme Werte %	
Helgoland	2,6	1,9	73	<60	>65, <55	2,9	
Vlissingen	4,3	3,0	70	>65	>65, <50	2,2	
Immingham	6,0	3,1	52	<50	>65, <50	2,0	
Aberdeen	3,5	1,7	49	<55	>65, <40	1,5	
Dover	5,7	3,2	56	>55	>65, <50	2,1	
Devonport	4,8	2,2	46	<50	>50, <45	1,8	
Brest	6,0	2,9	48	<50	>50, <45	1,6	
Cobh	3,7	2,0	54	>50	>55, <50	1,8	
Liverpool	8,3	4,6	55	>55	>60, <50	1,8	
Stornoway	4,0	1,6	40	>40	>55, <30	1,3	

Es wird damit klar, daß die Annahme einer Proportionalität zwischen Tidedestrom- und Hubverlauf in manchen Fällen zu Ungenauigkeiten in der Ermittlung der Gezeitenströme führen muß. Beispiele für solche Umrechnungen findet man in den Gezeitenstromatlanten, wobei man in England nomographisch arbeitet

[1, 3—9], während in Deutschland die Rechnung bevorzugt wird [1], die man noch tabellarisch vereinfachen kann [16, 21]. Ein Beispiel möge nun die möglichen Fehler bei Annahme einer einfachen Proportionalität zeigen.

*Beispiel 1:* Im NE von Dünkirchen herrscht ein maximaler Tidestrom bei mittlerer Springzeit von 1,7 kn, der Tidestromquotient beträgt nach der neuen Karte 50%.

*Lösung:* Anschlußort ist Vlissingen mit einem Tidenhubquotienten von 70% nach Tabelle. Dann ergibt die gebräuchliche Rechnung für die mittlere Nippzeit

$$v = 1,7 \text{ kn} \cdot \frac{3,0 \text{ m}}{4,3 \text{ m}} = 1,19 \text{ kn} \sim 1,2 \text{ kn},$$

wogegen nur 50% der Tidestromgeschwindigkeit von 1,7 kn, also 0,85 kn erscheinen dürften.

Um auf diesen Wert zu kommen, muß die Abweichung im Verlauf von Tidestromstärke und Tidenhub berücksichtigt werden, was zur mittleren Nippzeit einfach durch Multiplikation mit 50%/70%, also dem Quotienten aus Tidestromquotient und Tidenhubquotient geschieht.

Ein weiteres Beispiel soll die Berücksichtigung der Ungleichheiten der Gezeiten in der einfachsten Form zeigen.

*Beispiel 2:* Man bestimme den maximalen Gezeitenstrom auf derselben Position am 27. Juni 1962 vormittags.

*Lösung:* Letztes Viertel des Mondes am 24. Juni 1962 kurz vor Mitternacht, Springverspätung 2,2 Tage, folglich am 27. Juni 1962 Nippzeit. Tidenhub als arithmetisches Mittel aus Tidenstieg (3,5 m) und Tidenfall (3,3 m) 3,4 m. Rechnung in üblicher Form gibt

$$v = 1,7 \text{ kn} \cdot \frac{3,4 \text{ m}}{4,3 \text{ m}} = 1,35 \text{ kn},$$

verbesserte Rechnung

$$v = 1,7 \text{ kn} \cdot \frac{3,4 \text{ m}}{4,3 \text{ m}} \cdot \frac{50\%}{70\%} = 0,96 \text{ kn}.$$

In den Abweichungen der Resultate zwischen Beispiel 1 und 2 kommen die großen Ungleichheiten zwischen einer mittleren und einer Nipptide zur Zeit des Sommersolstitiums zum Ausdruck.

Es erhebt sich nun die Frage, wie die Rechnung zu einer beliebigen Zeit innerhalb einer Tideperiode aussieht. Da die speziellen Ungleichheiten bereits in dem Zähler des ersten Quotienten enthalten sind, wird noch das mittlere Verhalten des Tidestromquotienten und des Tidenhubquotienten über ein Gezeitenintervall von einem halben oder wenigstens einem viertel synodischen Monat benötigt. Diesbezügliche Untersuchungen hat der Verfasser für den Tidenhub bereits früher durchgeführt und zu verschiedenen Schlußfolgerungen herangezogen [20]. Da keine Bedenken bestehen, die Betrachtungen in diesem Fall auch auf den Tidestromquotienten auszudehnen, läßt sich die allgemeine Rechnung schnell ausführen.

Ohne auf die mathematische Entwicklung hier im einzelnen einzugehen, wird das Diagramm mit dem Verlauf der Quotienten zu Tidenhub bzw. Tidestrom von der Spring- über die Mitt- zur Nippzeit für Quotienten von 30% bis 75% wieder-

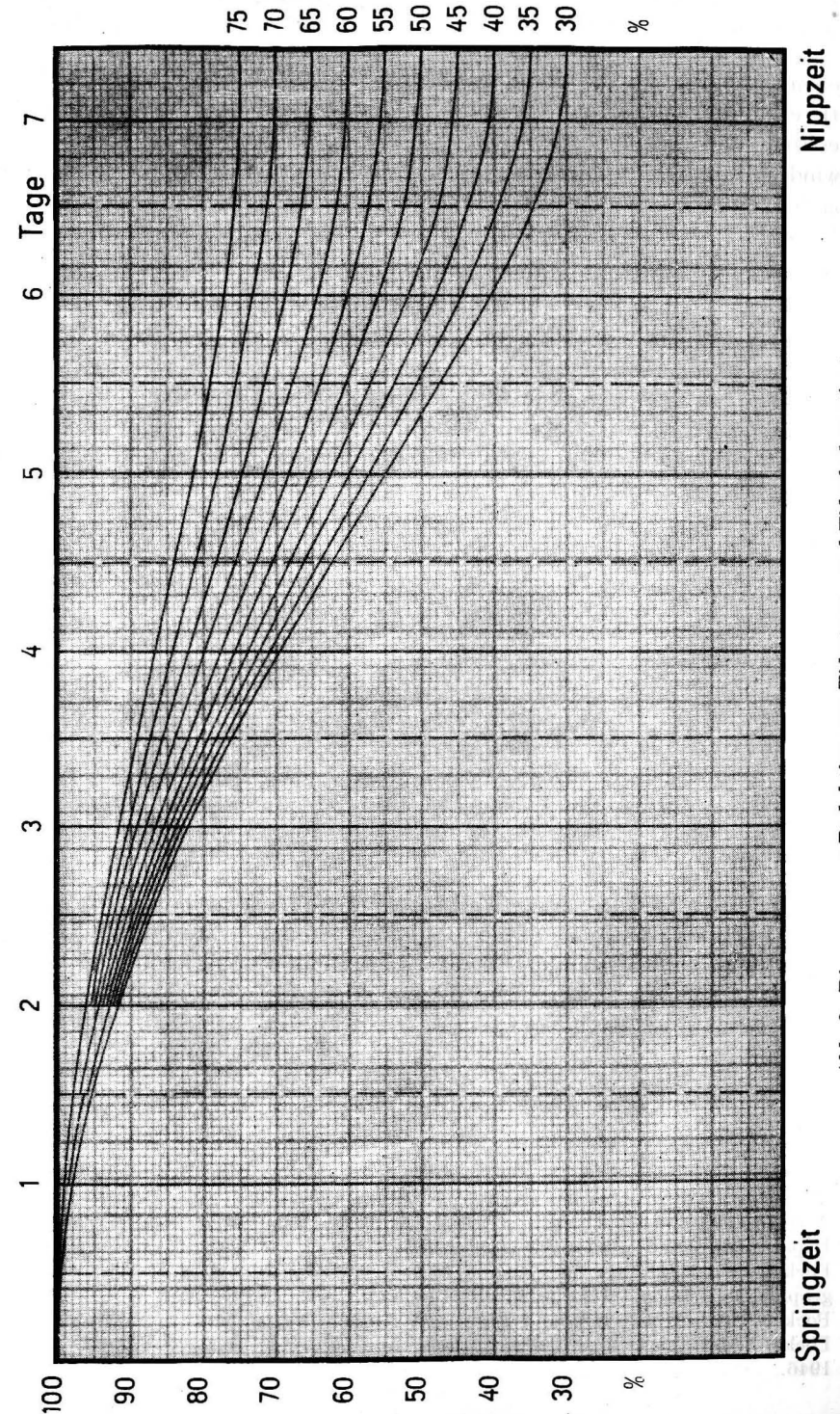


Abb. 2. Diagramm zur Reduktion von Tidestrom- und Tidenhubquotienten

gegeben (Abb. 2). An die Stelle des Tidenhub- bzw. Tidestromquotienten für mittlere Nippzeit treten nun die aus dem Diagramm entnommenen reduzierten Tidestrom- und Tidenhubquotienten. Da die Rechnung für jede beliebige Geschwindigkeit innerhalb einer Tide gilt, lautet die korrigierte Formel zur Umrechnung der Gezeitenstromgeschwindigkeit

$$v = v_{\text{Springzeit}} \cdot \frac{\text{momentaner Tidenhub}}{\text{mittl. Springtidenhub}} \cdot \frac{\text{reduz. Tidestromquotient}}{\text{reduz. Tidenhubquotient}}$$

Dabei ist der mittlere Springtidenhub am Bezugsort konstant,  $v_{\text{Sp. Zt.}}$  entnimmt man der betreffenden Karte des Gezeitenstromatlas, den momentanen Tidenhub am Bezugsort den Gezeitentafeln, den eigentlichen Tidenhubquotienten enthält die Tabelle (bzw. die Gezeitentafel), den eigentlichen Tidestromquotienten auf der jeweiligen Position ergibt die neue Karte, die Reduktion beider erfolgt mit Hilfe des beigegebenen Diagramms. Die Handhabung mag ein abschließendes Beispiel erläutern.

*Beispiel 3:* Man bestimme den stärksten Gezeitenstrom auf derselben Position am 23. Juli 1962 nachmittags.

*Lösung:* Vollmond ist am 17. Juli mittags. Springzeit am 19. Juli 1962, also Situation 4 Tage nach Springzeit. Tidenstieg 3,7 m, Tidenfall 4.1 m, Tidenhub 3,9 m. Reduzierter Tidestromquotient für 50%: 67%, reduzierter Tidenhubquotient für 70%: 81%. Rechnung ergibt

$$v = 1,7 \text{ kn} \cdot \frac{3,9 \text{ m}}{4,3 \text{ m}} \cdot \frac{67\%}{81\%} = 1,28 \text{ kn} \sim 1,3 \text{ kn}$$

gegenüber 1,54 kn nach der früheren Bestimmung. Hat man wie in den englischen Gezeitenstromatlanten noch die Angaben für mittlere Nippzeit, so kann man den Tidestromquotienten statt aus der Karte genauer durch Quotientenbildung aus den Atlasdaten ermitteln.

Die Beispiele 1 bis 3 gaben den Fall extremer Abweichungen. In den meisten Fällen liegen die Verhältnisse dagegen günstiger, so daß man in der Nautik mit der üblichen Berechnungsmethode meistens innerhalb erträglicher Abweichungen bleiben wird. Für wissenschaftliche Zwecke reicht die einfache Formel jedoch nicht aus, sondern ist durch den multiplikativen Term zu ergänzen.

### Literatur

- [1] Atlas der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Britischen Gewässer. Deutsches Hydrographisches Institut. Hamburg 1956.
- [2] Atlas of Tides and Tidal Streams. British Islands and adjacent Waters. Hydrographic Department of the Admiralty. London 1952.
- [3] Pocket Tidal Atlas. North Coast of Ireland and West Coast of Scotland. Hydrographic Department of the Admiralty. London 1945.
- [4] Pocket Tidal Atlas. Pentland Firth and Approaches to Kirkwall. Ebenda 1946.
- [5] Pocket Tidal Atlas. The Channel Islands and adjacent Coasts of France. Ebenda 1946.

- [6] Pocket Tidal Atlas. Approaches to Portland. Ebenda 1949.
- [7] Pocket Tidal Atlas. Shetland Islands. Ebenda 1953.
- [8] Pocket Tidal Atlas. Thames Estuary. Ebenda 1958.
- [9] Pocket Tidal Atlas. The Solent and adjacent Waters. Ebenda 1959.
- [10] HANSEN, W., Gezeitenströme im Englischen Kanal. Dtsch. Hydrograph. Z., 3 (1950) H. 3/4.
- [11] HANSEN, W., Gezeiten und Gezeitenströme der halbtägigen Hauptmondtide  $M_2$  in der Nordsee. Ebenda, Ergänzungsheft 1 (1952).
- [12] DIETRICH, G., Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforschungen. VII (1950) H. 2.
- [13] DIETRICH, G., Ergebnisse synoptischer ozeanographischer Arbeiten in der Nordsee. Deutscher Geographentag Hamburg. Tagungsbericht und wiss. Abhandlungen. Wiesbaden 1955.
- [14] SAGER, G., Die Größtgeschwindigkeiten der Gezeitenströme zur mittleren Springzeit in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See. Beiträge zur Meereskunde, H. 1, Berlin 1960.
- [15] SAGER, G., Eine Karte der maximalen Gezeitenströme für die Nordsee, den Englischen Kanal und die Irische See. Bücherei der Funkortung, Band 8, Heft VIII „Navigation und Sicherheit der Schifffahrt“. Dortmund 1961.
- [16] Atlas der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See. Rostock 1962.
- [17] SAGER, G., Gezeiten Voraussagen und Gezeitenrechenmaschinen. Stralsund 1955.
- [18] Gezeitentafeln für das Jahr 1962, Band I. Europäische Gewässer. Deutsches Hydrographisches Institut. Hamburg 1961.
- [19] SAGER, G., Die Beiträge der Springverspätung in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See. Seeverkehr, H. 11, Berlin 1961.
- [20] SAGER, G., Ergänzende Betrachtungen zur Karte der Linien gleichen Springtidenhubs der halbtägigen Gezeit  $M_2 + S_2$ . Beiträge zur Meereskunde, H. 2/3, Berlin 1961.
- [21] SAGER, G., Hilfstabelle für Atlas der Gezeitenströme. Die Schifffahrt, H. 1. Berlin 1960.

Abschluß der Arbeit: 29. März 1962.

## Die Richtung der maximalen Gezeitenströme in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See

Von GÜNTHER SAGER

*Zusammenfassung:* Für das Gebiet der Nordsee, des Ärmelkanals und der Irischen See wird eine Karte mit Linien gleicher Richtung des maximalen Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit gegeben und erläutert. Die Richtungsangaben erfolgen im allgemeinen in Abständen von jeweils  $10^\circ$  rechtweisend für das Zeitintervall von  $00^h00^m$  bis  $6^h12^m$  nach dem Meridiandurchgang des Mondes in Greenwich. Zur schnelleren Übersicht und für die Zwecke einer ersten nautischen Orientierung ist eine Karte mit Richtungssektoren des maximalen Gezeitenstroms von jeweils  $45^\circ$  hinzugefügt, aus der die Haupttendenzen der Tideströme deutlich sichtbar werden.

### Einleitung

Für eine Reihe von ozeanographischen wie nautischen Belangen ist die Kenntnis der vorherrschenden Richtung des stärksten Gezeitenstroms von Bedeutung, sei es der Transport der Gezeitenenergie, der Einfluß der Gezeitenströme auf die Schichtung der Wassermassen, die Sedimentation und die Sandverfrachtung im Küstenbereich, die Versetzung von Schiffen, Drift von Wracks und Treibkörpern, die Wanderung der Fischschwärme usw.

Da die dominierenden Richtungen des Gezeitenstroms aus dem „Gezeitenstromatlas“ nur umständlich zu entnehmen sind und daraus nur mühselig ein Bild über ein größeres Seegebiet zu gewinnen ist, hat HANSEN seit 1950 in zwei Arbeiten jeweils für den Englischen Kanal [1] und für die Nordsee [2] Untersuchungen angestellt, aus denen sich interessante Zusammenhänge ergeben haben. Für den Kanal hat HANSEN die Linien gleicher Richtung des maximalen Gezeitenstroms bzw. die Richtung der großen Achse der Gezeitenstromellipse in Abständen von jeweils  $10^\circ$  angegeben, für die Nordsee hat er sich dagegen auf die zeichnerische Darstellung der Lage und Größe der beiden Achsen der Gezeitenstromellipse für 130 ausgewählte Punkte — durchschnittlich 2 je geographisches  $1^\circ$ -Feld — beschränkt, zwischen denen sich bereits einigermaßen interpolieren läßt.

Nachdem der Verfasser die ebenfalls für die Nordsee und den Kanal von HANSEN entworfenen Karten der „Linien gleicher Größtgeschwindigkeit“ und der „Linien gleicher Eintrittszeit des maximalen Gezeitenstroms“ [1, 2] auf das Gebiet der

Irischen See und der schottischen West- und Nordwestküste ausgedehnt hatte [3—6], entstand der Wunsch, dies nach Möglichkeit auch für die Richtung des maximalen Gezeitenstroms zu tun. Die Prüfung aller verfügbaren Unterlagen ergab, daß dieses Vorhaben mit Ausnahme der schon in der zweiten Karte [5, 6] verbliebenen Unsicherheitszone in und südlich der Hebridensee durchführbar erschien, was sich bei der Ausführung der Arbeiten bestätigte.

### Entstehung der Karten

Ausgangspunkt bei der Bearbeitung der Karte der Linien gleicher Richtung und der daraus resultierenden und für die Praxis entworfenen Karte mit Richtungssektoren des maximalen Gezeitenstroms war die Karte der „Linien gleicher Eintrittszeit des maximalen Gezeitenstroms“ [5, 6]. Diese Karte ist aus parabolischer Interpolation der Stromstärken in stündlichen Abständen, wie sie in den 13 Stromkarten der Gezeitenstromatlanten enthalten sind, unter Benutzung von Hilfstafeln [7] gewonnen worden, wobei ausländische Werte auf die Zeit des Meridiandurchgangs des Mondes in Greenwich umgerechnet werden mußten.

Nach den in dieser Karte gegebenen Eintrittszeiten des Maximalstroms wurden sodann die Richtungen zwischen je zwei benachbarten Stundenkarten linear interpoliert, was sich bei der graphischen Entnahme der Richtungen als ausreichend erwies. Um eine eindeutige Zuordnung der beiden im allgemeinen um  $180^\circ$  verschiedenen Hauptstromrichtungen zu erlangen, wurden nur die Werte nach der Mondkulmination in Greenwich berücksichtigt.

Als Unterlagen dienten die Gezeitenstromatlanten der Anrainer sowie die in den Seehandbüchern verstreuten Angaben. Dabei erwies sich der Atlas des Deutschen Hydrographischen Instituts Hamburg [8] am vorteilhaftesten, weil dort die Stromangaben in regelmäßigen Abständen und als gerade Pfeile verzeichnet sind. Demgegenüber war der Atlas der Britischen Admiralität [9] für diesen Zweck weniger geeignet, weil vielfach gekrümmte Strompfeile auftreten, die keine eindeutige Entnahme der Richtung gestatten. Eine gute Ergänzung bedeuteten die englischen Taschenatlanten [10] mit ihren reichhaltigen Daten für ausgewählte Seegebiete sowie die Gezeitenstromtabellen des deutschen Atlas [8]. Die Vorarbeiten bis zur Herstellung der Arbeitskarte oblagen Herrn cand. phys. WOLFGANG MATTHÄUS, der sie mit besonderer Gründlichkeit und Umsicht durchführte, wofür ihm an dieser Stelle der Dank ausgesprochen sei.

Beim Entwurf der Karten selbst wurden zunächst die drei großen Stromamphidromien bzw. Punkte mit Kreisstrom in der Nordsee vor dem Eingang zum Skagerrak — am südöstlichen Rande der Großen Fischerbank —, im Nordwestteil der Doggerbank und vor dem Seegebiet der Hoofden — etwa zwischen Texel und der Outer Silver Pit — aus der Karte der Eintrittszeiten des maximalen Gezeitenstroms [5, 6] übernommen. Um die zeitliche Zuordnung übersichtlich zu gestalten, wurden auch diejenigen Linien gestrichelt übertragen, entlang denen der Maximalstrom gerade zur Zeit des Meridiandurchgangs des Mondes in Greenwich auftritt.

Die eigentlichen Isolinien für die Richtung des Maximalstroms, die im allgemeinen in Abständen von  $10^\circ$  rechtweisend ausgezogen sind, wurden unmittelbar auf jener Seite vor den gerissenen Linien unterbrochen, wo der Maximalstrom kurz vor der Mondkulmination in Greenwich eintritt. Da nur Werte *nach* dem Meridiandurchgang berücksichtigt sind, erscheint die gerissene Linie als Sprunglinie, in der die Richtungsangaben um  $180^\circ$  wechseln. Schließlich wurden diejenigen Linien gleicher Richtung des Maximalstroms, die mit den Haupthimmelsrichtungen N, S, O, W ( $0^\circ$ ,  $180^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $270^\circ$ ) zusammenfallen, zur besseren Unterscheidung stärker ausgezogen.

Um darüber hinaus noch eine einprägsamere Vorstellung der vorherrschenden Hauptstromrichtungen zu erhalten, wurden die Daten der Arbeitskarte zu Richtungssektoren von jeweils  $45^\circ$  zusammengefaßt und zwar in einen Nord/Süd-Sektor ( $337\frac{1}{2}^\circ$  bis  $22\frac{1}{2}^\circ$  und  $157\frac{1}{2}^\circ$  bis  $202\frac{1}{2}^\circ$ ), einen Nordost/Südwest-Sektor ( $22\frac{1}{2}^\circ$  bis  $67\frac{1}{2}^\circ$  und  $202\frac{1}{2}^\circ$  bis  $247\frac{1}{2}^\circ$ ), einen Ost/West-Sektor ( $67\frac{1}{2}^\circ$  bis  $112\frac{1}{2}^\circ$  und  $247\frac{1}{2}^\circ$  bis  $292\frac{1}{2}^\circ$ ) und einen Südost-Nordwest-Sektor ( $112\frac{1}{2}^\circ$  bis  $157\frac{1}{2}^\circ$  und  $292\frac{1}{2}^\circ$  bis  $337\frac{1}{2}^\circ$ ). Diese zweite Karte erweist sich bei der Interpretation der Ergebnisse als sehr nützlich und vermag auch dem Nautiker eine schnelle erste Orientierung über die einzelnen Seegebiete zu geben. Sie bestätigt in Verbindung mit der ersten Karte auch die folgenden hydrodynamischen Grundprinzipien, die beim Entwurf solcher Karten von Nutzen sind:

Entlang den Küsten setzt der Gezeitenstrom etwa in Richtung der Küste, was aber nur an einigermaßen einheitlichen Begrenzungen des Festlands ohne Buchten, Halbinseln, Kaps und dergleichen deutlich sichtbar wird (englische Ostküste, Teile der englischen Südküste, niederländische Küste, jütische Küste). An nicht zu spitz vorspringenden Stellen zeigt sich eine Scharung konsekutiver Isolinien, die dem Küstenverlauf folgt (Cap de la Hague, Start Point, St. Davids Head, Holyhead, Duncansby Head, Kinnairds Head nördlich Peterhead). Bei sehr spitzen und ausgedehnten Landzungen und Halbinseln folgt der großräumige Verlauf der Richtung des Hauptstroms nicht mehr den weit über  $90^\circ$  ausmachenden Änderungen des Küstenverlaufs, sondern pendelt meistens um Werte der geographischen Mittellinie des vorspringenden Festlands oder bleibt sogar nahezu unbeeinträchtigt (Kap Landsend, Halbinsel Kintyre, Hauptinsel Lewis der Hebriden).

In ausgeprägte Buchten dringt eine Schar von Isolinien, die durch den Verlauf der äußeren Küste begrenzt ist und in der Mitte etwa mit der Richtung der geographischen Mittellinie identisch ist (Deutsche Bucht, Bristol-Kanal, innerer Firth of Moray, Bucht von St. Malo), wobei es vor diesen Buchten zur Ausbildung einer Stromamphidromie kommen kann; so konnten die Stromamphidromien vor den letztgenannten drei Seegebieten erst durch den Entwurf der Karte gleicher Richtung des Maximalstroms festgestellt und nachträglich in die Karte der Linien gleicher Eintrittszeit des Maximalstroms [5, 6] übertragen werden. Andererseits spricht der großräumige Richtungsverlauf des maximalen Tidestroms auf weniger ausgebildete Buchten kaum oder gar nicht an (Firth of Forth, Cardigan Bay, teilweise The Wash und Seine Bai), so daß sich insgesamt eine Mannigfaltigkeit

von Formen der Isolinien ergibt, wobei nicht ausgeschlossen ist, daß sich aus genügend zahlreichen Beobachtungen in und vor Buchten noch weitere Stromamphidromien herauschälen lassen.

### Beschreibung der Karten mit den Linien und Sektoren der Richtung der maximalen Gezeitenströme

Die Betrachtung der Karten soll in der schon früher bevorzugten Weise nach den einzelnen Seegebieten erfolgen, wobei nacheinander die Nordsee, der Kanal, die Irische See einschließlich Bristol-Kanal und das Gebiet vor der schottischen Nord- und Westküste behandelt werden. Dabei wird nicht jede Isolinie einzeln verfolgt, sondern das Wesentliche des Verlaufs aller Linien herausgestellt, wozu die Karte mit den Richtungssektoren des maximalen Gezeitenstroms gute Dienste leistet.

#### a) Das Seegebiet der Nordsee (ohne Kanal)

Das Gebiet der Nordsee zeigt bezüglich der Hauptstromrichtungen des Gezeitenstroms ein einigermaßen übersichtliches Bild, wobei sich besonders der nördliche Teil sehr einheitlich ausnimmt. Als gewisse Knotenpunkte fungieren die Stromamphidromien bzw. Punkte mit Zirkularstrom, von denen derjenige vor dem Skagerrak den ausgedehntesten Einfluß hat, wie schon bei der Karte der Linien gleicher Eintrittszeit des maximalen Gezeitenstroms [5] erläutert worden ist. Den zweitstärksten Einfluß nimmt die Stromamphidromie nahe der Doggerbank, dann folgt jene vor den Hoofden und schließlich in geringerem Maße der Kreisstrompunkt im Firth of Moray.

In allen Stromamphidromien laufen die Linien gleicher Richtung des Maximalstroms zusammen, weil dort die Stromstärke fortwährend unverändert bleibt. Da außerdem in jedem dieser Punkte eine Linie endet, entlang der der Maximalstrom genau zum Zeitpunkt des Meridiandurchgangs des Mondes in Greenwich eintritt, die bei der Eigenart dieser Karte — Intervall von  $00^h00^m$  bis  $6^h11^m$  *nach* der Mondkulmination — als Sprunglinie wirkt, treffen sich in einer Stromamphidromie jeweils Isolinien, deren Bezifferung sich über einen Sektor von  $180^\circ$  erstreckt. Die dabei nicht in Erscheinung tretenden Richtungsangaben sind dem entsprechenden Intervall *vor* der Mondkulmination in Greenwich zugeordnet.

Der weitaus größte Teil der nördlichen Nordsee hat Hauptstromrichtungen innerhalb des N/S-Sektors, der sich bis zu den beiden großen Amphidromien erstreckt, an der englischen Küste von Peterhead bis Fife Ness reicht und noch einen Ausläufer vor die jütische Westküste bis in die Gegend von Sylt sendet. Innerhalb dieses Gebiets, das alle übrigen Sektoren weit an Ausdehnung übertrifft, verlaufen zwei Linien, auf denen die Hauptstromrichtung exakt meridional orientiert ist, nämlich einmal von Peterhead im Bogen nach Norden ausholend



und dann zur Stromamphidromie vor dem Skagerrak ziehend und zum andern wenig gekrümmt vom River Tay zur Doggerbank-Amphidromie. Eine Ausnahme von diesem einheitlichen Verhalten bildet der amphidromisch verknüpfte Wechsel der Richtungssektoren im Firth of Moray mit sehr deutlich nach dem Küstenverlauf ausgerichteten Stromrichtungen und das SO/NW-orientierte Gebiet vor der Orkney-Shetland-Schwelle.

In der mittleren und südlichen Nordsee tritt der N/S-Sektor stark zurück; er begleitet nur die englische Küste zwischen Whitby und der Nordküste von Norfolk — mit der Ausnahme The Wash — und bildet einen Gürtel von der Ostküste der Counties Norfolk und Suffolk zur niederländischen Küste zwischen Ijmuiden und Den Helder, der sich nach Norden an den Drehpunkt vor den Hoofden anschließt, wobei die N/S-Linie etwa als Mittellinie dieses Sektors verläuft.

Diesen beiden Sektoren benachbart erscheint nach See hin ein langgestreckter SO/NW-Sektor mit gleicher geographischer Orientierung seiner Längsrichtung, der die englische Küste um Cromer und von Whitby bis Fife Ness berührt und nach Osten die beiden Amphidromien an der Doggerbank und vor den Hoofden erreicht, zwischen denen auch die genaue SO/NW-Richtung des Maximalstroms sich im Bogen hinzieht. Ein Sektor gleicher Richtung breitet sich längs der zugehörigen Isolinie SO/NW von der großen östlichen Amphidromie bis vor das Gebiet der nordfriesischen Inseln und Halligen aus.

Die NO/SW-Richtung mit dem entsprechenden Sektor findet sich einmal zwischen den beiden Hauptstromamphidromien mit ausgesprochenem Ausfall nach Nordwesten bis fast zum 1°-Ost-Meridian und 57° nördlicher Breite. Derselbe Sektor tritt in kleinerem Ausmaß nochmals vor der holländischen Küste von Den Helder bis Ameland auf und endet in der Amphidromie vor den Hoofden.

Das restliche Gebiet der Nordsee zwischen den drei Hauptdrehpunkten bis zur südlichen Deutschen Bucht füllt in breiter Ausdehnung der O/W-Sektor aus, wobei zwei O/W-Isolinien auftreten, nämlich eine zwischen den beiden westlichen Stromamphidromien mit starker Ausbuchtung nach Osten und die andere von der großen Amphidromie in weitem Bogen zunächst nach Süden und dann über Südosten nach den ostfriesischen Inseln ziehend.

#### b) Das Seegebiet des Englischen Kanals

Schon ein erster Blick auf die Karten zeigt, daß die Richtung der maximalen Gezeitenströme in den meisten Teilen des Kanals — besonders deutlich wird das in seiner geographischen Mittellinie — weitgehend dem Küstenverlauf angepaßt ist. Bereits weit vor dem Osteingang, etwa von der Linie Harwich-Ijmuiden bis zur Linie Beachy Head-Dieppe, herrscht der NO/SW-Sektor in den Hauptrichtungen der maximalen Tideströme vor, ausgenommen die Themse-Mündung mit O/W-Orientierung und ein Gebiet vor der französischen Küste von Boulogne bis Dieppe, das dem dort meridionalen Verlauf des Kontinents angepaßt ist. Im zentralen Teil des Kanals herrscht die O/W-Richtung von Selsey Bill bis zur Lyme Bay an der englischen und von Dieppe bis zum Cap de la Hague an der franzö-

sischen Küste vor, nur um Pointe de Barfleur von einem kleinen SO/NW-Sektor unterbrochen.

Beiderseits der Linie Cap de la Hague—Start Point wechseln die dominierenden Richtungen entsprechend dem geographischen Verlauf des Kanals in den NO/SW-Bereich, um weiter westlich wieder in den O/W-Sektor zurückzudrehen, der die englische Küste bis Kap Lands End begleitet, dann über die Scilly-Inseln einen Ausläufer nach Südwesten bis fast zur Kleinen Sole Bank sendet und nach Zurückschwenken bis zur Mitte des westlichen Kanaleingangs zur französischen Küste nördlich von Brest zurückkehrt. Die einzige Komplikation bietet sich im Gebiet der Bai de St. Brieuc und der Kanalinseln, wo sich eine allerdings beim gegenwärtigen Stand der Strommessungen nicht genau lokalisierbare Amphidromie befindet, in die neben den beiden zuletzt genannten Sektoren auch ein von Les Héaux de de Bréhat bis vor die Bai de Mont St. Michel — dem inneren Teil der Bucht von St. Malo — reichender SO/NW-Sektor und der die Westküste der Halbinsel Cotentin begleitende N/S-Sektor führt.

#### c) Das Gebiet der Irischen See einschließlich Bristol-Kanal

Während im freien Atlantik zwischen Lands End und Carnsore Point fast ausschließlich der Richtungssektor NO/SW mit 3 Isolinien dominiert — nur durch den vom Bristol-Kanal ausgehenden O/W-Sektor in einem schmalen Streifen unterbrochen —, stellt sich im Süden des St. Georgs Kanals eine Amphidromie ein, zu der die durch den Verlauf der irischen Küste um Carnsore Point sowie der wallisischen Küste um St. Davids Head und den Bristol-Kanal bedingten Sektoren führen.

Im Südteil der Irischen See setzt sich unter der irischen Küste noch der im angrenzenden Atlantik vorherrschende NO/SW-Sektor bis zur Höhe von Wicklow fort, der dann nach Norden und Osten von dem N/S-Sektor abgelöst wird, der sich bis zum Gebiet geringer Ströme vor der Dundalk- und Dundrum Bay hinzieht. Zwischen diesem Gebiet und der Insel Anglesea wird ein kleinerer NO/SW-Sektor wirksam, der bald dem in den breitesten Teilen der Irischen See dominierenden O/W-Sektor Raum gibt.

Als Ausnahme zeigt sich ein von St. Bees Head bis zur Walney-Insel (nördlich der Morecambe Bay) dem Küstenverlauf angepaßter und bis in die Gegend der Insel Man vorstoßender SO/NW-Sektor und ein kleinerer, dem Küstenverlauf des Solway Firth zugeordneter NO/SW-Sektor. Der Nordkanal wird von der SO/NW-Richtung beherrscht, die ihren südlichen Ursprung bereits vor der Dundrum Bay hat, hinüber nach Mull of Galloway und der Halbinsel Kintyre reicht und sich dann im Bogen vor die irische Nordküste legt.

#### d) Das Seegebiet vor der schottischen Nord- und Westküste

An den SO/NW-Sektor vor der irischen Nordküste schließt sich nach Norden ein N/S-Sektor, der den Firth of Clyde, das Seegebiet zwischen der Halbinsel

Kintyre und den Inseln Islay und Jura mit dem Sound of Jura ausfüllt und meridional durch die Hebridensee bis zur Insel North Uist in der Gruppe der äußeren Hebriden hinaufzieht, allerdings im Gürtel der inneren Hebriden von der Insel Skye bis zum Firth of Lorne durch den NO/SW-Sektor weitgehend verdrängt wird.

Vor der atlantischen Küste der Inseln North- und South Uist bis südlich der Stanton-Bank dehnt sich ein Streifen stärkster Änderungen der Richtung des maximalen Gezeitenstroms, der aber wie die Verhältnisse vor der zerklüfteten Westküste Schottlands durch zu wenig Beobachtungen belegt ist, um mit Sicherheit fixiert werden zu können. Das mit Unsicherheiten behaftete Gebiet ist daher strichpunktiert hervorgehoben und verdient bei der Navigation besondere Beachtung.

In vollem Gegensatz zu dem Gebiet großer Stromunruhe steht das gesamte Seegebiet vor der schottischen Nordwestküste einschließlich der Hebrideninseln Harris und Lewis, wo wieder der atlantisch bedingte NO/SW-Sektor breit ausladend in Erscheinung tritt und sogar noch eine schmale Zunge bis zu den Orkneys vorschickt, die aber im Norden wie Süden bereits von O/W-Sektoren eingefasst ist, in denen das Umschwanken des Ausläufers der atlantischen Gezeitenwelle einsetzt, das in dem mit der Orkney-Shetland-Schwelle beginnenden SO/NW-Sektor seinen Fortgang nimmt und sich dann in dem großräumigen N/S-Sektor der nördlichen Nordsee vollendet.

#### Literatur

- [1] HANSEN, W., Gezeitenströme im Englischen Kanal. Dtsch. Hydrograph. Z. 3 (1950) H. 3/4.
- [2] HANSEN, W., Gezeiten und Gezeitenströme der halbtägigen Hauptmond tide  $M_2$  in der Nordsee. Ebenda, Ergänzungsheft 1. 1952.
- [3] SAGER, G., Die Größtgeschwindigkeiten der Gezeitenströme zur mittleren Springzeit in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See. Beiträge zur Meereskunde, H. 1. 1960.
- [4] SAGER, G., Eine Karte der maximalen Gezeitenströme für die Nordsee, den Englischen Kanal und die Irische See. Bücherei der Funkortung, B. 8, H. VIII „Navigation und Sicherheit der Schifffahrt“. Dortmund 1961.
- [5] SAGER, G., Eine Karte der Linien gleicher Eintrittszeit des maximalen Gezeitenstroms für die Nordsee, den Englischen Kanal und die Irische See. Ebenda.
- [6] Atlas der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See. Institut für Meereskunde. Warnemünde. Verlag Seehydrographischer Dienst der DDR. Rostock 1962.
- [7] Hilfstafeln zur Berechnung der Gezeiten nach dem harmonischen Verfahren. Marine-observatorium Wilhelmshaven 1939 und Seehydrographischer Dienst der DDR 1958.
- [8] Atlas der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die britischen Gewässer. Deutsches Hydrographisches Institut Hamburg. Hamburg 1956.
- [9] Atlas of Tides and Tidal Streams. British Islands and adjacent waters. Hydrographic Department of the Admiralty. London 1952.
- [10] Pocket Tidal Stream Atlases. Hydrographic Department of the Admiralty. London 1943—1959 (einzeln zitiert auf Seite 36/37 dieses Heftes).

Abschluß der Arbeit: 9. September 1961.

## Ergebnisse einiger Durchsichtigkeitsmessungen im Raum der ozeanischen Polarfront westlich von Spitzbergen

Von RUDOLF SCHEMAINDA

*Zusammenfassung:* Auf einer Fahrt des Fischereiforschungsschiffes „Karl-Liebknecht“ in das Seegebiet Bäreninsel-Spitzbergen bestand Ende Mai 1960 Gelegenheit, im Raum der ozeanischen Polarfront westlich von Spitzbergen neben den üblichen hydrologischen Beobachtungen auch Trübungsmessungen durchzuführen.

Nach einer kurzen Charakterisierung der im Berichtsgebiet angetroffenen hydrologischen Situation wird die Trübungsverteilung an Hand von 2 Vertikalschnitten besprochen. Die beiden Hauptwasserkörper, das Polarstromwasser und das atlantische Wasser wiesen in ihrem Trübstoffgehalt starke Unterschiede auf, so daß die Übergänge von einem Wasserkörper zum anderen im Bereich der Wasserartengrenze nicht nur durch einen schnellen Wechsel der thermischen und halinen Bedingungen, sondern auch durch eine rasche Änderung der Extinktion charakterisiert waren.

Obwohl die Bearbeitung des biologischen Probematerials noch nicht abgeschlossen ist, lassen die bisherigen Untersuchungsergebnisse erkennen, daß die zwischen den beiden Wassermassen auftretenden Trübungsunterschiede auf Differenzen in der Planktonzusammensetzung und der Planktondichte zurückzuführen waren.

### I. Einleitung

Im Frühjahr 1960 wurde mit dem Fischereiforschungsschiff „Karl-Liebknecht“ eine Untersuchungsreise in das Seegebiet Bäreninsel-Spitzbergen durchgeführt, auf der zur Ergänzung der fischereibiologischen Arbeiten auch ozeanologische Beobachtungen vorgenommen wurden.

Da über die hydrologischen Ergebnisse dieser Fahrt an anderer Stelle berichtet wird, werden diese hier nur soweit berücksichtigt, als es für die Charakterisierung der Beziehungen zwischen der Trübungsverteilung und dem Aufbau der Wassermassen notwendig ist.

Für die Durchsichtigkeitsmessungen in situ gelangte das von J. JOSEPH [5] beschriebene und von den Askania-Werken konstruierte D-Gerät zur Anwendung. Sie dienten dem Ziel, die Verteilung der trübenden Stoffe zu erfassen, die sich, abgesehen von der Eigenextinktion des Wassers, in den küstenfernen Seegebieten praktisch aus dem Plankton und dessen Abbauprodukten zusammensetzen.

Um die Absorption der Gelbstoffe weitgehendst zu eliminieren, erfolgten die Messungen im roten Teil des Spektrums (Schottfilter RG 1, Durchlässigkeitsmaximum 620 nm).

Im Gegensatz zu den anderen hydrologischen Beobachtungen blieben die Durchsichtigkeitsmessungen, bedingt durch die Gegebenheiten der Apparatur, auf die oberflächennahe Zone von 0 bis 80 m Tiefe beschränkt. Die Vertikalabstände der Tiefenstufen mit Trübungsmessungen beliefen sich auf 5 m. Bei starker Änderung der Fotostromintensität zwischen zwei Meßpunkten wurde eine zusätzliche Messung eingeschaltet.

Die Ergebnisse der Beobachtungen sind als Unterschiede der auf die Meßstrecke von einem Meter bezogenen dekadischen Extinktionskoeffizienten ( $\Delta EK/m$ ) zwischen dem auf den Positionen des Untersuchungsgebietes beobachteten örtlichen Wasser und dem auf Station 97 in 80 m Tiefe angetroffenen klarsten Wasser darstellt.

Nach dem LAMBERTSchen Gesetz gilt hierfür mit genügender Näherung die Beziehung

$$\Delta EK = \log \frac{J_k}{J},$$

wobei  $J$  die Fotostromintensität im örtlichen,  $J_k$  den Meßwert im klarsten Wasser bezeichnet.

Da nach dem BEERSchen Gesetz der physikalische Extinktionskoeffizient der Konzentration der extingierenden Stoffe proportional ist, können, wie J. JOSEPH [6], H. LÜNEBURG [12] und M. GILLIBRICH [3] gezeigt haben, die  $\Delta EK$ -Werte näherungsweise als Maß für die im Wasser vorhandenen Schwebstoffe angesehen werden.

Leider ist die Bearbeitung des biologischen Probematerials bisher nicht abgeschlossen, so daß quantitative Aussagen noch nicht gemacht werden können.

## II. Die hydrologischen Bedingungen

Das Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der Grenzzone zwischen der Warm- und Kaltwassersphäre des Ozeans, der ozeanischen Polarfront, die über große Strecken der Erdoberfläche hin sehr scharf ausgeprägt und durch einen raschen Wechsel der hydrologischen Bedingungen auf engem Raum charakterisiert ist.

Westlich von Spitzbergen wird sie durch die Konvergenz des polaren Ostspitzbergenstroms mit dem atlantischen Westspitzbergenstrom gebildet.

Der aus dem Storfjord kommende und relativ kaltes, salzarmes und sauerstoffreiches Wasser führende Ostspitzbergenstrom (M. M. ADROV [2]) setzt zunächst entlang der Ostküste Westspitzbergens nach SSW. Am Südkap biegt er, der Schelfkante folgend, nach Westen um und fließt dann, als Südkapstrom, küstenparallel nach Nordwesten.

An seiner Außenflanke konvergiert er etwa von der Breite des Südkaps ab mit dem relativ warmen, salzreichen und sauerstoffärmeren Westspitzbergen-

strom, der den kalten Polarstrom auf seinem Wege längs der Westküste Westspitzbergens in größerem Küstenabstand begleitet.

Dabei wird das Polarstromwasser durch Vermischung mit dem atlantischen Wasser allmählich wärmer und salzreicher. Die Berührungsfläche beider Stromsysteme stellt nicht nur eine hydrologische, sondern auch eine biologische Grenzzone dar. Das äußert sich z. B. darin, daß im Bereich der Polarfront die meisten stenothermen und stenohalinen Organismen umkommen. An Hand der TS-Diagramme, deren Darstellung in diesem Zusammenhang nicht erforderlich ist, ließen sich im Berichtsgebiet die beiden oben angeführten Hauptwasserkörper deutlich erkennen.

Das Polarstromwasser wies z. Z. der Untersuchungen Temperaturen von  $< -1^\circ\text{C}$  und Salzgehalte von  $< 34,5\text{‰}$  auf. Bedingt durch die Eisschmelze und den Schmelzwasserabfluß vom Festland, ging der Salzgehalt in dieser Wasserart örtlich bis auf etwa  $34\text{‰}$  zurück. Andererseits zeigten einige Stationen in der vollständigen hydrologischen Serien noch auf je ein bis zwei Oberflächenschöpfproben zwischen den Stationen stützen. Die Lage der beiden Schnitte ist aus

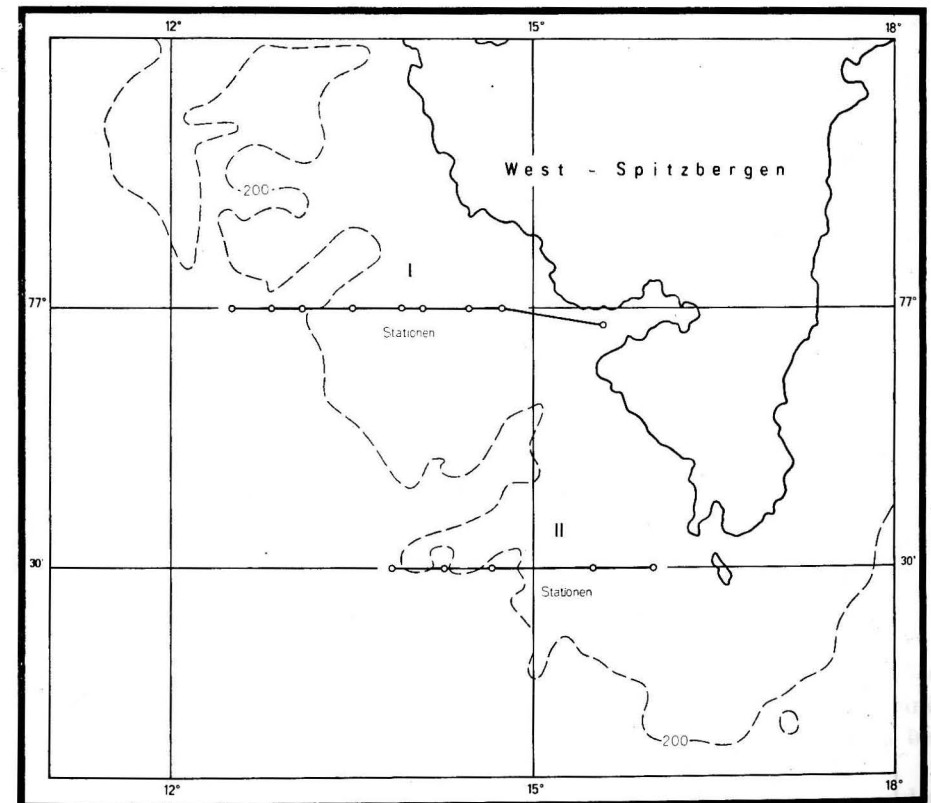


Abb. 1

polaren Deckschicht einen geringen Temperaturanstieg, der als Beginn der frühjahrszeitlichen Erwärmung gewertet werden kann.

In dem atlantischen Wasser mit Temperaturen von  $>5^{\circ}\text{C}$  wurden Salzgehalte von  $35,1\text{--}35,2\text{‰}$  beobachtet. Die aus der Vermischung dieser beiden Hauptwasserarten im Bereich der ozeanischen Polarfront entstandenen Mischwasserkörper zeigten die entsprechenden Übergänge.

In größerer Küstenferne machte sich auf tieferem Wasser bereits der Einfluß des arktischen Tiefenwassers bemerkbar, das durch die winterliche Konvektion entsteht und durch niedrige Temperaturen und einen relativ hohen Salzgehalt charakterisiert ist.

Die horizontale Verteilung der hydrologischen Elemente zeigte dem Charakter des Untersuchungsgebietes entsprechend starke Unterschiede auf eng begrenztem Raum. Innerhalb der Polarfront wurden, durch wiederholte Schöpfproben von der Oberfläche belegt, maximale horizontale Temperaturgradienten von  $1^{\circ}\text{C}/\text{sm}$  und horizontale Salzgehaltsgradienten von  $0,2\text{‰}/\text{sm}$  angetroffen.

Anscheinend sind die horizontalen Temperaturgradienten lokal noch stärker gewesen, da auf einer Driftstation am Schelfrand innerhalb von 10 Minuten an der Wasseroberfläche eine Temperaturänderung von  $0,5^{\circ}\text{C}$  zu verzeichnen war.

Einen Einblick in den vertikalen Aufbau der Wassermassen vermitteln die Abb. 2 und 3, die sich außer den durch die Stationsnummern gekennzeichneten

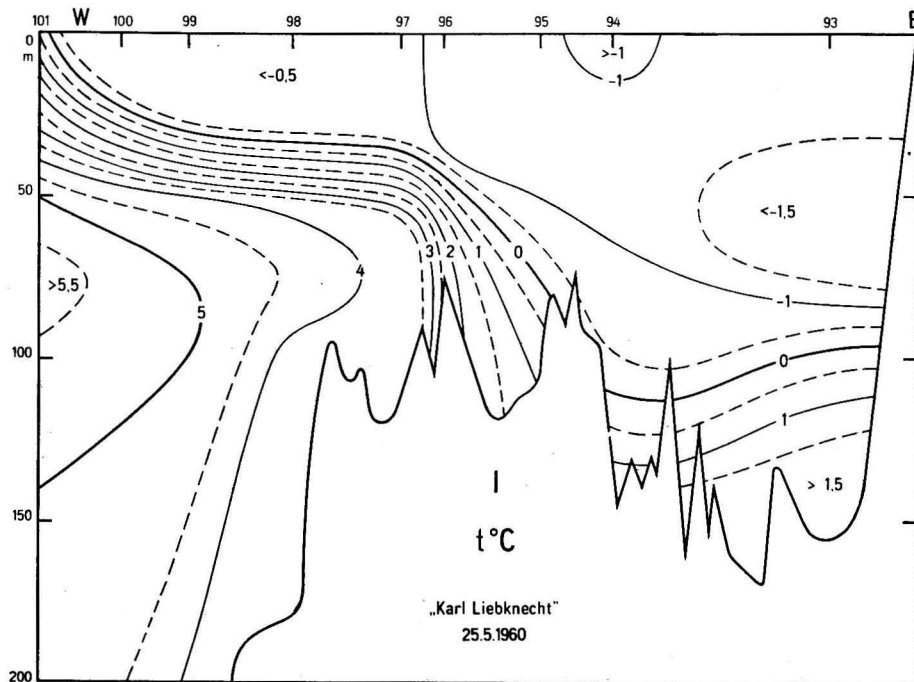


Abb. 2

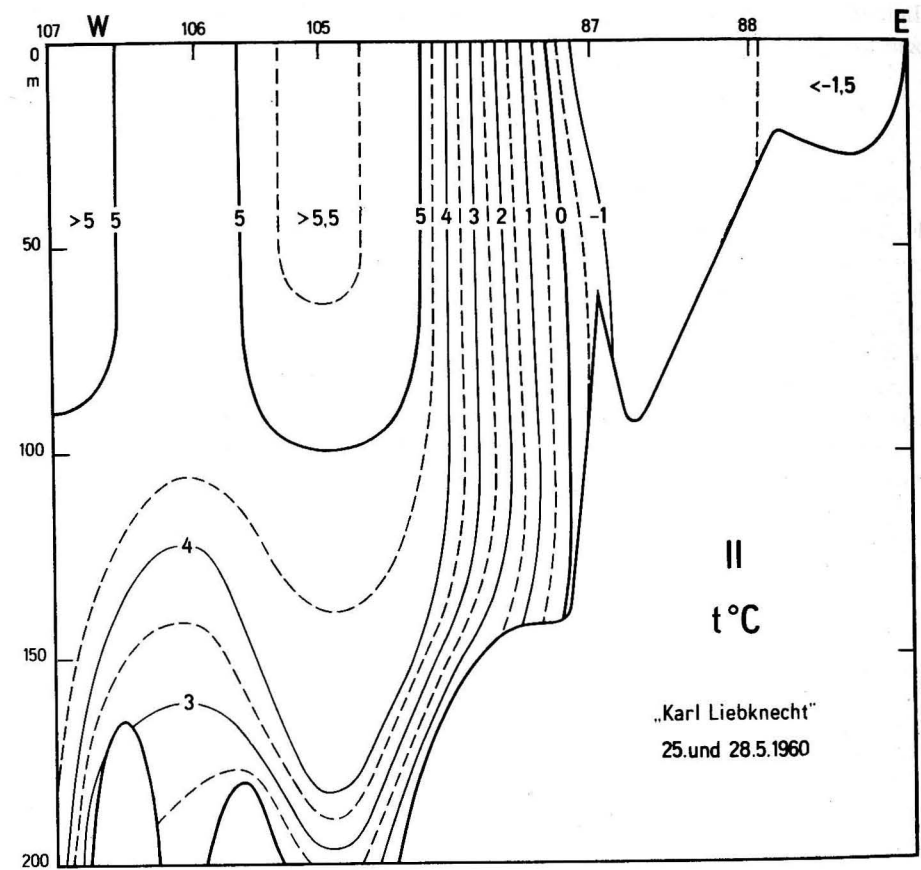


Abb. 3

Abb. 1 zu ersehen. Schnitt I beginnt im Hornsund und verläuft von dessen Ausgang längs von  $77^{\circ}\text{N}$  bis zur Schelfkante. Schnitt II zieht sich vom Schelfrand auf  $76^{\circ}30'\text{N}$  bis zum Sörkap hin. Ein Vergleich der beiden Schnitte macht besonders die verschiedenartige Ausbildung der Polarfront deutlich. Während in Schnitt II die Isothermen im Bereich dieser Front mehr oder weniger vertikal verliefen, wurde in Schnitt I, in dem sich das kalte und salzarme Polarwasser weit über das warme und salzreiche atlantische Wasser schob, die Polarfront bis an die Schelfkante gedrängt.

Auf den Stationen, auf denen das atlantische Wasser durch Eisschmelzwasser überschichtet war, schloß sich daher an die kalte Deckschicht nach unten eine starke thermische Sprungschicht an, in der vertikale Temperaturgradienten bis zu  $0,25^{\circ}\text{C}/\text{m}$  auftraten.

Nach dem geringen Salzgehalt ( $34,1\text{‰}$ ) zu urteilen, enthielt das Wasser der kalten Oberschicht starke Beimengungen von Eisschmelzwasser, das wahrschein-

lich den Gletschern des Hornsundes, dem großen Torell-Gletscher und dem Schmelzen des Treibeises entstammte.

### III. Die vertikale Trübungsverteilung

Die Untersuchungen verschiedener Autoren (J. JOSEPH [6, 7], J. KREY [11], K. WYRTKI [13] u. a.) haben gezeigt, daß die Unterscheidung der in einem Meeresgebiet auftretenden Wasserkörper verschiedener Herkunft, die hinsichtlich ihrer physikalischen, chemischen oder biologischen Eigenschaften durch ein unterschiedliches Verhalten charakterisiert sind, auch an Hand ihres Trübungsstoffgehaltes und ihrer „spezifischen Extinktion“ möglich ist.

Nach K. KALLE [8] ist die Trübung in ihrer Eigenschaft als Indikator zur Unterscheidung von Wasserkörpern weniger veränderlich als die unter dem Begriff „Nährstoffe“ zusammengefaßten chemischen Elemente und zeigt nach dem Salzgehalt die größte Stabilität.

In jüngerer Zeit wurde die Trübung daher, besonders im Zusammenhang mit Problemen der Hydrobiologie, in immer stärkerem Maße zur Unterscheidung von Wasserkörpern herangezogen.

Betrachten wir die von uns z. Z. der Untersuchungen angetroffene vertikale Trübungsverteilung auf einigen Stationen im polaren (Station 87 und 93, Abb. 4) und atlantischen Wasser (Station 107, Abb. 4), so ist zunächst zu erkennen, daß die Extinktion im Oberflächenwasser des Polarstromes größer als im atlantischen Wasser war.

Sonst zeigen die Vertikalkurven der Trübung das übliche Bild. An eine oberflächennahe mehr oder weniger homogene Trübschicht, die im atlantischen Wasser eine Mächtigkeit von 50–60 m erreichte, schloß sich nach der Tiefe hin eine Zone mit einer kontinuierlichen bis stufenförmigen Abnahme des Trübungsstoffgehaltes an, die den Übergang zum klaren Wasser bildete.

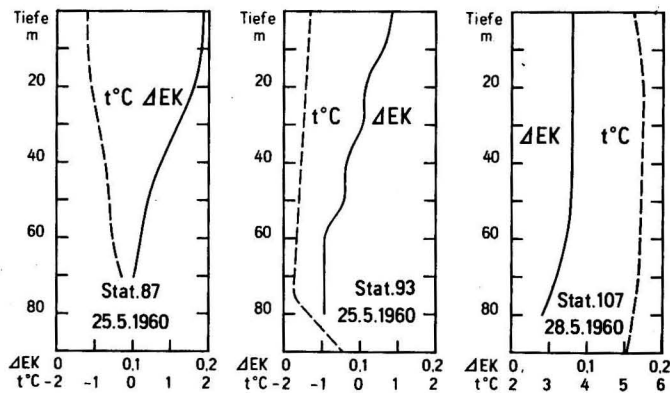


Abb. 4

Im Bereich der Überschichtung des atlantischen Wassers durch das Polarwasser dagegen trat sowohl im Verlauf der Temperatur- als auch in dem der Trübungskurve zwischen den beiden Wassermassen ein sprunghafter Übergang auf (Station 99, Abb. 5). In diesem Gebiet wurden nicht nur die höchsten Extinktionswerte, sondern auch die stärksten Änderungen in der vertikalen Trübungsverteilung beobachtet.

Auf Station 97 war innerhalb der thermischen Sprungschicht pro 1 m Tiefendifferenz eine Abnahme der Trübung von 0,02  $\Delta EK/m$  zu verzeichnen.

Ausgeprägte intermediäre Trübungsmaxima, wie sie J. JOSEPH [7] im Raum von Ostgrönland innerhalb der Temperatursprungschicht antraf und wie sie sonst aus der Ostsee, den Übergangsgebieten zur Nordsee und der Nordsee bekannt sind, wurden von uns nicht beobachtet. Dazu muß bemerkt werden, daß die auf „Karl Liebknecht“ durchgeführten punktförmigen Messungen zwar engabständig genug sind, um einen Überblick über die Trübungsschichtung zu vermitteln, jedoch nicht einen solchen Einblick in die Feinheiten der vertikalen Trübungsverteilung gewähren können, wie die von J. JOSEPH eingeführten Registriermethoden.

Noch deutlicher als die Vertikalkurven lassen die beiden Trübungsschnitte (Abb. 6 u. 7) die Abhängigkeit der Verteilung der Trübungsstoffe von dem hydrologischen Aufbau der Wassermassen erkennen.

Den starken horizontalen Temperaturgradienten an der Oberfläche entsprechend (Abb. 3) zeigt die Trübung in Schnitt II (Abb. 7) im Bereich der Polarfront einen raschen horizontalen Übergang von dem stärker getrübteten Polarwasser zu dem in der Trübung fast homogenen atlantischen Wasserkörper.

In Übereinstimmung mit der Temperaturschichtung (Abb. 2) entspricht dem „horizontalen Trübungsgefälle“ vom polaren zum atlantischen Wasser in Schnitt II in Schnitt I (Abb. 6) ein vertikaler Übergang der Trübung von einem Wasserkörper zum anderen.

Die starke Anreicherung von Schwebstoffen oberhalb der thermischen Sprungschicht im Schnitt I ist eine Folge der Verminderung der Austauschvorgänge zwischen dem polaren und atlantischen Wasserkörper durch die Temperatur- und Dichtesprungschicht. Von diesem Prozeß her gesehen, ist auch die große Klarheit des unter der thermischen Sprungschicht liegenden und bis 50 m unter die Oberfläche reichenden atlantischen Wasserkörpers zu verstehen, in dem die Extinktion sich im Mittel auf 0,009 Einheiten von  $\Delta EK$  belief und gegenüber dem atlantischen Wasser auf Schnitt II durchschnittlich um 0,068  $\Delta EK$ -Einheiten geringer war.

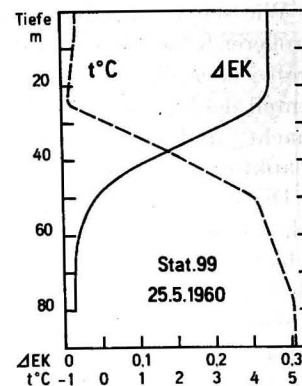


Abb. 5

Wie schon eingangs bemerkt wurde, wird die Trübung der Wassermassen in größerer Küstenferne fast ausschließlich vom Plankton und Detritus hervorgerufen, wobei nach den Beobachtungen von M. GILLBRICHT [3] in der Irminger See der Anteil des lebenden Planktons  $\frac{2}{5}$ , der des Detritus  $\frac{3}{5}$  der Gesamttextinktion ausmacht, und die durch das Phytoplankton bewirkte Extinktion bei gleicher Planktonquantität etwa das 1,5-fache der Zooplanktonextinktion beträgt.

Die Entwicklung des Planktons in den Wassermassen beiderseits der ozeanischen Polarfront verläuft jedoch nicht gleichmäßig, da ebenso wie in anderen Teilgebieten der subpolaren Konvergenz auch in der Barentssee das Wachstum des Phytoplanktons im atlantischen Wasser erheblich später einsetzt als im Polarwasser (E. KREPS und N. VERIBINSKAJA [9, 10]).

Daher unterscheidet sich im Frühjahr das Atlantikwasser von dem arktischen Wasser hinsichtlich seiner Planktonbevölkerung durch das fast völlige Fehlen von Pflanzenleben.

Die bisher vorliegenden Ergebnisse der von A. LINDNER durchgeführten Planktonbestimmungen haben in Übereinstimmung mit dieser Regel ergeben, daß z. Z. unserer Untersuchungen, die in der letzten Maidekade stattfanden, das Polarwasser relativ reich an Diatomeen war, unter denen die arktisch- bzw. borealneritischen Arten (H. H. GRAN [4], W. B. ABRAMOVA [1] *Thalassiosira nordenskiöldi*, *Thalassiosira gravida* und *Navicula granii* in großen Mengen auftraten.

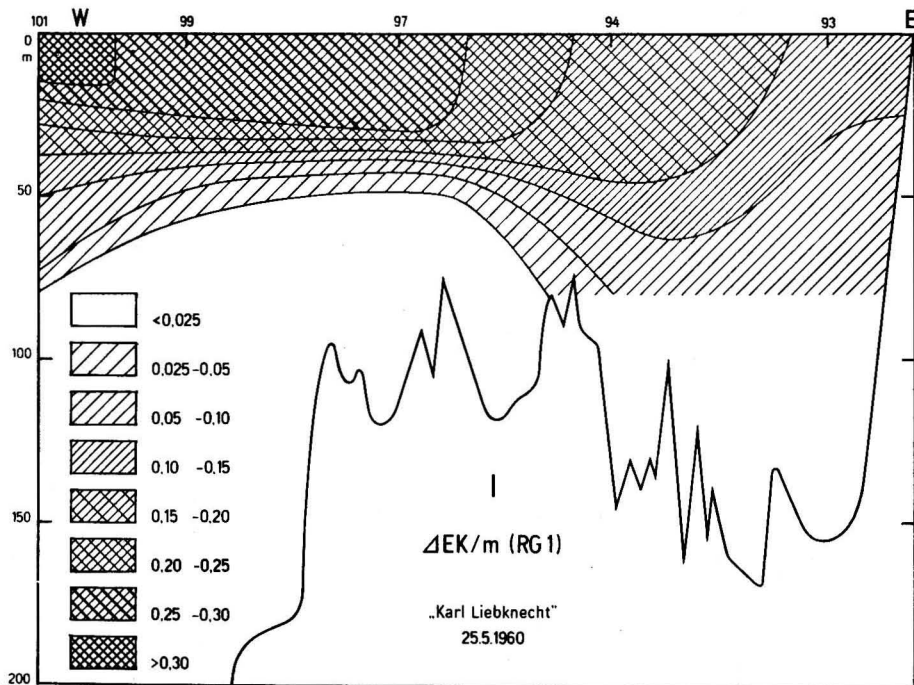


Abb. 6

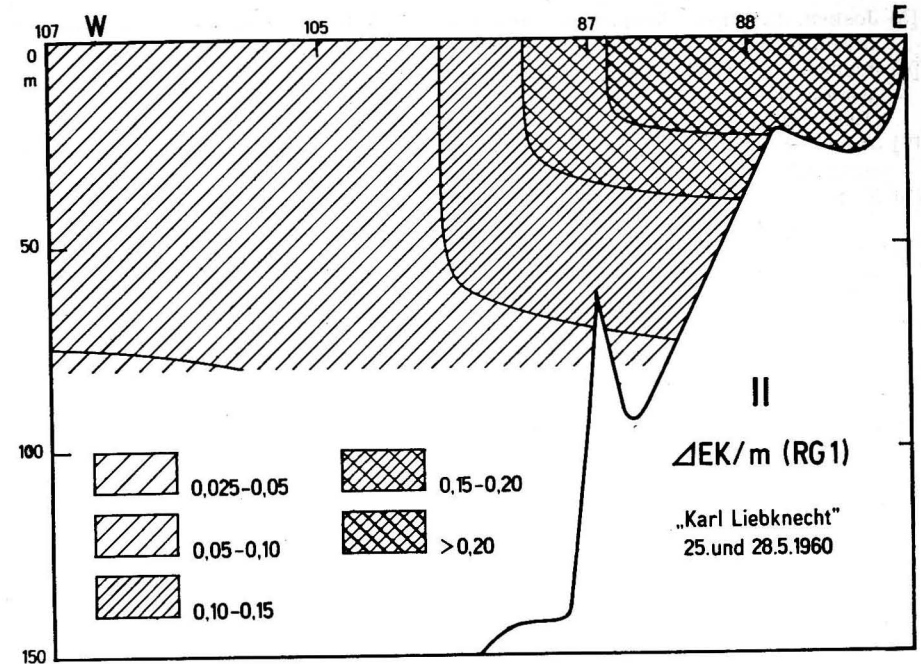


Abb. 7

In den Regionen des atlantischen Wassers dagegen fehlte das Phytoplankton fast vollkommen. Sie enthielten eine relativ arme Zooplanktonbevölkerung, unter der Copepoden mit *Calanus finmarchicus* am häufigsten vertreten waren.

Obwohl bei dem augenblicklichen Stand der Bearbeitung des biologischen Probenmaterials der Reise ein exakter Vergleich zwischen den Ergebnissen der Trübungsmessungen und den Planktonbestimmungen noch nicht möglich ist, lassen oben gemachte Ausführungen erkennen, daß die Ursachen für die Extinktionsunterschiede zwischen dem atlantischen Wasser und dem Polarwasser in erster Linie auf die zwischen den beiden Hauptwasserarten bestehenden Differenzen in der Planktonzusammensetzung und der Planktondichte zurückzuführen waren.

#### Literatur

- [1] ABRAMOVA, W. D., Plankton als Indikator für Wasser verschiedener Herkunft in den Meeren des Nordatlantiks (russ.). Trudy PINRO Bd. 9, Moskau 1956.
- [2] ADROV, M. M., Neue Angaben über die Hydrographie der nordwestlichen Barentssee (russ.). Trudy PINRO Bd. 11, Moskau 1959.
- [3] GILLBRICHT, M., Die Planktonverteilung in der Irminger See im Juni 1955. Ber. Dtsch. wiss. Komm. Meeresforsch. 15 (1959) H. 3.
- [4] GRAN, H. H., Das Plankton des Norwegischen Nordmeeres. Report on Norwegian Fishery- and Marine-Investigations 2 (1902) No. 5.

- [5] JOSEPH, J., Durchsichtigkeitsmessungen im Meere im ultravioletten Spektralbereich. Dtsch. Hydrogr. Zeitschr. 2 (1949) H. 5.
- [6] JOSEPH, J., Die Trübungsverhältnisse in der südwestlichen Nordsee während der „Gauss“-Fahrt im Februar/März 1952. Ber. Dtsch. Wiss. Komm. Meeresforsch. 13 (1953) H. 2.
- [7] JOSEPH, J., Die Trübungsverhältnisse in der Irminger See im Juni 1955 und ihre hydrographischen Ursachen. Ber. Dtsch. Wiss. Komm. Meeresforsch. 15 (1959) H. 3.
- [8] KALLE, K., Nährstoffuntersuchungen als hydrographisches Hilfsmittel zur Unterscheidung von Wasserkörpern. Ann. d. Hydr. u. Marit. Meteorol. 65 (1937).
- [9] KREPS, E. und VERIBINSKAJA, N., Seasonal Changes in the Phosphate and Nitrate Content and Hydrogen Ion Concentration in the Barents Sea. J. du Conseil permanent int. Explorat. Mer 5 (1930) No. 3.
- [10] KREPS, E. und VERIBINSKAJA, N., The Consumption of Nutrient Salts in the Barents Sea. J. du Conseil permanent int. Explorat. Mer 7 (1932) No. 1.
- [11] KREY, J., Die Charakterisierung von Wasserkörpern durch optische Messungen. Archiv für Hydrobiologie 46 (1952).
- [12] LÜNEBURG, H., Die Probleme der Sinkstoffverteilung in der Wesermündung. Veröff. Inst. Meeresforsch. Bremerhaven, 2 (1953) H. 1.
- [13] WYRTKI, K., Über die Beziehung zwischen Trübung und ozeanographischem Aufbau. Kieler Meeresforschungen 7 (1950) H. 2.

## Windstauunterschiede längs der Südküste der westlichen Ostsee

Von KLAUS VOIGT

*Zusammenfassung:* Für die vier Pegelstationen Wismar, Darßerort, Saßnitz und Heringsdorf werden in Abhängigkeit von Windrichtung und Windgeschwindigkeit über der westlichen Ostsee die Wasserstandsunterschiede zum Pegel Warnemünde mitgeteilt.

Windstau und Eigenschwingungen sind die beiden Erscheinungen, die die kurzperiodischen Änderungen des Wasserstandes in der Ostsee im wesentlichen verursachen.

Auf Grund der langen Streichlänge des Windes über See erreichen die Wasserstandsschwankungen ihre Maximalwerte vor allem in den äußeren Buchten der Ostsee.

Besonders die Hochwasser im östlichen Teil des Finnischen Meerbusens fanden wegen der von ihnen verursachten großen Schäden eingehende meereskundliche Bearbeitung. In diesem Gebiet gehört aber neben Windstau und stehenden bzw. wandernden langen Wellen auch der Rückstau der großen Abflusmengen der Newa zu den Faktoren, die Wasserstandserhöhungen bis zu 4 m über Mittelwasser hervorrufen.

Weniger komplex sind die Ursachen der Hoch- und Niedrigwasser in den Buchten und Förden der westlichen Ostsee. Hier sind die Wasserstände, die im Extremfall zwischen 2,5 bis 3,0 m über und 2,0 bis 2,5 m unter NN schwanken, meist eine reine Windstauwirkung.

Maßgebend für eine Veränderung des Wasserstandes in diesem Teil der Ostsee ist dabei weniger der örtliche Wind, sondern vielmehr das Windfeld über der gesamten Ostsee. Von dieser Vorstellung ausgehend, entwickelten G. SAGER und O. MIEHLKE [1] für den Hafen Warnemünde in der westlichen Ostsee eine Wasserstandsvorhersagemethode. Die beiden Verfasser teilten die Ostsee (ohne Finnischen und Bottnischen Meerbusen) in 3 Wirkungsräume ein (entsprechend Abb. 1) und berechneten für einige Fälle den Anteil, den das Windfeld über diesen 3 Seegebieten zur Erhöhung bzw. Erniedrigung des Wasserstandes in Warnemünde beiträgt.

Die Untersuchung zeigte, daß man für die Wasserstandsänderungen am Pegel Warnemünde schon sehr befriedigende Werte erhält, wenn man ihre Abhängigkeit

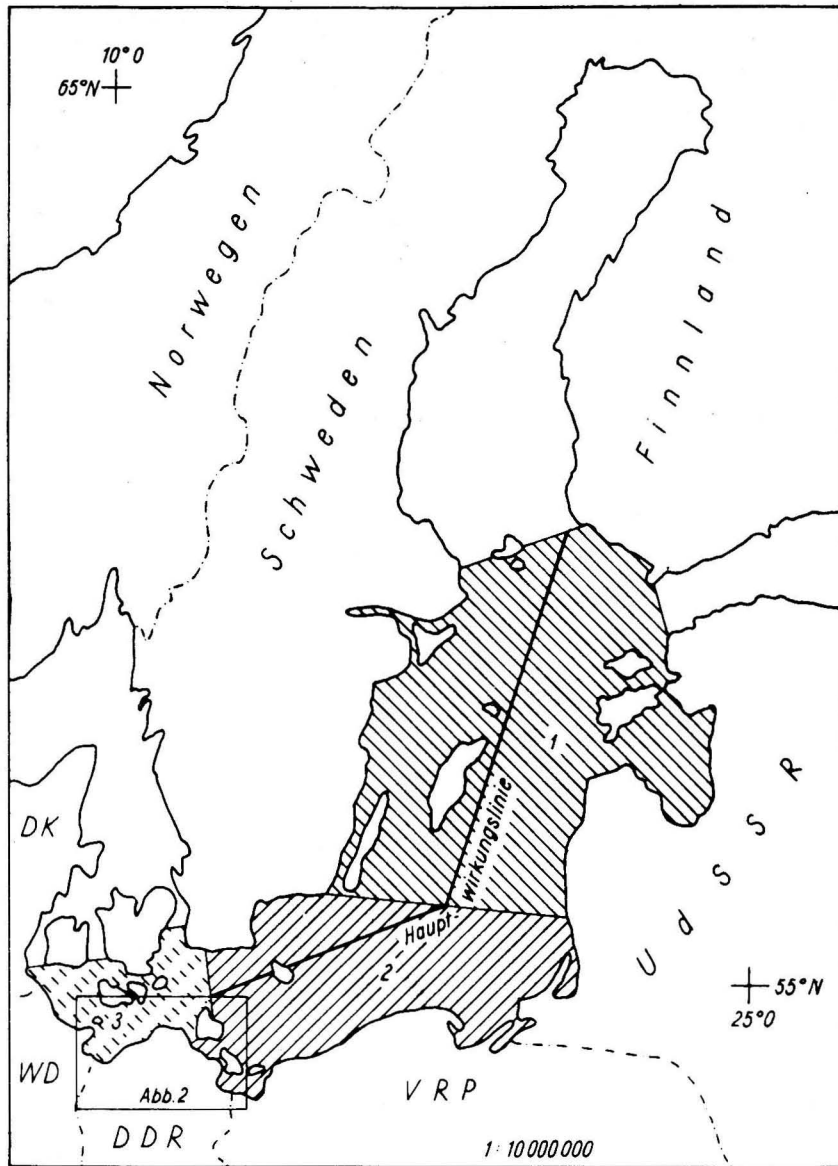


Abb. 1. Die Einteilung der Ostsee in 3 Wirkungsräume zur Berechnung des Windstaus für Warnemünde (nach SAGER und MIEHLKE)

lediglich vom Windfeld über Raum I (mittlere und nördliche Ostsee) betrachtet. Die von den Winden über den beiden anderen Räumen verursachte Stauwirkung war demgegenüber im allgemeinen gering.

Die vorliegende Untersuchung hat das Ziel, einige andere Pegel der westlichen Ostsee an die mit obiger Methode für Warnemünde vorhergesagten Wasserstandsänderungen anzuschließen.

Richtungweisend für die Methode waren die Untersuchungen von G. TOMCZAK [2, 3] über die Windstauwirkung an der deutschen Nordseeküste. Für die Wasserstandsvorhersage im Gebiet der Deutschen Bucht wurden alle Arbeiten auf eine recht genaue Vorhersage der Windstauwirkung am Pegel Cuxhaven konzentriert und die Wasserstände der Häfen und Inseln Ostfrieslands und Schleswig-Holsteins nur in Abhängigkeit von Windrichtung und -stärke über dem Seegebiet unmittelbar vor der Küste auf Cuxhaven bezogen.

Ähnlich werden die Ergebnisse der von SAGER und MIEHLKE für Warnemünde aufgestellten Windstauformel nur in Abhängigkeit von dem Windfeld unmittelbar über der westlichen Ostsee auf 4 Anschlußorte übertragen.

Für die Pegel Wismar, Darßerort, Saßnitz und Heringsdorf wurden für die 8 Hauptwindrichtungen und 5 Windstärkeklassen (8—12 kn = 5 m/s; 13—17 kn = 7,5 m/s usw. bis 28—32 kn = 15 m/s) die mittleren Wasserstandsunterschiede zu Warnemünde gebildet. Die mittlere Windrichtung und -stärke über dem Gebiet der westlichen Ostsee (Abb. 2) wurde aus den Beobachtungen der in diesem Gebiet befindlichen Feuerschiffe und orographisch wenig beeinflussten Küstenstationen bestimmt.

An Hand der in 6-stündigem Abstand gezeichneten Arbeitswetterkarten der Seewetterdienststelle des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes wurden nur Wetterlagen mit einem örtlich und zeitlich einigermaßen homogenen Windfeld

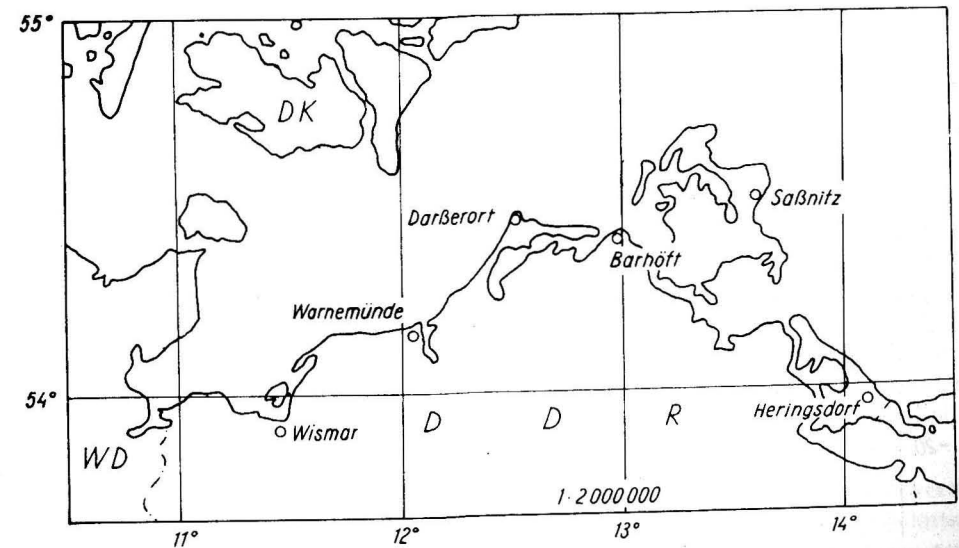


Abb. 2. Die Lage der Anschlußorte an der Südküste der westlichen Ostsee und das für die Bestimmung des mittleren Windes verwendete Seegebiet



ausgewählt, bei denen mit einer stationären Neigung der Meeresoberfläche gerechnet werden konnte.

Für die Entscheidung stationärer Wasserstandsverhältnisse wurden weiterhin die Aufzeichnungen der Registrierpegel mit herangezogen.

Insgesamt wurden so rund 1000 Bestimmungen des Windfeldes mit den dazugehörigen Windstauunterschieden der vier Anschlußorte zum Bezugsort Warnemünde vorgenommen.

Abb. 3 bis 6 enthalten die Ergebnisse. In Abhängigkeit von der Windrichtung (Abszisse) wurden für die einzelnen Windstärken die mittleren Wasserstandsunterschiede zum Pegel Warnemünde (Ordinate) aufgetragen.

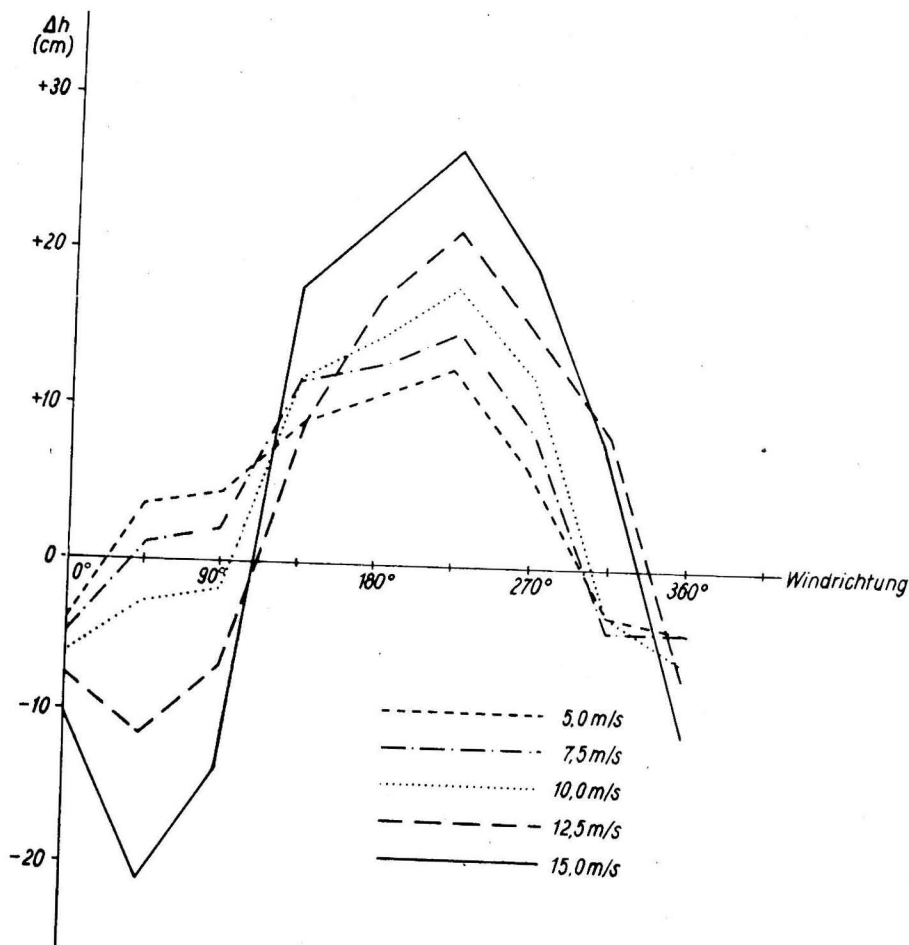


Abb. 3. Die Abhängigkeit des Wasserstandsunterschiedes „Saßnitz minus Warnemünde“ in Abhängigkeit von Windrichtung und -geschwindigkeit über dem vorgelagerten Seegebiet

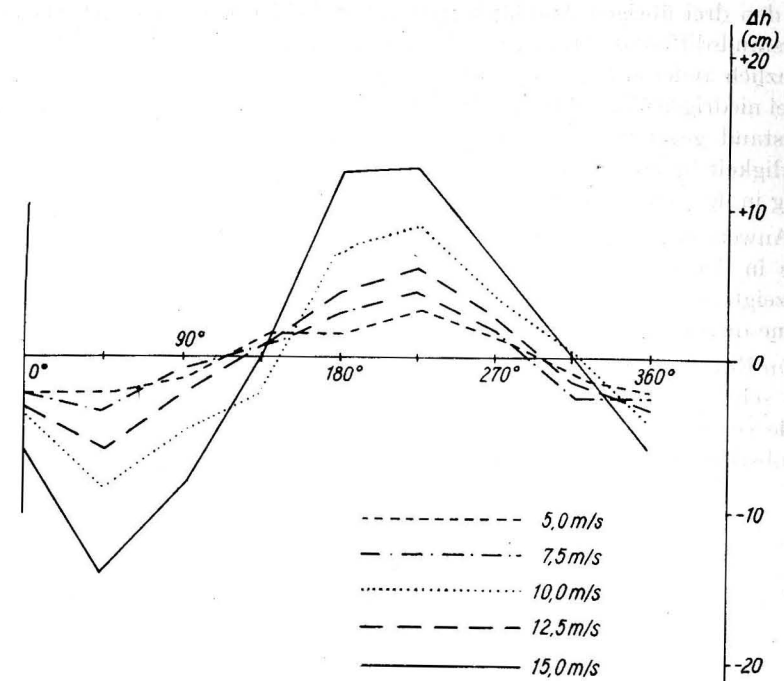


Abb. 4. Die Abhängigkeit des Wasserstandsunterschiedes „Darßerort minus Warnemünde“ in Abhängigkeit von Windrichtung und -geschwindigkeit über dem vorgelagerten Seegebiet

Erwartungsgemäß treten die größten Unterschiede bei Winden in der Hauptstreichrichtung der Küste auf. Nordost bzw. Südwest der Stärke 7 Beaufort verursacht zwischen den beiden Stationen Wismar und Saßnitz auf rund 150 km ein Gefälle von 50 cm. Bei anderen Windrichtungen wird nur die auf die Hauptstreichrichtung bezogene Komponente der Windgeschwindigkeit wirksam, wobei aber diese Beziehung durch die Küstengestalt an den angeschlossenen Orten etwas beeinflusst wird.

Dieser Einfluß wird besonders deutlich bei Winden senkrecht zur Hauptstreichrichtung der Südküste der westlichen Ostsee. Während Wismar und Darßerort in diesen Fällen sehr geringe Unterschiede zu Warnemünde besitzen, treten bei SE in Saßnitz durch den örtlichen Stau an der Ostküste Rügens bei allen Windgeschwindigkeiten höhere Wasserstände als in Warnemünde auf.

Wismar (Abb. 5) zeigt außer bei Winden aus SW auch bei SE Extremwerte für negative Wasserstandsunterschiede zu Warnemünde, die eine gewisse Schutzwirkung der Wismarer Bucht durch die Insel Poel bei Südwinden vermuten lassen.

Von den drei übrigen Anschlußorten unterscheidet sich stark der Verlauf der Wasserstands-differenz „Heringsdorf minus Warnemünde“. Hier treten infolge des gänzlich anderen Küstenverlaufs bei Ost die größten negativen Unterschiede auf. Bei niedrigen Windgeschwindigkeiten ist keine Vorzugsrichtung für erhöhten Wasserstand gegenüber Warnemünde feststellbar. Mit zunehmender Windgeschwindigkeit bildet sich dann allerdings ein Maximum bei NW infolge der Stauwirkung in der Oderbucht aus.

Die Anwendung der eingangs geschilderten Methode zur Vorhersage des Wasserstandes in der westlichen Ostsee unter Berücksichtigung der hier mitgeteilten Werte zeigte, daß in der Mehrzahl der Wasserstandssituationen für die genannten Orte eine quantitativ befriedigende Vorhersage möglich ist.

In den Einzelfällen, in denen das Windfeld hinsichtlich Richtung und Geschwindigkeit sehr inhomogen oder instationär ist, kann diese empirisch gewonnene Methode versagen, weil dann die Bildung eines mittleren Windvektors die an der Meeresoberfläche angreifenden Kräfte nur ungenügend kennzeichnet.

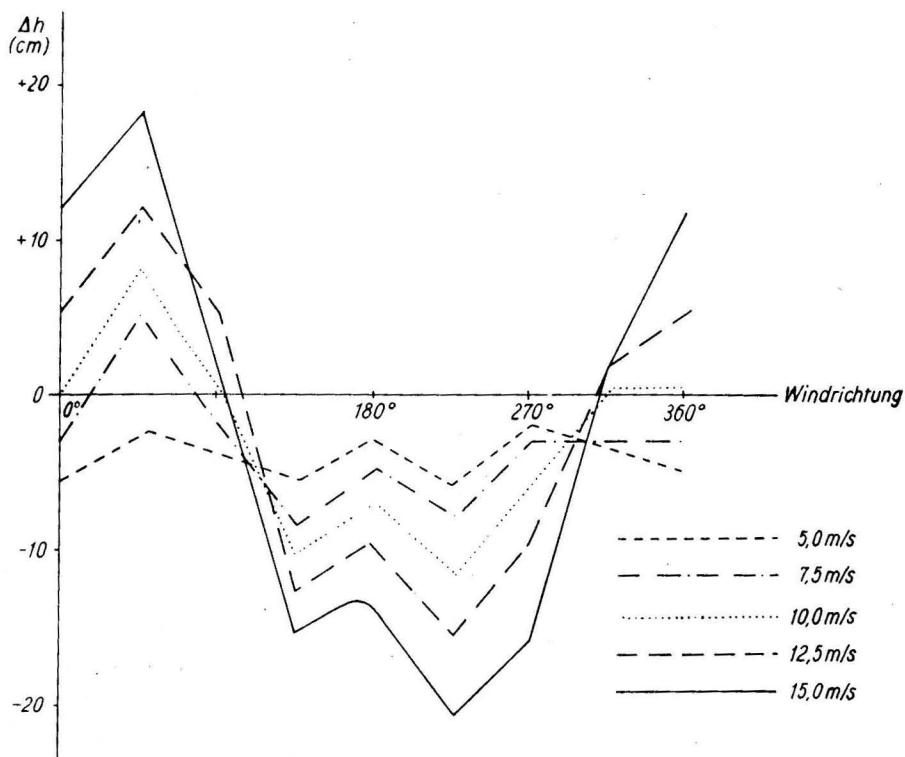


Abb. 5. Die Abhängigkeit des Wasserstandsunterschiedes „Wismar minus Warnemünde“ in Abhängigkeit von Windrichtung und -geschwindigkeit über dem vorgelagerten Seegebiet

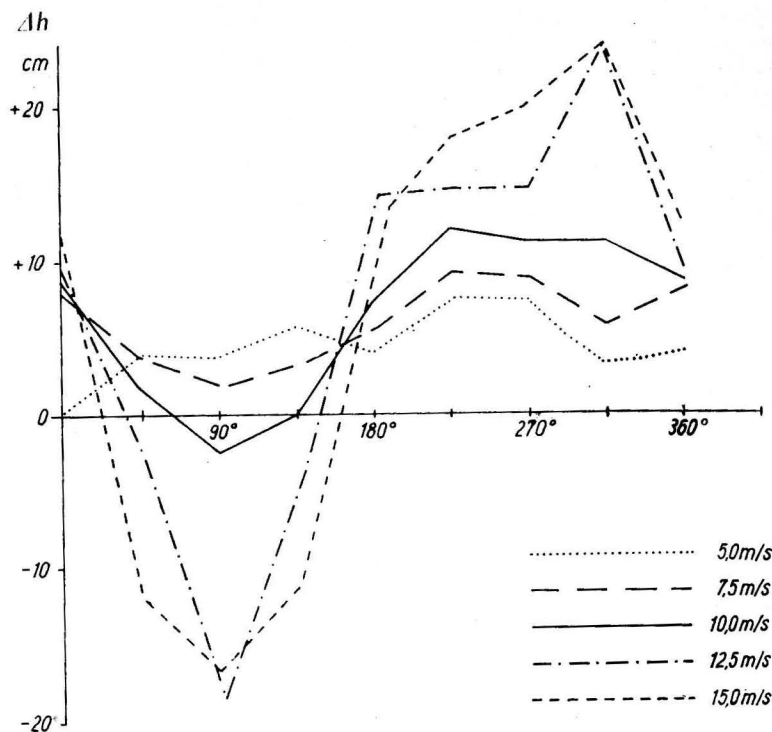


Abb. 6. Die Abhängigkeit des Wasserstandsunterschiedes „Heringsdorf minus Warnemünde“ in Abhängigkeit von Windrichtung und -geschwindigkeit über dem vorgelagerten Seegebiet

#### Literatur

- [1] SAGER, G. und MIEHLKE, O., Untersuchung über die Abhängigkeit des Wasserstandes in Warnemünde von der Windverteilung über der Ostsee. Annalen für Hydrographie, H. 4 (1956) S. 11—43.
- [2] TOMCZAK, G., Der Einfluß der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers, betrachtet am Beispiel der Westküste Schleswig-Holsteins. Deutsche Hydrogr. Zeitschrift, V (1952) H. 2/3, S. 114.
- [3] TOMCZAK, G., Der Einfluß der Küstengestalt und des vorgelagerten Meeresbodens auf den windbedingten Anstau des Wassers an der deutschen Nordseeküste zwischen Ems und Elbe. Deutsche Hydrogr. Zeitschrift, V (1952) H. 5/6, S. 277.

## Buchbesprechungen

G. BÖHNECKE und A. BRÜCKMANN, Die Expeditionen von F. F. S. „Anton Dohrn“ und V. F. S. „Gauss“ im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58“

Ergänzungsheft Reihe B, Nr. 3, zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Hamburg 1959

G. DIETRICH, Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverteilung auf den Schnitten von F. F. S. „Anton Dohrn“ und V. F. S. „Gauss“ im Internationalen Geophysikalischen Jahr 1957/58“

Ergänzungsheft Reihe B, Nr. 4, zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Hamburg 1960

Bereits kurze Zeit nach Beendigung der Expeditionsarbeiten erschienen in zwei Ergänzungsheften zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift die ersten Resultate der ozeanographischen Untersuchungen, die von Westdeutschland als Beitrag zum Internationalen Geophysikalischen Jahr geleistet wurden.

Rund 40 Angehörige von acht verschiedenen meereskundlichen Einrichtungen nahmen an den vier Forschungsfahrten teil, die jeweils im Spätwinter und Spätsommer 1958 mit dem Vermessungs- und Forschungsschiff „Gauss“ und dem Fischereiforschungsschiff „Anton Dohrn“ im Nordatlantik im Gebiet zwischen 20° und 45° W und 40° N und der Eisgrenze durchgeführt wurden.

Die Expeditionen bildeten einen Teil des nordatlantischen Polarfrontprogrammes, an dem 23 Forschungsschiffe aus 9 Staaten beteiligt waren. Die Auswertung des gesamten internationalen Materials wird von einer IGJ Arbeitskommission beim Internationalen Rat für Meeresforschung (I. C. E. S.) unter der Leitung von Prof. G. DIETRICH (Kiel) durchgeführt.

Das erste Ergänzungsheft, ein halbes Jahr nach Beendigung der Expeditionsarbeiten schon abgeschlossen, enthält die Fahrtberichte der Expeditionsleiter, das Koordinatenverzeichnis der Stationen und eine Reihe von Artikeln der Expeditionsteilnehmer zur Problemstellung und Methodik der verschiedenen an Bord vorgenommenen meereskundlichen Untersuchungen.

Sämtliche Artikel enthalten auch bereits die ersten wissenschaftlichen Ergebnisse, soweit es die kurze Auswertungszeit zuließ. Im weiteren wird auf die Ergebnisse der physikalisch-chemischen Aufgabenstellung der Expeditionsfahrten kurz eingegangen. Mit großem Erfolg wurde zur Salzgehaltsbestimmung die Leitfähigkeitsmethode angewendet. Diese gibt gegenüber der chemischen Methode der Chlorionentitration eine raschere und genauere Analyse des Gesamtsalzgehaltes einer mit dem Wasserschöpfer erhaltenen Seewasserprobe.

Das verwendete Gerät wurde von dem an der Expedition als Gast teilnehmenden K. E. SCHLEICHER (Woods Hole Oceanographic Institution, USA) eingesetzt, der zusammen mit A. L. BRADSHAW 1956 die elektrische Apparatur zur Probenanalyse im Bordbetrieb auf eine Genauigkeit von  $\pm 0,005$  Promille Salzgehalt (vergleichsweise ist die Genauigkeit der Chlorionentitration im Labor an Land  $\pm 0,02\%$ ) gebracht hat.

Die elektrische Methode der Salzgehaltsbestimmung beginnt dank der Fortschritte der Elektrotechnik und vor allem der Elektronik in immer stärkerem Maße die aufwendige chemische Probenanalyse zu verdrängen.

Interessant sind die Ergebnisse J. JOSEPHS mit einem bis 500 m Tiefe „in situ“ messenden Durchsichtigkeitsgerät. Die mitgeteilten vorläufigen Resultate zeigen in klarer Weise, daß die Kenntnis der Trübungsverteilung die herkömmlichen Vorstellungen über die Ausbreitung und Mischung von Wasserkörpern in wertvoller Weise ergänzt. Als Resultat von 243 Parallelregistrierungen der Trübungs- und Temperaturverteilung konnte auch festgestellt werden, daß in dem untersuchten Gebiet das Phänomen der Echostreuschicht nicht auf eine Ansammlung organischen oder anorganischen Materials in der Dichtesprungschicht zurückgeführt werden kann.

Es muß wohl als ein gewisser Mangel im gesamten IGJ-Programm gelten, daß in ihm Dauerstationen, die einen Überblick über den zeitlichen Verlauf der ozeanographischen Elemente an einem festen Meßort geben, nicht festgelegt waren. Der mit meereskundlichen Expeditionen verbundene große organisatorische und finanzielle Aufwand erforderte nun einmal eine Beschränkung des Programms. Man konzentrierte sich deshalb zunächst auf die Erfassung jahreszeitlicher Änderungen in gewissen Teilen des Weltmeeres.

Trotzdem wurden auch von westdeutscher Seite drei Dauerstationen über 24 bzw. 36 Stunden durchgeführt, die W. KRAUSS bearbeitete. Die mitgeteilten Ergebnisse bestätigen erneut die Notwendigkeit häufigerer und längerer Dauerbeobachtungen der verschiedenen ozeanologischen Größen, da unser Bild über die zeitlichen und räumlichen Änderungen der einzelnen Faktoren wie Temperatur, Salzgehalt, Strömung u. a. äußerst mangelhaft ist.

Die erst in den Anfängen befindlichen Bestrebungen zu einer regelrechten synoptischen Erforschung des Meeres erfordern neben einer großen Zahl von Schiffen als Beobachtungsplattformen auch neuartige Geräte, die eine rasche Messung, möglichst vom fahrenden Schiff aus, gestatten. In dem Gerät „Delphin“, das vom Schiff in Fahrt geschleppt wird, dabei zwischen der Oberfläche und 100 m Tiefe auf- und niedertaucht und die Temperaturverteilung in dieser Schicht mißt, besaß die „Gauss“ ein interessantes Gerät für eine rasche Untersuchung der thermischen Struktur der Deckschicht. Auch mit der Methode der Schleppelektroden besteht die Möglichkeit, das Feld der Oberflächenströmung nach Richtung und Geschwindigkeit vom fahrenden Schiff aus zu bestimmen.

H. WEIDEMANN zeigt in einem Überblick, mit welchen Schwierigkeiten es verbunden ist, die Messungen der im Seewasser induzierten Spannung, die als Resultat der Bewegung des elektrischen Leiters „Meerwasser“ im magnetischen Erdfeld auftritt, richtig zu interpretieren. Eine Reihe methodischer Arbeiten, vor allem in Verbindung mit gleichzeitig angestellten magnetischen Untersuchungen und direkten Strommessungen sind erforderlich, um diese elegante Methode in größerem Umfang einzusetzen.

Der Verlauf der Polarfront, der Grenze zwischen den sauerstoffreichen, kalten und weniger salzigen Wassermassen der Polargebiete und den sauerstoffarmen Wassermassen subtropischen Ursprungs der Westwindtriftregion, läßt sich nicht allein aus der Verteilung physikalisch-chemischer Größen, sondern auch aus dem Grad der organischen Produktion sowie dem Artenreichtum organischen Lebens im Meer bestimmen. Die hierzu erforderlichen meeresbiologischen Arbeiten nahmen vor allem auf „Anton Dohrn“ einen breiten Raum ein.

Die biologischen Untersuchungen sind in acht Artikeln enthalten, die das letzte Drittel des ersten Heftes bilden. Besonders hervorzuheben ist hier der Beitrag H. J. AURICHS zur Gliederung des Nordatlantiks auf biologischer Grundlage.

Im zweiten Heft werden für das eingangs genannte Untersuchungsgebiet die Temperatur-, Salzgehalts- und Sauerstoffverteilung auf 12 Profilen im Spätwinter und 13 Profilen im Spätsommer 1958 dargestellt. Eine Diskussion der insgesamt 75 graphischen Darstellungen erfolgt nicht, dies soll Aufgabe der abschließenden Untersuchung sein, die sich auf das gesamte beim I. C. E. S. in Kopenhagen zusammengetragene Material der internationalen IGJ Unternehmen im Nordatlantik stützt.

Eine Betrachtung der aus 558 Stationsmessungen gezeichneten Profile (der Stationsabstand lag meist bei 40 km, häufig aber auch bei 30 km und darunter) zeigt recht interessante Verhältnisse, vor allem, wenn man die Sommer- und Wintersituation vergleicht.

Abgesehen von den Änderungen in der oberflächennahen Mischungsschicht und den Schwankungen der Polarfront zeigen auch die Tiefenhorizonte im Bereich des Nordostatlantischen Stromes Veränderungen und Verlagerungen der Stromachsen der einzelnen Zweige des Golfstromsystems.

Die Schnitte zeigen, daß das gemeinhin noch vorhandene Bild über das stationäre Verhalten der großen Meeresströmungen den natürlichen Verhältnissen im Ozean nicht entspricht. Es wäre allerdings für den Leser günstiger, wenn die Karten einzeln gedruckt und nicht geheftet worden wären, um sich so leichter einen Überblick über die geänderten Verhältnisse zwischen der Winter- und Sommersituation verschaffen zu können.

Diese beiden Publikationen über die meereskundliche Lage im zentralen Teil des nördlichen Nordatlantik bilden wohl zusammen mit den von F. C. FUGLISTER etwa zur gleichen Zeit veröffentlichten Darstellungen der amerikanischen IGJ-Ergebnisse aus dem Atlantik die beiden hervorragendsten ersten Beiträge zur „Ernte“ des Internationalen Geophysikalischen Jahres auf dem Sektor der Meereskunde. In einem weiteren Heft ist die Darstellung der reduzierten Echogrammprofile vorgesehen, die für die Morphologie des Meeresbodens im Untersuchungsgebiet ebenfalls neue Erkenntnisse erwarten lassen. *Klaus Voigt*

F. C. FUGLISTER, Atlantic ocean Atlas of Temperature and Salinity. Profiles and Data from the International Geophysical Year for 1957—1958“.

The Woods Hole oceanographic Institution, Atlas Series, I, June 1960, Woods Hole Mass. 1960

Kurz nach dem Erscheinen der in diesem Heft durch K. VOIGT besprochenen 2 Arbeiten des Deutschen Hydrographischen Institutes in Hamburg im Atlantischen Ozean während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/58 veröffentlichte im Juni 1960 das Amerikanische Ozeanographische Institut in Woods Hole seinen neuen „Atlantic ocean Atlas of Temperature and Salinity“.

Die im Atlas benutzten Unterlagen stellen die amerikanischerseits auf den Forschungsschiffen des Institutes „Atlantis“, „Crawford“ und „Chain“ und englischerseits auf dem Forschungsschiff des Staatlichen Ozeanographischen Institutes Englands „Discovery II“ ausgeführten systematischen Messungen der Temperatur und des Salzgehaltes während des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/58 dar. Sie geben zusammen mit den oben erwähnten deutschen Messungen und den auf den sowjetischen Forschungsschiffen „Michail Lomonossov“, „Sedov“ und „Äquator“ gewonnenen umfangreichen Messungen das Grundmaterial für die Betrachtung und weitere Bearbeitung der während der Jahre 1957 und 1958 im Nordatlantik festgestellten Prozesse.

Der Atlas des Woods Hole Institutes unterscheidet sich von den sonst veröffentlichten Atlanten dieser Art. Es werden im ersten Teil des Atlases keine Karten mit Isothermen und Isohalinen für einzelne Schichten des Ozeans, sondern einzelne ozeanologische Schnitte mit Isothermen und Isohalinen gegeben, und zwar 8 transatlantische Schnitte und Isothermen bis 250 m Tiefe auf Grund von Messungen mit Bathythermographen, 23 meridionale und Breitenschnitte bis zu den größten Tiefen mit Isothermen und Isohalinen, wobei die Tiefen auf Grund laufender Echolotungen aufgetragen sind.

Der zweite Teil des Atlases besteht aus einem umfangreichen Tabellenwerk mit allen für die Aufstellung der Schnitte verwendeten Angaben über Temperatur und Salzgehalt einschließlich den Ergebnissen der Erkundungsfahrten der „Atlantis“.

Der Salzgehalt ist erstmalig mit einer Genauigkeit von  $0,001\text{‰}$  gegeben, der Genauigkeit, mit der die Meßergebnisse mit Hilfe des amerikanischen Salzgehaltsfühlers von K. E. SCHLEICHER und A. BRADSHAW gewonnen wurden.

Der dritte Teil des Atlases stellt eine Auswahl von 3264 Bathythermogrammen der „Crawford“ und der „Atlantis“ in Verkleinerung dar.

Im Vorwort von F. C. FUGLISTER und in der darauffolgenden Einleitung zum Atlas wird darauf hingewiesen, daß ein Vergleich der neu gewonnenen Ergebnisse mit den Resultaten der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungsschiff „Meteor“ vor 30 Jahren in den Hauptzügen eine analoge Verteilung der Temperatur und des Salzgehaltes im Atlantischen Ozean ergibt. Kleine Abweichungen bestehen nur darin, daß die Wassermassen in mittleren Tiefen etwas kühler und salziger geworden sind, die Bodenwassermassen etwas wärmer und salziger als während der „Meteor“-Expedition.

Der ausgezeichnete gedruckte Atlas stellt ein neues, wichtiges Werk der internationalen ozeanologischen Literatur dar und gibt ein umfangreiches Material zum Studium der ozeanologischen Verhältnisse, insbesondere des nördlichen Teiles des Atlantischen Ozeans.

*Erich Bruns*