

## BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

Die Schriftenreihe veröffentlicht Originalarbeiten, vorwiegend aus dem Institut für Meereskunde selbst. Neben rein hydrographischen sollen auch geologische und biologische Probleme erfaßt werden. Im einzelnen werden folgende Komplexe untersucht: Gezeiten, Strömungen, Wellen, Sandumlagerungen, Wasserstände, Salzgehalt, Temperatur, Dichte, instrumentelle und theoretische Probleme, meereskundliche Expeditionen.

Bisher liegen vor:

- 1 — 1961. 63 S. — 13 Abb. — 2 einfarb., 1 mehrf. Krt. — 8 Tab. — MDN 12,—  
2/3 — 1961. 112 S. — 52 Abb. — 1 Falttaf. — 1 Taf. — 12 Tab. — MDN 22,50  
4 — 1961. 56 S. — 21 Abb. — 1 Falttaf. — 40 Tab. — MDN 13,20  
5 — 1962. 43 S. — 21 Abb. — 1 einfarb., 3 mehrfarb. Taf. — 8 Tab. — MDN 12,—  
6 — 1962. 65 S. — 16 Abb. — 2 mehrfarb. Taf. — 1 Falttaf. — 20 Tab. — MDN 12,70  
7/8 — 1963. 151 S. u. 31 S. Beilage — 50 Abb. — 17 Tab. — MDN 39,—  
9 — 1963. 66 S. — 10 Abb. — 1 Falttaf. — 4 Tab. — 1 mehrfarb. Karte — MDN 13,—  
10 — 1963. 51 S. — 16 Abb. — 2 Tab. — MDN 9,—  
11 — 1964. 99 S. — 22 Abb., dav. 5 Falttaf. — 2 Tab. — MDN 28,50 — Mit 46 S. Beilage: Atlas der Elemente des Tidenhubs  
12/14 — 1965. 156 S. — 52 Abb. — 24 Taf. — 1 Falttaf. — 4 Karten — 1 Falttab. — 19 Tab. — MDN 105,—  
15 — 1964. 13 S. — 5 Abb. — MDN 4,50

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

DAW  
Institut für Meereskunde  
Warnemünde  
— Bibliothek —

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

## BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

HEFT 16



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1965

51  
(10)

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN  
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE

# BEITRÄGE ZUR MEERESKUNDE

HERAUSGEGEBEN

VON

ERICH BRUNS

HEFT 16



---

AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

1965

Z-5/1<sup>m</sup>(16) (Magazinheft)

DAW  
Institut für Meereskunde  
Warnemünde  
= Bibliothek =

Erschienen im Akademie-Verlag GmbH, 108 Berlin, Leipziger Straße 3-4  
Copyright 1965 by Akademie-Verlag GmbH  
Lizenznummer: 200 · 100/563/65  
Kartengenehmigung: Nr. 1113/64  
Gesamtherstellung: VEB Druckerei „Thomas Müntzer“ Bad Langensalza  
Bestellnummer: 2105/16 · ES 18 E 4 · Preis: MDN 24,50

## INHALT

ERICH BRUNS: In memoriam Nikolai Nikolajewitsch Sysojev . . .	5
HANS JÜRGEN BROSN: Die Salzgehaltsverhältnisse in den Bodden- gewässern südlich des Darß und des Zingst . . . . .	7
EBERHARD FRANCKE: Einige Erfahrungen mit den Tiefseekipp- thermometern des VEB Thermometerwerk Gera- berg/Thür. . . . .	15
PETER HUPFER: Über einige strandnahe Temperatureffekte der Ostsee bei Zingst im Sommer . . . . .	20
WOLFGANG MATTHÄUS: Ein verbessertes Meßverfahren für ozeano- graphische Lichtextinktionsmessungen in situ . . .	31
WOLFGANG MATTHÄUS und REINER WANKE: Ein fernregistrierendes Temperaturmeßgerät zur Untersuchung der ther- mischen Struktur von ozeanischen Deckschichten, Schelfgewässern und Binnengewässern . . . . .	37
GÜNTHER SAGER: Der Einfluß der Gezeitenstromturbulenz auf die thermische Schichtung der Wassermassen in der Nordsee, dem Ärmelkanal und der Irischen See . . .	41
GÜNTHER SAGER: Zur Mittelwertbildung meereskundlicher Meß- ergebnisse über geographische Eingradfelder . . . .	49
RUDOLF SAMMLER: Besprechung zu G. SAGER über Atlas der Ele- mente des Tidenhubs und der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See . . . . .	64

## In memoriam Nikolai Nikolajewitsch Sysojev 1909 — 1964

Nach längerer schwerer Krankheit verstarb am 23. April 1964 in Moskau ein namhafter Ozeanologe der UdSSR, der stellvertretende Direktor des Instituts für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften, Dr. NIKOLAI NIKOLAJEWITSCH SYSOJEV.

N. N. SYSOJEV'S wissenschaftlicher Werdegang begann 1930 am Staatlichen Hydrologischen Institut in Leningrad. Hier arbeitete er anfangs in der hydro-metrischen Abteilung, die unter der Leitung von S. W. WOSKRESSENSKI stand, zusammen mit dem bekannten Fachmann für meereskundliche Geräte W. W. KUSNETZOW. Später trat er zur Abteilung Meereskunde desselben Instituts über, die unter der Leitung von K. M. DERJUGIN und W. W. TIMONOW stand, und in der auch der Unterzeichnete seinerzeit auf dem Gebiet der dynamischen Meereskunde tätig war. N. N. SYSOJEV zeigte stets bei allen seinen Arbeiten die enorme Energie eines von seinem Fachgebiet völlig gefesselten Enthusiasten. Seine damalige Beschäftigung mit der Meereskunde und insbesondere seine Mitarbeit bei der Entwicklung meereskundlicher Geräte war von großem Einfluß auf seine weitere wissenschaftliche Entwicklung. Besondere Leistungen befähigten ihn, schon 1938, mit erst 29 Jahren, die Leitung der Experimental- und Entwicklungsabteilung dieses Institutes zu übernehmen. Dank seines enormen Arbeitswillens und seiner außerordentlichen organisatorischen Fähigkeiten entwickelte er sich bald zu einem anerkannten Meeresforscher breiten Fachprofils. Nach Beendigung des Krieges führte N. N. SYSOJEV im Jahre 1946 im Institut für Ozeanologie der Akademie der Wissenschaften seine Arbeiten fort.

Nach seinen Entwürfen und Ideen wurde das Forschungsschiff „Witjas“ dieses Instituts aus einem in Wismar nicht fertiggestellten Schiff gebaut und mit neuen originellen Geräten und Spezialwinden ausgerüstet, wofür ihm 1951 eine große ehrende staatliche Auszeichnung zuteil wurde. Als Leiter der wissenschaftlichen Abteilung „Morskoi Technik“ führte N. N. SYSOJEV in den Folgejahren die Methode der autonomen Bojenstationen in die Praxis ozeanologischer Expeditionsarbeiten der UdSSR ein, mit deren Hilfe erstmalig direkte Strömungsmessungen bis zu Tiefen von 5000 m erfolgen konnten.

N. N. SYSOJEV befaßte sich ferner mit der Entwicklung seismischer Methoden zur Erforschung der Mächtigkeit ozeanischer Sedimente und erfand auch das Vibrationsstechrohr und ein spezielles hydraulisch arbeitendes Stechrohr, mit

dessen Hilfe bei den ersten Reisen der „Witjas“ aus 10000 m Tiefe im Stillen Ozean ungestörte Bodenkerne, seinerzeit mit einer Rekordlänge von 34 m aus dem Ozeanboden herausgeholt wurden. Ferner entwickelte er neue biologische Fanggeräte, Strömungsmesser, Apparaturen zur Messung des Wärmestroms der Erde am Ozeanboden u. a. neuartige Geräte.

Im Jahre 1951 wurde er zum stellvertretenden Direktor des Instituts für Ozeanologie ernannt und leitete seitdem wissenschaftlich und organisatorisch die gesamte Expeditionstätigkeit des Instituts zur komplexen Erforschung der Randmeere im Fernen Osten und des Stillen Ozeans. Fast alle bisherigen Forschungsfahrten der „Witjas“, es sind inzwischen mehr als 30, wurden methodisch und organisatorisch durch N. N. Sysojev mit vorbereitet und wiederholt selbst geleitet. Seine besondere Aufmerksamkeit widmete er den Arbeiten an der erst in den Nachkriegsjahren errichteten Versuchsstation in der Blauen Bucht bei Gelendzhik am Schwarzen Meer, wo umfangreiche Gerätevergleichstests und Standardisierungsarbeiten durchgeführt wurden.

N. N. SYSOJEV verfaßte rund 150 wissenschaftliche Arbeiten und wirkte bei der Entwicklung von über 50 originellen Geräten maßgebend mit. In den letzten Jahren seit dem IGJ widmete er viel Zeit und Kraft trotz eines bereits kritischen Gesundheitszustandes internationalen wissenschaftlichen Aufgaben, insbesondere in seiner Eigenschaft als stellvertretender Vorsitzender der Sektion Ozeanographie des Geophysikalischen Nationalkomitees der UdSSR. Bei den Zusammentreffen auf internationalen Tagungen lernten ihn viele Fachkollegen kennen und würdigten ihn nicht nur wegen seiner fruchtbaren wissenschaftlichen Tätigkeit, sondern auch wegen seines bescheidenen, aber allen Fragen gegenüber sehr aufgeschlossenen Wesens. Alle, die mit ihm in näheren Kontakt kamen als Kollege und Freund, lernten ihn außerordentlich lieben und verehren und werden ihn, den mit 55 Jahren viel zu früh Verstorbenen, nie vergessen. Ehre sei seiner Leistung und seinem Andenken.

ERICH BRUNS

## Die Salzgehaltsverhältnisse in den Boddengewässern südlich des Darß und des Zingst

VON HANS-JÜRGEN BROSIK

*Zusammenfassung:* In den Jahren 1960–1963 wurden die Boddengewässer südlich des Darß und des Zingst vom Maritimen Observatorium Zingst untersucht. Dabei erfolgten auch regelmäßige Salzgehaltsbestimmungen an verschiedenen Meßpunkten. Nach einer kurzen Beschreibung des Untersuchungsgebietes werden die den Salzgehalt bestimmenden Faktoren besprochen. Als wichtigste Größe erweist sich der Wasserstand. Aus dem Zusammenwirken aller Faktoren ergibt sich ein Jahresgang des Salzgehaltes mit einem Maximum im Sommer und einem Minimum im Spätwinter oder Frühjahr. Sowohl die Monatsmittel als auch die Tageswerte weisen große Schwankungen auf. Von einer Konstanz der Salzgehaltsverhältnisse kann nicht gesprochen werden. Eine Auswertung der interdiurnen Veränderlichkeit des Salzgehaltes unterstreicht diese Feststellung. Als Ursache für derartige Schwankungen stellt sich die Verteilung von Ein- und Ausstromlagen heraus. Dabei kommt es auch in den relativ abgeschlossenen Bodden zum Auftreten von hydrographischen Fronten.

In den Boddengewässern südlich des Darß und des Zingst wurden in den Jahren 1960–1963 vom Maritimen Observatorium Zingst der Karl-Marx-Universität Leipzig hydrographische Untersuchungen mit dem Ziel durchgeführt, die Komponenten des Wasserhaushaltes in diesem Gebiet zu erfassen. Im Rahmen der Arbeiten wurden an verschiedenen Orten unter anderem auch regelmäßig täglich Wasserproben entnommen, deren Salzgehalt titrimetrisch bzw. ab Oktober 1962 aus arbeitstechnischen Gründen refraktometrisch bestimmt wurde. Der Fehler der Titrationswerte ist mit  $\pm 0,05\%$ , der der refraktometrisch bestimmten Werte mit  $\pm 0,20\%$  anzusetzen.

Über einige Ergebnisse dieser Salzgehaltsbestimmungen soll im folgenden berichtet werden.

Zuvor noch einige Bemerkungen zum Untersuchungsgebiet: Das Boddengebiet südlich des Darß und des Zingst (Abb. 1) erstreckt sich über eine West-Ost-Ausdehnung von 55 km. Es besteht aus vier größeren Wasserbecken, den eigentlichen Bodden, die durch schmale Rinnen miteinander in Verbindung stehen. Die Gesamtfläche beträgt rund 210 km<sup>2</sup>. Während die eigentlichen Bodden nur flach sind und mittlere Tiefen von 2–3 m aufweisen, werden in den schmalen Verbindungsrippen bis zu 12 m Tiefe gelotet. Eine Verbindung zur Ostsee besteht heute nur noch durch das 3,5–5 m tiefe Fahrwasser am Bock bei Barhöft und durch mehrere teilweise über 4 m tief ausgekolkte Sturmflutrippen zwischen Pramort und der Inselgruppe des Großen und der Kleinen Werder. Diese Rinnen

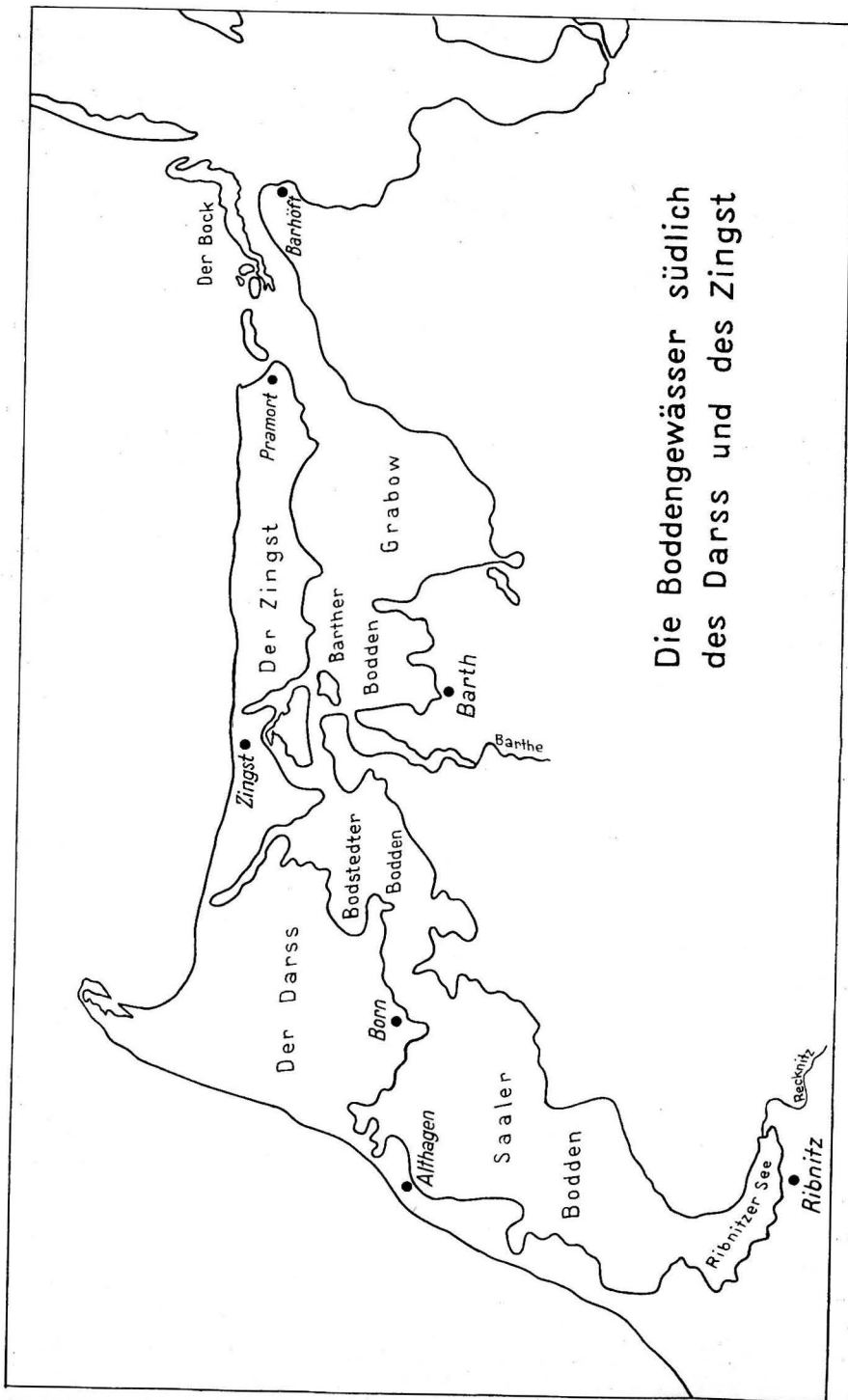


Abb. 1. Die Boddengewässer südlich des Darß und des Zingst

spielen beim Wasseraustausch mit der Ostsee bei Wasserständen über Mittelwasser eine wichtige Rolle. Aus diesem Grunde wurde im Rahmen des Untersuchungsprogramms bei Pramort eine Beobachtungsstation eingerichtet. Süßwasserzufuhr zu den Bodden erfolgt durch die Barthe und in der Hauptsache durch die Recknitz, die im Südwesten des Untersuchungsgebietes bei Ribnitz in den Saaler Bodden einmündet. Daher erfolgte auch in Ribnitz eine fortlaufende Entnahme von Wasserproben. Weitere Süßwassermengen, die im Frühjahr nach der Schneeschmelze größeren Umfang annehmen können, werden durch zahlreiche Gräben und kleinere Bäche sowie durch eine Anzahl von Schöpfwerken zugeführt. Die dritte im folgenden behandelte Station, Zingst-Strom, liegt in der Mitte der Boddenkette am bis zu 8,5 m tiefen Zingster Strom, der den Hauptanteil am Wasseraustausch zwischen den östlichen und westlichen Boddenteilen vermittelt. Außer den drei besprochenen Stationen wurden an Land weitere 8 Beobachtungspunkte eingerichtet sowie 16 Seestationen regelmäßig untersucht.

Frühere hydrographische Untersuchungen sind aus diesem Gebiet nur von GESSNER (1937, 1957) bekannt geworden. Er führte im Zusammenhang mit hydrobiologischen Untersuchungen für einzelne Punkte Salzgehaltsbestimmungen durch und vertrat auf Grund der von ihm gewonnenen Ergebnisse die Auffassung, daß infolge der relativ abgeschlossenen Lage der Boddenwassers die hydrographischen Verhältnisse weitgehend konstant seien. Eine Bearbeitung der bei Studentenpraktika am Observatorium Zingst während der Jahre 1957–1959 durchgeführten Meßfahrten durch HUPFER (1959, 1960) ergab jedoch die überraschende Tatsache, daß die Annahme einer Konstanz der hydrographischen Verhältnisse nicht zutrifft, sondern daß sich die jeweilige Situation innerhalb kurzer Frist grundlegend umstellen kann. Als hervorragendes Charakteristikum zur Erfassung dieser Veränderungen im hydrographischen Aufbau erwies sich dabei der Salzgehalt.

Die Salzgehaltsverteilung in den Boddenwassern südlich des Darß und des Zingst wird in erster Linie durch die Wasserstandsverhältnisse an der Küste der südwestlichen Ostsee gesteuert. Von den an der Außenküste auftretenden Wasserständen hängen die Wasserstandsverteilung in den Boddenwassern und damit die in der Hauptsache gefällebedingten Strömungen ab. Durch diese Strömungen gelangen bei Einstrom Wasserkörper aus den Boddenwassern westlich von Rügen und vor allem salzreichere Wassermassen aus der Ostsee in die Bodden, während umgekehrt bei Ausstrom ausgesüßte Wasserkörper aus dem Saaler Bodden ostwärts verfrachtet werden. Verteilung und Intensität von Ein- und Ausstrom beeinflussen nicht nur den Jahresgang des Salzgehaltes, sondern ebenso auch die Ausbildung der aktuellen Salzgehaltsverhältnisse. Von Bedeutung ist neben den Wasserständen auch der Salzgehalt an der Außenküste, der sich sowohl auf die mittleren Verhältnisse als auch auf einzelne stärkere Einstromlagen auswirkt. Hinzu kommen die Wirkungen der Festlandsabflüsse und der Niederschläge, während die Verdunstung in unserem Klimagebiet nur von untergeordnetem Einfluß ist. Die Wirkung der Süßwasserzufuhren macht sich im allgemeinen nur bei den Monatsmittelwerten bemerkbar. Sie spielt dagegen bei der Herausbildung der jeweiligen aktuellen Lagen keine wesentliche Rolle,

von örtlichen Effekten an einzelnen Stationen abgesehen, die aber nicht für größere Gebiete repräsentativ sind.

Aus dem Zusammenwirken dieser verschiedenen Faktoren ergibt sich folgendes Bild der mittleren jährlichen Salzgehaltsverteilung (Abb. 2, Tabelle 1):

TABELLE 1  
Monatsmittel des Salzgehaltes (‰)

	Zingst-Ostsee 1961—1963	Pramort 1961—1963	Zingst-Strom 1960—1963	Ribnitz 1961—1963
Januar	10,4	8,4	4,3	0,9
Februar	10,6	8,8	4,6	0,7
März	9,7	5,7*	3,9	0,8
April	9,8	7,9	4,4	1,1
Mai	9,1	7,7	4,6	1,3
Juni	9,0	8,4	5,1	1,6
Juli	9,9	8,7	5,6	1,6
August	9,1	8,2	5,2	1,7
September	9,7	8,3	4,9	1,7
Oktober	10,8	8,7	4,7	1,8
November	10,8	8,3	4,4	1,7
Dezember	11,1	8,0	4,2	1,1
Jahr	10,0	8,1	4,7	1,3

\* Salzgehaltswerte durch Schmelzwasser verfälscht

Der Salzgehalt der freien Ostsee erreicht sein Maximum im Winter (Dezember — Februar), das Minimum im Mai (s. z. B. HUPFER 1962, NEUMANN 1938, 1940, WITTIG 1952). Der Gang in den Küstengewässern verläuft nach den vorhandenen Beobachtungen hierzu parallel. Auch die Messungen am Zingster Außenstrand lassen für die Jahre 1961—1963 diesen Verlauf erkennen. Allerdings gibt eine 3jährige Reihe nur erste Näherungswerte. Dasselbe gilt natürlich in gleichem Maße für die Boddenstationen.

Für den Untersuchungszeitraum zeigt sich daher auch für die östlichste der Untersuchungsstationen in Pramort das höchste Monatsmittel des Salzgehaltes mit 8,8‰ im Februar. Weitere hohe Salzgehalte bis 8,7‰ treten in Übereinstimmung mit den anderen Boddenstationen im Sommer auf. Das herausfallende Minimum von 5,7‰ im März ist infolge von Besonderheiten der Stationslage durch Schmelzwasser verfälscht.

Eine Betrachtung der Mittelwerte in den zentralen und westlichen Bodden-teilen läßt den Einfluß der Süßwasserzufuhren vom Festland her erkennen. Diese erreichen ihren Höchstwert im Spätwinter und zu Beginn des Frühjahrs (Februar

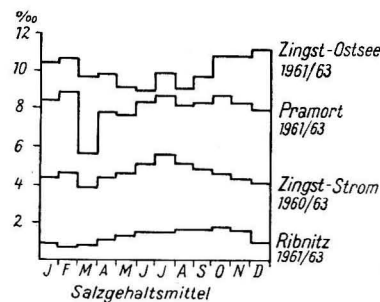


Abb. 2. Mittlere Salzgehaltswerte (‰)

und besonders März). Außerdem überwiegt zu diesem Zeitpunkt der Ausstrom. Daher werden in den Boddengebieten während jener Monate nur niedrige Salzgehalte beobachtet (Zingst 3,9‰, Ribnitz 0,7—0,9‰). In den Sommermonaten dagegen stellt sich ein in die Bodden gerichtetes Wasserstandsgefälle ein, so daß verstärkt Einstrom auftritt. Trotz stärkerer Sommerniederschläge erreicht der Salzgehalt zu dieser Zeit sein Maximum (Zingst Juni—August 5,1—5,6‰). In den westlichen Boddenanteilen verschiebt sich das Eintreten der höchsten Salzgehaltsmonatsmittel bis in den Spätsommer—Frühherbst (Ribnitz August—November 1,7—1,8‰).

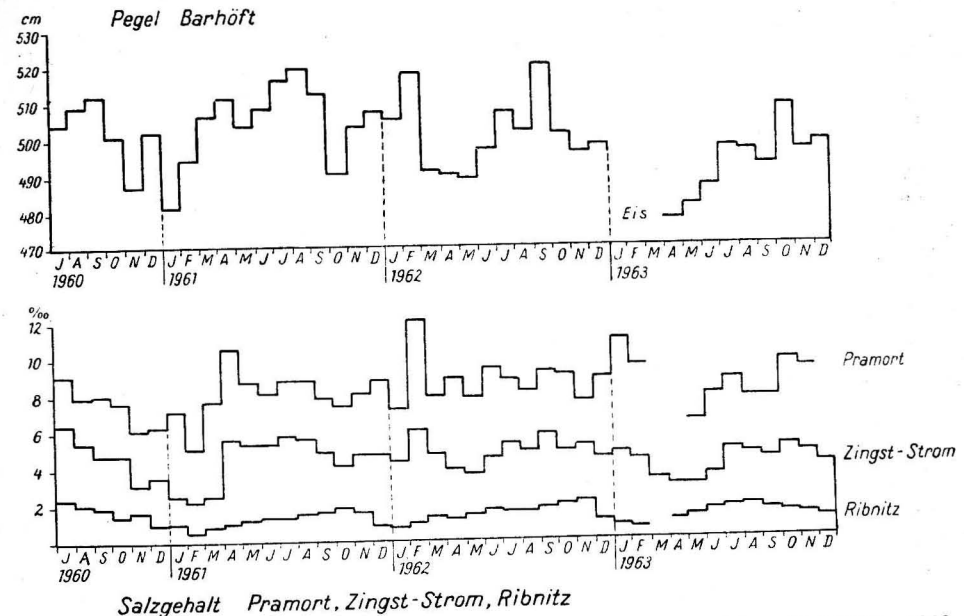


Abb. 3. Salzgehalt und Wasserstand an ausgewählten Stationen im Boddengebiet 1960—1963

Es zeigt sich eine deutliche Abnahme des Salzgehaltes von Osten nach Westen, die durch verstärkte Flußwasserzufuhr in den westlichen Boddenanteilen und geringere Intensität des Einstroms hervorgerufen wird. Beträgt der mittlere Salzgehalt im untersuchten Zeitraum 1961—1963 am Zingster Außenstrand 10,0‰ und in Pramort noch 8,1‰, so sind es am Zingster Strom nur noch 4,7‰ und in Ribnitz 1,3‰.

Der in Abb. 3 dargestellte Verlauf der Monatsmittel an den Stationen Pramort, Zingst-Strom und Ribnitz für den Zeitraum vom Juli 1960 bis zum Dezember 1963 läßt beträchtliche Schwankungen des Salzgehaltes erkennen. Alle Stationen in den östlichen und zentralen Teilen der Boddenkette von Pramort bis Born weisen einen gleichsinnigen Verlauf der Wasserstands- und Salzgehaltswerte auf. Monate mit einem hohen Wasserstand haben im allgemeinen zugleich höhere Salz-

gehalte, während umgekehrt bei niedrigen Pegelwerten auch geringe Salzgehalte beobachtet werden. So zeichnen sich im Ablauf der einzelnen Jahre mehrere Maxima und Minima ab. In Übereinstimmung mit den besprochenen mittleren Verhältnissen treten auch in den Einzeljahren der Untersuchungsperiode hohe Salzgehaltswerte in den Sommermonaten auf. Ein Salzgehaltsminimum zeigt sich im Spätwinter—Frühjahr. Gleichzeitig aber lassen sich vor allem in den Winter- und Frühjahrsmonaten teilweise stark herausfallende hohe Salzgehalte erkennen, die mit höheren Wasserständen gekoppelt sind. Im Untersuchungszeitraum wurden in Pramort Monatsmittel bis 12<sup>0</sup>/<sub>00</sub> und in Zingst bis 6<sup>0</sup>/<sub>00</sub> festgestellt. Derartige Spitzen in der Salzgehaltsverteilung entstehen durch kräftige Einstromlagen, die sich als Folge der Wasserstandsentwicklung (Windstau) in diesen Monaten besonders intensiv ausbilden. Wie eine in Vorbereitung befindliche Arbeit über den Wasseraustausch zwischen den Bodden und der Ostsee ergibt, werden hierbei in kurzer Zeit oft beträchtliche Wassermassen transportiert.

Schon eine Betrachtung der vorstehend besprochenen Mittelwerte läßt erkennen, daß auch in den relativ abgeschlossenen Zingster und Darßer Boddengewässern nicht von einer Konstanz der hydrographischen Lage gesprochen werden kann. Dem durch das Zusammenwirken der oben besprochenen Faktoren hervorgerufenen Jahresgang des Salzgehaltes überlagern sich stärkere unperiodische Schwankungen. Diese Veränderungen zeigen sich sowohl in den Mittelwerten als auch in wesentlich stärkerem Maße bei der Betrachtung diskreter Einzelfälle. Tabelle 2 enthält die vom Juli 1960 bis zum Dezember 1963 an einigen Stationen beobachteten Extremwerte.

TABELLE 2  
Extreme Salzgehalte an einigen Boddennstationen (‰)

	Maximum	Minimum	Schwankung
Pramort	15,1 (2. 4. 1961)	0,1* (26. 3. 1963)	15,0
Zingst-Strom	11,4 (25. 2. 1962)	1,5 (13./15. 3. 1961)	9,9
Born	6,2 (13. 7. 1960)	1,0 (7. 1. 1962)	5,2
Althagen	4,3 (6. 7. 1960)	0,6 (30. 1. 1961)	3,7
Ribnitz	3,5 (5. 7. 1960)	0,1* (13. 3. 1963)	3,4

\* Werte durch Schmelzwasser verfälscht

Die Beobachtungen an den Stationen Born und Althagen endeten bereits am 31. 7. 1962.

Während also nach den bisher vorliegenden Ergebnissen in den östlichen und zentralen Bodden Schwankungen im Salzgehalt von über 10<sup>0</sup>/<sub>00</sub> auftreten können, sind es in den westlichen Gebieten, die doch dem Einfluß der Ostsee weitgehend entzogen sind, immerhin noch rund 3,5—5<sup>0</sup>/<sub>00</sub>.

Eine für die Stationen Pramort, Zingst und Ribnitz durchgeführte Häufigkeitsauszählung ergibt ein breites Spektrum der täglichen Werte. Es läßt sich keine markante Unterteilung des Häufigkeitsspektrums in einen Ein- und einen Ausstromgipfel erkennen, wie dieses zu erwarten gewesen wäre. Die Ursache

dafür, daß sich die wechselnden Ein- und Ausstromverhältnisse nicht deutlicher widerspiegeln, liegt darin, daß die bei den verschiedenen Fällen der Stromverteilung beobachteten Salzgehalte in erheblichem Maße von der vorhergehenden Entwicklung abhängen. Daher treten bei Einstrom nicht immer absolut hohe bzw. bei Ausstrom entsprechend niedrige Werte auf.

Für die Station Zingst-Strom wurde für den Zeitraum vom Juli 1960 bis zum Juni 1962 die interdiurne Veränderlichkeit des Salzgehaltes berechnet (Abb. 4).

Bei einer Betrachtung der Monatsmittel ergibt sich ein paralleler Verlauf des Jahresganges mit dem Jahresgang des Salzgehaltes selbst. Monate mit einem hohen Salzgehalt sind zugleich auch Monate mit einer hohen Veränderlichkeit des Salzgehaltes. Ein hohes Monatsmittel des Salzgehaltes ergibt sich in den östlichen

und zentralen Boddenteilen meist aus der Aufeinanderfolge von mehreren Einbrüchen salzreichen Wassers, die von kurzzeitigen Ausstromlagen unterbrochen werden. Das höchste Monatsmittel der interdiurnen Salzgehaltsveränderlichkeit wurde mit  $\pm 1,0$ ‰ im Februar 1962 beobachtet, die höchste Veränderlichkeit überhaupt mit  $+ 3,31$ ‰ am 22. 2. 1962. Eine Häufigkeitsauszählung der Veränderlichkeit nach Stufen von je 0,5‰ zeigt, daß im ausgewerteten

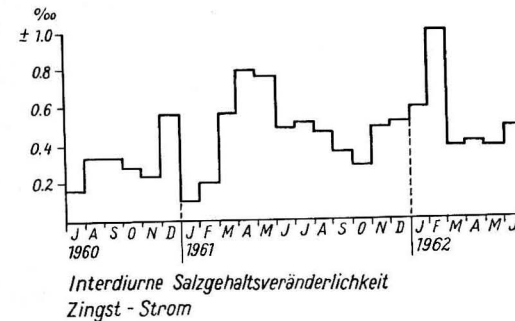


Abb. 4. Interdiurne Salzgehaltsveränderlichkeit (‰) Zingst-Strom 1960—1962

Zeitraum nur an 4,3% aller Beobachtungstage in Zingst der Salzgehalt konstant geblieben ist, daß aber demgegenüber 13,5% aller Beobachtungen Veränderungen von mehr als 1,0‰ innerhalb von 24 Stunden ergeben haben.

Ursache für derartige rasche Veränderungen des Salzgehaltes ist das bereits von HUPFER 1959 für das Untersuchungsgebiet vermutete Auftreten von hydrographischen Fronten. Derartige Fronten bleiben nicht nur auf das Gebiet der Beltsee beschränkt, sondern lassen sich auch in den untersuchten Bodden bis zur Station Born nachweisen. Eine nähere Untersuchung dieser Erscheinungen befindet sich in Vorbereitung.

Für die Überlassung der Pegelwerte von Barhöft sei dem Küstenschutzamt in Warnemünde, Gruppe Wasserstands- und Eisdienst gedankt.

## Literatur

- BROSN, H. J., HUPFER, P. und PETERSSON, H. v., Hydrographie und Wasserhaushalt der Boddenkette südlich des Darß und des Zingst. Unveröff. Abschlußbericht. Geophysikal. Inst. Univ. Leipzig, 1964.  
 GESSNER, F., Hydrographie und Hydrobiologie der Brackwässer Rügens und des Darß. Kieler Meeresforschungen 2 (1937) S. 1—78.  
 GESSNER, F., Meer und Strand. Berlin 1957.



- HUPFER, P., Zur Hydrographie der Boddengewässer südlich des Darß. Wiss. Zeitschr. Karl-Marx-Univ. Leipzig, Mathemat.-naturwiss. Reihe 9 (1959) S. 175—186.
- HUPFER, P., Beitrag zum Problem des Wasseraustausches in der Boddenkette südlich des Darß. Zeitschr. f. Fischerei 9 N. F. (1960) S. 447—456.
- NEUMANN, G., Zur Frage des jährlichen Ganges des Oberflächensalzgehaltes bei Adlergrund-Feuerschiff. Ber. u. Mitt. VI. Baltische Hydrolog. Konferenz Berlin 1938, Bericht 22 B.
- NEUMANN, G., Mittelwerte kürzerer und längerer Beobachtungsreihen des Salzgehaltes bei den Feuerschiffen im Kattegat und in der Beltsee. Ann. Hydr. mar. Met. 68 (1940) S. 373—386.
- WITTIG, H., Der jährliche Gang des Salzgehaltes in der Kieler und Mecklenburger Bucht. Kieler Meeresforschungen 9 (1952) S. 171—175.

## Einige Erfahrungen mit den Tiefseekippthermometern des VEB Thermometerwerke Geraberg/Thür.

VON EBERHARD FRANCKE

*Zusammenfassung:* Die im Laufe der letzten Jahre gewonnenen Erfahrungen über die Funktionstüchtigkeit der neuen Abreißstelle von W. WEISS, Ilmenau, bei Tiefseekippthermometern und der natürliche Verschleiß an Thermometern mit dieser Vorrichtung werden mitgeteilt. In einem Versuch wurde festgestellt, welche Benutzungsdauer von diesen Kippthermometern erwartet werden kann.

Die von dem Ilmenauer Werkmeister W. WEISS entwickelten und von G. WOLF (1959, 1960) beschriebenen Tiefseekippthermometer des VEB Ilmenauer Glaswerke (jetzt hergestellt im VEB Thermometerwerke Geraberg) wurden hinsichtlich der Brauchbarkeit und Benutzungsdauer ihrer neuen Abreißstelle am Institut für Meereskunde Warnemünde unter Laborbedingungen geprüft. Da die Geräte z. T. seit mehreren Jahren im Einsatz sind, ist es jetzt möglich, den natürlichen Verschleiß ungefähr einzuschätzen.

Die von G. BÖHNECKE (1932) empfohlene Eichung durch das Prüfamt in 1°- bis 2°-Abständen erwies sich als notwendig. Werden die Thermometer in 4°-Intervallen geeicht, dann können durch lineare Interpolation zwischen den Eichpunkten Fehler bis zu 5 Hundertstel Grad, in extremen Fällen sogar noch mehr, auftreten. Dieser Mangel, eine Folge der Verwendung von Kapillaren mit ungleichmäßigem Innendurchmesser, würde bei Benutzung von Präzisionsrohren, wie sie von der Industrie angeboten werden, zu beheben sein; allerdings werden diese Rohre z. Z. nur mit einem Innendurchmesser von mindestens 0,5 mm geliefert, während die Kapillaren der Thermometer eine Öffnungsweite von 0,20 bis 0,25 mm haben.

Es interessierte besonders, die Alterung des jetzt verwendeten Ilmenauer Westglases festzustellen und damit die zeitlichen Abstände zu bestimmen, in denen die Thermometer geeicht werden sollen. Dabei konnte festgestellt werden, daß im Verlauf des ersten Jahres nach der Herstellung der Thermometer die größten Änderungen in einem Ansteigen des Nullpunktes mit Werten um 0,05 °C liegen. Daraus resultiert, daß die Instrumente möglichst 1 Jahr nach der Herstellung durch das Deutsche Amt für Meßwesen und Warenprüfung wieder geeicht werden sollten.

Es muß erwähnt werden, daß die Verlagerung der Eichkurven innerhalb der Genauigkeitsgrenzen durchweg parallel erfolgte.

Nach unseren Erfahrungen genügt in der weiteren Zeit ein Eichabstand von 2 Jahren, der jedoch, vor allen Dingen bei Benutzung in extremen Temperatur-

gebieten, nicht wesentlich überschritten werden sollte. Es ist zu empfehlen, speziell in tropischen Gebieten die Thermometer nicht im ersten Jahr nach der Herstellung einzusetzen. Die Schwankungen zwischen der Lufttemperatur mit ca. 30° und Wassertemperaturen um 3 bis 4 °C bewirken ein starkes Altern des Glases und dadurch Änderungen der Korrekturwerte. Diese Vorsichtsmaßnahme ist unbedingt bei den ungeschützten Kippthermometern zu beachten.

Um die Gebrauchsdauer der Tiefseekippthermometer mit der von W. WEISS entwickelten Abreißstelle zu prüfen, wurde am Institut für Meereskunde ein Versuch durchgeführt, der ursprünglich bis zur vollkommenen Unbrauchbarkeit der Versuchsthermometer führen sollte. In 2 Serien wurden 6 Thermometer in einem Eichbecken mit ca. 100 Liter Wasser ständig durch eine motorbetriebene Anlage gekippt. Die Eichdaten vor und nach den Versuchen sind Tabelle 1 zu entnehmen.

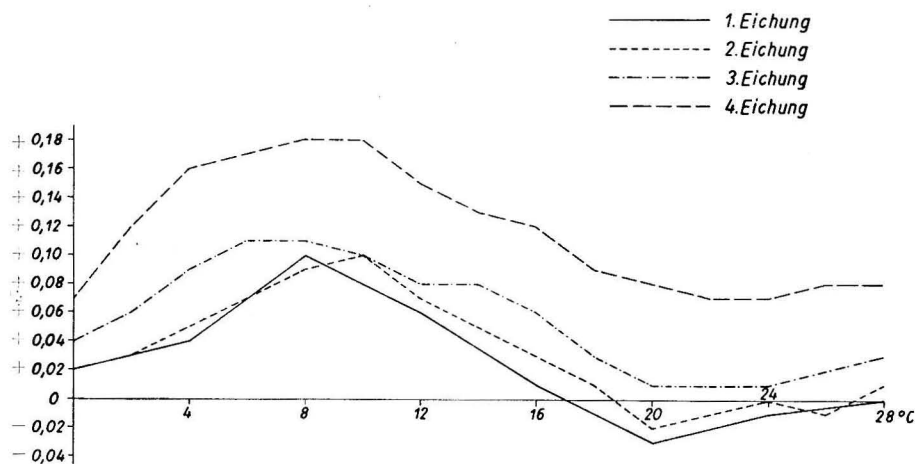


Abb. 1

Während des Versuches wurde die Temperatur im Becken ein- bis zweimal am Tage aufgeheizt, um angenähert normale Bedingungen zu erreichen. Dadurch waren die Thermometer einem Temperaturbereich von ca. 15 bis 30 ° ausgesetzt. Für die Tabellen wurden die mittleren absoluten Werte der Verlagerung der Fehlerkurven zwischen den einzelnen Eichungen berechnet. Die Zahl der Kippungen in den beiden Versuchen stehen in der obersten Zeile. Abb. 1 zeigt als Beispiel die Veränderungen des Thermometers Nr. 3022.

In allen Fällen wurde die Fehlerkurve nach den Versuchsserien angehoben, d. h., der Nullpunkt stieg an. Eine Ausnahme bildet Nr. 501 nach dem ersten Versuch, wo ein leichter Abfall eintrat. Der Betrag, um den sich die einzelnen Kurven ändern, hängt, wie aus den Tabellen hervorgeht, von der Anzahl der Kippungen ab. Über zwei Thermometer wurde vom DAMW nur ein Prüfschein ausgestellt, da diese Instrumente (Nr. 507 und 3022) nicht mehr den amtlichen Anforderungen genügen. Thermometer Nr. 157 liegt ebenfalls an der zulässigen Fehlergrenze. Die starke Anhebung der Kurve bei Nr. 3040 ist darauf zurück-

TABELLE 1  
Thermometer Nr. 517 Vol. 92°

Kippungen			20000
Eichdatum	25. 1. 58 12. 5. 60	24. 2. 62	26. 6. 63
Verlagerung der Kurve in °C	0,010	0,006	0,071

Thermometer Nr. 107 Vol. 75°

Kippungen			3320	16876
Eichdatum	12. 3. 56 25. 1. 58	17. 5. 60	24. 2. 62	3. 8. 62 26. 6. 63
Verlagerung der Kurve in °C	0,016	0,004	0,010	0,017 0,051

Thermometer Nr. 881 Vol. 105°

Kippungen			3546
Eichdatum	31. 12. 57 12. 5. 60	3. 8. 62	26. 6. 63
Verlagerung der Kurve in °C	0,019	0,010	0,016

Thermometer Nr. 2998 Vol. 114°

Kippungen		13506
Eichdatum	8. 6. 60 24. 2. 62	17. 10. 62
Verlagerung der Kurve in °C	0,006	0,020

Thermometer Nr. 3022 Vol. 124°

Kippungen		16534	20000
Eichdatum	15. 7. 60 24. 2. 62	17. 10. 62	26. 6. 63
Verlagerung der Kurve in °C	0,009	0,023	0,062

Thermometer Nr. 3040 Vol. 108°

Kippungen	8101
Eichdatum	15. 7. 60 3. 8. 62
Verlagerung der Kurve in °C	0,059

zuführen, daß das Thermometer 2 Jahre nach der Herstellung ohne vorher wiederholte Eichung im Versuch benutzt wurde. Dadurch addieren sich die natürliche oben erwähnte Alterung und die Einflüsse des Versuches.

Die Abhängigkeit der Fehleränderungen von der Anzahl der Kippungen ist eindeutig zu sehen (Tabelle 2).

Kippzahl	Änderung in $1/100$ °C
3500	1,6
13000	2,0
16900	5,1
20000	6,2
20000	7,1
36500	8,5

Bei dem derzeitigen Zustand der Kapillaren sind mit einem Thermometer ca. 20000 Kippungen möglich, bis dieses wegen zu großer Fehler vom DAMW als

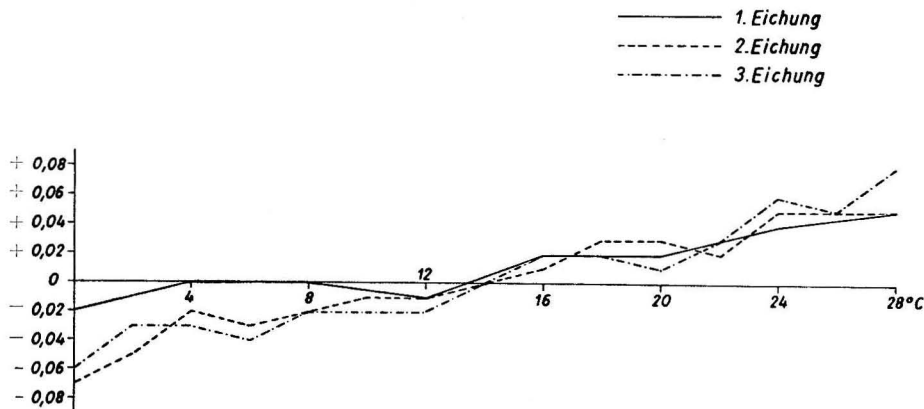


Abb. 2

nicht mehr eichfähig abgewiesen wird. Es ist dann, wie der Versuch zeigte, bei weitem noch nicht unbrauchbar. Die Abreißstelle funktionierte auch nach 36500 Kippungen noch vorzüglich.

Es interessierte nun, ob die Fehleränderungen bei dem Versuch eine Folge der thermischen Alterung seien. Zu diesem Zweck wurden 4 Thermometer aus einer Serie (Nr. 1086, 1087, 1090 und 1092), die jeweils schon zweimal geeicht waren (am 23. 5. 58 und am 17. 10. 62), in einem Wechseltemperaturschrank Temperaturschwankungen zwischen 10 und 30 °C ausgesetzt. Sie wurden während dieser Zeit nicht gekippt. In dem genannten Intervall wurde die Temperatur ca. 1200mal geändert (gegenüber ca. 50mal bei dem Kippversuch im Eichbecken). Die Eichung am 13. 11. 63 ergab, daß die Thermometer innerhalb der angegebenen Ungenauigkeitsgrenze durch das Eichamt nur unwesentliche Veränderungen erfuhr. Ein Beispiel ist in Abb. 2 dargestellt.

Das läßt darauf schließen, daß das Anheben des Nullpunktes während der Benutzung auf mechanische Vorgänge zurückzuführen ist und die verwendeten Glassorten (Ilmenauer Westglas und neuerdings Jenaer Normalglas 16 III) genügend gut gealtert sind.

Der derzeitige Verlust an Kippthermometern beträgt am Institut für Meereskunde bei normalem Gebrauch ca. 5 Stck. pro Jahr, bei denen Fehler in der Abreißstelle festgestellt wurden. Die nur dem gewöhnlichen Einsatz unterworfenen Kippthermometer zeigen ein sehr langsames Ansteigen des Nullpunktes, so daß die genannte Zahl von ca. 20000 Benutzungen im Mittel gerechtfertigt erscheint.

### Literatur

- [1] BÖHNECKE, G., Die Temperaturmessung an der Oberfläche und in der Tiefe. Wiss. Ergebnisse der DAE 1925—1927, Bd. IV, Teil I (1932).
- [2] WOLF, G., Die Tiefseekippthermometer des VEB Westglas Ilmenau. Feingerätetechnik 8, (1959) H. 7.
- [3] WOLF, G., Über die Trägheit der druckgeschützten und druckungeschützten Umkippthermometer des VEB Glaswerke Ilmenau sowie ihre Brauchbarkeit zur thermometrischen Tiefenmessung auf See. Feingerätetechnik 9 (1960) H. 6.

## Über einige strandnahe Temperatureffekte der Ostsee bei Zingst im Sommer

(Vorläufige Mitteilung)

Von PETER HUPFER

**Zusammenfassung:** Nach der Beschreibung einer 1963 in Betrieb genommenen Wassertemperaturregistrieranlage werden einige typische Registrierbeispiele diskutiert, so die Temperaturverteilung an einem Strahlungstag, die Temperaturabnahme durch aufsteigendes Tiefenwasser, für die zwei verschiedene Arten gefunden wurden, sowie der Fall einer sprunghaften Temperaturerhöhung durch Zurückfließen von erst abgetriebenem warmen Oberflächenwasser. Die Untersuchungen werden verstärkt fortgesetzt.

Im Jahre 1963 wurde am Maritimen Observatorium Zingst der Karl-Marx-Universität Leipzig [1] mit Arbeiten zur Untersuchung der Temperaturverhältnisse in der strandnahen Wasserzone begonnen. Neben der Gewinnung von Aussagen über die Repräsentativität der üblichen Temperaturmessungen in Strandnähe, die für praktische Zwecke von Wichtigkeit ist, sollten zunächst durch fortlaufende Registrierung der Wassertemperatur in der oberflächenschicht an mehreren Punkten senkrecht zur Strandlinie die Besonderheiten des Temperaturregimes in den ersten 300 m vor der Küste erfaßt werden, um dann, auf diesen Ergebnissen aufbauend, in den kommenden Jahren Arbeiten zur Untersuchung des Wärmehaushaltes der Litoralzone durchzuführen.

Für den genannten Zweck wurde eine Meßanlage entworfen, die auf Abb. 1 schematisch dargestellt ist. Die Ausführung des meßtechnischen Teiles besorgten das Hochfrequenzlabor und die Mechanische Werkstatt des Geophysikalischen Institutes in Leipzig, die des seemännischen Teiles das Maritime Observatorium in Zingst; allen beteiligten Kollegen sei an dieser Stelle herzlicher Dank ausgesprochen.

Die Meßanlage besteht aus 6 Temperaturfühlern, die mit 20 Kiloohm-Thermistoren ausgestattet sind. Die verwendeten Thermistoren wurden nach sorgfältiger Alterung auf eine gemeinsame Eichkurve kompensiert [2]. Die Registrierung erfolgt über speziell hergestellte WHEATSTONESCHE Brücken in vier Bereichen ( $-2$  bis  $+8$ ,  $3$  bis  $13$ ,  $10$  bis  $20$  und  $13$  bis  $23$  °C) unter Verwendung eines Sechsfarbenschreibers  $0-10$  mV. Die endgültige Eichung der Fühler auf dem Registrierpapier ergab eine Genauigkeit der Temperaturmessung von etwa  $\pm 0,2$  °C. Die Thermistoren sind auswechselbar an den Fühlern angebracht, so daß gelegentliche Nacheichungen möglich sind. Die Halbwertszeit der Meßfühler ist gering und liegt weit unter der Meßfolge von 2 Minuten.

Zum Auslegen der Anlage wurde etwa 300 m von der Strandlinie entfernt ein Pfahl eingespült. Zwischen diesem und dem Pegel dalben, der 45 m von der

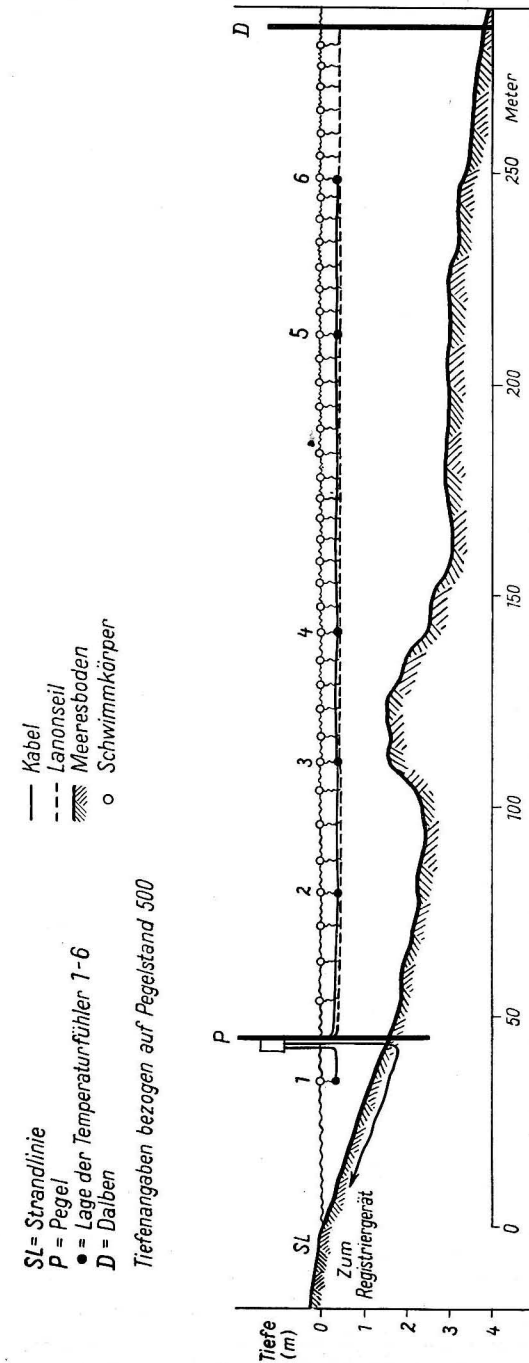


Abb. 1. Schematische Darstellung der Zingster Temperaturregistrieranlage 1963

Strandlinie entfernt im Wasser steht, wurde ein Lanonseil aufgehängt. An dieses Seil sind die Kabel für die Meßfühler geknüpft. Letztere befinden sich ebenso wie das Lanonseil und die Kabel in etwa 40 cm Tiefe. Zur Verwendung kam ein zweiadriges Kunststoffkabel, das sich für den Dauereinsatz als sehr geeignet erwies. Die Anlage, die soviel Spiel hat, daß die normalen Wasserstandsschwankungen ausgeglichen werden, wird durch zahlreiche Kunststoffbälle, wie sie in der Fischerei Verwendung finden, entlastet. Zusätzlich wurde die ganze „Temperaturmeßkette“ an mehreren Stellen seitlich verankert. Die einzelnen Fühlerkabel laufen in einem Verteilerkasten am Pegelalben zusammen. Von dort ist ein siebenadriges Kabel bis zum Strand unterirdisch verlegt und von da als Oberleitung bis zum Meßhaus des Observatoriums im Düengelände, wo die Registrierung erfolgt. In dieser Weise ausgelegt, hat sich die Anlage vom 1. Juli bis zum Spätherbst 1963 sehr gut bewährt.

Die Lage der Fühler (Abb. 1) ist etwas dem Bodenrelief angepaßt, das zwischen 100 und 150 m von der Strandlinie die für diese Küsten typische Sandbank zeigt.

#### Die Veränderlichkeit der Wassertemperatur in der strandnahen Zone

Bevor einige typische Beispiele registrierter Temperaturverteilungen in der strandnahen Wasserzone vor Zingst diskutiert werden, soll ein statistischer Überblick über die Veränderlichkeit der in unmittelbarer Strandnähe gemessenen Wassertemperaturen gegeben werden. Zu diesem Zweck wurden die relativen Häufigkeiten der interdiurnen Veränderlichkeit der Wassertemperaturen der Station Darßer Ort für das Lustrum von November 1954 bis Oktober 1959 aus [3] bestimmt. Berücksichtigt wurden dabei die positiven und negativen Änderungen der Wassertemperatur von einem Tag zum anderen (07 Uhr-Termin), die mindestens  $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  betragen. Die Ergebnisse zeigt Abb. 2. Man sieht, daß die interdiurne Veränderlichkeit der Wassertemperatur im Mai, dem Monat der stärksten Temperaturzunahme, am größten ist. Die relativen Häufigkeiten der positiven und negativen Temperaturänderungen  $\geq 1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$  sind dabei gleich. Das Minimum der positiven Temperaturänderungen fällt auf September und Januar. Die Häufigkeitsverteilung für die negativen Änderungen verläuft von Januar bis Mai spiegelbildlich zu der der positiven Änderungen, jedoch überwiegen die negativen Temperaturänderungen  $\geq 2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . In den Monaten August bis Dezember haben die negativen Änderungen ein Übergewicht gegenüber den positiven interdiurnen Änderungen, wobei besonders das sekundäre Maximum im November bemerkenswert ist. Die Darstellung zeigt, daß in den Monaten April bis Juli die interessantesten Temperatureffekte in der strandnahen Zone zu erwarten sind. Da die Registrieranlage erst ab Juli arbeitete, konnte die thermisch unruhigste Zeit im Jahre 1963 noch nicht erfaßt werden.

#### Der Temperaturverlauf am 4./5. 7. 1963

Als Beispiel für die Temperaturverteilung und den Tagesgang an einem ausgesprochenen Strahlungstag wurde die Registrierung vom 4./5. 7. 1963 ausgewählt. Ebenso wie an den Vortagen herrschte auch am 4. 7. unter Hochdruckeinfluß an

der Küste bei Zingst eigenbürtige Witterung vor. Bei sehr geringen Winden aus nördlichen Richtungen und einem fast wolkenlosen Himmel bestimmte die Strahlung den Wetterablauf. Strahlungsmessungen lagen an diesem Tag in Zingst noch nicht vor. Der Salzgehalt des Wassers schwankte in dem betrachteten Zeitraum zwischen  $8,8$  und  $9,2\text{ }_{\text{‰}}$ . Auf Abb. 3 sind die Registrierkurven für die Zeit vom 4. 7. 4 Uhr bis zum 5. 7. 4 Uhr (alle Zeitangaben in MEZ) wiedergegeben. Man erkennt innerhalb der dargestellten 24 Stunden einen ansteigenden

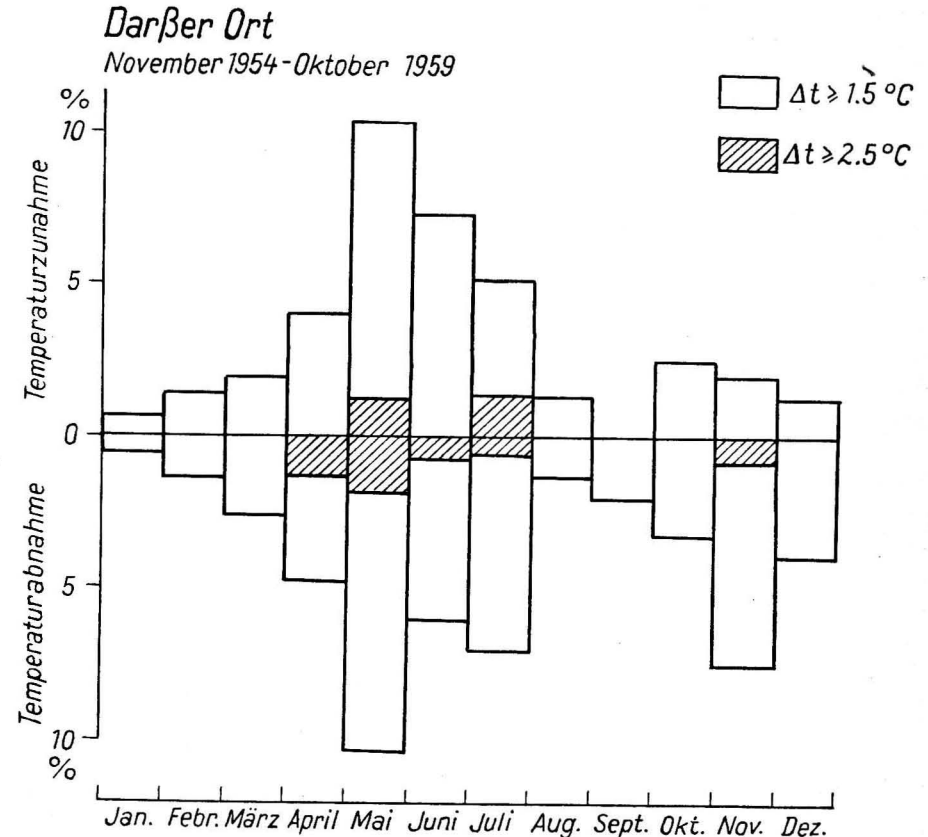


Abb. 2. Relative Häufigkeit interdiurner Änderungen der Wassertemperatur bei Darßer Ort  $\geq \pm 1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$

Temperaturtrend: Innerhalb dieses Tages erwärmt sich das Wasser entlang des gesamten Profils um etwa  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Dieser allgemeinen Erwärmung ist der Tagesgang überlagert.

Zuerst seien die Kurven der Fühler 6 und 5, die am weitesten seewärts liegen, betrachtet. Man erkennt einen gut ausgeprägten Tagesgang, der fast ohne Störungen abläuft. Das Minimum in den Morgenstunden des 4. 7. beträgt  $18,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Nach einem gleichmäßigen Anstieg wird das Tagesmaximum zwischen 16 und 18 Uhr mit  $19,8\text{ }^{\circ}\text{C}$  erreicht. Dem folgt ein langsamer Temperaturabfall, bis mit

etwa 19,4 ° in den Morgenstunden des Folgetages das Minimum wieder erreicht wird. Damit beträgt die Amplitude vom Morgen des 4. 7. bis zum Maximum 1,4 °C und vom Maximum bis zum Minimum am Morgen des 5. 7. etwa 0,4 °C.

Ein davon stark abweichendes Verhalten zeigt die Kurve des Fühlers 1, der am meisten in Strandnähe liegt. Nach Tiefstwerten um 18,3 °C gegen 5 Uhr am 4. 7. steigt die Temperatur an dieser Stelle unter Schwankungen rasch an und erreicht Höchstwerte zwischen 16 und 17 Uhr mit 22,4 °C, um anschließend ebenfalls unter Schwankungen bis 4 Uhr des nächsten Tages auf etwa 19,4 °C abzufallen. Damit beträgt die Differenz vom Morgen des 4. 7. bis zum Maximum 3,9 °C und die bis zum 5. 7. früh etwa 2,9 °C. Noch wesentlich extremer scheint sich die unmittelbare Strandzone (circa 5 m von der Strandlinie) zu verhalten, wie die eingezeichneten Meßpunkte zu den Klimaterminen zeigen.

Aus dem unterschiedlichen Verhalten der Wassertemperatur an den äußersten und dem innersten Fühler läßt sich unter Beachtung des Verlaufes der Temperatur an den übrigen Meßstellen der Schluß ziehen, daß die Zone des extremen Verhaltens der Wassertemperatur an sommerlichen Strahlungstagen sicher nicht weiter als 50 m seewärts reicht. Repräsentative Messungen können — zumindest bei ähnlicher Morphologie des Unterwasserstrandes — erst außerhalb der inneren strandnahen Zone erhalten werden. Genaueren Aufschluß könnten nur noch dichtabständigere Messungen ergeben. Wendet man nun die Aufmerksamkeit dem Temperaturverlauf an den zwischen beiden Extremen liegenden Fühlern 2 bis 4 zu, so kann man bis kurz vor 14 Uhr einen weitgehenden Parallelgang mit den Temperaturen der Meßstellen 5 und 6 feststellen. Der im Bereich der Sandbank liegende Fühler 3 ist etwas wärmer als die anderen. Der Temperaturgang an der Meßstelle 2, die in 80 m Entfernung von der Strandlinie liegt, zeigt bis zu dem genannten Zeitpunkt klar, daß dieser Punkt bereits außerhalb der strandnahen Zone extremen Temperaturverhaltens liegt.

Als gegen 14 Uhr mit 2,6 °C die maximale Temperaturdifferenz zwischen der inneren und der äußeren strandnahen Zone erreicht wird, setzt ein bis gegen 17 Uhr anhaltendes eigenartiges Verhalten der Temperatur an den Fühlern 1 bis 4 ein. Es kommt zu mehr oder weniger schnellen, teilweise aber sogar sprunghaft verlaufenden Temperaturschwankungen, deren Amplitude am Fühler 2 am größten und am Fühler 4 am kleinsten ist. Während beim Fühler 1 Temperaturerniedrigungen vorzuherrschen scheinen, die bewirken, daß das Maximum dieser Kurve, das aus dem vorhergehenden Verlauf zwischen 15 und 16 Uhr zu erwarten gewesen wäre, gekappt erscheint, ist bei den anderen Fühlern vor allem eine zeitweilige Temperaturerhöhung charakteristisch. Der Grund für diese Temperaturfluktuationen ist in einem nichtkontinuierlichen Wassertransport von der inneren, stark erwärmten Zone zur äußeren Zone zu suchen. Die Erscheinung, daß in dem Übergangsbereich Wasserballen stark unterschiedlicher Temperatur driften, kann man an fast allen sommerlichen Strahlungstagen auch beim Schwimmen beobachten. Die Voraussetzung für die Entstehung dieser typischen Erscheinung ist offenbar die Überschreitung eines bestimmten Schwellenwertes der Dichtedifferenz zwischen der inneren und der äußeren strandnahen Zone. Man kann annehmen, daß sich dann — im Falle unseres Meßprofils zwischen Sandbank und

Strand — warmes, relativ leichtes Wasser aus der inneren Zone an der Oberfläche nach draußen schiebt, während von dort kälteres, relativ schweres Wasser in den unteren Schichten in Richtung Strand nachfließt, was dort zu Temperaturerniedrigungen Anlaß gibt.

In den Abend- und Nachtstunden kommt es ebenfalls zu Vermischungsvorgängen, die die ganze Nacht über anhalten.

#### Der Temperaturverlauf vom 3. bis 5. 8. 1963

Bevor die Ergebnisse der Wassertemperaturregistrierungen (Abb. 4) diskutiert werden, soll die allgemeine hydro-meteorologische Situation kurz gekennzeichnet werden.

Die Wetterkarte vom 3. 8. 01 Uhr zeigt im gesamten Ostseegebiet unter dem Einfluß eines schwachen Hochdruckgebietes heiteres Wetter und verbreitet Windstille. Im Verlauf des Tages, der in Zingst eine Globalstrahlungssumme von 542 cal/cm<sup>2</sup> Tag sowie eine relative Sonnenscheindauer von 83% brachte und an dem nur zeitweise hohe Bewölkung auftrat, kam es an der Küste der DDR verbreitet zu einer Land- und Seewindzirkulation. Die Wassertemperaturen lagen ebenso wie an den Vortagen sehr hoch. Um 9 Uhr 35 sprang der Wind in Zingst-Observatorium — bisher mit etwa 1 m/sec aus SSE wehend — auf ENE mit einer mittleren Stärke von 3 m/sec um, begleitet von geringfügiger Zunahme des Seeganges. Der normale Anstieg der Lufttemperatur wurde unterbrochen, und die relative Feuchte stieg an. Die vertikale Mächtigkeit des Seewindes betrug nach einer um 10 Uhr durchgeführten Pilotierung etwa 150 m. Zwischen 18 und 20 Uhr drehte der Wind unter Auffrischen auf etwa 5 m/sec auf SSE. Begünstigt durch die Verlagerung eines flachen Tiefdruckgebietes (1010 mb) zum Nordausgang des Englischen Kanals setzte Landwind ein. Diese Winddrehung rief gegen 19 Uhr einen Anstieg der Lufttemperatur von über 2 °C hervor, verbunden mit einem kräftigen Abfall der relativen Feuchtigkeit, und erst später setzte sich der normale Tagesgang beider Elemente wieder durch.

Auch am 4. 8. bestimmten sehr schwache Luftdruckgradienten die Wetterlage. Zingst lag auf der Vorderseite eines Tiefdruckgebietes in der südlichen Nordsee, wodurch es in der Nacht und am Vormittag zu Winden aus SSE mit einer mittleren Stärke von etwa 3,5 m/sec kam. Um 12 Uhr 20 sprang auch an diesem Tag der Wind auf ENE und wehte aus dieser Richtung mit einer mittleren Stärke von 4,5 m/sec. In Zusammenhang damit fiel die Lufttemperatur in Zingst-Strand ab 12 Uhr nach starkem Anstieg bis auf 32,9 °C um ca. 10 °. An diesem Tag war die Bewölkung gering, und erst am Nachmittag kam es zu einer Aufzugsbewölkung. Die Tagessumme der Globalstrahlung betrug 532 cal/cm<sup>2</sup> Tag. Der Seegang aus NE nahm nach Einsetzen des Seewindes leicht zu und stieg nach dem Frontdurchgang auf Stärke 3 aus NNW. Kurz vor 19 Uhr drehte der Wind von ENE auf WSW und frische vorübergehend auf. Im Verlauf dieses Frontdurchganges kam es an der Küste der DDR zu Gewittern, und die Lufttemperatur nahm ab.

Die Wetterlage vom 5. 8. ist gekennzeichnet durch ein Tiefdruckgebiet 1005 mb über der mittleren Nordsee. Zingst befand sich im Bereich der vom Westen

heranströmenden erwärmten Polarluft. Der schwache WSW-Wind drehte 12 Uhr 20 auf E, veränderte aber seine Stärke kaum. An diesem Tag herrschte ziemlich dichte Ci- und Cu-Bewölkung. Die Globalstrahlungssumme betrug  $497 \text{ cal/cm}^2$  Tag und die relative Sonnenscheindauer 72%. Die Lufttemperatur fiel ab 12 Uhr 30 in Zusammenhang mit der Winddrehung von 23 auf  $18^\circ\text{C}$  und zeigte danach keinen bemerkenswerten Gang. Die Seegangsstärken betragen 1–2, der Seegang drehte von NW über N nach NE. An diesem Tag waren an der Meeresoberfläche verbreitet sog. Slicks zu sehen. Bemerkenswert ist der Gang des Salzgehaltes an den drei Tagen. Jeweils um 7 Uhr betrug der Salzgehalt am 3. 8.  $9,90/_{00}$ , am 4. 8.  $11,10/_{00}$  und am 5. 8.  $11,30/_{00}$ .

Betrachten wir nun Abb. 4. Die Anlage wurde am 3. 8. 14 Uhr nach Behebung einer Störung wieder eingeschaltet. Allerdings kann für die Fühler 2 und 6 nur der relative Gang mit Unterbrechungen wiedergegeben werden. Er soll hauptsächlich zum Vergleich der Einsätze von Temperaturänderungen dienen.

An fast allen Meßpunkten betrug die Temperatur bis gegen 19 Uhr 30 über  $22^\circ\text{C}$ . An diesem Tag wurden in der gesamten Meßzone die Jahresmaxima der Wassertemperatur erreicht. Ein abweichendes Verhalten zeigte lediglich die Temperatur des Fühlers 3, der im Bereich der Sandbank über einer Wassertiefe von nur 1,55 m liegt, in der Zeit von 14 bis 17 Uhr. Die Registrierung überstrich ständig den Bereich zwischen  $21$  und  $19,3^\circ\text{C}$ , wobei die Amplituden mit der Zeit geringer wurden, bis die Anomalie schließlich ganz verschwand. Auch am Fühler 4 ist ein zeitweiliger Temperaturrückgang zu erkennen. Die Ursache für diese Erscheinungen wird aus dem weiteren Temperaturverlauf deutlich. Im Laufe des Tages drang am Boden des Meeres kaltes Wasser bis in unmittelbare Küstennähe vor. Für diesen Sachverhalt liegen zwar keine Messungen vor, er wurde jedoch durch mehrere in der Nähe der Anlage schwimmende Personen, die von einer sehr kalten Bodenschicht berichteten, qualitativ bestätigt. Angehoben durch die Sandbank, kam das kalte Wasser am Nachmittag des 3. 8. mehrfach mit dem in 40 cm Tiefe hängenden Fühler 3 in Berührung, wodurch der registrierte Effekt zustande kam. Ab 19 Uhr 30 nahm die Temperatur des Fühlers 5 bis auf  $20,5^\circ\text{C}$  um 21 Uhr ab, sie stieg dort jedoch wieder auf  $21,3^\circ$  um 21 Uhr 30. Die Temperaturen an den anderen Fühlern fielen nach 21 Uhr stark ab. Bei genauerer Betrachtung kann man jedoch zwischen den einzelnen Kurven typische Unterschiede feststellen, die einen Schluß auf den Mechanismus des Aufsteigens kalten Tiefenwassers im Bereich dieser Flachküste zulassen. Bestimmt man den ungefähren Zeitpunkt des Beginnes des stärksten Temperaturfalles an den einzelnen Fühlern, so ergibt sich:

Fühler 1: 21 Uhr 30	Fühler 4: 21 Uhr 30
Fühler 2: 21 Uhr 50	Fühler 5: 22 Uhr 30
Fühler 3: 21 Uhr 30	Fühler 6: 22–23 Uhr

Nach diesen Einsatzzeiten erreichte das kalte Tiefenwasser zuerst die über dem flachen Wasser der Sandbank gelegenen Fühler 3 und 4 sowie den in Strandnähe gelegenen Fühler 1. Etwas später wurde der Fühler 2 betroffen, während die am weitesten seewärts gelegenen Meßstellen noch später erfaßt wurden. Im

Verlauf der nun folgenden Nachtstunden bestimmten intensive Vermischungsvorgänge das Bild der Registrierung, wobei sich erhebliche Unterschiede zwischen den einzelnen Fühlern einstellten. Erst in den Morgenstunden des 4. 8. ab 7 Uhr lagen die Meßwerte mit Temperaturen zwischen  $14$  und  $15^\circ\text{C}$  wieder dichter beisammen, und es bildete sich — bedingt durch die Einstrahlung und durch den Wärmestrom von der Luft zum Wasser — ein Trend zur Temperaturzunahme aus. Die Ursache für den starken Temperaturfall am Abend des 3. 8., bei dem die Wassertemperaturen teilweise von über  $22^\circ$  bis auf  $13,3^\circ\text{C}$  abfielen, war das Vordringen kalten Tiefenwassers, das sich bereits Stunden vorher vorbereitet hatte. Das auslösende Moment für den Temperatursturz in der o. a. Reihenfolge war sicher der gegen 20 Uhr sich vollziehende Windsprung auf SSE. Dadurch wurde die stark erwärmte Deckschicht vom Ufer weggetrieben und dem kalten und salzreichen (Salzgehaltserhöhung vom 3. zum 4. 8.  $1,20/_{00}$ !) Tiefenwasser das Emporquellen an die Oberfläche erleichtert. Leider liegen für das Gebiet keine Wasserstandsregistrierungen vor; die Pegelablesungen der Station Darßer Ort sind auf Abb. 4 vermerkt. Bemerkenswert sei noch, daß im Zingst vorgelagerten Seegebiet an den vorausgehenden Tagen eine starke thermische Schichtung des Wassers auftrat. Messungen des Institutes für Meereskunde Warnemünde, die der Verfasser dankenswerterweise einsehen konnte, ergaben am 2. 8. eine stark entwickelte Sprungschicht zwischen 10 und 15 m Tiefe. — Mit der am 4. 8. mittags einsetzenden Seebrise folgt nun eine weitere interessante Phase im Gang der Wassertemperaturen. Es kommt zu einem teilweise fast sprunghaft anmutenden Temperaturanstieg bis zu Werten um  $19^\circ\text{C}$ . Die starke Erwärmung setzt an den Fühlern zu folgenden Zeiten ein:

Fühler 1: 12 Uhr 30	Fühler 4: 11 Uhr 30
Fühler 2: 11 Uhr 36	Fühler 5: 11 Uhr 30
Fühler 3: 11 Uhr 30	Fühler 6: 11 Uhr 00

Die zeitliche Reihenfolge der Erwärmung an den einzelnen Fühlern ist somit fast umgekehrt zur Reihenfolge der starken Abkühlung am vorhergehenden Abend. Der Effekt wird so erklärt, daß infolge neuerlicher Wasserstandsvariationen und begünstigt durch den einsetzenden Seewind das am vergangenen Abend abgetriebene warme Oberflächenwasser wieder zu Küste advehiert wurde, wobei natürlich nicht mehr die hohen Temperaturen des Vortages erreicht werden. Diese schlagartige Erwärmung ist jedoch nicht von Bestand, denn schon zwischen 14 und 15 Uhr beginnt eine erneute, jedoch relativ langsam verlaufende Temperaturabnahme, die bei einigen Meßstellen zur Zeit des Frontdurchganges zwischen 18 Uhr 30 und 19 Uhr unterbrochen wird. Eine neuerliche Umkehr des Temperaturverlaufes ist ab 20 Uhr zu erkennen, denn von da ab nehmen die Temperaturen langsam wieder zu. In der Nacht vom 4./5. 8. tritt nun eine weitere interessante Erscheinung auf. Der erwähnte leichte Temperaturanstieg wird durch eine offenbar von See kommende „Front kalten Wassers“ unterbrochen. Die Temperatur springt an den einzelnen Fühlern wie folgt (Tab. S. 28 oben).

Dieser Temperaturfall wird also nicht wie der am Abend des 3. 8. durch am Boden einströmendes kaltes Tiefenwasser ausgelöst, sondern das kalte Wasser bricht

	Geschwindigkeit bei profilsenkrechtem Auflaufen
Fühler 6 22 Uhr 51	2,5 m/min
Fühler 5 23 Uhr 06 um 1,1 °C	2,1 m/min
Fühler 4 23 Uhr 39 um 1,4 °C	1,5 m/min
Fühler 3 24 Uhr 00 um 1,5 °C	1,0 m/min
Fühler 2 0 Uhr 30	
Fühler 1 ohne Effekt	

von See her ein. Interessant ist das Verhalten des kalten Wassers beim Auflaufen auf die Sandbank. Die Registrierkurve des Fühlers 3 deutet auf ein Hin- und Herpendeln des kalten Wassers, bevor es schließlich den Fühler 2 erreicht. Dadurch ist aber die Energie dieser „Front“ schon so weit verbraucht, daß der 35 m von der Strandlinie entfernt angebrachte Fühler 1 überhaupt keinen erkennbaren Effekt zeigt. In den folgenden Stunden steigt die Temperatur wieder an und erreicht außer bei Fühler 5, der deutlich kälter bleibt, wieder den alten Wert. Eine weitere bemerkenswerte Besonderheit im Temperaturverlauf stellt sich bei den Fühlern 5 und 6 zwischen 7 und 10 Uhr ein. Die Meßstelle 5 zeigt periodisch anmutende Oszillationen mit einer Amplitude bis zu 1 °C. Der relative Gang des Fühlers 6 weist dieselbe Erscheinung auf, wobei die Oszillationen beider Fühler teils in Phase, teils nicht in Phase sind. Ob diese Erscheinung mit den an diesem Tag verbreitet aufgetretenen Slicks zusammenhängt, kann nicht mit Sicherheit behauptet werden.

Auf der Registrierung folgt nun ein rasches Ansteigen der Temperatur an allen Meßstellen. Der Fühler 1 zeigt einen fast ungestörten Tagesgang mit dem Maximum zwischen 17 und 18 Uhr. Der Gang der Temperatur an den übrigen Fühlern dagegen wird ähnlich wie in der vorhergehenden Nacht durch eine sprunghaft einsetzende Abkühlung gestört. Auch in diesem Fall dringt kaltes Wasser von See her in das Meßgebiet ein. Dabei springt die Temperatur an den einzelnen Fühlern wie folgt:

	Geschwindigkeit bei profilsenkrechtem Auflaufen
Fühler 6 14 Uhr 36	2,0 m/min
Fühler 5 14 Uhr 55 um 1,4 °C	2,0 m/min
Fühler 4 15 Uhr 30 um 1,3 °C	0,4 m/min
Fühler 3 16 Uhr 50 um 1,0 °C	1,1 m/min
Fühler 2 17 Uhr 18	
Fühler 1 kein Effekt	

Auch in diesem Fall zeigt sich bei der Meßstelle 4 das Auflaufen der „Front“ auf die Sandbank und die damit verbundene Geschwindigkeitsverringernug. Ebenso wie beim vorigen Beispiel wird die innere strandnahe Zone von dem Einbruch nicht berührt. Im weiteren Verlauf dieses Tages zeigen die Kurven 2 bis 6

einen geringfügigen Temperaturanstieg, während die Temperatur des Fühlers 1 fällt, so daß die Kurven am 5. 8. um 24 Uhr wieder dicht beieinanderliegen.

### Der Temperaturverlauf am 8./9. 8. 1963

Am 8. 8. 1 Uhr liegt Zingst etwa im Zentrum eines flachen Gewittertiefs (1005 mb), das an der Küste verbreitet Niederschläge bringt. Nach kurzem Zwischenhocheinfluß folgt ein Tief, das am 8. 8. mit 1000 mb nördlich Schottlands liegt, sich unter Vertiefung auf 995 mb bis zum 9. 8. nach Mittelschweden verlagert und einen Strom frischer Kaltluft mit sich bringt. In Zingst ist der Tag bedeckt und ohne Sonnenschein, die Globalstrahlungssumme beträgt 151 cal/cm<sup>2</sup> Tag. Die Windstärken bleiben gering, der Wind dreht im Laufe des 8. 8. von südlichen Richtungen auf NW. Der Salzgehalt beträgt am 8. 8. 10,5‰ am 9. 8. 9,0‰ (7 Uhr-Termin). Der Wasserstand fällt bei Darßer Ort von 504 am 8. 8. 13 Uhr bis 484 am 9. 8. 7 Uhr. Auf Abb. 5 ist die Registrierung der Wassertemperatur vom 8. 8. 14 Uhr bis zum 9. 8. 8 Uhr wiedergegeben. Am 8. 8. zeigt die Temperatur keinen ausgesprochenen Tagesgang, und zunächst liegen alle Kurven zwischen 17 und 18 °C. Am Abend des 8. 8. kommt es zur eindrucksvollsten sprunghaften Temperaturerniedrigung seit der Aufnahme der Registrierungen.

Zwischen 15 und 19 Uhr 30 bewegen sich die Temperaturen an den Fühlern 1 bis 4 zwischen 17,5 und 17,9 °C, die an den Fühlern 5 und 6 zwischen 17,3 und 17,5 °C. Um 19 Uhr 40 springt die Temperatur am äußersten Fühler 6 schlagartig (innerhalb eines Umlaufes des Sechsfarbenschreibers von 2 Minuten) um mehr als 3,5 °C. Die anderen Fühler werden von der von See kommenden „Front“ in deutlichem zeitlichen Abstand danach berührt und verhalten sich in ähnlicher Weise. Die Daten und Beträge der Einsätze an den einzelnen Fühlern sind wie folgt:

	Geschwindigkeit bei profilsenkrechtem Auflaufen
Fühler 6 19 Uhr 40 um 3,6 °C	9,3 m/min
Fühler 5 19 Uhr 44 um 3,3 °C	7,0 m/min
Fühler 4 19 Uhr 54 um 3,3 °C	5,2 m/min
Fühler 3 20 Uhr 00 um 3,1 °C	2,6 m/min
Fühler 2 20 Uhr 12 um 2,0 °C	(0,6 m/min)
Fühler 1 langsame Temperatur- abnahme ab 21 Uhr 30	

Bei diesem Beispiel erfolgt das Einbrechen des kalten Wassers mit beträchtlich höherer Geschwindigkeit als bei den ähnlichen Fällen am 4. und 5. 8. Die „Front“ erreicht aber auch in diesem Fall die strandnächste Zone nicht, die Vermischung erfolgt dort (Fühler 1) nur allmählich, und die Temperatur gleicht sich erst in den Morgenstunden des 9. 8. der der anderen Fühler wieder an. Andererseits bleibt das kalte Wasser bei den äußersten Fühlern 5 und 6 ohne nennenswerte Änderungen ebenfalls bis in die Morgenstunden des Folgetages erhalten. In der



Zone zwischen Fühler 5 und Fühler 1 spielen sich indessen in den Abend- und Nachtstunden intensive Vermischungsvorgänge ab. Während bei Fühler 4 nur eine Temperaturoszillation zu beobachten ist, sind es bei Fühler 3 und 2 jeweils 8. Erst ab 4 Uhr verläuft der Temperaturgang wieder normal und setzt dann zum neuen Tagesgang an.

Auch bei dieser Temperaturerniedrigung handelt es sich sicher um aufsteigendes Tiefenwasser. Messungen des Institutes für Meereskunde Warnemünde im vorgelagerten Seegebiet zeigten am 7. 8. eine gut ausgeprägte Sprungschicht in etwas mehr als 10 m Tiefe. Allerdings stützt die Salzgehaltsänderung vom 8. zum 9. 8. von  $-1,5\text{‰}$  diese Ansicht nicht. Aus den diskutierten Beispielen kann man ableiten, daß es bei plötzlichen Temperaturerniedrigungen an der Küste durch aufsteigendes Tiefenwasser zwei Typen gibt. Der erste Typ — repräsentiert durch den Temperaturfall am Abend des 3. 8. — zeigt Vordringen des kalten Wassers am Meeresboden bis praktisch zur Strandlinie und Abtritt des warmen Oberflächenwassers. Die Temperaturerniedrigung geht rasch, aber nicht sprunghaft vor sich und setzt sich von der Strandlinie nach See zu fort. Der zweite Typ — repräsentiert vor allen durch den Temperaturfall am Abend des 8. 8. — ist durch das schlagartig von See aus einbrechende kalte Wasser charakterisiert, dessen Geschwindigkeit durch Sandbank und ansteigenden Strand gebremst wird und das die innere strandnahe Zone oft überhaupt nicht erreicht. Bei diesem Typ erfolgt die Temperaturabnahme sprunghaft. Wahrscheinlich ist bei diesem Typ das Tiefenwasser schon weiter seewärts an die Oberfläche gedrungen und stößt von da aus von der Oberfläche bis zum Boden zur Küste hin vor.

Die weiteren Meßergebnisse in Zingst werden sicher noch mehr Details über diese interessanten Erscheinungen erbringen.

#### Literatur

- [1] HUPFER, P. und v. PETERSSON, H., Das Maritime Observatorium Zingst des Geophysikalischen Instituts der Karl-Marx-Universität Leipzig. Veröffentl. Geophys. Inst. Karl-Marx-Univ. Leipzig 18 (1963) H. 1.
- [2] RINK, J., Thermistore und ihre Anwendung in der Meteorologie. Abh. des Met. und Hydr. Dienst. DDR 8 (1961) Nr. 63.
- [3] Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch — Küstengebiet der Nord- und Ostsee — Abflußjahre 1955—1959.

## Ein verbessertes Meßverfahren für ozeanographische Lichtextinktionsmessungen in situ

VON WOLFGANG MATTHÄUS

*Zusammenfassung:* Ein Vorschlag für ein verbessertes Meßverfahren für Lichtextinktionsmessungen in situ wird gemacht. Es werden die Vorteile des vorgeschlagenen Verfahrens gegenüber bisher bekannten Meßverfahren aufgezeigt. Besonderer Wert wird auf geringen Aufwand und einfachen Aufbau des Unterwasserteils gelegt. Die Meßwerte sind gegen Alterung der Lichtquelle, des photoelektrischen Wandlers sowie gegen Schwankungen der Speisespannung unempfindlich. Bei kurzer Meßzeit kann direkt der auf destilliertes Wasser bezogene dekadische Extinktionskoeffizient bei den verwendeten Wellenlängen ohne Handumschaltung registriert werden. Dadurch entfällt eine nachträgliche, mit Zeitaufwand verbundene Aufbereitung des Meßmaterials.

Eine Inkonzanz der Lampenspannung, unexakte Filterumschaltung, lange Meßzeiten sowie eine mit großem Zeitaufwand verbundene Aufbereitung und Auswertung des Meßmaterials eines Durchsichtigkeitsmeßgerätes des Instituts für Meereskunde in Warnemünde führte zu einer Untersuchung der Methodik von ozeanographischen Lichtextinktionsmessungen. Aus der Bearbeitung dieser Thematik folgte ein Vorschlag für ein verbessertes Meßverfahren für Lichtextinktionsmessungen in situ.

Das LAMBERT-BEERSche Gesetz ist das Grundgesetz für Lichtextinktionsmessungen:

$$J = J_0 \exp(-\alpha d) \quad (1)$$

$J_0$  ist die Intensität, mit der ein Lichtbündel oder ein ausgedehnter Lichtstrom (Tageslicht) in das zu untersuchende Medium eintritt. Im Medium (Meßstrecke  $d$  [m]) erfährt das Licht eine Intensitätsverminderung, die vorwiegend auf Absorption und Streuung durch das Medium selbst und durch die in ihm gelösten und suspendierten Stoffe zurückzuführen ist. Mit der Intensität  $J$  verläßt das Lichtbündel das zu untersuchende Medium. Unter  $\alpha$  ist der natürliche Extinktionskoeffizient in [Nep  $\text{m}^{-1}$ ] zu verstehen.

Vielfach bezieht man Gleichung (1) auch auf den dekadischen Logarithmus

$$J = J_0 10^{-ad} \quad (2)$$

wobei  $a$  in [bel  $\text{m}^{-1}$ ] als dekadischer Extinktionskoeffizient bezeichnet wird. Die Extinktion  $E$  ist definiert durch

$$E = \left(1 - \frac{J}{J_0}\right) 100 \quad [\%], \quad (3)$$

und für die Durchlässigkeit gilt

$$D = 100 - E \quad [\%]. \quad (4)$$

In der Ozeanographie gibt man häufig Relativwerte der Extinktion an; man bezieht auf die Extinktion von destilliertem Wasser bei gleichen Wellenlängen. Die Extinktion ist eine Funktion der Temperatur und des Salzgehaltes. Unter den im Meer vorkommenden Bedingungen ist der Einfluß von Temperatur und Salzgehalt jedoch vernachlässigbar klein, so daß die Extinktion in destilliertem Wasser in Abhängigkeit von der Wellenlänge  $\lambda$  auch für reines Meerwasser gilt. Aus Gleichung (2) folgt für den relativen dekadischen Extinktionskoeffizienten

$$a_0 = a_2 - a_1 = \frac{1}{d} \log \frac{J_1}{J_2}; \quad (5)$$

$J_1$  = durch das destillierte Wasser geschwächte Intensität eines Lichtbündels der Intensität  $J_0$ ;

$J_2$  = durch das zu untersuchende Medium geschwächte Intensität eines Lichtbündels der gleichen Intensität  $J_0$ .

Das vorgeschlagene Meßverfahren liefert eine Größe, die dem relativen dekadischen Extinktionskoeffizienten  $a_0$  proportional ist. Abb. 1 zeigt das Blockschaltbild des Meßverfahrens. Besonderer Wert wird auf geringen Aufwand und einfachen Aufbau des Unterwasserteils gelegt.

Als Spannungsquelle dient das 220 V 50 Hz Bordnetz. Um die erheblichen Spannungsschwankungen, denen das Bordnetz vielfach unterliegt, in annehmbaren Grenzen zu halten, wird ein Spannungsstabilisator verwendet. Der Trans-

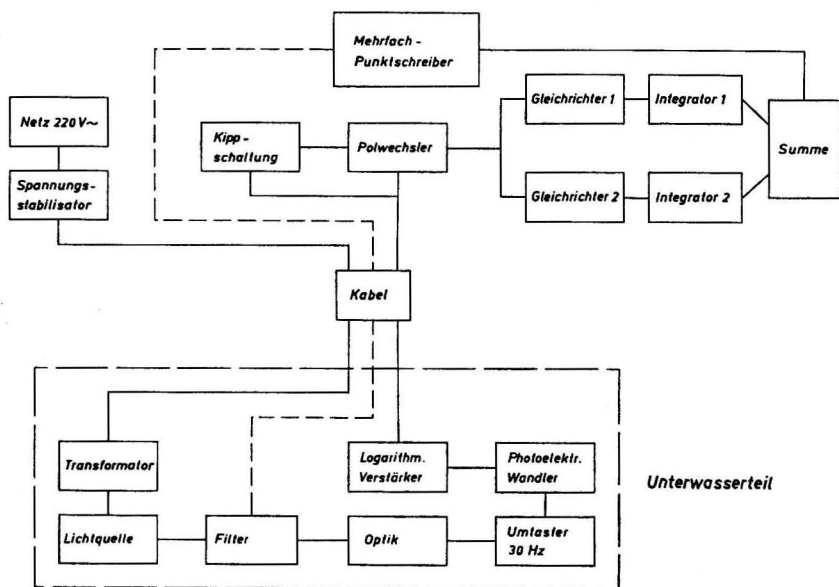


Abb. 1. Blockschaltbild des vorgeschlagenen Meßverfahrens

formator, der die stabilisierte Wechselspannung von 220 V auf die Betriebsspannung der Lichtquelle bringt, befindet sich im Unterwasserteil, damit die Ströme durch das Übertragungskabel möglichst gering bleiben. Als Lichtquelle ist eine einseitig verspiegelte Glühlampe mit einer Nennspannung von 8 Volt bei einer Leistung von 50 Watt vorgesehen. Die Lebensdauer der Lampe wird erhöht, wenn die Betriebsspannung unterhalb der Nennspannung liegt.

Als Filter zur Ausblendung bestimmter Wellenlängen aus dem kontinuierlichen Spektrum der Glühlampe werden Metallinterferenzfilter vorgeschlagen. Sie besitzen im Durchschnitt eine Transmission im Maximum von  $\tau_{\max} \approx 35\%$  und eine Halbwertsbreite (Differenz der Wellenlängen, bei denen die Transmission auf den halben Maximalwert abgesunken ist) zwischen 8 und 15 nm. Durch Abblenden der Filter kann ein konstanter Durchlaßgrad erreicht werden. Die Ein-

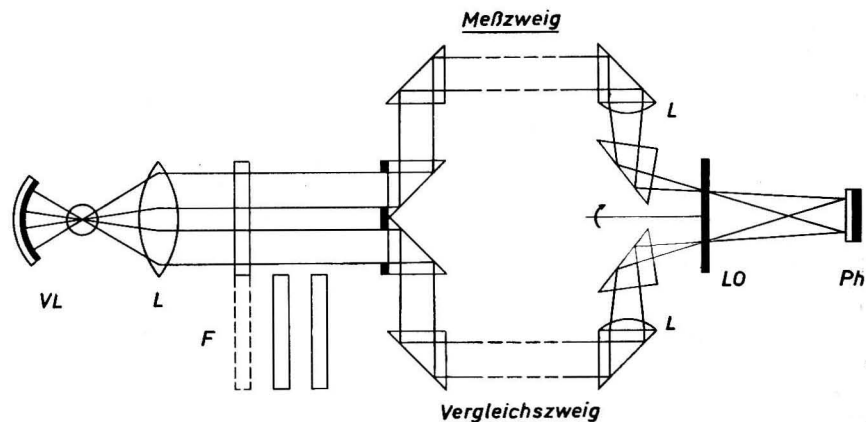


Abb. 2. Strahlengang im Unterwasserteil

VL Verspiegelte Lichtquelle, L Sammellinsen, F Filter, LO Lochblende, Ph Photoelektrischer Wandler

schaltung der Filter in den Lichtstrahl geschieht durch Hubmagnete. Gekoppelt mit der Filterschaltung kann man Widerstände so in den Photostromkreis einschalten, daß die spektrale Empfindlichkeit des photoelektrischen Wändlers konstant wird. Bei der Datenverarbeitung ist also keine Meßbereichsumschaltung notwendig. Allerdings verringern das Abblenden der Filter und das Einschalten der Widerstände den Photostrom.

Den Strahlengang im Unterwasserteil zeigt Abb. 2. Der Lichtstrahl der als punktförmig angenommenen verspiegelten Lichtquelle VL wird durch eine Sammellinse parallelisiert, gelangt durch ein Filter F und wird durch Prismen in Meß- und Vergleichsstrahl geteilt. Im Meßzweig liegt die Meßstrecke von  $d = 1$  [m]; im Vergleichszweig wird eine 1 [m] starke Schicht destillierten Wassers durchstrahlt. Durch einen Umlaster — eine motorgetriebene Lochscheibe — werden beide Strahlen abwechselnd auf den photoelektrischen Wandler Ph getastet, so daß die in Abb. 3 gezeigten Photostromsignale entstehen. Zur Verhinderung von Betauung wird das Unterwasserteil mit getrocknetem Stickstoff gefüllt.

Ein Selenphotoelement dient als photoelektrischer Wandler. Es ist robust gebaut und benötigt im Gegensatz zu anderen photoelektrischen Wandlern (Photozellen, Photowiderstände, Photoelektronenvervielfacher) keine Betriebsspannung.

Die Photostromsignale müssen zur Übertragung von der Sonde an Bord, besonders bei der Messung in größeren Tiefen, verstärkt werden. Da nach Gleichung (5) der Logarithmus benötigt wird, ist es zweckmäßig, sie logarithmisch zu verstärken. Hierzu eignen sich u. a. handelsübliche Röhren mit dem Arbeitspunkt im Bereich der Anlaufkennlinie.

Die Übertragung vom Unterwasserteil an Bord geschieht durch ein selbsttragendes Seilkabel.

Die Datenverarbeitung wird an Bord vorgenommen (Abb. 3). Durch eine elektronische Kippschaltung wird an den hinteren Flanken der Photostrom-

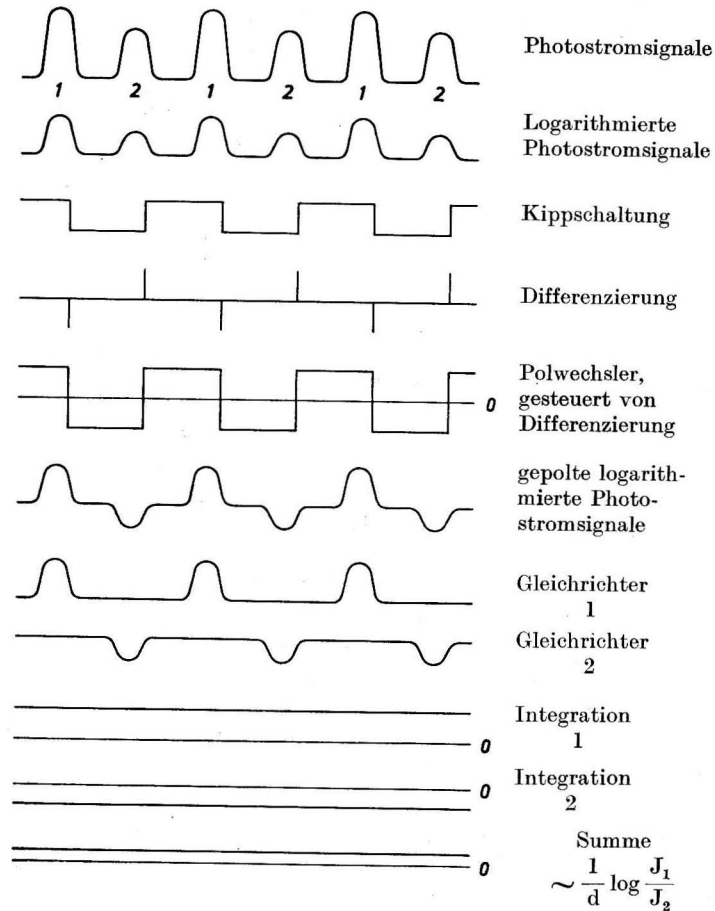


Abb. 3. Funktionsschema der Datenverarbeitung

signale ein Kippimpuls erzeugt. Die entstehende Rechteckkurve wird differenziert, so daß an den Kanten Impulse entstehen, die einen Polwechsler steuern. Mit dem Polwechsler wird der Logarithmus der Photostromsignale so sortiert, daß die Meßsignale (= 2 in Abb. 3) z. B. negativ und die Vergleichssignale (= 1; dest. Wasser) positiv werden. Zwei Gleichrichter trennen dann Meß- und Vergleichssignale (Abb. 1). Anschließend werden beide Signale integriert und addiert. Die entstehende Größe ist dem relativen dekadischen Extinktionskoeffizienten (bezogen auf destilliertes Wasser) direkt proportional. Die Schreiberschaltung wird automatisch so gepolt, daß der Extinktionskoeffizient stets positiv registriert wird.

Die Registrierung erfolgt durch einen Mehrfachpunktschreiber. Für jedes Filter ist eine Registrierfarbe vorgesehen. Wird ein Registriergerät mit 6 Meßstellen verwendet, so könnten z. B. 4 Meßstellen für Filter und jeweils eine für Druck- und Temperaturregistrierung benutzt werden. Bei automatischer Umschaltung der Filter mit der Meßstellenumschaltung ist bei einer Punktfolge von 6 s in 36 s eine Serie geschrieben. Bei 30 Meßsignalen pro s integriert man also über 180 Signale. Diese Signalfolge ist für genügend genaue Integration ausreichend.

Das vorgeschlagene Verfahren hat folgende Vorteile gegenüber bisher bekannten Verfahren:

1. Der Meßwert ist weitgehend unabhängig von der Lampenhelligkeit. Schwankungen des Lampenstroms werden bereits durch den Wechselspannungsstabilisator unterdrückt. Langperiodische Schwankungen werden durch das Verfahren automatisch eliminiert.
2. Mit den Metallinterferenzfiltern kann die Extinktion in einem schmalen Spektralbereich ( $\lambda \pm 8$  bis 15 nm) bestimmt werden.
3. Die Einschaltung der Filter durch Hubmagnete sichert ihre stets gleiche Stellung gegenüber dem Lichtstrom.
4. Durch das Verfahren wird die Änderung der Nenndaten des Photoelementes eliminiert.
5. Es können ohne Handumschaltung und Ablesung der relative dekadische Extinktionskoeffizient bei verschiedenen Wellenlängen, der Druck und die Temperatur registriert werden. Nachträgliche, mit Zeitaufwand verbundene Aufbereitung des Meßmaterials entfällt, da direkt bei den verwendeten Wellenlängen der auf destilliertes Wasser bezogene dekadische Extinktionskoeffizient mit zugehörigem Druck und Temperatur registriert werden kann.
6. Kontrolleichungen mit anderen Photometern sind auch bei längerem Betrieb, Lampenwechsel und Auswechseln des Photoelementes nicht erforderlich.

Eine weitere nennenswerte Verkürzung der Wiederholungsperiode (z. B. auf 1 s) kann nur bei Übergang zu elektronischer Datenaufbereitung und Speicherung erzielt werden. Der Aufwand hierfür ist nur vertretbar, wenn wesentliche Teile wie Übertragungsverfahren, Speicher, Kontrollanzeige usw. in Verbindung mit einer Mehrzahl anderer Meßfühler genutzt werden können.

Für wertvolle fachliche Hinweise bei der Bearbeitung dieser Thematik bin ich Herrn Dr. F. MÖCKEL zu Dank verpflichtet.

### Literatur

- DIETRICH, G. und KALLE, K., Allgemeine Meereskunde. Berlin-Nikolassee 1957.  
 GELBKE, W., GESELLE, P. und MATZKE, H., Ein versenkbares Meßgerät für hydrographische, speziell optische Seewasseruntersuchungen. Veröff. d. MHD der DDR, Nr. 11 (1953).  
 JOSEPH, J., Durchsichtigkeitsmessungen im Meere im ultravioletten Spektralbereich. Dtsch. Hydrogr. Z. 2 (1949) H. 5, 212.  
 JOSEPH, J., Durchsichtigkeitsregistrierungen als ozeanographische Untersuchungsmethode. Dtsch. Hydrogr. Z. 3 (1950) H. 1/2, 69.  
 JOSEPH, J., Quantitative Durchsichtigkeitsmessungen im Meere. Dtsch. Hydrogr. Z. 3 (1950) H. 3/4, 214.  
 KOSLJANINOW, M. W., Moderne Apparatur für hydrooptische Untersuchungen (russ.). Bjulletenj okeanografitscheskoi komissii, Moskwa, (1960) Nr. 4, S. 53–64.  
 WILLIAMS, J., A small battery-operated Hydrophotometer. Chesapeake Bay Institute. The John Hopkins University. Technical Report XXIV (1961) ref. 61–3.

Abschluß der Arbeit: 1. 11. 1963

## Ein fernregistrierendes Temperaturmeßgerät zur Untersuchung der thermischen Struktur von ozeanischen Deckschichten, Schelfgewässern und Binnengewässern

VON WOLFGANG MATTHÄUS und REINER WANKE

*Zusammenfassung:* Es wird das im Institut für Meereskunde, Warnemünde, unter weitgehender Benutzung von industriell beziehbaren Bausteinen entwickelte fernregistrierende Temperaturmeßgerät FTM/63 beschrieben. Das Gerät ist für Einsatz auch auf kleinsten Fahrzeugen geeignet. Die Registrierung erfolgt mit einem Bandschreiber. Die Temperatur wird horizontal angezeigt, die vertikale Teilung ist umschaltbar auf Meßtiefe oder Zeit. Die umschaltbaren Meßbereiche umfassen das Gebiet von  $-30^{\circ}\text{C}$  bis  $+60^{\circ}\text{C}$ . Der Meßfehler beträgt zwischen  $-15^{\circ}\text{C}$  und  $+50^{\circ}\text{C}$  weniger als  $0,1^{\circ}\text{C}$ . Die Halbwertszeit der Temperaturanzeige des gesamten Gerätes liegt bei 2,5 s. Die zulässige Tauchtiefe des Fühlers beträgt 500 m.

Die Temperatur ist eine Grundgröße bei der Charakterisierung des physikalischen Zustandes des Meerwassers. Die Messung der vertikalen und horizontalen Verteilung der Temperatur im 3dimensionalen Raum des Ozeans, seiner Randmeere und der Binnenmeere ist eine der Aufgaben der Meereskunde. Der Temperaturverlauf kann einmal aus Messungen von Geräten, die nur diskrete Punkte thermisch erfassen (z. B. Kippthermometer), interpoliert, zum anderen durch Thermographen kontinuierlich registriert werden.

Das fernregistrierende Temperaturmeßgerät FTM/63 wurde im Jahre 1963 unter Leitung von Dr. F. MÖCKEL in den Spezialwerkstätten des Instituts für Meereskunde in Warnemünde entwickelt. Die Entwicklung entsprach einem unmittelbaren Bedarf der Abteilung Physik der Struktur des Meeres; die Konzeption des Gerätes wurde für universelle Verwendung ausgelegt. Es ist für Routineeinsatz gedacht, um kontinuierliches Meßmaterial bei kurzer Meßdauer zu gewinnen. Auf Grund seines großen Temperaturmeßbereichs kann das Gerät unter fast allen vorkommenden klimatischen Bedingungen sowohl zu Messungen im Wasser als auch in den unteren Luftschichten eingesetzt werden. Ein zeitproportional und längenproportional (Fieren, Hieven) umschaltbarer Papierorschub ermöglicht in Verbindung mit kurzer Temperatureinstellzeit die Aufnahme zeitlicher Temperaturschwankungen in festen Niveaus und die schnelle Durchführung von Vertikalschnitten.

Das fernregistrierende Temperaturmeßgerät besteht aus einem elektronischen Linienschreiber, einem Schaltgerät, einem Meterrad und dem Temperaturfühler samt Kabel. Der Schreiber ist ein umgebautes Seriengerät des VEB Meßgeräte-werk Quedlinburg/Harz. Die Temperaturmessung wird auf eine Widerstandsmessung in einer wechselstrombetriebenen und selbstabgleichenden WHEATSTONE-Brücke zurückgeführt. Den Meßwiderstand bilden 5 Platinwiderstandsthermo-

meter Pt 100 Ohm in Reihenschaltung. Eine Änderung des Meßwiderstands ruft eine Unsymmetrie in der Brücke hervor, und im Nullzweig entsteht eine Spannung, deren Phasenlage von der Richtung der erfolgten Widerstandsänderung abhängt (Abb. 1). Diese Spannung wird verstärkt und steuert den Anodenstrom zweier in Gegentaktschaltung arbeitender Röhren in Abhängigkeit von der Brückenverstimmung. Die Drehrichtung des in den Anodenkreisen liegenden Stellmotors entspricht der Richtung der Brückenverstimmung. Der Motor gleicht die Brücke mittels Schleifer auf einem Widerstandsband auf Null ab. Mit dem Schleifer sind der Schreibstift für die Registrierung und ein Zeiger zur direkten Skalenablesung verbunden. Die Registrierung erfolgt auf Wachspapier mit aufgedrucktem Koordinatensystem. Den Papiertransport übernimmt ein Drehmelderempfänger, der bei längenproportionalem Betrieb von einem Drehmeldergeber im Meterrad und bei zeitproportionalem Betrieb durch einen mit Synchronmotor bewegten Drehmeldergeber im Schaltgerät gesteuert wird. Das Schaltgerät gestattet die Einstellung von längen- bzw. zeitproportionalem Papiervorschub. Bei längenproportionalem Betrieb entspricht 1 m ausgelegtem bzw. eingeholtem Kabel 1 cm Papiervorschub, die Anzeigenauigkeit beträgt  $\pm 0,1$  m; bei zeitproportionalem Betrieb beträgt der Papiervorschub 1 cm pro Minute. An einem Zählwerk am Meterrad und einem drehmeldergesteuerten Zählwerk im Schaltgerät kann die ausgefahrene Kabellänge abgelesen werden. Aus der ausgefahrene Kabellänge und dem Drahtwinkel ist die Tiefe zu ermitteln, in der sich die Sonde befindet. Bei der Konstruktion des Temperaturfühlers wurde besonderer Wert auf kleine Wärmekapazität und Halbwertszeit gelegt. Zur Gewährleistung eines guten Wärmeübergangs vom Medium auf den Temperaturfühler ist dieser oberflächenvergoldet.

Das Registriergerät hat zwei Bereiche, einen Grobbereich  $\vartheta$  und einen Feinbereich  $\Delta\vartheta$ . Der Grobbereich  $\vartheta$  dient zur Orientierung und hat einen Bereichsumfang von  $-15$  bis  $+35$  °C bei einem Meßfehler kleiner als  $\pm 1,5$  °C. Die Stellung  $\Delta\vartheta$  umfaßt einen Bereich von  $-30$  bis  $+60$  °C. Er besteht aus 30 Feinbereichen, die von 3 zu 3 Grad umschaltbar sind und je einen Bereichsumfang von 5 Grad haben. Der Meßfehler ist zwischen  $-15$  und  $+50$  °C  $\leq \pm 0,1$  °C und zwischen  $-30$  und  $-15$  °C und  $+50$  bis  $+60$  °C kleiner als  $\pm 0,2$  °C. Die Wärmekapazität der Meßsonde beträgt ca. 40 [cal grd<sup>-1</sup>]. Die Halbwertszeit der Temperatureinstellung des gesamten Gerätes bei ruhendem Wasser ist kleiner als 2,5 s.

Das Kabel ist für Tiefen bis zu 200 Metern ausgelegt, der Fühler kann bis 500 m Tiefe eingesetzt werden. Die Ausletetiefe ist eine Funktion der Stabilität des selbsttragenden Seilkabels und des Temperaturfühlers. Es muß außerdem die Änderung des elektrischen Widerstandes des Seilkabels vernachlässigbar klein gegen die Änderung des Widerstandes des Platinthermometers sein.

Das fernregistrierende Temperaturmeßgerät ist einsetzbar:

1. zur Untersuchung der vertikalen thermischen Struktur,
2. zur Untersuchung des thermischen Verhaltens bestimmter Niveaus in Abhängigkeit von der Zeit,
3. zur Registrierung der horizontalen Temperaturverteilung an der Oberfläche.

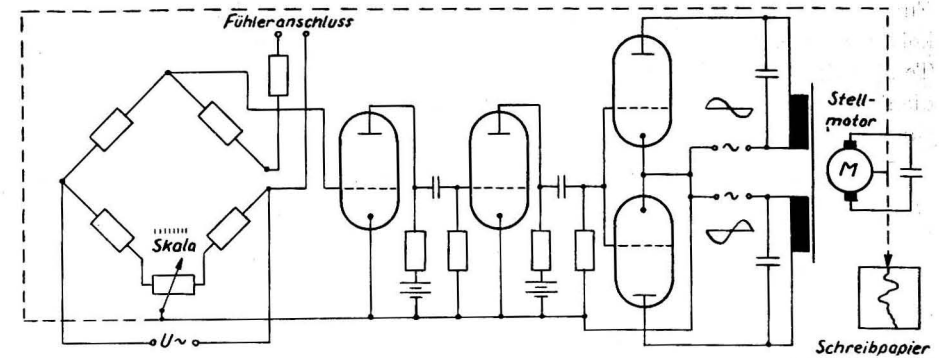


Abb. 1. Prinzipschaltbild des Registriergerätes (VEB Meßgerätewerk Quedlinburg/Harz)

Einen Vertikalschnitt durch eine thermische Sprungschicht zeigt Abb. 2. Die in Kreise eingetragenen Temperaturen in Grad Celsius sind die im Registriergerät eingeschalteten Feinbereiche. Aus der Registrierung ist die Temperatur als

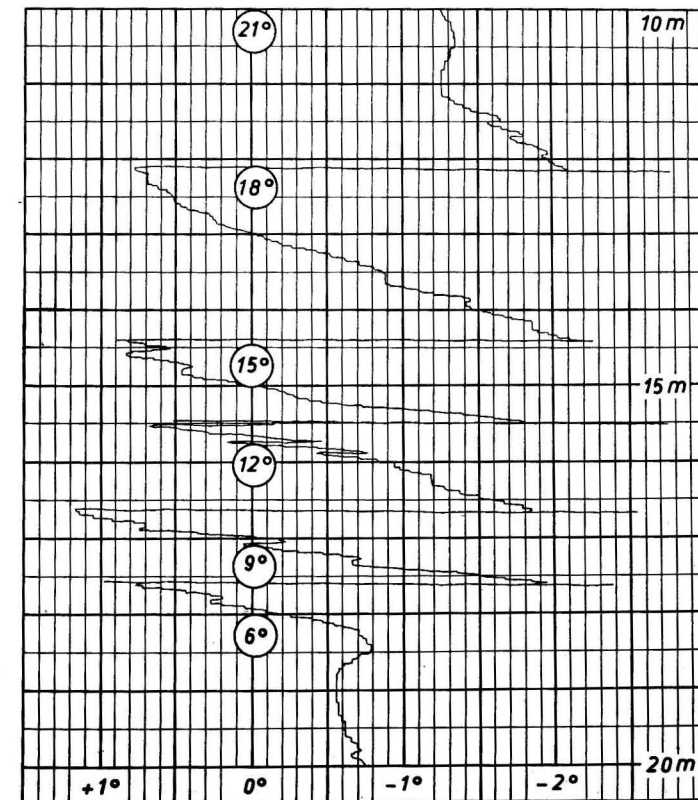


Abb. 2. Vertikalschnitt (Fieren) durch eine thermische Sprungschicht. Arkona-Becken, 7. 8. 1963

Funktion der ausgefahrenen Kabellänge innerhalb der angegebenen Meßgenauigkeiten abzulesen. Wie die Registrierung zeigt, ist eine weitere Spreizung des Temperaturfeinbereichs unzweckmäßig, weil dann große Temperaturgradienten nicht mehr erfaßt werden können. Außerdem stellt eine weitere Bereichsspreizung hohe Anforderungen an die Linearität des Schleifdrahtwiderstandes.

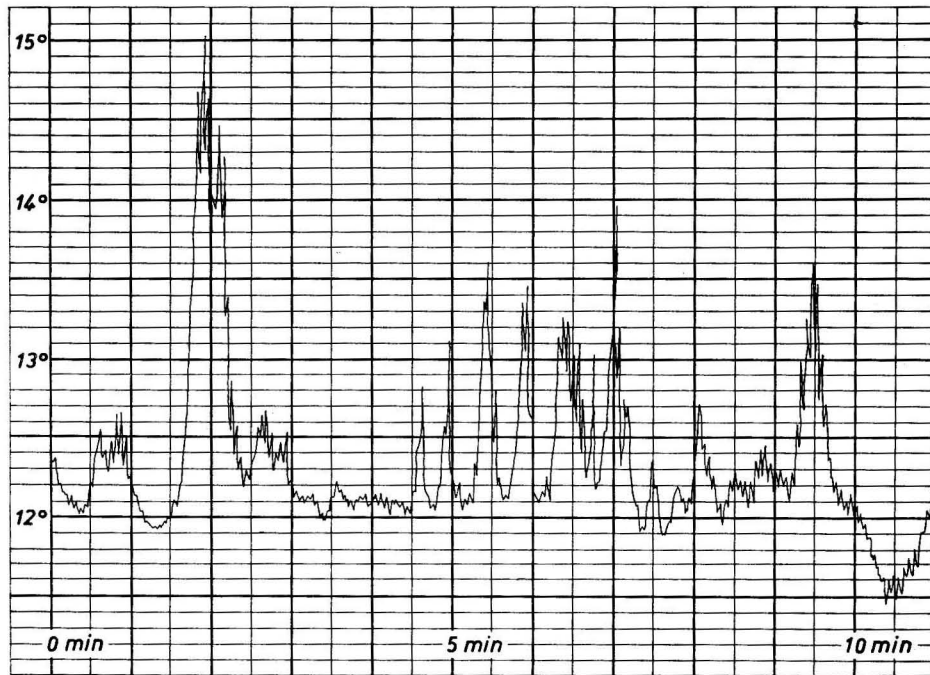


Abb. 3. Zeitliche Änderung der Temperatur in einer Sprungschicht. Dauerregistrierung. Tonne Gellen 2, 24. 7. 1963; Tiefe 8 m, Seegang 1

Aus Abb. 2 erkennt man, daß die Temperatur zwischen 10 und 20 m um 14,5 °C abfällt. Die Stärke der Sprungschicht beträgt ca. 7 m. Der vertikale Temperaturgradient in der Sprungschicht ist ca.  $dt/dx = 1,5$  [grd m<sup>-1</sup>] bei 13 m und  $dt/dx = 3,1$  [grd m<sup>-1</sup>] bei 17 m ausgefahrener Kabellänge. Zwischen 15,5 und 16 m sind die der Temperaturregistrierung überlagerten Schiffsbewegungen gut zu erkennen.

Abb. 3 zeigt das thermische Verhalten einer Sprungschicht in Abhängigkeit von der Zeit. Die Temperatur in einer Sprungschicht unterliegt zeitlichen Veränderungen, die mit dem fernregistrierenden Temperaturmeßgerät gut zu erfassen sind. In einem Zeitraum von 11 Minuten wurden eine maximale Temperatur von + 15 °C und ein Minimalwert von + 11,5 °C registriert. Auch dieser Registrierung sind Schiffsbewegungen überlagert, die sich aber von Veränderungen der Sprungschicht unterscheiden.

In einem der nächsten Hefte wird über Meßergebnisse mit dem fernregistrierenden Temperaturmeßgerät berichtet.

Abschluß der Arbeit: 15. 9. 1963

## Der Einfluß der Gezeitenstromturbulenz auf die thermische Schichtung der Wassermassen in der Nordsee, dem Ärmelkanal und der Irischen See

Von GÜNTHER SAGER

*Zusammenfassung:* Nach Erläuterung der von der Meeresoberfläche her wirksamen konvektiven Einflüsse und der vom Boden ausgehenden Gezeitenstromturbulenz auf die Schichtung der Wassermassen wird das Zusammenspiel beider anhand der Karte der mittleren Intensität der Temperatursprungschicht nach DIETRICH (1950) und der Karte der maximalen Gezeitenströme des Verfassers (1960) verfolgt, wobei sich eine weitgehende Übereinstimmung der Gebiete mit ständiger Homothermie und intensiven Tideströmen ergibt.

### Der Einfluß der Konvektion

Erwärmung und Abkühlung der Wassermassen erfolgen im wesentlichen an der Oberfläche bzw. in der oberflächennächsten Schicht. Dabei wirken der unmittelbare Wärmeübergang zwischen Luft und Wasser sowie vor allem die Insolation, deren Eindringen in die Tiefe dem LAMBERTSchen Exponentialgesetz folgt, wobei der Exponent eine Funktion der Wellenlänge ist. Die Extinktion des Lichtes im Wasser setzt sich zusammen aus der Streuung, d. h. einer Richtungsänderung, und der Absorption, wobei eine Umwandlung in eine andere Energieform, nämlich überwiegend Wärme, vonstatten geht. Einzelheiten zum Verhalten des Lichtes im Meer geben u. a. JOSEPH (1952) und DIETRICH (1957).

Die Absorption des Lichtes im Wasser hat ein Minimum bei 0,47  $\mu$ , also im blauen Bereich des Farbspektrums, wobei sich im sichtbaren Spektrum Meerwasser ähnlich wie reines Wasser verhält, sofern nicht Trübungserscheinungen vorhanden sind. Die Extinktion in reinem Wasser beträgt bei 0,47  $\mu$  nur 0,45% bei 1 m Tiefe, wächst aber im roten Bereich bei 0,73  $\mu$  auf 78%. Die Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt ist gering. Im Meerwasser erreichen durchschnittlich nur 37,7% der eintretenden Strahlungsenergie 1 m Tiefe, 16,1% noch 10 m und nur 0,5% noch 100 m Wassertiefe.

Die Erwärmung der Wassermassen bliebe bei ungestörter Oberfläche auf die unmittelbare Oberfläche bis etwa 1 m Tiefe beschränkt. Sie geht infolge der hohen spezifischen Wärme des Wassers relativ langsam vor sich und würde sich wegen der geringen Wärmeleitung nur äußerst zögernd auf die unteren Schichten übertragen. Da aber die Meeresoberfläche durch hauptsächlich winderzeugte Wellen und Strömungen ständig in Bewegung ist, tritt eine bis zu einigen Dekametern reichende Durchwirbelung der Wassermassen auf, in deren Folge ein Temperaturengleich bis zu einer bestimmten Tiefe eintritt. Unterhalb dieser Turbu-

lenzzone folgt eine relativ dünne Schicht, in der die Temperatur sprunghaft auf diejenige der nicht von der Konvektion erfaßten tieferen Wassermassen abfällt.

Im Gebiet der mittleren Nordsee zeigt der jährliche Gang der Temperatur etwa das Bild der Abb. 1a für einen Punkt mit 100 m Wassertiefe und Tideströmen von unter  $1/2$  Knoten.

Im Januar hat sich die gesamte Wassermasse infolge der winterlichen Abkühlung der Oberfläche und des Absinkens der kälteren oberen Schichten bis zum Boden auf die mittlere Temperatur der Oberfläche abgekühlt, es herrscht Homothermie. Das trifft für die gesamte Nordsee, mit Ausnahme der Norwegischen Rinne, den Kanal und die Irische See zu. Mit der ab April einsetzenden Erwärmung der Meeresoberfläche bildet sich ein Temperaturgegensatz zu den tieferen Schichten heraus, der sich durch die Konvektion in einer Sprungschicht konzentriert, die in etwa 20 bis 30 m Tiefe liegt. Mit der weiteren Erwärmung im Juni und Juli vergrößern sich die Temperaturgegensätze innerhalb der Sprungschicht, die langsam weiter abwärts wandert und an Mächtigkeit gewinnt, bis sie im Sep-

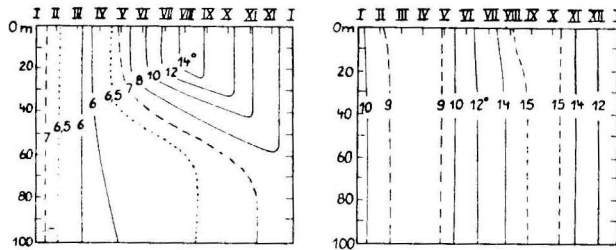


Abb. 1. Mittlerer jährlicher Gang der Temperaturschichtung von der Oberfläche bis zum Boden (nach DIETRICH 1950)

a) für die mittlere Nordsee ( $56^{\circ}40' N$ ,  $2^{\circ}10' E$ ); b) den Ärmelkanal ( $49^{\circ}49' N$ ,  $2^{\circ}33' W$ )

tember auf 40 bis 50 m Tiefe liegt. Mit der herbstlichen Abkühlung der Meeresoberfläche wird die Temperatursprungschicht dann relativ schnell von oben her aufgelöst, bis sich im Winter wieder der Übergang zur Homothermie vollzieht.

In krassm Gegensatz zu dieser Entwicklung steht der Jahresgang der Temperatur in Gebieten mit kräftigen Gezeitenströmen wie zum Beispiel dem Ärmelkanal, mit dem sich DIETRICH (1950) ausführlich beschäftigt hat. Für eine Station zwischen Portland Bill und den Kanalinseln zeigt Abb. 1b das Verhalten über ebenfalls 100 m Wassertiefe bei Tideströmen bis über 3 kn. In jedem Monat hat die gesamte Wassermasse praktisch dieselbe Temperatur wie die Oberfläche, nur um die Zeit der Oberflächenextrema zeigt sich ein leichtes Nachhinken in der Tiefe. Unter Benutzung der Monatskarten der Oberflächentemperatur nach BÖHNECKE und DIETRICH (1951) sowie TOMCZAK und GOEDECKE (1962) ergibt ein grober Überblick der Verhältnisse der hier behandelten Seegebiete das folgende Bild der Tabelle 1.

In Meeresteilen mit sehr geringer Tiefe reicht die aus der Bewegung der Oberfläche resultierende Turbulenz auch bei geringen Gezeitenströmen schon aus, um die Entstehung einer Schichtung weitgehend zu unterbinden (Doggerbank).

TABELLE 1  
Charakteristische Daten zur Ausbildung der Temperatursprungschicht  
in den nordwesteuropäischen Gewässern

Seegebiet	Monatsmittel		mittlere jährliche Schwankung	mittlere Tiefenlage der hochsommerlichen Temperaturschicht in m	mittlere Differenz in der Temperatursprungschicht im Hochsommer	Tiefenverhältnisse in m	Durchschnittlicher maximaler Gezeitenstrom kn
	Februar März	Juli/August					
Deutsche Bucht	2–3°	16–17°	13–15°	—	—	0–40	1,5–3,0
Südliche Nordsee	< 5°	15–16°	10–12°	0–20	0–5°	20–70	1,0–1,5
Mittlere Nordsee	5–6°	14–15°	ca. 9°	30–40	7–8°	20–100	0,5
Orkneys	6–7°	12–13°	6°	—	—	20–90	1,5–3,0
Hebriden	7°	12–13°	5–6°	—	—	30–80	0,5–1,0
Irische See	6–7°	14°	7–8°	0–20	0–4°	20–200	0,5–3,0
Kanal, Westteil	9–10°	16°	6–7°	10–30	1–4°	80–100	1,5–2,0
Kanal, Ostteil	6–7°	15–16°	ca. 9°	—	—	10–40	1,5–3,0

Mit dem Zunehmen der Gezeitenströme kommt selbst über größeren Tiefen keine Temperatursprungschicht mehr vor, und bei Tideströmen von mehr als 2 kn fehlt sie in der Regel auch über beachtlichen Tiefen. Die Sprungschicht wird um so stabiler, je größer die mittlere jährliche Temperaturschwankung und die Wassertiefe und je geringer die Gezeitenströme sind. Die Ursache für das Ausbleiben einer Temperatursprungschicht liegt primär in dem Vorhandensein einer sogenannten Gezeitenstromturbulenz, deren Ursachen jetzt umrissen werden sollen.

#### Ursachen und Auswirkungen der Gezeitenstromturbulenz

Von der Wirkung der fluterzeugenden Differenzkräfte aus der Gravitation und der Fliehkraft der Systeme Erde–Mond und Erde–Sonne wird die gesamte Wassermasse des Weltmeeres betroffen. Infolge der in bezug auf den Erdkörper winzigen Wasserhülle gibt es dabei kaum Unterschiede in den einzelnen Tiefenstufen. Erst die Bodenreibung der in Bewegung gesetzten Wasserteilchen läßt ein vertikales Geschwindigkeitsgefälle von der Oberfläche bis zum Boden entstehen. Die Änderung der Gezeitenströme mit der Tiefe wird aber noch durch andere Faktoren beeinflusst, so daß man mannigfaltige Meßergebnisse bekommt. In ungeschichteten Wassermassen haben VAN VEEN (1936) in der Straße von Dover sowie HANSEN (1952) in der Elbe und Ems ein Potenzgesetz gefunden, daß sich in der Form

$$v = v_0 \left( \frac{z}{h} \right)^n$$

geben läßt, wobei  $v$  die Tidestromgeschwindigkeit in der Schicht  $z$  Meter über dem Boden und  $v_0$  an der Oberfläche ist, für die  $z = h$  wird. Für  $n$  fand man  $1/5$  gegen-

über  $n = 1/7$  aus halbempirischen Betrachtungen, die PRANDTL (1927) für einen Kanal der Länge  $\infty$  anstellte.

Den Verlauf der Funktion

$$\frac{v}{v_0} = \left(\frac{z}{h}\right)^{1/5}$$

zeigt Abb. 2a. Man sieht, daß die Geschwindigkeit des Gezeitenstroms zunächst sehr langsam und mit wachsender Tiefe immer mehr abnimmt, wobei das stärkste vertikale Gefälle in Bodennähe auftritt. Im einzelnen beträgt die Geschwindigkeit in der halben Tiefe noch 87,1%, in 1/10 Tiefe vom Boden noch 63,2%, in 1/100 Bodenabstand noch 40% und in 1/1000 noch 25%.

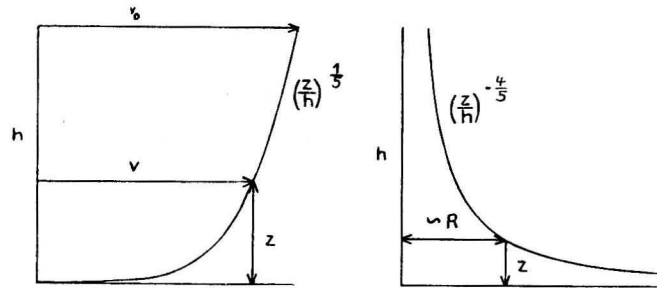


Abb. 2a.

Abb. 2b.

- a) Abnahme der Tidestromgeschwindigkeit mit der Tiefe  
b) Zunahme der Gezeitenstromreibung mit der Tiefe

Das vertikale Geschwindigkeitsgefälle, das man zu

$$\frac{dv}{dz} = \frac{v_0}{5h} \left(\frac{z}{h}\right)^{-4/5} = \frac{v}{5z}$$

bestimmt, wird maßgebend für den Reibungswiderstand benachbarter Wasserschichten, für den schon NEWTON (1678)

$$R = \eta \cdot F \cdot \frac{dv}{dz}$$

fand, wenn  $F$  die Berührungsfläche der strömenden Schichten ist.  $\eta$  heißt bekanntlich Zähigkeit oder Viskosität und wird in der Einheit Poise [ $\text{cm}^{-1} \cdot \text{g} \cdot \text{sec}^{-1}$ ] gemessen. Sie ist stark temperatur- und wenig salzgehaltsabhängig. Für reines Wasser ist die Zähigkeit bei 0 °C  $\eta = 0,018$  Poise, bei 25 °C nur noch die Hälfte, während sie bei 30‰ Salzgehalt um etwa 5% gegenüber reinem Wasser zunimmt.

Die Kraft der inneren Reibung

$$R = \eta F \frac{v_0}{5h} \left(\frac{z}{h}\right)^{-4/5}$$

hängt neben der Potenz von  $z/h$  noch direkt von dem Oberflächenwert der Tidestromgeschwindigkeit ab und ist außerdem umgekehrt proportional der Gesamtwassertiefe. Für konstantes  $\eta$ ,  $v_0$  und  $h$  nimmt  $R$  nach der in Abb. 2a eingetragenen Kurve von der Oberfläche bis zum Boden zu, wobei der Wert in der halben

Tiefe bereits das 1,74-fache des Oberflächenwerts erreicht, in 1/10 Bodenabstand das 6,3-fache und in 1/100 bereits den 40fachen Betrag.

Die aus diesen Reibungskräften resultierende Gezeitenstromturbulenz sorgt für eine entsprechende Durchmischung der unteren Wassermassen, über die DIETRICH (1954, 1957) eingehendere Betrachtungen angestellt hat. Sie beschränkt sich in der nördlichen Nordsee bei geringen Gezeitenströmen und beachtlichen Tiefen auf eine unbedeutende Schicht in Bodennähe, erreicht in der mittleren Nordsee mit zunehmenden Tideströmen und abnehmender Tiefe eine solche Mächtigkeit, daß die sommerliche Temperatursprungschicht örtlich auf wenige Dezimeter zusammengedrängt wird. Bei starken Gezeitenströmen dringt sie in die oberflächennahe Mischungsschicht hinauf, womit die Sprungschicht zerstört wird oder gar nicht erst zur Ausbildung kommt, es sei denn kurzfristig im Wechsel von Spring- und Nipptiden, worüber jedoch noch genauere Untersuchungen fehlen. Ein Beispiel eines Nord-Süd-Schnittes durch die Nordsee zeigt Abb. 3.

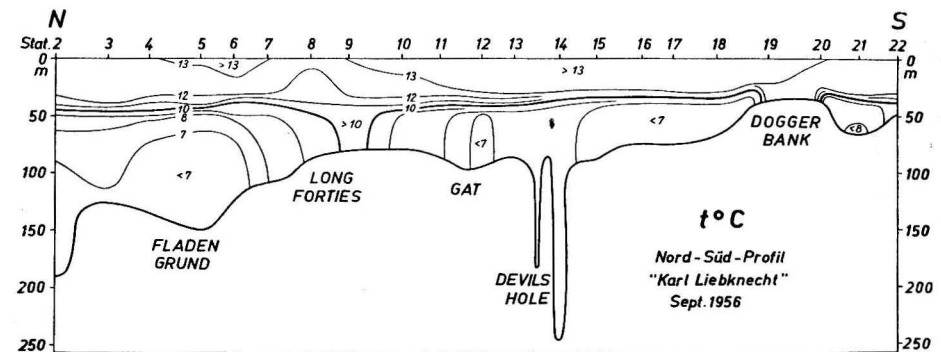


Abb. 3. Vertikale Temperaturverteilung auf einem Nord-Süd-Schnitt durch die Nordsee im September 1956 (nach SCHEMAINDA 1960)

Die Gezeitenstromturbulenz wirkt infolge der Durchmischung der Wassermassen im Frühjahr und Sommer als Wärmespeicher für die zugeführte Energie, die den oberen Wasserschichten mit dem Einsetzen der Vertikalzirkulation infolge der herbsteichen Abkühlung zu einem Teil wieder zugeführt wird, so daß sich für den Jahresgang der Oberflächentemperatur sowohl eine Reduktion der Amplitude wie eine Phasenverschiebung ergibt, die DIETRICH (1954) für die Nordsee nachgewiesen hat.

Außer ihrer Wirkung auf den vertikalen Aufbau der Wassermassen nimmt die Gezeitenstromturbulenz auch Einfluß auf die horizontale Verteilung der bodennahen Wasserkörper, auf den SCHEMAINDA (1959, 1960) hingewiesen hat. Infolge der starken Gezeitenströme vor der schottischen Küste kommt dort keine Temperatursprungschicht zustande, wie das in der mittleren und nördlichen Nordsee der Fall ist. Somit stehen sich in den unteren Schichten ein Kaltwasserkörper und das wärmere schottische Bodenwasser gegenüber, das im Laufe des Sommers an der Südflanke des in der nördlichen Nordsee liegenden großen Stromwirbels nach Osten geführt wird. Von diesem Prozeß wird schließlich die gesamte Was-



säule erfaßt, so daß die Auflösung der Temperatursprungschicht ebenfalls nach Osten fortschreitet.

Auf den Zusammenhang zwischen der Gezeitenstromturbulenz und der thermischen Schichtung ist man bereits kurz nach dem Einsetzen ausgedehnter meereskundlicher Beobachtungen um die Jahrhundertwende gekommen. So spricht MATTHEWS (1905) für den Kanal derartige Vermutungen aus, die durch die Ausführungen von THOMPSON (1907) und KNUDSEN (1909) über die Nordsee noch verstärkt worden sind. Indessen fehlte es lange Zeit hindurch an Darstellungen über den jährlichen Gang der Temperatur, da auch der Atlas der Deutschen Seewarte (1927) sich auf die 4 Terminmonate beschränkte. Schließlich sei nicht übersehen, daß auch Karten mit der geographischen Verteilung der Gezeitenströme fehlten.

Erst nachdem um 1950 diese Grundlagen durch HANSEN (1950, 1952) und DIETRICH (1950) geschaffen worden waren, entwickelte DIETRICH (1950) ein geräumiges Bild der Zusammenhänge zwischen der Gezeitenstromturbulenz und den Schichtungsvorgängen, wobei er u. a. die folgende Karte der mittleren Intensität der hochsommerlichen Temperatursprungschicht entwarf, in der die Temperaturdifferenz innerhalb der Sprungschicht in Graden angegeben ist (Abb. 5). Nachdem SAGER (1960 bzw. 1961) die noch fehlenden britischen Gewässer in die Gezeitenstromkarten einbezogen hat, ist nunmehr ein lückenloser Vergleich zwischen Gezeitenstromturbulenz und den Verhältnissen der thermischen Schichtung möglich.

#### Beziehungen zwischen maximalem Tidestrom und thermischer Schichtung in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See

Betrachtet man die Karte der mittleren Intensität der Temperatursprungschicht nach DIETRICH (1950), so folgt die 1°-Linie der Temperaturdifferenz zwischen Oberfläche und Boden im großen Durchschnitt etwa der 1½-Knoten-Linie der Maximalgeschwindigkeit des Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit (Abb. 4). In relativ enger Nachbarschaft folgen auch die 2°- und die 3°-Differenzkurven, so daß der Definition der Grenzlinie zwischen ständig homothermischen Seegebieten und solchen mit zeitweiser oder dauernder thermischer Schichtung relativ wenig Spielraum verbleibt. Im einzelnen ergibt sich für den Verlauf der Differenzkurven folgendes Bild:

In der südlichen Nordsee setzt die 1°-Isolinie an der englischen Küste bei Flamborough Head ein, folgt etwa dem 54°-Breitenkreis bis zum Austerngrund und biegt dann nach Nordosten zum Lymfjord ab. Dabei quert sie über dem Austerngrund die 1-kn-Linie, die hier bei Tiefen von 40 bis 50 m im Verein mit der oberflächennahen Mischungsschicht bereits ausreicht, um ein Aufkommen der sommerlichen Temperaturschichtung zu unterbinden. Eine große Anomalie der 1°-Differenzkurve liegt über der Doggerbank, wo bei den geringen Tiefen von 20 bis 40 m bereits ein maximaler Tidestrom von knapp ¾ kn für die ganzjährige Homothermie sorgt.

Gebiete mit starker Intensität der Temperatursprungschicht von über 8° befinden sich südwestlich der Großen Fischerbank bei Tideströmen von weniger als 1/2 kn und Tiefen von 60 bis 80 m, wo die mittlere Tiefenlage der Sprungschicht auf 30 bis 40 m herabgeht, und im Südteil der Norwegischen Rinne mit den größten Tiefen der Nordsee und kaum wahrnehmbaren Tideströmen.

Kleinere Gebiete mit starker Gezeitenstromturbulenz begleiten die schottische Ost- und Nordküste — ausgenommen der stromarme innere Firth of Moray — und die Orkney-Shetland-Schwelle, die mit ihren kräftigen Gezeitenströmen jede thermische Schichtung unterbindet.

Das Gebiet des Ärmelkanals ist bis auf den Westteil infolge der ausgeprägten Gezeitenströme ebenfalls jeder Temperaturschichtung entzogen. Selbst das Tidestromminimum von weniger als 1½ kn im Gürtel zwischen der Rye-Bucht und Dieppe reicht bei den Tiefen von 20 bis 40 m offenbar nicht mehr zu einer thermischen Differenzierung der Wassermassen aus. Erst im Westeingang mit Tiefen von 80 bis 100 m taucht die 1°-Differenzkurve auf, wobei sie im Südteil der 2-kn-Linie von Südwesten nach Nordosten folgt und sich dann von der Kanalmitte in stromärmere Gebiete nach Start Point zurückwendet.

Im anschließenden Atlantik nimmt die mittlere Intensität der sommerlichen Temperatursprungschicht schnell zu und erreicht westlich der Scilly-Inseln und am Südrand der Nympe-Bank jeweils ein Maximum von reichlich 7°. Zur Irischen See hin erfolgt eine starke Abnahme der Intensität, bis die 1°-Differenzkurve vor Carnsore Point und St. Anns Head erreicht ist, die nach Norden ausbauchend den St.-Georgs-Kanal quert.

Im Gegensatz zum Ärmelkanal treffen wir im westlichen Teil des Zentrums der Irischen See, wo vor der Dundrum- und Dundalk Bay ein fast stromfreies Gebiet vorhanden ist, thermische Schichtung mit einer Intensität über 4° an. Im Bereich des Nord-Kanals herrscht bei kräftigen Tideströmen bis zu 3 kn wieder Homothermie vor, jedoch zeichnet sich im Firth of Clyde mit dem Unterschreiten der 1½-kn-Linie bereits wieder deren Grenze ab.

Im Seegebiet vor der schottischen Westküste setzt mit dem Absinken der Tidestromgeschwindigkeiten unter 1½ kn zwischen Malin Head und der südlichen Gruppe der inneren Hebriden die Temperaturschichtung erneut ein, die an Intensität zum offenen Atlantik hin zunimmt, jedoch im Bereich der äußeren Hebriden und in Little Minch trotz Tideströmen von wenig mehr als 1 kn unterbrochen ist.

#### Literatur

- BÖHNECKE, G. und DIETRICH, G., Monatskarten der Oberflächentemperatur für die Nord- und Ostsee und die angrenzenden Gewässer. Deutsches Hydrographisches Institut, Hamburg, Nr. 2336 (1951).
- Deutsche Seewarte, Atlas für Temperatur, Salzgehalt und Dichte der Nord- und Ostsee. (Bearbeitet von G. SCHOTT und A. SCHUMACHER) Hamburg 1927.
- DIETRICH, G., Die anomale Jahresschwankung des Wärmeinhalts im Englischen Kanal, ihre Ursachen und Auswirkungen. D. Hydrograph. Z. 3 (1950) H. 3/4.
- DIETRICH, G., Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforschungen, VIII (1950) H. 2.

- DIETRICH, G., Einfluß der Gezeitenstromturbulenz auf die hydrographische Schichtung der Nordsee. Arch. für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A, 7 (1954).
- DIETRICH, G., Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. Berlin 1957.
- HANSEN, W., Gezeitenströme im Englischen Kanal. D. Hydrograph. Z. 3 (1950) H. 3/4.
- HANSEN, W., Gezeiten und Gezeitenströme der halbtägigen Hauptmondtide  $M_2$  in der Nordsee. D. Hydrograph. Z. Ergänzungsheft 1 (1952).
- HANSEN, W., Dynamische Ozeanographie. In: Landolt-Börnstein, Zahlenwerte und Funktionen, Bd. 3. Berlin 1952.
- JOSEPH, J., Meeresoptik. Ebenda.
- KNUDSEN, M., Großzügige Übersicht über die in der internationalen Zusammenarbeit gewonnenen Erkenntnisse der hydrographischen Verhältnisse in den vom Central-Ausschuß untersuchten Meeresgebieten. Bulletin Trimestriel, Année 1906—07. Partie Supplémentaire. Kopenhagen 1909.
- MATTHEWS, D. J., Report on the physical conditions in the English Channel, 1903. Mar. Biol. Assoc., Rep. Fish. and Hydrogr. Invest. North Sea and adjacent Waters. 1st Report (Southern Area). London 1905.
- PRANDTL, L., Über den Reibungswiderstand strömender Luft. Ergebnisse der Aerodynamischen Versuchsanstalt Göttingen, 1927.
- SAGER, G., Die Größtgeschwindigkeit der Gezeitenströme zur mittleren Springzeit in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See. Beitr. zur Meereskunde, H. 1 (1960).
- SAGER, G., Eine Karte der maximalen Gezeitenströme für die Nordsee, den englischen Kanal und die Irische See. Bücherei der Funkortung, Dortmund, 8, (1961) H. VIII: „Navigation und Sicherheit der Schifffahrt“.
- SCHEMAINDA, R., Temperaturbedingungen und Heringsverteilung auf dem Fladen in der Periode von Mai bis Oktober 1958. Fischereiforschung, Rostock, Informationen für die Praxis, H. 4—5 (1959).
- SCHEMAINDA, R., Hydrographische Bedingungen in der nördlichen und mittleren Nordsee von Juni bis Oktober 1959. Fischereiforschung, Rostock, Informationen für die Praxis, H. 10 (1960).
- THOMPSON, d'A. W., On some methods and results of hydrographical investigation. North Sea Fish. Invest. Committee. 2. Report (Northern Area). 1904—05. London 1907.
- TOMCZAK, G. und GOEDECKE, E., Monatskarten der Temperatur der Nordsee, dargestellt für verschiedene Tiefenhorizonte. Dtsch. Hydrograph. Z., Ergänzungsheft Reihe B, Nr. 7 (1962).
- VEEN, J. VAN, Onderzoekingen in de Hoofden. s'-Gravenhage 1936.

Abschluß der Arbeit: 30. 1. 1963

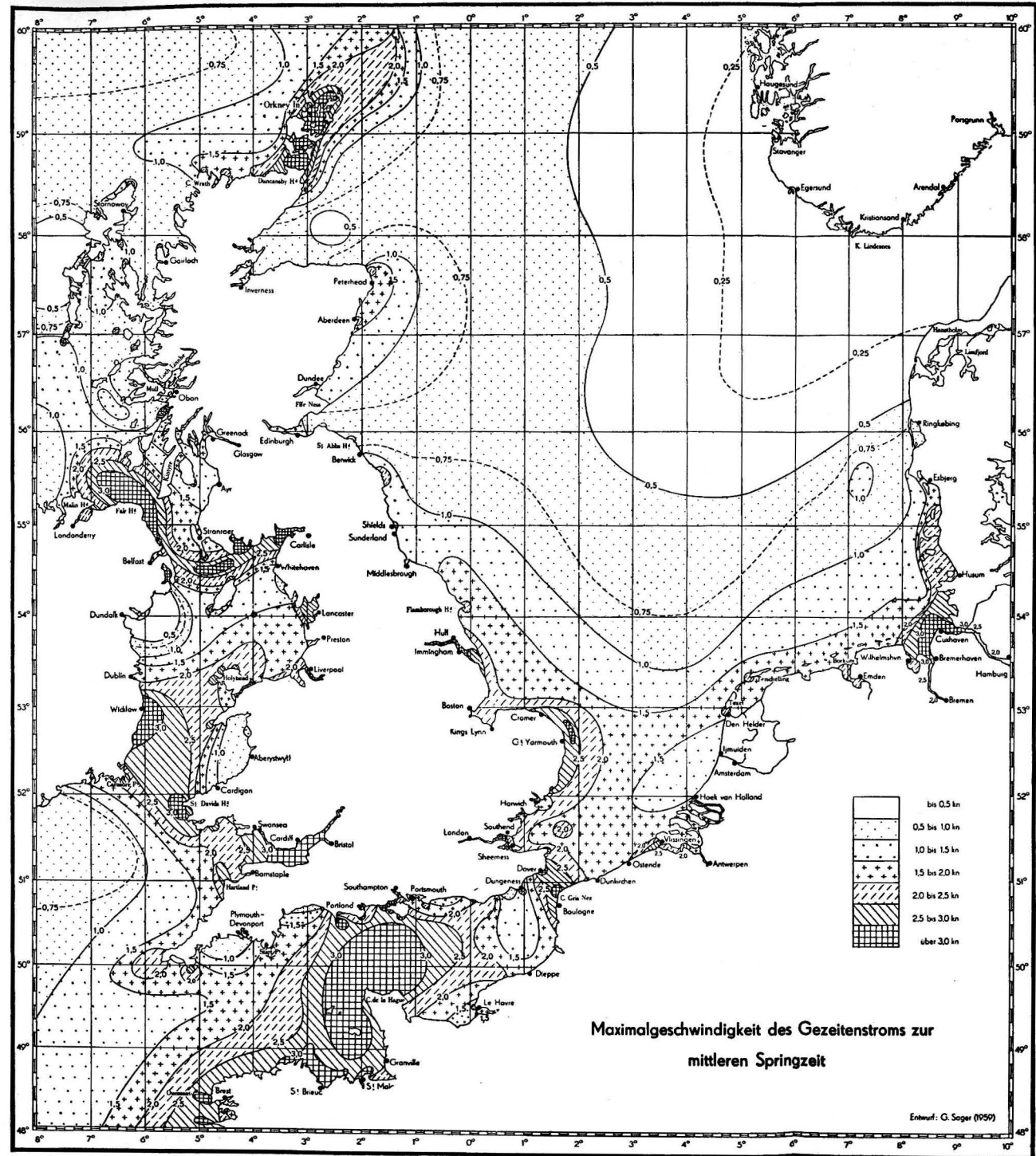


Abb. 4. Karte der Maximalgeschwindigkeit des Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit (nach SAGER 1960)

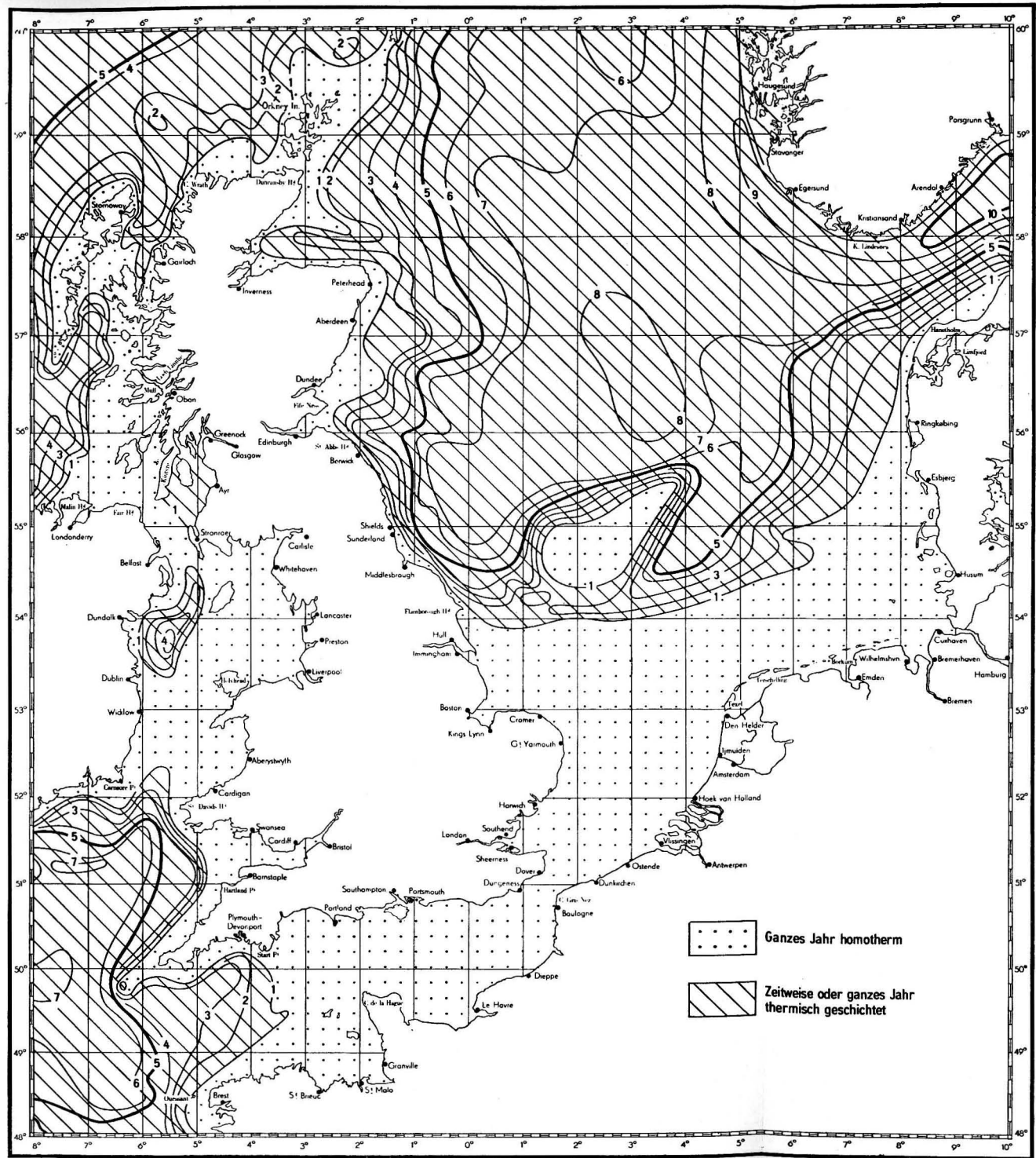


Abb. 5. Mittlere Intensität der Temperatursprungschicht (Temperaturunterschied Oberfläche-Meeressboden) im Hochsommer in °C (nach DIETRICH 1950)

# Zur Mittelwertbildung meereskundlicher Meßergebnisse über geographische Eingradfelder

Von GÜNTHER SAGER

*Zusammenfassung:* Die Bildung verschiedener Mittel wird an Beispielen konkreter Datenverteilung verfolgt und auf ihre Brauchbarkeit hin untersucht. Zur Verbesserung der Mittelwertbildung werden geeignete Transformationen des Bezugssystems vorgenommen und auf die behandelten Beispiele angewendet.

## 1. Einleitung

Die Gewinnung ozeanographischer Daten geschieht infolge der Größe der Meeres-  
teile im allgemeinen zu recht unterschiedlichen Zeitpunkten. Quasisynoptische  
Aufnahmen gehören mit wachsendem Areal der Seegebiete bereits zu den Aus-  
nahmen. Der Idealfall der Synopsis ist durch den Einsatz von Schiffen nur in  
begrenzten Gebieten erreichbar, könnte aber in Zukunft durch den Masseneinsatz  
von aus der Luft abgeworfenen Meßbojen für einige meereskundliche Elemente  
Wirklichkeit werden, sofern die außergewöhnlichen Kosten dafür aufgebracht  
würden. Aus den so gewonnenen Meßdaten wäre man dann in der Lage, die ent-  
sprechenden Isolinien mit ziemlicher Genauigkeit zu entwerfen, wie dies das End-  
ziel aller Messungen ist.

Die gegenwärtige Situation bietet dagegen einstweilen noch ein ganz anderes  
Bild. Bei der Bearbeitung von Atlanten für die Temperatur des Meerwassers an  
der Oberfläche bzw. in verschiedenen Tiefenhorizonten in den einzelnen Monaten  
stützt man sich beispielsweise auf Messungen, die über Jahrzehnte hinwegreichen.  
Da die Meßstationen nicht immer dieselben waren, ergibt sich heute ein buntes  
Konglomerat von Daten, das man meistens zu einem Mittelwert über ein Ein-  
oder Halbgradfeld zusammenfaßt. Im Ergebnis erscheint dann in diesen Feldern  
im allgemeinen das arithmetische Mittel aller Temperaturmessungen als einge-  
tragene Zahl.

Da der Wunsch nach der Konstruktion von Isothermen besteht, findet man  
nicht selten auch diese Linien, ohne daß über deren Herkunft Aussagen gemacht  
werden. Der kritische Betrachter fragt sich dann, welcher Wert diesen Ent-  
würfen beizumessen ist, da infolge der Inhomogenität des Materials eine Konstru-  
tion aus einer Anzahl hinreichend belegter Meßpunkte in jedem Eingradfeld selten  
zu erreichen ist und nicht zu überblicken ist, wie der über das Feld gemittelte  
Meßwert ausgenutzt wurde. Auf keinen Fall ist es statthaft, den Mittelwert ein-  
fach dem Mittelpunkt des Feldes zuzuordnen. Dies trifft nur im Ausnahmefall zu

und bedeutet im übrigen eine Vergabe wertvoller Einsichten, wie bei der praktischen Anwendung der verschiedenen Methoden der Mittelwertbildung gezeigt wird, die jetzt im einzelnen besprochen werden sollen. Sie sind das Ergebnis von Untersuchungen und Diskussionen, an denen Herr Dipl.-Math. BÖHL regen Anteil nahm, so daß ihm dafür der Dank ausgesprochen sei.

## 2. Verschiedene Methoden der Mittelwertbildung

Die Möglichkeiten zur Bildung von Mittelwerten sind praktisch unbegrenzt. Zu den bekanntesten gehören das arithmetische, geometrische und quadratische Mittel. Im folgenden werden noch weitere Mittel verwendet. Es kommt darauf an, für den konkreten Fall die jeweils am besten geeigneten Mittelwerte zu finden und anzuwenden. Kommen mehrere Mittelwertbildungen in Betracht, so verdient das einfachere zu berechnende bei annähernd gleich guten Resultaten den Vorzug, da man es oft mit vielen Tausenden von Meßwerten zu tun hat. Es werden im folgenden zunächst drei verschiedene Auffassungen dargelegt, die dann teilweise noch Transformationen unterworfen werden.

### a) Dreidimensionale geometrische Auffassung

Vertritt die geographische Länge  $\lambda$  die  $x$ -Achse, die geographische Breite  $\varphi$  die  $y$ -Achse und die Meßgröße  $T$  die  $z$ -Koordinate, so sind den  $n$  Meßpunkten mit den zugehörigen  $\lambda_i, \varphi_i, T_i$   $n$  Punkte im Raum zugeordnet. Bestimmt man denjenigen Punkt  $P_m(\lambda_m, \varphi_m, T_m)$ , für den die Quadratsumme der Entfernungen von den  $n$  Raumpunkten ein Minimum wird, so heißt die Bedingung

$$\sum_1^n i [(\lambda_i - \lambda_m)^2 + (\varphi_i - \varphi_m)^2 + (T_i - T_m)^2] = \text{Min.}$$

oder nach den Variablen  $\lambda_m, \varphi_m$  und  $T_m$  differenziert

$$-2 \sum_1^n i (\lambda_i - \lambda_m) = 0, \quad -2 \sum_1^n i (\varphi_i - \varphi_m) = 0, \quad -2 \sum_1^n i (T_i - T_m) = 0$$

bzw.

$$n \lambda_m = \sum_1^n i \lambda_i, \quad n \varphi_m = \sum_1^n i \varphi_i, \quad n T_m = \sum_1^n i T_i.$$

Als Ergebnis der Methode der kleinsten Quadrate erscheinen die arithmetischen Mittel

$$\lambda_m = \frac{1}{n} \sum_1^n i \lambda_i, \quad \varphi_m = \frac{1}{n} \sum_1^n i \varphi_i, \quad T_m = \frac{1}{n} \sum_1^n i T_i.$$

Diese Ausdrücke sind invariant gegen eine Koordinatentransformation des Systems; es wird beispielsweise für  $\bar{\lambda}_i = \lambda_i - \Delta\lambda$

$$n \bar{\lambda}_m = \sum_1^n i (\lambda_i - \Delta\lambda) = n \lambda_m - n \Delta\lambda,$$

also

$$\bar{\lambda}_m = \lambda_m - \Delta\lambda.$$

Liegen im Sonderfall alle Raumpunkte in einer Ebene, sind also die Isolinien im Meßgebiet parallel und äquidistant, so genügen die  $\lambda_i, \varphi_i$  und  $T_i$  der Gleichung

$$\frac{\lambda_i}{a} + \frac{\varphi_i}{b} + \frac{T_i}{c} = 1,$$

und die Summe der  $n$  Gleichungen ergibt

$$\frac{1}{a} \sum_1^n i \lambda_i + \frac{1}{b} \sum_1^n i \varphi_i + \frac{1}{c} \sum_1^n i T_i = n$$

bzw.

$$\frac{\lambda_m}{a} + \frac{\varphi_m}{b} + \frac{T_m}{c} = 1.$$

In diesem Fall genügt der gemittelte Wert derselben Gleichung und ergibt eine exakte Lösung. Je weiter sich die Werteverteilung von dem Fall paralleler, äquidistanter Isolinien entfernt — in der räumlichen Auffassung sind das zum Beispiel Gräben, Rücken, Mulden, Kuppen und Sattelgebiete mit Ausnahme des Zentrums —, desto weniger Realität kommt dem arithmetischen Mittelwert zu, wie in den drei Beispielen im einzelnen belegt wird.

### b) Zweidimensionale statische Auffassung

Bei dieser Konzeption werden die geographische Länge  $\lambda$  und die Breite  $\varphi$  den ebenen Koordinaten  $x$  und  $y$  zugeordnet, wobei jeder der  $n$  Meßpunkte mit einer Masse  $m$  belegt wird, der die Meßgröße  $T$  entspricht, für die zunächst positive Werte vorausgesetzt seien. Dann ist nach den Grundbegriffen der Statik das Gesamtdrehmoment um die Ordinate

$$D_\varphi = \sum_1^n i T_i \cdot \lambda_i = \lambda_S \sum_1^n i T_i$$

und um die Abszisse

$$D_\lambda = \sum_1^n i T_i \cdot \varphi_i = \varphi_S \sum_1^n i T_i.$$

Als Lage des Schwerpunktes bzw. des gewichteten Mittels folgt daraus

$$\lambda_S = \frac{\sum_1^n i T_i \lambda_i}{\sum_1^n i T_i}, \quad \varphi_S = \frac{\sum_1^n i T_i \varphi_i}{\sum_1^n i T_i}.$$

Mit dem arithmetischen Mittel der Meßwerte besteht der Zusammenhang

$$\lambda_S = \frac{\sum_1^n i T_i \lambda_i}{n T_m}, \quad \varphi_S = \frac{\sum_1^n i T_i \varphi_i}{n T_m},$$

der für  $T_i = \text{konst.} = T_m$  übergeht in  $\lambda_S = \lambda_m$  und  $\varphi_S = \varphi_m$ . Für nicht zu große Schwankungen des Meßwerts in dem betrachteten Gebiet liegen das gewichtete

und das arithmetische Mittel relativ dicht beieinander, wie die Beispiele durchweg bestätigen werden.

Auch das aus den Drehmomenten abgeleitete Mittel genügt der Methode der kleinsten Quadrate, wenn man die  $T_i$  als Gewichte auffaßt, woraus die Bedingung

$$\sum_1^n T_i [(\lambda_i - \lambda_s)^2 + (\varphi_i - \varphi_s)^2] = \text{Min.}$$

resultiert, die nach Differentiation nach  $\lambda_s$  und  $\varphi_s$  die Gleichungen

$$- 2 \sum_1^n T_i (\lambda_i - \lambda_s) = 0, \quad - 2 \sum_1^n T_i (\varphi_i - \varphi_s) = 0,$$

d. h. die bekannten Ausdrücke

$$\lambda_s \sum_1^n T_i = \sum_1^n T_i \lambda_i, \quad \varphi_s \sum_1^n T_i = \sum_1^n T_i \varphi_i$$

liefert.

Für eine Koordinatentransformation  $\bar{\lambda}_i = \lambda_i - \Delta\lambda$  bzw.  $\bar{\varphi}_i = \varphi_i - \Delta\lambda$  folgt aus

$$\bar{\lambda}_s = \frac{\sum_1^n T_i (\lambda_i - \Delta\lambda)}{\sum_1^n T_i} = \frac{\sum_1^n T_i \lambda_i - \Delta\lambda \sum_1^n T_i}{\sum_1^n T_i}$$

$\bar{\lambda}_s = \lambda_s - \Delta\lambda$ , also Invarianz. Anders dagegen bei einer Transformation der Meßdaten, wie sie beim Vermeiden negativer Werte auftritt. Dort gilt

$$\bar{\lambda}_s = \frac{\sum_1^n (T_i + \Delta T) \lambda_i}{\sum_1^n (T_i + \Delta T)} = \frac{\sum_1^n T_i \lambda_i + \Delta T \sum_1^n \lambda_i}{\sum_1^n T_i + n \Delta T}$$

bzw.

$$\bar{\lambda}_s = \frac{n T_m \lambda_s + n \Delta T \lambda_m}{n T_m + n \Delta T} = \frac{\lambda_s (T_m + \Delta T) + \Delta T (\lambda_m - \lambda_s)}{T_m + \Delta T}$$

und schließlich

$$\bar{\lambda}_s = \lambda_s + \frac{\Delta T}{T_m + \Delta T} (\lambda_m - \lambda_s).$$

Die Koordinatenschwerpunkte  $\lambda_s$  und  $\varphi_s$  sind gegen eine Transformation der Meßwerte  $T_i$  um einen Betrag  $\Delta T$  nicht mehr invariant, vielmehr spielen dabei neben  $\Delta T$  noch die arithmetischen Mittel  $T_m$  und  $\lambda_m$  bzw.  $\varphi_m$  eine Rolle. Wird insbesondere  $T_m = 0$  oder wählt man  $\Delta T$  sehr groß, so daß  $T_m$  dagegen vernachlässigt werden darf, dann rückt der neue Koordinatenschwerpunkt  $\bar{\lambda}_s$  in das arithmetische Mittel  $\lambda_m$ . In der meereskundlichen Praxis wird dieser Transformation insofern kaum Bedeutung zukommen, als man wegen der großen Ähnlichkeit der Ergebnisse zwischen gewichtetem und arithmetischem Mittel das letztere wegen des erheblich geringeren Rechenaufwands vorzieht, obgleich es nicht die Anschaulichkeit eines Schwerpunktes hat.

### c) Quadratisches Mittel für 3 Koordinaten

Identifiziert man wieder  $\lambda$  mit  $x$ ,  $\varphi$  mit  $y$  und  $T$  mit  $z$ , so sind die quadratischen Mittel definiert als

$$\lambda_q = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_1^n \lambda_i^2}, \quad \varphi_q = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_1^n \varphi_i^2}, \quad T_q = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_1^n T_i^2}.$$

Die Gleichungen für das quadratische Mittel entspringen der Minimalbedingung

$$\sum_1^n [(\lambda_i^2 - \lambda_q^2)^2 + (\varphi_i^2 - \varphi_q^2)^2 + (T_i^2 - T_q^2)^2] = \text{Min.}$$

Gegenüber dem Ursprung des arithmetischen Mittels sind die Koordinatendifferenzen durch die Differenz der Quadrate der Koordinaten ersetzt, so daß keine unmittelbare Anschaulichkeit mehr vorhanden ist.

Erfüllen die  $n$  Punkte im Sonderfall die Gleichung eines dreiachsigen Ellipsoids mit dem Zentrum im Ursprung, so gilt

$$\frac{\lambda_i^2}{a^2} + \frac{\varphi_i^2}{b^2} + \frac{T_i^2}{c^2} = 1$$

und über alle  $n$  Punkte summiert

$$\frac{1}{a^2} \sum_1^n \lambda_i^2 + \frac{1}{b^2} \sum_1^n \varphi_i^2 + \frac{1}{c^2} \sum_1^n T_i^2 = n$$

bzw.

$$\frac{\lambda_q^2}{a^2} + \frac{\varphi_q^2}{b^2} + \frac{T_q^2}{c^2} = 1.$$

Die quadratischen Mittel genügen in diesem Fall derselben Gleichung, so daß das Verfahren bei einer solchen oder ähnlichen Wertezuordnung von Vorteil ist während die beiden vorhin besprochenen Verfahren dann weitgehend versagen, wie das Beispiel 2 zeigen wird.

Bei einer Koordinatentransformation besteht keine Invarianz mehr, vielmehr wird für  $\bar{\lambda}_i = \lambda_i - \Delta\lambda$

$$\bar{\lambda}_q^2 = \frac{1}{n} \sum_1^n (\lambda_i - \Delta\lambda)^2 = \frac{1}{n} \left( \sum_1^n \lambda_i^2 - 2\Delta\lambda \sum_1^n \lambda_i + n \Delta\lambda^2 \right),$$

also

$$\bar{\lambda}_q^2 = \lambda_q^2 - 2\Delta\lambda \lambda_m + \Delta\lambda^2$$

für das Quadrat der Längenkoordinate im neuen System bzw.

$$\lambda_q^* = \sqrt{\lambda_q^2 - 2\Delta\lambda \lambda_m + \Delta\lambda^2} + \Delta\lambda$$

nach erfolgter Rücktransformation. In den Formeln für  $\bar{\lambda}_q$  bzw.  $\lambda_q^*$  tritt wie bereits bei der Meßdatentransformation des gewichteten Mittels das arithmetische Mittel in Erscheinung. Eine besonders einfache Gestalt nehmen beide Formeln nach Transformation in das arithmetische Mittel mit  $\Delta\lambda = \lambda_m$  an, für die

$$\bar{\lambda}_q^2 = \lambda_q^2 - \lambda_m^2$$

und

$$\lambda_q^* = \lambda_m + \sqrt{\lambda_q^2 - \lambda_m^2}$$

wird. Im Beispiel 2 (Eingradfeld) und teilweise im Beispiel 3 (oberes Halbgradfeld) wird gezeigt, daß diese spezielle Transformation eine recht gute Annäherung des betreffenden Mittels an den wahren Verlauf der Isolinien ergibt.

#### d) Kubisches Mittel für 3 Koordinaten

Die Ausdrücke

$$\lambda_k = \sqrt[3]{\frac{1}{n} \sum_1^n \lambda_i^3}, \quad \varphi_k = \sqrt[3]{\frac{1}{n} \sum_1^n \varphi_i^3}, \quad T_k = \sqrt[3]{\frac{1}{n} \sum_1^n T_i^3}$$

stellen sog. kubische Mittel dar, die gegenüber einer Koordinatentransformation wiederum nicht invariant sind. Für  $\bar{\lambda}_i = \lambda_i - \Delta\lambda$  geht der erste Ausdruck über in

$$\bar{\lambda}_k^3 = \lambda_k^3 - 3\Delta\lambda\lambda_q^2 + 3\Delta\lambda^2\lambda_m - \Delta\lambda^3$$

bzw. rücktransformiert

$$\lambda_k^* = \sqrt[3]{\lambda_k^3 - 3\Delta\lambda\lambda_q^2 + 3\Delta\lambda^2\lambda_m - \Delta\lambda^3} + \Delta\lambda.$$

Es treten bei der Transformation neben dem kubischen noch das quadratische und das arithmetische Mittel auf. Transformiert man speziell in das arithmetische Mittel, so daß  $\Delta\lambda = \lambda_m$  wird, dann vereinfachen sich die Formeln zu

$$\bar{\lambda}_k^3 = \lambda_k^3 - 3\lambda_m\lambda_q^2 + 2\lambda_m^3$$

bzw.

$$\lambda_k^* = \lambda_m + \sqrt[3]{\lambda_k^3 - 3\lambda_m\lambda_q^2 + 2\lambda_m^3}.$$

Für das Beispiel 2, wo die Verteilung der Isothermen in räumlicher Sicht einen muldenförmigen Charakter hat, ist die kubische Mittelwertbildung ohne und mit der speziellen Transformation durchgeführt. Es zeigt sich, daß die Annäherung an die wahre Temperaturverteilung besser als beim einfachen arithmetischen oder quadratischen Mittel, jedoch dem transformierten quadratischen Mittel unterlegen ist, weshalb es eine untergeordnete Rolle spielt, zumal der Rechenaufwand bei der Transformation für eine große Anzahl von Meßwerten erheblich wird. Allerdings wird das kubische Mittel für die noch zu besprechende optimale Transformation des quadratischen Mittels wieder benötigt.

#### e) Optimale Transformation des quadratischen Mittels

Für das quadratische Mittel ist bereits die spezielle Transformation  $\Delta\lambda = \lambda_m$  durchgeführt worden. Es erhebt sich nun die Frage, welche Transformation einen optimalen Wirkungsgrad des quadratischen Mittels liefert. Für  $\Delta\lambda = \Delta\lambda_{\text{opt}}$  lautet die Methode der kleinsten Quadrate

$$\sum_1^n i [(\lambda_i - \Delta\lambda_{\text{opt}})^2 - \lambda_{q\text{opt}}^2]^2 = \text{Min.},$$

wobei jetzt die beiden Variablen  $\lambda_{\text{opt}}$  und  $\Delta\lambda_{\text{opt}}$  auftreten. Durch Differentiation nach beiden erhält man die simultanen Bedingungen

$$2\lambda_{q\text{opt}} \cdot \sum_1^n i [(\lambda_i - \Delta\lambda_{\text{opt}})^2 - \lambda_{q\text{opt}}^2] = 0$$

und

$$4 \sum_1^n i [(\lambda_i - \Delta\lambda_{\text{opt}})^2 - \lambda_{q\text{opt}}^2] \cdot (\Delta\lambda_{\text{opt}} - \lambda_i) = 0.$$

Da  $\lambda_{q\text{opt}}$  im allgemeinen  $\neq 0$  ist, reduziert sich die erste Bedingung zu

$$\sum_1^n i \lambda_i^2 - 2\Delta\lambda_{\text{opt}} \sum_1^n i \lambda_i + n\Delta\lambda_{\text{opt}}^2 = n\lambda_{q\text{opt}}^2,$$

also der bekannten Formel

$$\lambda_{q\text{opt}}^2 = \lambda_q^2 - 2\Delta\lambda_{\text{opt}}\lambda_m + \Delta\lambda_{\text{opt}}^2.$$

Die zweite Bedingung löst man nach Division durch  $n$  entsprechend auf zu

$$\Delta\lambda_{\text{opt}}\lambda_q^2 - 2\Delta\lambda_{\text{opt}}^2\lambda_m + \Delta\lambda_{\text{opt}}^3 - \Delta\lambda_{\text{opt}}\lambda_{q\text{opt}}^2 - \lambda_k^3 + 2\Delta\lambda_{\text{opt}}\lambda_q^2 - \Delta\lambda_{\text{opt}}^2\lambda_m + \lambda_{q\text{opt}}^2\lambda_m = 0$$

bzw.

$$-\lambda_k^3 + 3\Delta\lambda_{\text{opt}}\lambda_q^2 - 3\Delta\lambda_{\text{opt}}^2\lambda_m + \Delta\lambda_{\text{opt}}^3 + \lambda_{q\text{opt}}^2(\lambda_m - \Delta\lambda_{\text{opt}}) = 0,$$

wobei jetzt das kubische, quadratische und arithmetische Mittel im alten System auftreten. Kombiniert man nun beide Bedingungen durch Einsetzen von  $\lambda_{q\text{opt}}^2$ , so ergibt sich nach kurzer Rechnung

$$\Delta\lambda_{\text{opt}} = \frac{1}{2} \frac{\lambda_k^3 - \lambda_q^2\lambda_m}{\lambda_q^2 - \lambda_m^2}.$$

Diesen Ausdruck setzt man numerisch in die Formel für  $\lambda_{q\text{opt}}^2$  ein, da es keinen einfachen kombinierten Ausdruck beider gibt.

### 3. Beispiele besonderer Anordnung der Isolinien

Um eine Vorstellung von der Wirksamkeit der einzelnen Mittelwertbildungen zu erhalten, sind im folgenden drei Beispiele ganz verschiedener Isolinienverteilung gegeben, aus denen jeweils an einer Anzahl von Punkten die Meßwerte herausgezogen sind. Es werden alsdann nur die Koordinaten dieser Meßpunkte mit den zugehörigen Meßdaten — als Beispiel wurden Temperaturwerte gewählt — als bekannt betrachtet und auf verschiedene Weise Mittelwerte gebildet, deren Zuordnung zu dem gegebenen Verlauf der Isothermen ein Kriterium für die Güte der Approximation des Mittels ist.

#### a) Angenähert parallele und äquidistante Isolinien (Beispiel I)

Im Beispiel I ist eine Isothermenverteilung für ein Eingradfeld gegeben, die nahezu parallel und in dem unteren Halbgradfeld auch ziemlich äquidistant ist, wie Abb. 1 b zeigt. Es sei jetzt angenommen, daß diese Verteilung selbst nicht bekannt sei, sondern nur Meßergebnisse der Temperatur für eine Anzahl von Punkten vorliegen. Die Zuordnung von  $\lambda$ ,  $\varphi$  und  $T$  sei folgende, wie sie Abb. 1 a zeigt:

	$P_1$	$P_2$	$P_3$	$P_4$	$P_5$	$P_6$	$P_7$	$P_8$	$P_9$	$P_{10}$
$\lambda$	04'	05'	07'	24'	10'	33'	31'	15'	46'	49'
$\varphi$	58'	51'	36'	52'	24'	47'	26'	06'	50'	14'
$T$	9,9°	10,2°	10,7°	10,9°	11,0°	11,2°	11,4°	11,4°	11,5°	11,8°



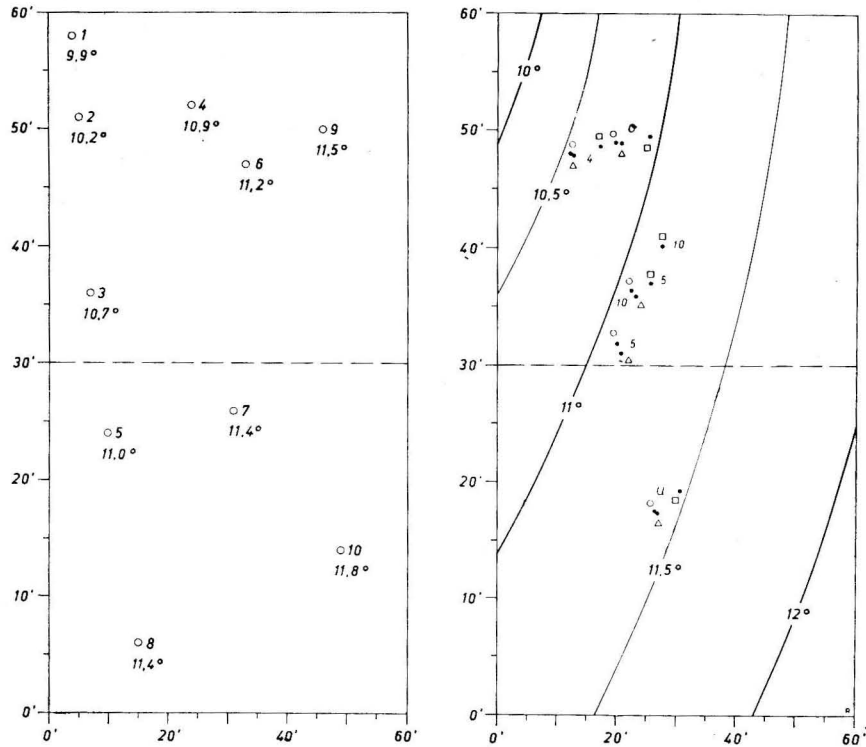


Abb. 1. a) und b) Angenähert parallele und äquidistante Isolinien

Dabei sind drei Fälle für das Eingradfeld durchgerechnet — einmal für alle 10 Punkte und dann jeweils für eine Auswahl von 5 bzw. 4 Punkten — und außerdem das obere und untere Halbgradfeld. Die geographische Lage der bestimmten Mittel zeigt Abb. 1b, die zugehörigen Temperaturwerte sowie deren Abweichung von der gegebenen Verteilung kann man der Tabelle I entnehmen. Es zeigt sich folgendes Ergebnis:

Die Koordinaten des arithmetischen und des gewichteten Mittels liegen in allen Fällen sehr nahe beieinander, während diejenigen des quadratischen Mittels davon abweichen. Bildet man die Differenzen  $\Delta T_m$ ,  $\Delta T_s$ ,  $\Delta T_q$  gegenüber der wahren Verteilung, so ergibt das arithmetische Mittel bei dieser speziellen Verteilung erwartungsgemäß die besten Werte. Das statische Mittel ist nahezu gleichwertig, wenn man diesem als gemittelte Temperatur das arithmetische Mittel  $T_m$  beilegt. Auffallend ist, daß bei der Approximation bereits 5 oder nur 4 Punkte — einigermaßen gleichmäßig über das 1°-Feld verteilt — fast ebenso gute Ergebnisse liefern wie die Gesamtheit der 10 Punkte.

Es läßt sich bei konkreten Meßwerten durch die Erhöhung der Anzahl der Meßpunkte keine wesentliche Verbesserung mehr erzielen, sofern der Isolinien-

TABELLE I  
Mittelwerte für Beispiel 1

Methoden	Arithm. Mittel Index $m$ Symbol $\circ$	Mechan. Mittel Index $s$ Symbol $\triangle$	Quadrat. Mittel Index $q$ Symbol $\square$	
10 Punkte (1 bis 10)	$\lambda$ (10) $\varphi$ (10) $T$ (10)	22,4' 36,4' 11,00°	23,1' 35,8' 11,00°	27,5' 40,2' 11,01°
5 Punkte (2, 3, 4, 8, 10)	$\lambda$ (5) $\varphi$ (5) $T$ (5)	20,0' 31,8' 11,00°	20,7' 31,0' 11,00°	25,6' 37,0' 11,01°
4 Punkte (1, 2, 3, 6)	$\lambda$ (4) $\varphi$ (4) $T$ (4)	12,3' 48,0' 10,50°	12,7' 47,8' 10,50°	17,2' 48,7' 10,51°
obere Hälfte (1, 2, 3, 4, 6, 9)	$\lambda_o$ (6) $\varphi_o$ (6) $T_o$ (6)	19,8' 49,0' 10,73°	20,6' 48,9' 10,73°	25,4' 49,5' 10,75°
untere Hälfte (5, 7, 8, 10)	$\lambda_u$ (4) $\varphi_u$ (4) $T_u$ (4)	26,3' 17,5' 11,40°	26,6' 17,4' 11,40°	30,4' 19,3' 11,40°
Abweichung	$\Delta T$ (10)	-0,1°	-0,1°	-0,2°
	$\Delta T$ (5)	-0,1°	-0,1°	-0,2°
	$\Delta T$ (4)	-0,1°	-0,1°	-0,2°
	$\Delta T_o$ (6)	0,0°	-0,1°	-0,2°
	$\Delta T_u$ (4)	0,0°	0,0°	-0,1°

verlauf relativ übersichtlich bleibt. Diese Folgerung wird im Beispiel 2 durch Erhöhung von 10 auf 36 Meßpunkte bestätigt. Da man jedoch in der Natur unter sehr verschiedenen Bedingungen und mit diversen Typen von Geräten mißt, bleibt die Erhöhung der Zahl der gemessenen Daten immer von Wert, wobei allerdings bei längeren Reihen bereits säkulare Effekte zu berücksichtigen sind.

Die Berechnung weiterer Mittel ist für das Beispiel 1 nicht durchgeführt, weil sie gegenüber dem einfach zu bestimmenden arithmetischen Mittel bei einem angenähert parallelen und äquidistanten Verlauf der Isolinien keine Vorteile besitzen. Von Interesse ist noch die Tatsache, daß bei Benutzung derselben Meßstationen für eine verschiedene Verteilung der Meßwerte — beispielsweise der Wassertemperaturen in verschiedenen Monaten oder verschiedenen Tiefenhorizonten — die Mittelwerte der Koordinaten nur einmal berechnet zu werden brauchen, weil nur noch das Mittel der Meßgröße variiert.

Besteht die Absicht der Konstruktion von Isolinien, so ist bei genügender Anzahl von Meßdaten immer eine Unterteilung des Eingradfelds anzustreben, wobei natürlich in den einzelnen Teilfeldern verschiedene Typen der vermutlichen Anordnung der Isolinien auftreten können, für die jeweils bestimmte Mittelwertbildungen anzuwenden sind, wie die beiden folgenden Beispiele bestätigen werden.

b) Ganz oder teilweise geschlossene Isolinien (Beispiel 2)

Im Beispiel 2 ist eine Verteilung um ein Temperaturminimum behandelt, von der folgende Meßwert- und Punktezuordnung gegeben ist, wie sie in Abb. 2a dargestellt ist.

	$P_1$	$P_2$	$P_3$	$P_4$	$P_5$	$P_6$	$P_7$	$P_8$	$P_9$	$P_{10}$
$\lambda$	08'	51'	04'	53'	02'	04'	48'	23'	20'	36'
$\varphi$	57'	52'	41'	06'	15'	02'	26'	43'	33'	13'
$T$	10,7°	10,5°	10,4°	10,3°	10,1°	9,8°	9,7°	9,7°	9,5°	9,3°

Es sind einmal für alle 10 Punkte und dann jeweils für die obere und untere Hälfte des Eingradfelds folgende Ausdrücke berechnet: Die arithmetischen Mittel, die mechanischen Mittel, die quadratischen Mittel und die kubischen Mittel als direkte Werte; ferner Koordinatentransformationen des quadratischen Mittels in das arithmetische Mittel der Koordinaten ohne und mit Transformation der Temperaturwerte und beide Rechnungen für die optimale Transformation; schließlich die Transformation des kubischen in das arithmetische Mittel ohne und mit Berücksichtigung der Temperaturdaten. Die Ergebnisse dieser Berechnungen zeigt die Tabelle 2a, die Lage der wichtigsten gemittelten Koordinaten Abb. 2b. Die Bildung der Differenz  $\Delta T$  zwischen dem berechneten Temperaturmittel und dem aus der Iso-

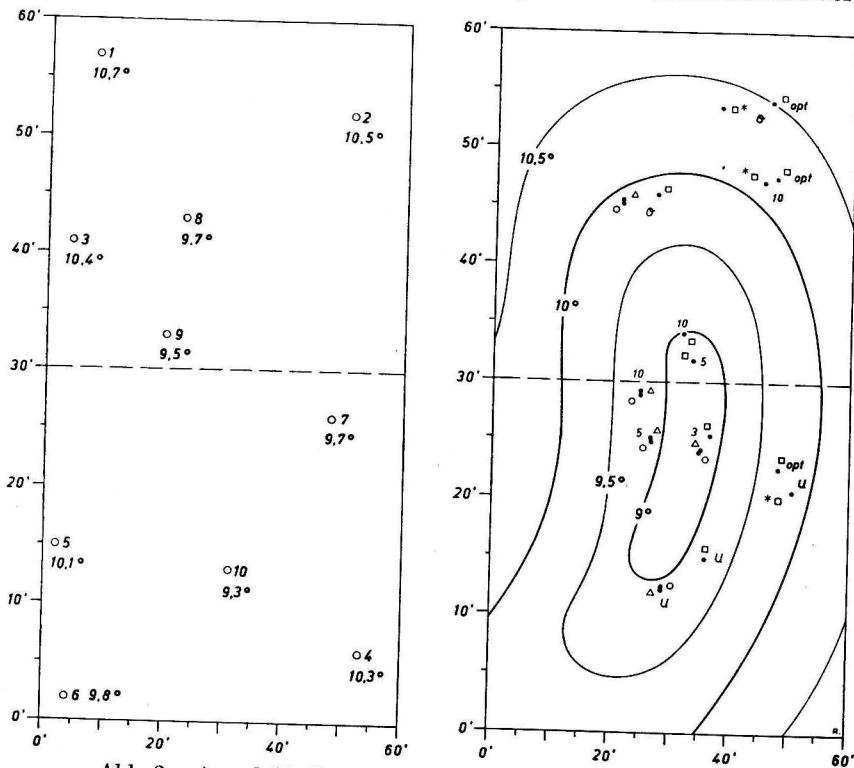


Abb. 2. a) und b) Ganz oder teilweise geschlossene Isolinien

thermenverteilung interpolierten  $T$ -Wert führt zu folgenden Ergebnissen: Für das ganze Eingradfeld sowie die untere Hälfte sind alle vier direkten Mittel gleichermaßen unzulänglich, wobei wieder die enge Verwandtschaft des arithmetischen und mechanischen Mittels auffällt. Eine entschiedene Verbesserung bringt bereits die Transformation des quadratischen in das arithmetische Mittel ohne Berücksichtigung der Temperaturtransformation. Die übrigen Transformationen der Gruppe der quadratischen Mittel geben im allgemeinen nicht wesentlich mehr, wobei die Streuungen der Werte auf die Auswahl der Meßpunkte in bezug auf die Temperaturverteilung zurückzuführen sind. Sowohl diese als auch die Transformationen des kubischen Mittels geben im allgemeinen keine dem erheblichen Rechenaufwand entsprechenden Verbesserungen mehr.

Um die Ergebnisse von der Willkür der Wahl der Punkte weitgehend zu befreien, sind die Rechnungen für 36 regelmäßig angeordnete Punkte bei derselben Isothermenverteilung wiederholt, nämlich die Gitterpunkte

$\varphi \backslash \lambda$	5'	15'	25'	35'	45'	55'
55'	10,7°	10,5°	10,5°	10,4°	10,5°	10,7°
45'	10,5°	10,1°	9,8°	9,8°	10,0°	10,3°
35'	10,3°	9,8°	9,3°	9,1°	9,5°	10,0°
25'	10,2°	9,8°	9,2°	8,8°	9,5°	10,0°
15'	10,0°	9,6°	9,0°	9,1°	9,7°	10,2°
5'	9,7°	9,5°	9,5°	9,8°	10,1°	10,5°

und die obere und untere Hälfte des Eingradfelds. Die Ergebnisse zeigt die Tabelle 2b. Bei den einfachen Mittelwertbildungen sind keine nennenswerten Unterschiede zu beobachten, die durchschnittliche Abweichung ist dieselbe. Bei der Transformation des quadratischen Mittels ergibt sich sowohl für  $\Delta\lambda = \lambda_m$ ,  $\Delta\varphi = \varphi_m$  als auch  $\Delta\lambda = \lambda_{opt}$ ,  $\Delta\varphi = \varphi_{opt}$  keine Verbesserung, dagegen erreicht man eine besonders gute Annäherung, wenn man die Temperatur derselben Transformation unterwirft. Die entsprechenden Rechnungen für das kubische Mittel sind nicht mehr durchgeführt, weil sie recht umständlich und bei einer größeren Anzahl von Meßdaten zeitraubend sind.

c) Die Umgebung von Sattelpunkten (Beispiel 3)

Im Beispiel 3 ist die Umgebung eines Sattelpunktes dargestellt, wobei die folgende Meßwert- und Punktezuordnung gegeben ist

	$P_1$	$P_2$	$P_3$	$P_4$	$P_5$	$P_6$	$P_7$	$P_8$	$P_9$	$P_{10}$
$\lambda$	56'	58'	24'	07'	40'	09'	37'	12'	56'	52'
$\varphi$	58'	45'	47'	54'	27'	08'	17'	34'	19'	03'
$T$	10,5°	9,5°	9,4°	9,1°	8,5°	8,5°	8,3°	7,9°	7,6°	7,6°

wie sie Abb. 3a wiedergibt.

Es sind wiederum die wichtigsten der behandelten Mittel für alle 10 Punkte sowie jeweils 5 Punkte der oberen und unteren Hälfte bestimmt worden und die Ergebnisse in Tabelle 3 und Abb. 3b mitgeteilt. Für das ganze Eingradfeld liefern

TABELLE 2  
Mittelwerte für Beispiel 2, a) bei insgesamt 10 Meßpunkten, b) bei 36 Meßpunkten

Methode	Direkter Mittelwert				Transformation des quadratischen Mittels um				Transformation des kubischen Mittels um	
	Arithm. Mittel	Mechan. Mittel	Quadrat. Mittel	Kub. Mittel	$\lambda_m, \varphi_m$	$\Delta\lambda_{opt}, \Delta\varphi_{opt}$	$\lambda_m, \varphi_m, T_m$	$\Delta\lambda_{opt}, \Delta\varphi_{opt}$	$\lambda_m, \varphi_m$	$\lambda_m, \varphi_m, T_m$
10 Punkte	$\lambda$ (10)	24,9'	24,8'	31,7'	35,8'	44,9'	47,0'	47,0'	37,1'	37,1'
	$\varphi$ (10)	28,8'	29,2'	34,2'	37,7'	47,2'	47,5'	47,5'	34,8'	34,8'
	$T$ (10)	10,00°	10,00°	10,01°	10,02°	10,01°	10,01°	10,01°	10,02°	10,02°
obere Hälfte	$\lambda_0$ (5)	21,2'	21,2'	26,9'	31,3'	37,7'	46,1'	46,1'	36,8'	36,8'
	$\varphi_0$ (5)	45,2'	45,5'	46,0'	46,7'	53,6'	54,1'	54,1'	49,2'	49,2'
	$T_0$ (5)	10,16°	10,16°	10,17°	10,18°	10,17°	10,17°	10,17°	10,18°	10,18°
untere Hälfte	$\lambda_u$ (5)	28,6'	28,6'	35,9'	39,5'	50,2'	47,9'	47,9'	15,4'	15,4'
	$\varphi_u$ (5)	12,4'	12,3'	14,9'	16,7'	20,6'	22,6'	22,6'	18,5'	18,5'
	$T_u$ (5)	9,84°	9,84°	9,85°	9,85°	9,85°	9,85°	9,85°	9,85°	9,85°
Abweichung	$\Delta T$ (10)	+0,8°	+0,8°	+1,0°	+0,75°	-0,2°	-0,2°	-0,2°	+0,8°	+0,9°
	$\Delta T_0$ (5)	+0,3°	+0,3°	+0,3°	+0,3°	-0,2°	-0,35°	-0,35°	+0,05°	-0,25°
	$\Delta T_u$ (5)	+0,8°	+0,8°	+0,7°	+0,5°	0,0°	+0,15°	+0,15°	+0,1°	-0,1°
36 Punkte	$\lambda$ (36)	30,0'	30,02'	34,52'	37,62'	47,08'	47,08'	47,08'	47,08'	47,08'
	$\varphi$ (36)	30,0'	30,42'	34,52'	37,62'	47,08'	47,08'	47,08'	47,08'	47,08'
	$T$ (36)	9,89°	9,89°	9,90°	9,91°	10,37°	9,90°	9,90°	10,32°	10,32°
obere Hälfte	$\lambda_0$ (18)	30,0'	29,89'	34,52'	37,62'	47,08'	47,08'	47,08'	47,08'	47,08'
	$\varphi_0$ (18)	45,0'	45,29'	45,73'	46,44'	53,17'	53,17'	53,17'	53,17'	53,17'
	$T_0$ (18)	10,10°	10,10°	10,11°	10,12°	10,11°	10,11°	10,11°	10,44°	10,44°
untere Hälfte	$\lambda_u$ (18)	30,0'	30,15'	34,52'	37,62'	47,08'	47,08'	47,08'	47,08'	47,08'
	$\varphi_u$ (18)	15,0'	14,91'	17,08'	18,54'	23,17'	23,17'	23,17'	23,17'	23,17'
	$T_u$ (18)	9,68°	9,68°	9,69°	9,70°	10,07°	9,69°	9,69°	10,08°	10,08°
Abweichung	$\Delta T$ (36)	+0,9°	+0,9°	+0,9°	+0,6°	+0,15°	-0,3°	-0,3°	+0,1°	+0,1°
	$\Delta T_0$ (18)	+0,3°	+0,3°	+0,3°	+0,2°	-0,4°	-0,4°	-0,4°	-0,05°	-0,25°
	$\Delta T_u$ (18)	+0,8°	+0,8°	+0,7°	+0,6°	0,0°	+0,4°	+0,4°	+0,1°	-0,1°

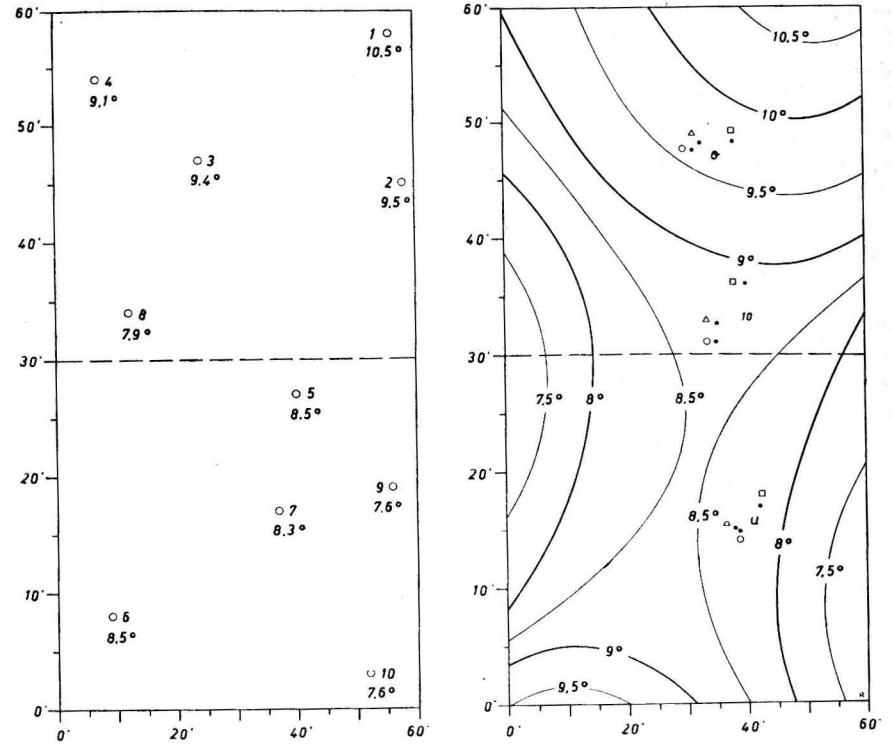


Abb. 3. a) und b) Die Umgebung von Sattelpunkten

TABELLE 3  
Mittelwerte für Beispiel 3

Methode	Direkter Mittelwert				Transformation des quadratischen Mittels um				
	Arithm. Mittel	Mechan. Mittel	Quadrat. Mittel	Kub. Mittel	$\lambda_m, \varphi_m$	$\lambda_m, \varphi_m, T_m$	$\Delta\lambda_{opt}, \Delta\varphi_{opt}$	$\Delta\lambda_{opt}, \Delta\varphi_{opt}, \Delta T_{opt}$	
10 Punkte	$\lambda$ (10)	35,1'	35,3'	40,2'	43,4'	55,1'	55,1'	52,4'	52,4'
	$\varphi$ (10)	31,2'	32,7'	36,2'	39,6'	49,6'	49,6'	49,6'	49,6'
	$T$ (10)	8,69°	8,69°	8,73°	8,78°	8,73°	9,52°	8,78°	9,85°
obere Hälfte	$\lambda_0$ (5)	31,4'	32,8'	38,2'	42,6'	53,0'	53,0'	54,4'	54,4'
	$\varphi_0$ (5)	47,6'	48,2'	48,3'	49,0'	55,8'	55,8'	55,1'	55,1'
	$T_0$ (5)	9,28°	9,28°	9,32°	9,35°	9,32°	10,14°	9,35°	10,00°
untere Hälfte	$\lambda_u$ (5)	38,8'	38,1'	42,2'	44,2'	55,3'	55,3'	49,5'	49,5'
	$\varphi_u$ (5)	14,8'	15,0'	17,0'	18,6'	23,2'	23,2'	23,6'	23,6'
	$T_u$ (5)	8,10°	8,10°	8,11°	8,12°	8,11°	8,50°	8,12°	8,45°
Abweichung	$\Delta T$ (10)	0,0°	0,0°	-0,15°	-0,3°	-1,2°	-0,35°	-1,1°	-0,05°
	$\Delta T_0$ (5)	-0,3°	-0,4°	-0,4°	-0,5°	-1,1°	+0,4°	-1,0°	-0,3°
	$\Delta T_u$ (5)	-0,2°	-0,2°	-0,1°	0,0°	+0,3°	+0,7°	+0,1°	+0,35°

das arithmetische und das wieder dicht benachbarte mechanische Mittel die besten Werte, während das quadratische und kubische Mittel weniger gut sind. Dieses Ergebnis leuchtet ein, wenn man bedenkt, daß beim arithmetischen Mittel ein Einebnen des Reliefs erfolgt und die Ersatzebene etwa in der Höhe des Sattelpunktes verläuft, in dessen Nähe bei einigermaßen regelmäßiger Verteilung der Meßpunkte auch das arithmetische Mittel der Koordinaten und der Schwerpunkt der  $\lambda, \varphi, T$ -Zuordnung liegen. Die Transformationen des quadratischen Mittels erweisen sich in diesem Fall im allgemeinen als nicht lohnend.

Ähnliche Schlüsse gelten auch für die untere Hälfte des Eingradfelds, da diese überwiegend durch den Sattelpunkt beherrscht wird, wobei dessen Abweichung von der zentralen Lage größere Differenzen  $\Delta T$  zur Folge hat. Weniger gut sind die Ergebnisse für die obere Hälfte, da diese keiner der besprochenen Grundtypen in der Anordnung der Isolinien angehört und nach Möglichkeit weiter unterteilt werden müßte, wobei das linke obere Viertel des Eingradfelds beispielsweise der parallelen, äquidistanten Anordnung nahekommt, während das rechte obere Viertel mehr einer halben Kuppe entspricht. Erstere Verteilung wäre also mit dem arithmetischen Mittel, letztere mit dem in das arithmetische Mittel transformierten quadratischen Mittel zu behandeln, vorausgesetzt, daß man die Zahl der Meßstationen hinreichend verdichten kann.

#### 4. Schlußfolgerungen

Bei der Bildung von Mittelwerten über geographische Ein- oder Halbgradfelder gibt es keine allgemeingültige einfache Methode, vielmehr ist je nach der Verteilung der Meßdaten das eine oder andere Mittel vorzuziehen. Für einen angenähert parallelen und äquidistanten Verlauf der Isolinien ist das arithmetische Mittel für die Koordinaten und die Meßwerte am einfachsten und am besten zutreffend, das der dreidimensionalen geometrischen Auffassung entspricht und denjenigen Punkt  $P_m(\lambda_m, \varphi_m, T_m)$  ergibt, für den die Quadratsumme der Entfernungen von den  $n$  Raumpunkten  $P_i(\lambda_i, \varphi_i, T_i)$  ein Minimum wird. In enger Nachbarschaft zu diesem Mittel liegt das gewichtete bzw. mechanische Mittel, das der zweidimensionalen statischen Auffassung entspringt, wenn die  $n$  Meßstellen auf den Koordinaten  $\lambda_i, \varphi_i$  mit Gewichten  $T_i$  belegt sind. Das statische Mittel hat die Bedeutung eines ebenen Schwerpunkts und besitzt daher größere Anschaulichkeit, ist aber umständlicher zu berechnen und tritt deshalb hinter das arithmetische Mittel zurück.

Der Vorzug des arithmetischen Mittels zeigt sich auch in der näheren Umgebung von Sattelpunkten. Die Begründung liegt darin, daß mit der Bildung des arithmetischen Mittels räumlich betrachtet eine Einebnung des Spektrums der  $\lambda_i, \varphi_i, T_i$  auf einen einzigen Punkt  $P_m$  erfolgt, der bei einigermaßen gleichförmiger Sattelpunktbildung diesem sehr nahe kommt. In der weiteren Umgebung des Sattels hat man zu unterscheiden, ob der vermutliche Verlauf der Isolinien mehr dem parallelen, äquidistanten Fall oder dem Typ stark gekrümmter Linien entspricht. In Übergangsfällen kann man mit einigem Nutzen sowohl das arithmetische wie

das quadratische Mittel berücksichtigen und erhält dann statt eines einzigen und relativ gut determinierten zwei weniger genau zutreffende Mittel.

Bei stärker gekrümmten sowie fast oder ganz geschlossenen Isolinien versagt das arithmetische Mittel zunehmend, da dem Zentrum von Kuppen und Mulden durch das Einebnen völlig falsche Daten zugeordnet werden. In diesen Fällen leistet das quadratische Mittel gute Dienste, jedoch im allgemeinen nicht in der Original-, sondern in transformierter Form. Neben der umständlicheren optimalen Transformation bietet diejenige in das arithmetische Mittel als Ausgangspunkt bei ähnlich guten Ergebnissen den Vorteil einer wesentlich einfacheren Handhabung, wobei der Aufwand gegenüber dem arithmetischen Mittel natürlich erheblich größer ist. Der Einsatz des kubischen Mittels, das auch bei der optimalen Transformation des quadratischen Mittels auftritt, ist direkt selten lohnend.

Handelt es sich mehrfach um dieselben Meßpunkte, wie beispielsweise bei Angaben in verschiedenen Tiefenhorizonten, so brauchen mit Ausnahme des statischen Mittels die Mittelwerte der Koordinaten nur einmal berechnet zu werden, da sie beim arithmetischen, quadratischen und kubischen Mittel von den Meßdaten nicht abhängen. Bietet schließlich ein Eingradfeld eine hinreichend große Anzahl von Meßpunkten, so ist eine Untergliederung zu empfehlen, um auf diese Weise mehr Anhaltspunkte für die Konstruktion von Isolinien zu erlangen, wobei wieder nach den Grundtypen zu verfahren ist.

Abschluß der Arbeit: 12. Juli 1963

## Buchbesprechung

GÜNTHER SAGER

ATLAS DER ELEMENTE DES TIDENHUBS UND DER GEZEITEN-  
STRÖME FÜR DIE NORDSEE, DEN KANAL UND DIE IRISCHE SEE

Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin, Institut für Meereskunde Warnemünde,  
Rostock 1963, 45 Seiten, 18 Karten, 13 Tabellen, 5 Abbildungen, Format 43 × 40 cm.

Der Nautik waren bis vor einigen Jahren für das Gebiet der Nordsee, des Kanals und der Irischen See im wesentlichen nur die beiden Beilagekarten der Gezeitafeln mit den Linien gleichen mittleren Springtidenhubs und den Linien gleicher mittlerer Eintrittszeit des Hochwassers gegenüber der Mondkulmination in Greenwich sowie die Atlanten mit den Angaben der Gezeitenstromstärken in stündlichem Abstand zugänglich. Untersuchungen waren auch bereits auf den Gebieten der Springverspätung und des Verhältnisses von Nipp- zu Springtidenhub vorgenommen worden, doch konnten diese Probleme noch nicht genügend geklärt werden. Seit etwa 1950 sind nun auch für andere Elemente des Tidenhubs und der Gezeitenströme Forschungsergebnisse veröffentlicht worden, vor allem von HANSEN, DIETRICH und BONNEFILLE. Am Ende der fünfziger Jahre war die Lage dann so, daß das Gebiet der Nordsee schon recht ausführlich untersucht worden war, daß jedoch für den Kanal und besonders die Irische See noch erhebliche Lücken bei der Eintrittszeit und Richtung des Maximalstroms, dem Verhältnis der Achsen der Gezeitenstromellipse, der Differenz der Eintrittszeiten von Maximalstrom und Hochwasser, den Werten der Springverspätung und dem Verhältnis von Nipp- zu Springtidenhub festzustellen waren.

Als Ergebnis umfangreicher Forschungsarbeiten im Institut für Meereskunde liegt jetzt der „Atlas der Elemente des Tidenhubs und der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See“ vor, dessen Aufgabe darin besteht, die Elemente der Gezeiten dieser Gebiete (einschließlich der schottischen West- und Nordküste) möglichst vollständig zu erfassen und in einer einheitlichen Darstellung der Ozeanographie und Nautik zugänglich zu machen. Zu diesem Zweck wurden die noch fehlenden Karten nach den neuesten Unterlagen unter gleichen Gesichtspunkten für alle betroffenen Seegebiete bearbeitet. Im Verlauf der Arbeiten zu dem neuen Atlas erwies es sich als wünschenswert, einige vollkommen neuartige Karten zu entwickeln, um der Thematik noch umfassender gerecht zu werden. In diesem Atlas fehlen lediglich Karten mit den Linien gleichen Wasserstandes, da dadurch der Atlas zu umfangreich geworden wäre.

Der vorliegende Atlas enthält 17 Karten, von denen sich acht mit den Hoch- und Niedrigwassern, sieben mit den Gezeitenströmen und zwei Karten mit der Wechselwirkung von Tidenhub und Gezeitenströmen befassen. Davon wurden die Karte mit den Linien gleichen mittleren Springtidenhubs und die Karte mit den Linien gleichen mittleren Hochwasserzeitunterschiedes gegen den Durchgang des Mondes durch den Meridian von Greenwich vom Deutschen Hydrographischen Institut in Hamburg übernommen. Alle anderen Karten sind im Institut für Meereskunde entworfen worden, wovon ein Teil bereits vor Erscheinen dieses zusammenfassenden Atlanten in verschiedenen Publikationen vorgelegt worden ist.

Um jedem Benutzer eine Übersicht der behandelten Meeresgebiete zu vermitteln, beginnt der Atlas mit einer Karte, in der die Tiefenverhältnisse sowie die Bezeichnungen der wichtigsten Bänke, Gründe und Kaps enthalten sind. Damit entfällt die zusätzliche Benutzung von Seekarten oder Spezialatlanten.

Im Teil A folgt der bereits aus den Gezeitentafeln bekannten Karte mit den Linien gleichen mittleren Springtidenhubs eine Karte, die für 1°-Felder in Prozent den Anteil des

mittleren Nipp- am mittleren Springtidenhub enthält. Die Angaben für geographische 1°-Felder und von fünf zu fünf Prozent gerundet sind für die Verwendung in der Nautik äußerst praktisch und übersichtlich, wenn auch für wissenschaftliche Belange Linien gleichen Verhältnisses von Nipp- zu Springzeit sehr wünschenswert wären und auch lokale Besonderheiten besser zum Ausdruck kommen ließen. Die Zahl der vorliegenden Beobachtungen reichte dazu jedoch noch nicht aus. Ebenfalls mit Angaben für geographische 1°-Felder versehen ist die Karte der Spring- bzw. Nippverspätung. In den Gezeitentafeln sind für die Bezugsorte Werte der Springverspätung angegeben, doch für die Benutzung der Anschlußorte müssen diese Werte erst ermittelt werden, so daß diese Karte dafür eine wertvolle Ergänzung darstellt und umständliche Rechnungen erspart.

Zwei weitere Karten befassen sich mit dem Anteil des Tidenhubs am mittleren Springtidenhub zu einem beliebigen Zeitpunkt zwischen Spring- und Nippzeit. Die Prozentwerte für jeweils drei Tage vor bis drei Tage nach den Syzygien bzw. Quadraturen geben in Verbindung mit der Karte des Springtidenhubs die Möglichkeit, für jeden Tag der Tideperiode die Größe des Tidenhubs angenähert zu berechnen, wobei die lokale Springverspätung bereits in den Kartenwerten enthalten ist. In der Erläuterung zu diesen Karten wird auch auf die Abweichung von den mittleren Verhältnissen ausführlich eingegangen, die durch Parallaxe des Mondes und Deklination von Mond und Sonne hervorgerufen werden.

Die bereits bekannte Karte mit den Linien gleichen mittleren Hochwasserzeitunterschiedes gegen die Mondkulmination in Greenwich wird ergänzt durch zwei weitere Karten, die sich mit den Abweichungen der Eintrittszeiten gegenüber den mittleren Zeiten beschäftigen. Infolge des begrenzten Beobachtungsmaterials erfolgte wiederum eine Angabe für geographische 1°-Felder und jeweils volle Tage vor und nach den Syzygien bzw. Quadraturen, wobei die Differenzzeiten auf volle 5 Minuten angegeben werden konnten. Auch diese Karten haben den Vorteil, daß die Springverspätung bereits berücksichtigt ist. Diese beiden Karten werden im Text durch Betrachtungen über die Abweichungen von den mittleren Verhältnissen ergänzt.

Der Teil B beginnt mit der schon mehrfach publizierten siebenfarbigen Karte mit den Linien der Maximalgeschwindigkeit des Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit, die in der Praxis als nautische Warnkarte anzusehen ist. Es folgt die Karte mit dem Anteil des maximalen Nipp- am maximalen Springtidestrom mit Isolinien von jeweils fünf Prozent. Diese Karte ist im Format kleiner gehalten als alle übrigen Karten, da die Lage und Dichte der zur Verfügung stehenden englischen Strombeobachtungen unregelmäßig war, so daß ein etwas unruhiges Gesamtbild entstanden ist. Ein Vergleich dieser Karte mit der Karte des Verhältnisses des Tidenhubs zur mittleren Nipp- und Springzeit zeigt, daß die häufig angenommene Proportionalität zwischen Tidestrom- und Hubverhalten in verschiedenen Fällen zu Ungenauigkeiten in der Ermittlung der Gezeitenströme führt. Im Text wird auf diese Erscheinung eingegangen, und es wird eine Methode zur genaueren Bestimmung der Gezeitenstromstärke mit Hilfe der neuen Karte beschrieben.

Das Verhältnis des kleinsten zum größten Gezeitenstrom zur mittleren Springzeit ist das Thema der folgenden Karte. Die Linien sind auf fünf Prozent genau gegeben; außerdem ist der Drehsinn der Ströme gekennzeichnet. Die nächste Karte vermittelt Linien gleicher Richtung des maximalen Gezeitenstroms zur mittleren Springzeit, und die folgende Karte faßt diese Richtungen recht übersichtlich und gut einprägsam zu Sektoren zusammen, wodurch der Nautiker eine schnelle erste Orientierung erhält.

Neben der Stärke des maximalen Gezeitenstroms ist es sehr wesentlich, den Zeitpunkt seines Eintritts zu erkennen. Diesem Bedürfnis trägt eine Karte mit den Isolinien in halbstündigem Abstand Rechnung, die bereits veröffentlicht wurde, inzwischen jedoch noch kleine Korrekturen erfahren hat. Ergänzend dazu beinhaltet die anschließende Karte die durchschnittlichen maximalen Abweichungen der Eintrittszeiten des stärksten Gezeitenstroms von den mittleren Zeiten während einer Tideperiode. Die Karte enthält die größte Abweichung in Minuten sowie die Zeitpunkte des Eintritts der größten Verspätung bzw. Verfrühung gegenüber den Syzygien bzw. Quadraturen in zehntel Tagen. In der Beschreibung wird außerdem noch auf die Abweichung von diesen mittleren Verhältnissen hingewiesen.

Der Teil C des Atlanten befaßt sich mit dem Zusammenhang zwischen der vertikalen und der horizontalen Komponente der Gezeiten. Die erste Karte gibt in halbstündigem Abstand Linien für die Differenz der Eintrittszeit zwischen mittlerem Springhochwasser und maximalem Gezeitenstrom. Diese Karte ist zur Interpolation von Zwischenwerten gut geeignet, jedoch vermittelt sie noch keinen flächenhaften Eindruck über Gebiete, in denen Hochwasserzeit und Maximalstrom annähernd zusammenfallen bzw. gegeneinander verschoben sind. So wurde eine zweite Karte entwickelt, in welcher der Eintritt des maximalen Gezeitenstroms in bezug auf das Hochwasser zu mittleren Springzeit in Zeitsektoren zusammengefaßt wurde, wodurch sich deutlich die Gebiete mit überwiegend stehenden Gezeitenwellen von denjenigen mit fortschreitenden Gezeitenwellen unterscheiden.

Die Erläuterungen zu den Karten beginnen jeweils mit einer Darstellung der Grundlagen, die es ermöglichen, die vorliegende Karte zu entwerfen. Dabei erfolgt eine Einschätzung der Forschungsergebnisse, die im Laufe der Zeit zu dem jetzigen Stand der Erkenntnisse geführt haben. Ferner wird die Methode dargestellt, nach der die hier veröffentlichten Karten entwickelt wurden. In ausführlichen Beschreibungen werden sodann die in den Karten enthaltenen Werte interpretiert, wobei auf bedeutsame Einzelheiten aufmerksam gemacht wird. Besonderes Augenmerk wurde auf die Möglichkeiten der nautischen Anwendung gelegt. Durch zahlreiche Beispiele wird der Praxis eine unkomplizierte Handhabung ermöglicht, die noch erleichtert wird durch eine Anzahl Tabellen und Abbildungen.

Der Atlas wird durch einen Tabellenteil beschlossen. Zunächst werden charakteristische Daten verkehrsreicher Tideflüsse gegeben, die eine gute Ergänzung zu den Karten darstellen, da in den Ästuaren starke Änderungen der Werte gegenüber den angrenzenden Seegebieten auftreten und auch innerhalb der Flußläufe rasche Variationen der Gezeitelemente festzustellen sind. In weiteren Tabellen werden für ausgewählte Küstenorte die Grundelemente des Tidenhubs gegeben, wobei für vier Haupttiden einige den astronomischen Konstellationen entsprechende Kombinationen errechnet wurden.

Der „Atlas der Elemente des Tidenhubs und der Gezeitenströme für die Nordsee, den Kanal und die Irische See“ gibt erstmalig eine vollständige Darstellung der zur Zeit vorhandenen Ergebnisse in der Erforschung der Gezeiten dieser Meeresgebiete. Dieses Werk stellt einerseits eine breite wissenschaftliche Basis einer wichtigen Teildisziplin der Ozeanographie dar und bringt andererseits eine erfreuliche Bereicherung der nautischen Hilfsmittel. Dieser Atlas wird bald zu den Standardwerken beider Fachgebiete zählen.

*Rudolf Sammler*

WOLFGANG WARMBT

## Luftchemische Untersuchungen des bodennahen Ozons 1952–1961

Methoden und Ergebnisse

1964. IV, 95 Seiten – 45 Abbildungen – 2 Falttafeln – 40 Tab. – 4<sup>o</sup> – MDN 33,70

(Abhandlungen des Meteorologischen und Hydrologischen Dienstes der DDR, Potsdam,  
Nr. 72)

Der Autor befaßt sich im ersten Teil der Arbeit mit der luftchemischen Bestimmung des bodennahen Ozons nach den chemischen Meßverfahren von C. Cauer und A. Ehmert. Er zeigt Methodik, Fehlerquellen und Störfaktoren der beiden Meßmethoden auf, teilt die Ergebnisse von Vergleichsmessungen mit und gibt praktische Hinweise für die Meßtechnik.

Der zweite Teil enthält die Auswertergebnisse langjähriger Ozonmessungen der Jahre 1952–1961 nach der Cauer-Methode, die in der DDR an 7 meteorologischen Stationen im Gebiet der Ostseeküste, des Binnenlandes und des Mittelgebirges durchgeführt wurden. Die Bearbeitung erfolgt nach meteorologischen Gesichtspunkten unter Anwendung statistischer Prüfverfahren. Monats- und Jahresmittel sowie die tages- und jahreszeitliche Verteilung des Ozons werden mitgeteilt. Außerdem werden Probleme der Luftentnahme an den Meßstellen sowie die Abhängigkeit der Ozonkonzentration von den Ausbreitungsvorgängen und der Trübungszone der Atmosphäre behandelt.

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE-VERLAG · BERLIN

CURT WEIKINN

**Quellentexte zur Witterungsgeschichte Europas  
von der Zeitwende bis zum Jahre 1850**

**Band I — Hydrographie**

(Quellensammlung zur Hydrographie und Meteorologie)

Der Autor legt hier den ersten Band einer Fortsetzungsreihe über die Quellensammlung zur Hydrographie und Meteorologie vor. Aufgeführt sind die anormalen hydrographischen Erscheinungen (Überschwemmungen, Zu- und Aufgänge der Gewässer, sehr niedrige Wasserstände der Flüsse sowie die Sturmfluten und ihre Folgen aus den historischen Überlieferungen der verschiedenen Länder. Damit werden den Wirtschaftshistorikern zuverlässige Unterlagen für ihre Forschungen zur Verfügung gestellt. Diese Arbeit läßt aber auch erkennen, wie wir durch Beobachtung von Witterungskatastrophen drohende volkswirtschaftliche Schäden vermeiden oder auf ein Minimum reduzieren können.

**Teil 1: Zeitwende — 1500**

1958. VIII, 531 Seiten — gr. 8° — Leinen MDN 64, —

**Teil 2: 1501—1600**

1960. VI, 486 Seiten — gr. 8° — Leinen MDN 76, —

**Teil 3: 1601—1700**

1961. VI, 586 Seiten — gr. 8° — Leinen MDN 77, —

**Teil 4: 1701—1750**

1963. VI, 381 Seiten — gr. 8° — Leinen MDN 58, —

*Bestellungen durch eine Buchhandlung erbeten*



AKADEMIE - VERLAG · BERLIN