

Copyright ©

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Die Schrift darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtlichsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

German copyright law applies.

The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

Untersuchungen über unperiodische und periodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee.¹⁾

Von Hartwig WEIDEMANN.

Im Sommer 1947 und im darauffolgenden Winter 1948 wurde es dem Verfasser durch das Institut für Meereskunde an der Universität Kiel ermöglicht, zwei je vierwöchige hydrographisch-meteorologische Untersuchungsreihen auf dem Feuerschiff „Fehmarnbelt“ durchzuführen.²⁾ Es sollte damit der Versuch unternommen werden, typische Beispiele für den Ablauf der hydrographischen Vorgänge der Beltsee im Zusammenhang mit den verschiedenen meteorologischen Einflüssen zu erlangen, um damit einer Forderung zu entsprechen, die G. NEUMANN [1] wie folgt formuliert hat: „Bei der außerordentlich starken Verwickelung der hydrographischen Verhältnisse der Beltsee und des Kattegats wird es kaum möglich sein, mit Hilfe von Mittelwerten einen tieferen Einblick in die Hydrographie dieser Gewässer zu gewinnen. Um dem Kernproblem der Ostsee, der Frage des Wasseraustausches durch die Belte und den Sund, näher zu kommen, scheint es vornehmlich nur den einen Weg zu geben, möglichst viel Einzelphänomene, besonders typische Fälle, in den Kreis der Betrachtungen zu ziehen.“

Das Feuerschiff „Fehmarnbelt“ erscheint wegen seiner Position besonders gut geeignet, um solche typischen Fälle zu beobachten; seine Lage in der Mitte der Hauptverbindungsrinne zwischen Ostsee und Kattegat bietet die Gewähr dafür, dort einen wesentlichen Teil der Austauschvorgänge zwischen Ost- und Nordsee zu erfassen. Nach JACOBSEN [2], WITTING [3] u. a. vollziehen sich etwa vier Fünftel des gesamten Wasseraustausches durch den Großen Belt, damit also auch durch den Fehmarnbelt.

Man kann nicht erwarten, in zweimal vier Wochen schon Beispiele für alle Variationsmöglichkeiten zu erhalten, nicht einmal für die wesentlichsten unter ihnen. Aber es wird im folgenden gezeigt werden, daß auch solche Reihen schon genügend wertvolles Material enthalten, das geeignet ist, unsere Kenntnisse der Hydrographie der Ostsee zu erweitern; zumal wenn es sich, wie im vorliegenden Falle, um Messungen handelt, die die Jahresextreme (stärkste sommerliche Erwärmung bzw. tiefste winterliche Auskühlung) umfassen.

Die sowohl auf dänischen wie auf deutschen Feuerschiffen seit längeren Jahren übliche täglich einmalige Entnahme von Oberflächen- und Tiefenproben genügt nicht, um die Kontinuität des Ablaufs in allen Einzelheiten völlig zu erfassen. Daher hat erstmalig die Deutsche Seewarte in den Jahren 1936/38 Meßreihen mit 4stündigem Abstand der Einzelserien durchgeführt. Es zeigte sich, daß auch ein Einzelbeobachter auf einem Feuerschiff in der Lage ist, ein derartiges Beobachtungsprogramm zu bewältigen. Bei den vorliegenden Meßreihen des Verfassers ist der 4stündige Rhythmus lediglich einmal täglich (um

¹⁾ Gekürzte Fassung der Dissertation des Verfassers (Univ. Kiel Dez. 1948) betitelt „Über unperiodische und periodische Vorgänge beim Wasseraustausch der Beltsee“.

²⁾ Für die freundliche Unterstützung sei dem Wasser- und Schiffsamt Kiel auch an dieser Stelle nochmals gedankt; desgleichen dem Deutschen Hydrographischen Institut und dem Meteorologischen Amt in Hamburg für die bereitwillige Überlassung von Instrumenten.

Mitternacht) unterbrochen, d. h. es wurden täglich 5 Serien um 05, 09, 13, 17 und 21 Uhr gemacht.

Das Programm umfaßte folgende Messungen:

- a) Wassertemperatur (mittels Schöpfeimer und Oberflächenthermometer bezw. mit dem Pettersson-Isolier-Wasserschöpfer, Meßgenauigkeit etwa $\pm 0.01^\circ \text{C}$), und zwar normalerweise in den Tiefen 0, 5, 10, 15, 20, 24 und 27,5 m (Boden); falls jedoch Besonderheiten der Schichtung festzustellen waren, wurden Zwischenstufen bis herunter zum Abstand von 1 m eingeschaltet.
- b) Salzgehalt (aus Dichtemessungen mittels Aräometer bzw. aus dem Brechungsindex mit dem Refraktometer, Relativgenauigkeit etwa $\pm 0.04 \text{ ‰}$, Absolutgenauigkeit etwa $\pm 0.08 \text{ ‰}$) in den gleichen Tiefen wie unter a).
- c) Strömung (im Sommer nur an der Oberfläche mit dem Stromkreuz, im Winter außerdem mit einem EKMAN-MERZ-Strommesser in 2, 8, 16 und 26 m Tiefe).
- d) Wichtigste meteorologische Elemente (Lufttemperatur, Wind, Strahlung).

Im folgenden sollen nun aus den Ergebnissen der Messungen, die in Tafel 1 und 2 in Isoplethendiagrammen zusammengefaßt sind, einige ausgewählte Beispiele für unperiodische und periodische Vorgänge erörtert werden. (Eine eingehende Auswertung erfolgte an anderer Stelle [4].)³⁾

I. Sommerliche „Kälteballen“, ein typisches Beispiel des quantenhaften Wasseraustausches.

Die Abhängigkeit der Oberflächenströmungen in der Ostsee, insbesondere in der Beltsee, von der über dem gesamten Ostseeraum herrschenden Wetterlage ist seit langem bekannt und schon wiederholt behandelt worden. So stellt z. B. WATTENBERG [5, 6] Untersuchungen über die Dauer der einzelnen Ein- und Ausstromperioden und über die Verschiebung der hydrographischen „Fronten“ an der Oberfläche an; MANEGOLD [7] befaßt sich mit der Frage, bei welchen Luftdruckverteilungen Ein- oder Ausstrom eintritt; DIETRICH [8] hat neuerdings auf Grund langjähriger Feuerschiffsbeobachtungen Mittelwertkarten der Oberflächenströmungen für verschiedene Windrichtungen und -stärken entworfen, bei denen er vom barischen Gradienten ausgeht.

Hier soll lediglich an Hand einer einfachen Überlegung gezeigt werden, welche „Idealwetterlagen“ sich für Ein- bzw. Ausstrom ergeben.

Trägt man in die Karte der Ostsee durchgehende Strompfeile für Ein- und Ausstrom ein (volle Pfeile in Abb. 1), und nimmt man an, daß überall dieser Strom als Triftstrom des dort an Ort und Stelle herrschenden Windes entstanden ist, so erhält man eine dazugehörige Schar von Windpfeilen (in Abb. 1 gestrichelte Pfeile), die nach der EKMANschen Triftstromtheorie um 45° , nach tatsächlichen Beobachtungen in der Ostsee (vgl. G. NEUMANN [9]) um im Mittel etwa 10° nach links von den Strompfeilen abweichen. Zu den Windpfeilen wiederum kann man ohne Schwierigkeit das barische Feld konstruieren, aus dem diese Winde resultieren. Da der Winkel, unter dem der Bodenwind über See vom geostrophischen (isobarenparallelen) Wind infolge der Boden-

³⁾ Die vollständigen Tabellen der Meßwerte sind aus Raumgründen hier nicht mit aufgeführt; sie sind jedoch im Archiv des Instituts für Meereskunde aufbewahrt und können Interessenten leihweise oder in Kopien zur Verfügung gestellt werden.

reibung nach links abgelenkt wird, in derselben Größenordnung liegt, wie derjenige, den der Wind mit dem Triftstrom bildet, ergibt sich als einfache Faustregel, daß sich die Isobarenrichtung überall möglichst genau der Hauptstromrichtung anschmiegen muß, damit maximaler Ein- oder Ausstrom entstehen kann. Wie man aus Abb. 1 erkennt, bedeutet das für Einstrom ein Randtief über Schweden mit nachfolgendem Hochkeil über Jütland;

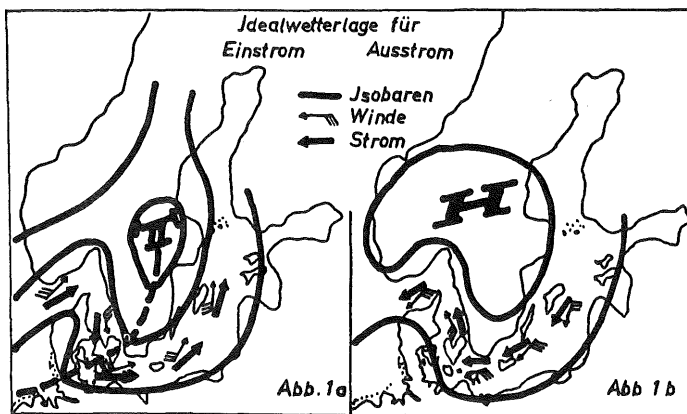
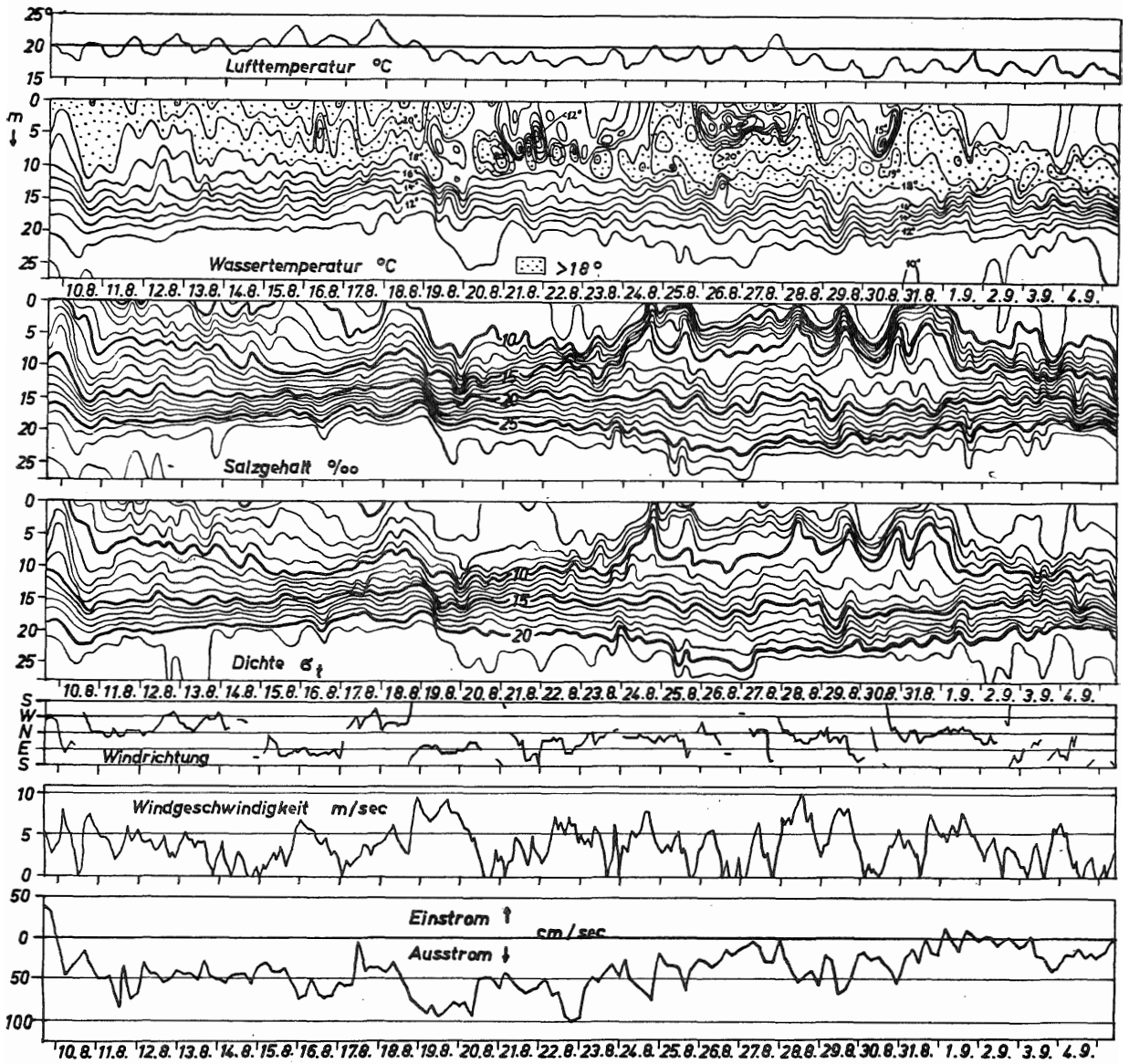


Abb. 1. Idealwetterlage für Ein- und Ausstrom (schematisiert).

für Ausstrom ist dagegen hoher Druck über Mittelskandinavien mit einem Keil nach Südschweden am günstigsten. Hieraus erklärt sich ohne weiteres die beobachtete verschiedene mittlere Dauer der Ein- und Ausstromperioden (vgl. WATTENBERG [5]): Während die Ideal-Einstromlage normalerweise eine ausgesprochen kurzlebige Teilphase einer wechselhaften West- (bezw. Südwest-) Wetterlage darstellt, pflegt die für Ausstrom günstige antizyklonale Lage im allgemeinen wesentlich beständiger zu sein.

Der Sommer 1947 brachte für Mitteleuropa den trockensten August und den wärmsten September seit vielen Jahren. Diese Hitzeperiode von ungewöhnlicher Dauer war (wie übrigens auch der außerordentlich strenge vorangegangene Winter) in erster Linie zurückzuführen auf ein sich zähe über Skandinavien haltendes, immer wieder regenerierendes Hochdruckgebiet und die damit verbundenen östlichen Winde über der südlichen Ostsee. Zeitweilig, so z. B. vom 18. bis 20. 8. 1947 zeigt die Isobarenverteilung ein Bild, das der oben beschriebenen Idealwetterlage für Ausstrom sehr nahe kommt; tatsächlich ist auch an diesen Tagen im Fehmarnbelt an der Oberfläche ein kräftiger Ausstrom (von fast 100 cm/sec) zu beobachten. Für den hydrographischen Zustand wichtiger ist jedoch die extreme Dauer der Ausstromperiode (vom 10. bis 31. 8., d. h. 22 Tage). Während dieser drei Wochen wird an der Oberfläche ununterbrochen Ostseewasser ins Kattegat abgeführt, und der dadurch entstehende Masseverlust bedingt z. T. erhebliche Kompensationsströme salzreichen Tiefenwassers in die Ostsee hinein; der Wasser austausch ist also trotz der scheinbaren Einseitigkeit des anhaltenden Ausstroms besonders rege.

Tafel 1 (Sommer 1947)



Tafel 1. Isoplethen der Wassertemperatur, des Salzgehalts und der Dichte (Abszisse: Zeit, Ordinate: Wassertiefe) und Gang der Lufttemperatur, Windrichtung und -geschwindigkeit sowie der Oberflächenstromgeschwindigkeit vom 9. 8. — 5. 9. 1947 am Feuerschiff „Febmarnbelt“.

Dementsprechend zeigt die thermohaline Schichtung (auf Tafel 1 in Isoplethen-
diagrammen dargestellt) ein vielfältig wechselndes Bild. Neben stärkeren
Schwankungen der Salzgehalts- (und Dichte-) Sprungschicht und der zeitweiligen
Ausbildung einer zweiten, oberen Sprungschicht fällt ein Phänomen besonders
ins Auge, und zwar die erstmalig am 16. 8., stärker noch am 20., 21., 25., 26., 27.
und 30. 8. innerhalb der Oberschicht auftretenden negativen Temperatur-
anomalien, die im folgenden kurz als „Kälteballen“ bezeichnet werden
sollen.

Es handelt sich dabei um verhältnismäßig kurzdauernde Einschübe kalten
Wassers (mit Kerntemperaturen bis herunter zu 11°C) zwischen wesentlich wär-
meren Schichten (von 16 bis 19°). Als Beispiele sind in Abb. 2 zwei Serien
wiedergegeben, die einen Kälteballen anschnitten.

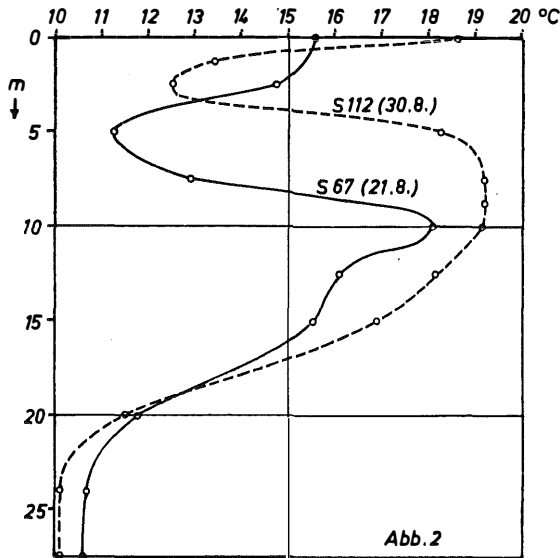


Abb. 2. Vertikalkurven der Temperatur zweier
Serien mit angeschnittenen „Kälteballen“.

Die dabei gemessenen vertikalen Temperaturgradienten sind z. T. außer-
ordentlich groß. So wurde z. B. in Serie 112 am 30. 8. (vgl. Abb. 2) in 0 m
 $18,61^{\circ}$, in 1,2 m $13,43^{\circ}$ gemessen, das entspricht also einem Temperaturgradienten
von $4,3^{\circ}$ pro Meter!

Daß es sich bei diesen „Kälteballen“ nicht um Erscheinungen jener Art han-
delt, wie sie MODEL [10] unter der Bezeichnung „Wasserballen“ behandelt hat,
ist wohl eindeutig; bei jenen Wasserballen handelt es sich vielmehr um sehr
viel enger begrenzte, quantenhafte Turbulenz- und Umlagerungsvorgänge lokaler
Art in nahezu stagnierendem Wasser; die dort gemessenen Temperatur-
differenzen erreichen auch nicht annähernd dieselbe Größenordnung wie in dem
vorliegenden Fall.

Um nun die Herkunft dieser Kälteballen zu klären, muß außer der Temperatur auch der Salzgehalt in die Betrachtung einbezogen werden. Ähnlich wie in der Ozeanographie des Weltmeeres kann man auch in einem begrenzten Seegebiet wie der Ostsee Beziehungen nach Art der „ $S=f(t)$ -Diagramme“ (nach HELLAND-HANSEN, vgl. DEFANT/WÜST [11]) aufstellen, wenn man die folgenden Vorbehalte macht: Beschränkung auf einen verhältnismäßig kurzen Zeitabschnitt und auf ein enges Seegebiet, dazu möglichst gleichbleibende meteorologische Bedingungen während dieses Zeitabschnittes. Unter Beachtung dieser Einschränkungen soll dann auch hier in Analogie zum Weltmeer als „Wasserkörper“ eine räumlich begrenzte Wassermasse von annähernd einheitlicher Temperatur und gleichem Salzgehalt bezeichnet werden.

Es wurde eine Anzahl von Serien aus der Zeit des Auftretens der Kälteballen (15. 8. bis 4. 9.) ausgewählt, darunter vorwiegend solche, in denen Kälteballen angeschnitten werden, und in einem $S=f(t)$ -Diagramm zusammengestellt. (Abb. 3)

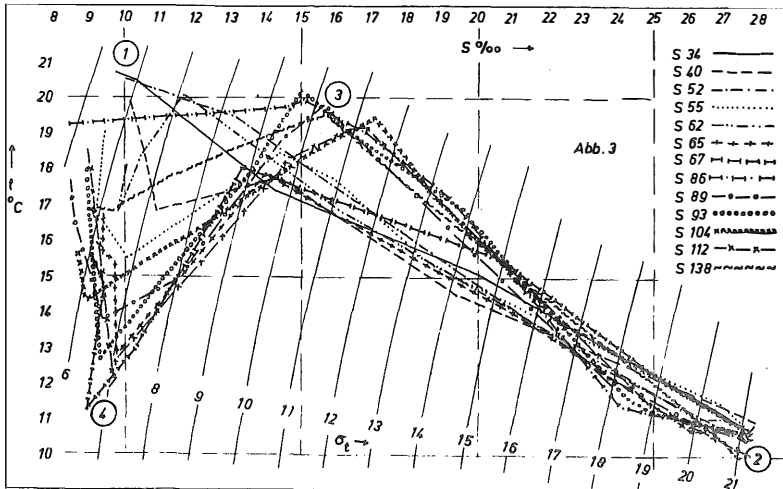


Abb. 3. $S = f(t)$ -Diagramm von 13 sommerlichen Serien im Fehmarnbelt, davon 11 Serien mit „Kälteballen“.

Es ergibt sich im einzelnen dabei folgendes Bild:

a) Die ungestörten Serien S 34 und S 52 sowie der unterhalb der gestörten Oberschicht liegende Teil der Serien S 40, S 55, S 62 und S 65 bilden eine enggebündelte Schar von Geraden; sie stellen also einen einheitlichen Mischkörper dar.

b) Von Serie S 67 an, vor allem bei den folgenden Serien S 86, S 89, S 93, S 104, S 112 und S 138 ist in der Mittelschicht eine deutliche Salzgehaltszunahme zu bemerken. (Vgl. Tafel 1). Die Ursache ist offenbar ein Kompensations-Einstrom in der Tiefe. Die enge Bündelung zwischen Mittelschicht und Boden deutet wiederum auf einen einheitlichen Mischkörper hin.

c) Der erste, nur schwach ausgeprägte Kälteballen, angeschnitten in S 40 am 16. 8., zeigt sich als Knick in der $S=f(t)$ -Beziehung; der Kern des neuen, offenbar ortsfremden Wasserkörpers liegt in etwa 5 m Tiefe und zeichnet sich durch geringen Salzgehalt aus.

d) Alle folgenden Kälteballen (S 55, S 63, S 65, S 67, S 89, S 93, S 104, S 112 und S 138) sind charakterisiert durch eine fast homohaline Oberschicht von 8.5 bis 10 ‰, in der die Temperatur mit zunehmender Tiefe bis zur Kernschicht rasch absinkt. Von dort aus erfolgt schnell der Übergang zu den darunterliegenden unter a) bzw. b) beschriebenen Mischkörpern.

e) Die Zwischenstadien (S 86 und S 138) zeigen in der obersten Schicht ebenfalls Temperaturen und Salzgehalte, die zu dem unter d) erwähnten Wasserkörper von 8.5 bis 10 ‰ gehören, hier erfolgt jedoch der Übergang zum normalen Tiefenwasser ohne Einschaltung einer kalten Kernschicht.

Es schälen sich demnach die folgenden vier Haupt-Wasserkörper heraus, die an der Bildung der thermohalinen Schichtung während dieser 3 Wochen beteiligt sind: (die Ziffern entsprechen der Bezifferung in Abb. 3).

Nr.	mittlere Temperatur	mittlerer Salzgehalt	mittlere Tiefe am Fehmarnbelt
1	19—21 °C	10 ‰	0 m
2	10—11	28	28
3	19—20	15—17	5—10
4	11—13	9—10	3—6

Der Mischkörper 1/2 ist der einheitliche Mischkörper des ersten Teiles der Serien, der oben unter a) beschrieben wurde; der Mischkörper 3/2 entspricht demjenigen des zweiten Teils (unter b) beschrieben); der Wasserkörper 4 schließlich bildet die Kernschicht der Kälteballen.

Über die Herkunft dieser vier Wasserkörper läßt sich anhand ihrer t-S-Kombination folgendes aussagen:

Bei Wasserkörper 1 handelt es sich offensichtlich um das warme Oberflächenwasser der westlichen Ostsee, das durch den dauernden Ausstrom vorbeigeführt wird.

Wasserkörper 2 ist das salzreiche, kalte Bodenwasser der Beltsee, das aus dem Kattegat gespeist wird.

Wasserkörper 3 stammt nach seiner Temperatur ebenfalls aus der oberflächennahen Schicht, dem höheren Salzgehalt nach aber aus weiter westlich bzw. nördlich gelegenen Teilen der Beltsee. Sowohl Wasserkörper 2 als auch 3 gelangen durch den Kompensations-Einstrom unterhalb der nur oberflächlich ausströmenden Schicht in den Fehmarnbelt.

Der fragliche Wasserkörper 4 schließlich stammt der Temperatur nach aus mittleren Tiefen (etwa 20—30 m), dem geringen Salzgehalt nach jedoch aus einem weiter östlich gelegenen Gebiet. Zur genauen Lokalisierung der Herkunft wäre ein Längsschnitt mit Serienmessungen aus allen Teilen der südlichen Ostsee erforderlich. Da leider solche Messungen aus dem Sommer 1947 nicht vorliegen (oder zumindest dem Verfasser nicht zugänglich sind), bleibt nur die Möglichkeit, ersatzweise auf sommerliche Längsschnitte aus früheren Jahren zurückzugreifen. WATTENBERG [12] hat einen solchen aus dem Sommer 1939 veröffentlicht, der wohl in erster Näherung als auch für 1947 gültig angesehen

werden kann. Nach diesem Schnitt wäre der Ursprungsort des Wasserkörpers 4 etwa im westlichen Teil des Arkona-Beckens zu suchen, denn dort lagert in etwa 25—30 m Tiefe ein Wasserkörper mit entsprechender t-S-Kombination.

Da nun aber normalerweise die Darßer Schwelle mit einer Satteltiefe von 18 m zwischen Arkona-Becken und Fehmarnbelt ein für in größerer Tiefe lagerndes Wasser unüberwindliches Hindernis darstellt, ist zunächst zu klären, auf welche Weise trotzdem Wasser von dort in den Fehmarnbelt gelangen kann.

Ein Anhalt dafür bietet sich ebenfalls in den Ergebnissen der Sommermessungen. Die Isolethen des Salzgehalts und der Dichte (Tafel 1) zeigen vom 28. bis 30. 8. eigentümliche, scheinbar wellenartige Schwankungen der oberen Sprungschicht. Beim Vergleich mit den übrigen Meßelementen zeigt es sich, daß diese Schwankungen in auffälliger Parallelität zu den gleichzeitigen Schwankungen der Windstärke und der Oberflächen-Stromgeschwindigkeit verlaufen. Die Deutung dieser Erscheinung soll im folgenden an einem schematisierten Beispiel versucht werden.

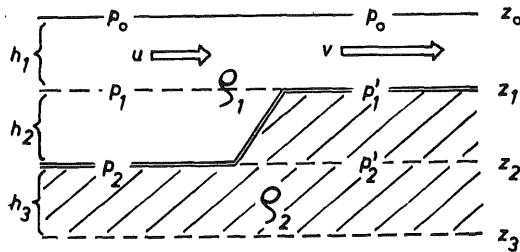


Abb. 4

Schema der Sprungschichtanhebung infolge erhöhter Oberflächen-Stromgeschwindigkeit.

Gegeben seien zwei Flüssigkeiten der Dichte ρ_1 und ρ_2 , die durch eine Grenzfläche getrennt, übereinandergeschichtet lagern. Die obere Flüssigkeit ρ_1 bewege sich einmal mit der Geschwindigkeit u (in Abb. 4 links), im zweiten Falle mit $v > u$ (Abb. 4 rechts). Die untere Flüssigkeit wird als bewegungslos angenommen.

Nach der BERNOULLIschen Gleichung

$$p + \rho \frac{v^2}{2} + g h \rho = \text{const.}$$

(worin p = hydrostatischer Druck

ρ = Dichte der Flüssigkeit

v = Bewegungsgeschwindigkeit

g = Schwerebeschleunigung

h = Höhe über einem vorgegebenen festen Niveau)

herrscht längs einer Stromlinie in einer bewegten Flüssigkeit ein um so geringerer hydrostatischer Druck, je größer die Strömungsgeschwindigkeit ist. Nimmt man an, daß es sich um eine reine Triftströmung (nicht um eine Gefällsströmung)

handelt, die Strömung also horizontal verläuft, so wird h konstant und kann in die allgemeine Konstante einbezogen werden:

$$p + \frac{v^2}{2}\rho = \text{const.}$$

Für $v = 0$ wird dann $p = \text{const.}$, d. h. die Konstante stellt den hydrostatischen Druck in der ruhenden Flüssigkeit dar.

Wenn in unserem Beispiel der Druck an der Oberfläche mit p_0 bezeichnet wird, ist demnach in der Tiefe z_1 der Druck

$$p_1 = p_0 + g h_1 \rho_1 - \frac{u^2}{2} \rho_1 \quad (\text{auf der linken Seite Abb. 4})$$

$$p'_1 = p_0 + g h_1 \rho_1 - \frac{v^2}{2} \rho_1 \quad (\text{auf der rechten Seite Abb. 4})$$

In diesen Gleichungen stellt das zweite Glied die Druckzunahme mit der Tiefe (nach der hydrostatischen Grundgleichung $\Delta p = g \rho \Delta h$) dar, das dritte Glied die Druckabnahme infolge der Bewegung nach der BERNOULLI'schen Gleichung.

Für die Tiefe z_2 erhält man:

$$\text{links: } p_2 = p_0 + g (h_1 + h_2) \rho_1 - \frac{u^2}{2} \rho_1 \quad (1)$$

$$\text{rechts: } p'_2 = p_0 + g (h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2) - \frac{v^2}{2} \rho_1 \quad (2)$$

Da nun nach Voraussetzung unterhalb des Niveaus z_2 Stromruhe herrschen soll, dürfen dort keine horizontalen Druckunterschiede auftreten, d. h. es muß $p_2 = p'_2$ sein. Es sind also Gleichung (2) und (1) einander gleichzusetzen, und man erhält:

$$g (h_1 \rho_1 + h_2 \rho_2) - \frac{v^2}{2} \rho_1 = g (h_1 \rho_1 + h_2 \rho_1) - \frac{u^2}{2} \rho_1$$

Physikalisch bedeutet das, daß die größere Druckerniedrigung im rechten Fall (wegen der erhöhten Geschwindigkeit) kompensiert wird durch die stärkere Druckzunahme in der Schicht h_2 infolge der höheren Dichte.

Daraus ergibt sich für den Betrag h_2 , um den sich also die Sprungschicht heben muß, wenn die Stromgeschwindigkeit von u auf v wächst:

$$h_2 = \frac{\rho_1}{2g} \frac{v^2 - u^2}{\rho_2 - \rho_1}$$

Überträgt man die tatsächlich gemessenen Werte aus den Sprungschichtschwankungen vom 28. bis 30. 8. in diese Formel, so erhält man für das Absinken der Sprungschicht:

	u (cm/sec)	v (cm/sec)	ρ_1	ρ_2	h_2 (cm) errechnet	h_2 beobachtet
vom 28./29. 8.	57	23	1.006	1.010	— 348	— 350
vom 29./30. 8.	73	23	1.006	1.011	— 491	— 500

Die gute Übereinstimmung beweist, daß der BERNOULLI-Effekt in diesem Falle offenbar tatsächlich die Ursache für die beobachteten Sprungschichtschwankungen ist. Daß an anderen Tagen nicht ebensolche parallelen Schwankungen von Stromgeschwindigkeit und Sprungschichtlage festzustellen sind, hat seine Ursache in den mannigfachen Störungsmöglichkeiten, denen das oben stark vereinfachte Schema unterworfen ist; z. B. Strömung auch unterhalb der Sprungschicht, Überlagerung von Gradientenströmen und deren Schwankungen, Luftdruckschwankungen, advective Änderung der thermohalinen Schichtung usw.

Für das Problem der Entstehung der Kälteballen ist aus dem Vorstehenden zu entnehmen, daß die zeitweilige Verstärkung der Oberflächenströmung durch Windtrift in der Lage ist, die Sprungschicht um größere Beträge anzuheben. In dem Augenblick, in dem auf diese Weise die Sprungschicht bis über die Satteltiefe der Darßer Schwelle angehoben wird, kann ein Einschub von kaltem Tiefenwasser über die Schwelle hinweg nach Westen gelangen, der dann nach einiger Zeit im Fehmarnbelt als Kälteballen in Erscheinung tritt.

Diese Annahme wird durch die vorliegenden gleichzeitigen Messungen der Wind- und Stromgeschwindigkeit bekräftigt. Als Beispiel sei die Entstehung der beiden markanten Kälteballen verfolgt, die am 21. 8. den Fehmarnbelt passieren. In der Nacht vom 18. zum 19. 8. frischt der Ostwind bis zu fast 10 m/sec auf, flaut dann in den Morgenstunden des 19. 8. vorübergehend auf 7 m/sec ab, um nachmittags nochmals nahezu 10 m/sec zu erreichen. Bis zum Mittag des 20. 8. geht die Geschwindigkeit dann auf Null zurück. Diese beiden Windspitzen, die in ähnlicher Form und fast gleichzeitig auch im Raume Gjedser-Darß aufgetreten sein müssen, rufen je einen Einschub kalten Tiefenwassers hervor, und nach jeweils 50—55 Stunden werden dann diese beiden Kälteballen am Fehmarnbelt beobachtet, wo sie sich, ihrer geringeren Dichte entsprechend, über das schwerere Oberflächenwasser der Beltsee geschoben haben. Bei einer Entfernung von rd. 50 sm entspricht das einer mittleren Transportgeschwindigkeit von etwa 1 sm/h oder 50 cm/sec. Die beobachtete mittlere Geschwindigkeit des Oberflächenstromes am Fehmarnbelt beträgt während des gleichen Zeitraumes etwa 75 cm/sec; dieser höhere Wert erklärt sich jedoch ohne weiteres durch die Düsenwirkung des Fehmarnbeltes.

In ähnlicher Weise lassen sich auch den Kälteballen vom 26. 8., die Windspitzen vom 23./24. 8. und denen vom 29./30. 8., die Windspitzen vom 27./28. 8. zuordnen.

II. Eigenschwingungen und Gezeitenströme im Fehmarnbelt.

Die Messungsergebnisse der Winterreihe bieten im Ablauf der thermohalinen Schichtung ebenfalls manche interessante Einzelheiten (s. Tafel 2), auf die hier jedoch nicht näher eingegangen werden soll; es sei lediglich hingewiesen auf die klare Zweiteilung des Beobachtungszeitraumes: Bis zum 5. 3. herrscht eine winterliche Ostwindlage mit leichtem Frost, Ausstrom an der Oberfläche und einer deutlich ausgeprägten thermohalinen Schichtung; am 6./7. 3. erfolgt der Umschlag in eine Westlage, die durch Tauwetter, Einstrom an der Oberfläche und fast völliges Verschwinden der thermohalinen Schichtung gekennzeichnet ist. Die während der Winterperiode in den verschiedenen Tiefen durchgeführten Strommessungen liefern jedoch eine Reihe von Beispielen periodischer Vorgänge, die eine ausführlichere Behandlung gerechtfertigt erscheinen lassen.

A. Eigenschwingungen. Wenn im Meere irgendwelche periodischen Vorgänge zu beobachten sind, so lassen sich diese stets durch Schwingungsvorgänge der Wassermassen erklären. Die Schwerebeschleunigung ist bestrebt, die Meeresoberfläche immer wieder in eine Niveaufläche zurückzuführen, wenn durch Einwirkung irgendeiner äußeren Kraft der Gleichgewichtszustand gestört worden ist, und das geschieht, wie überall in der Natur, in Form von Pendelschwingungen um die Gleichgewichtslage. Das gilt sowohl im kleinen für die Störungen, die der

Wind in Form des Seegangs verursacht, als auch im großen für die durch die kosmische Beeinflussung unseres Planeten entstehenden Gezeitenwellen. Während diese beiden Formen der Meeresschwingungen schon sehr lange bekannt und untersucht sind, hat man erst in neuerer Zeit eine dritte Form der Schwingungen gefunden, die man, nachdem sie 1895 durch FOREL [13] im Genfer See erstmalig untersucht wurden, allgemein mit dem dort üblichen Namen „seiches“ zu bezeichnen pflegt. Es handelt sich dabei um sogenannte freie oder Eigenschwingungen von Seen oder Meeresteilen, die, durch einmaligen Anstoß ausgelöst, mit einer durch die morphologische Form des betreffenden Gebietes vorgegebenen Periode ausschlagen. Der Anstoß kann erfolgen durch Windstau oder auch durch plötzliche kräftige Luftdruckschwankungen.

Heute weiß man, daß in praktisch allen Gewässern solche Eigenschwingungen verschiedenster Periodenlänge zu beobachten sind; für die Ostsee stellt G. NEUMANN [14] 1941 darüber eingehende Untersuchungen an. Er legt die morphologische Form des Ostseebeckens zugrunde und berechnet daraus die verschiedenen möglichen Periodenlängen, die er auch an Hand von Pegelaufzeichnungen in guter Übereinstimmung mit der Theorie tatsächlich nachweist. Zur Klärung einiger offener Fragen, z. B. inwieweit die westliche Ostsee aktiv an den Schwingungen beteiligt ist, fordert er eingehende Strommessungen auf der Darßer Schwelle und im Fehmarnbelt.

Die vorliegenden Messungen enthalten, durch glücklichen Zufall begünstigt, ein sehr eindrucksvolles Beispiel solcher Eigenschwingungen. Nach dem Umschlag zur Westwetterlage erreicht der Wind am Abend des 8. 3. sein erstes Maximum mit 11 m/sec. Am nächsten Vormittag flaut er vorübergehend auf 3 m/sec ab, um abends erneut bis 10 m/sec aufzufrischen. Der Gang der Windgeschwindigkeit stellt also an diesem Tage in grober Näherung eine Schwingung von etwa 24-stündiger Periodendauer dar (s. Tafel 2). Nach NEUMANN [14] liegen mehrere der Eigenfrequenzperioden der Ostsee gerade in dieser Größenordnung, so z. B. die zweiknotige Schwingung Kleiner Belt — Leningrad. Tatsächlich zeigt sich auch am Oberflächenstrom eine deutliche Resonanz, die Amplitude der Stromschwankung wird aufgeschaukelt: beim ersten Windmaximum werden rd. 60 cm/sec erreicht, beim zweiten schon etwa 110 cm/sec. Da am folgenden Tage der starke Westwind anhält, (mit 10—13 m/sec), wächst die Stromgeschwindigkeit noch weiter an und erreicht in der Nacht vom 10. zum 11. 3. ein absolutes Maximum von fast 190 cm/sec. (Diese außerordentlich hohe Geschwindigkeit — rund 3,7 sm/h — ist im Fehmarnbelt sehr selten zu beobachten; nach DIETRICH [8] betrug z. B. das Maximum des gesamten Jahres 1937 nur 3,1 sm/h.) Im Laufe des 11./12. 3. flaut der Wind stark ab, die trifterzeugende Wirkung läßt erheblich nach, und die infolge des kräftigen Einstromes in der östlichen Ostsee angestauten Massen können zurückschwingen. Allerdings kommt es dabei nicht zum Kentern des Stromes, es bleibt weiterhin ein Einstrom überlagert. Nach einer weiteren Schwingung wird am Abend des 12. 3. durch das neuerliche Auffrischen des Windes das freie Ausschlagen unterbrochen. Die Periode der ungestörten freien Schwingung scheint 24—26 Stunden zu betragen, genauer läßt sich die Dauer aus den mit 4-stündigem Abstand ausgeführten Messungen nicht bestimmen. (Vgl. Abb. 5.)

Die Strommessungen in 16 m Tiefe zeigen während der gleichen Zeit gleichfalls eine freie Schwingung; eigenartigerweise ist aber hier die Periode etwa nur halb so groß wie an der Oberfläche, sodaß nach dem Maximum, das gleichzeitig

mit der Oberfläche etwa um Mitternacht vom 10. zum 11. 3. eintritt, bis zum Ende des 12. 3. vier volle Schwingungen erfolgen (gegenüber nur zwei Schwingungen an der Oberfläche). Im weiteren Gegensatz zur Oberfläche handelt es sich hier um eine echte Schwingung um den Nullwert, also um einen alternierenden Ein- und Ausstrom. Dieses verschiedenartige Verhalten der Strömungen an der Ober-

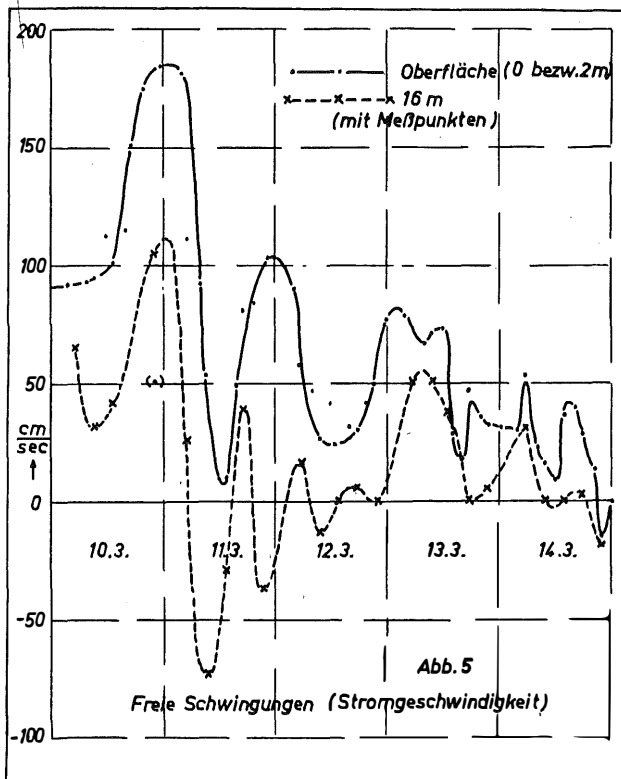


Abb. 5. Eigenschwingungen mit verschiedener Periode an der Oberfläche und in 16 m Tiefe.

fläche und in der Tiefe läßt sich nur so erklären, daß an der Oberfläche die Schwingung die gesamte südliche Ostsee erfaßt, während in der Tiefe die Darßer Schwelle als Abschluß wirkt, das schwingungsfähige Gebilde hier also nur aus Kieler und Mecklenburger Bucht besteht.

Das rasche Abklingen der Amplituden beweist eine hohe Dämpfung. Als mathematisches Maß für die Größe der Dämpfung benutzt man das „logarithmische De-

krement" λ , das definiert ist als der natürliche Logarithmus des Verhältnisses zweier aufeinanderfolgender Maxima bzw. Minima:

$$\lambda = \ln \left(\frac{x_n}{x_{n+1}} \right)$$

Zur Berechnung dieses λ muß der unperiodische Anteil der Strömung eliminiert werden, um die reine, ungestörte Schwingung zu erhalten. Das geschieht auf einfache Weise dadurch, daß die Maxima und Minima durch je einen Kurvenzug miteinander verbunden werden und graphisch die Mittelwertkurve zu diesen beiden ermittelt wird. (Abb. 6/7.)

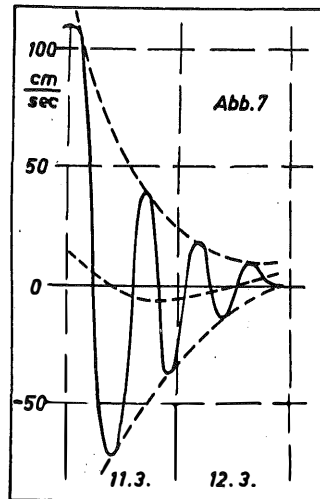
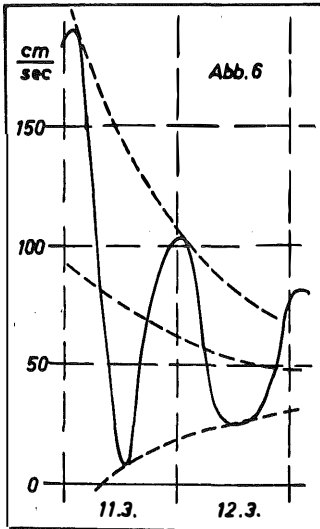


Abb. 6/7. Elimination des unperiodischen Anteils der Eigenschwingungen.

Die Mittelwertkurve stellt dann den unperiodischen Anteil dar, und die Amplituden der ungestörten Schwingung lassen sich ohne weiteres als positive und negative Abweichungen von der Mittelwertkurve entnehmen. Es ergeben sich auf diese Weise für den Oberflächenstrom die folgenden Amplituden:

positiv: 102 42
negativ: 68 28

Das Verhältnis ist also $102 : 42 = 68 : 28 = 2,43$,

d. h. $\lambda = \ln 2,43 = 0,89$.

Entsprechend ergibt sich für den Tiefenstrom:

positiv: 98 43 19 8
negativ: 73 32 14 (6)

Hier beträgt das Verhältnis demnach:

$$\frac{98}{43} = \frac{43}{19} = \frac{19}{8} = \frac{73}{32} = \frac{32}{14} = \frac{14}{6} = 2,28$$

und es wird $\lambda = \ln 2,28 = 0,82$.

(Die Zahlenwerte der Amplituden sind geringfügig ausgeglichen.)

Diese Dämpfungswerte von $\lambda > 0.8$ liegen erstaunlich hoch, verglichen mit den von NEUMANN [14] angegebenen. Er findet für die Ostsee einen mittleren Wert von $\lambda = 0.5$; der höchste von ihm erwähnte Wert tritt im Finnischen Meerbusen bei Koivisto mit $\lambda = 0.75$ auf, liegt also noch unter dem hier gefundenen Wert. Als Ursache dieser besonders hohen Dämpfung ist die Enge und Seichtheit der westlichen Ostsee im Vergleich zur zentralen Ostsee anzusehen.

B. Gezeitenströme. Die Beobachtung von Gezeitenströmen in der Ostsee ist im allgemeinen mit großen Schwierigkeiten verbunden, da fast immer die unperiodischen Störungen wesentlich größer sind als die nur nach wenigen cm/sec zählenden Gezeitenströme. Nur wenn — was selten der Fall ist — keine merklichen Trift- und Staustrome herrschen, sind die Gezeitenströme direkt meßbar.

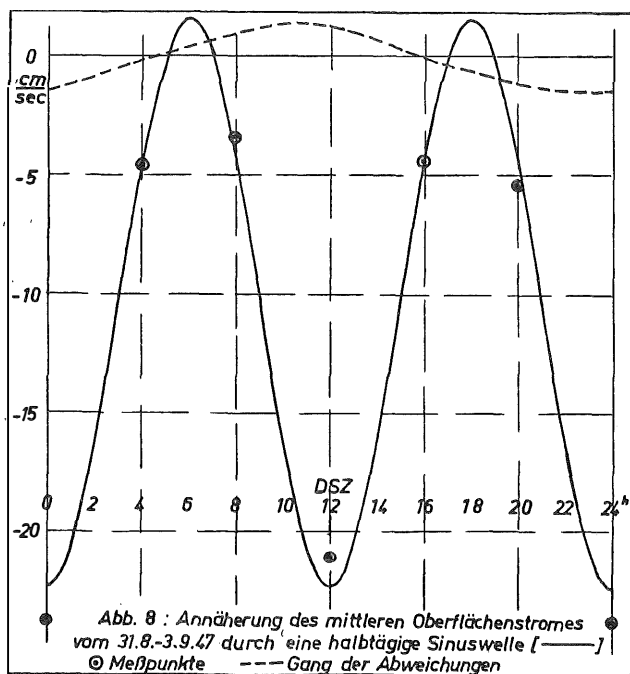


Abb. 8: Oberflächen-Gezeitenstrom mit überwiegend halbtägigem Charakter.

Gegen Schluß der Sommerbeobachtungen geht der mittlere Oberflächenstrom fast auf Null zurück, dabei sind aber vom 31. 8. — 3. 9. deutlich halbtägige Schwingungen überlagert, deren Amplitude annähernd konstant bleibt; d. h. es handelt sich sicher nicht um freie Schwingungen der im vorigen Abschnitt behandelten Art, sondern offenbar um halbtägige Gezeiten. Die Periode beträgt anscheinend genau 12 Stunden; es wird daher zur Elimination der noch überlagerten unperiodischen Anteile im folgenden eine mittlere tägliche Gezeitenstromkurve

berechnet, indem für jeden der 6 täglichen Termine das Mittel aus den 4 Tagen gebildet wird:

Uhrzeit (DSZ)	00	04	08	12	16	20
mittl. Strom (cm/sec)	-23.7	-4.5	-3.3	-21.0	-4.3	-5.3

Die harmonische Analyse dieser Werte (mit einer 12-stündigen Periode) ergibt:

$$A = -10.4 + 12.0 \sin(2x + 269.7^\circ),$$

worin A die jeweilige Stromgeschwindigkeit und x die Tageszeit im Winkelmaß bedeuten. Der mittlere (Aus-)Strom beträgt also während dieser 4 Tage 10.4 cm/sec, während die Amplitude des halbtägigen Gezeitenstromes 12.0 cm/sec erreicht. (vgl. Abb. 8.)

Vergleicht man die rechnerisch ermittelte Sinuskurve mit den tatsächlich gemessenen Werten, so ergeben sich kleine Abweichungen, deren Tagesgang ein scheinbares mittägliches Maximum aufweist. Dieser scheinbare Gang ist jedoch offensichtlich ein „Krümmungseffekt“, der auf den konvex gekrümmten Verlauf der mittleren Stromgeschwindigkeitskurve während dieser 4 Tage zurückzuführen sein dürfte.

Die winterlichen Strommessungen enthalten zwar kein so klares Beispiel für Gezeitenströme, bei näherer Untersuchung lassen sich solche aber auch hier feststellen. In der Zeit vom 1.—9. 3. weicht der Strom, besonders in der bodennahen Schicht (26 m), im Mittel nur wenig von Null ab (Vgl. Tafel 2). Dabei wiederholt sich täglich um etwa 8—10 Uhr ein Minimum des Bodenstromes („Minimum“ auch im Sinne eines Maximums des Ausstromes!). Es liegt daher die Vermutung nahe, daß es sich hier um den Einfluß eines Gezeitenstromes von überwiegend ganz-tägigem Charakter handelt. Da das Minimum täglich genau zur gleichen Stunde

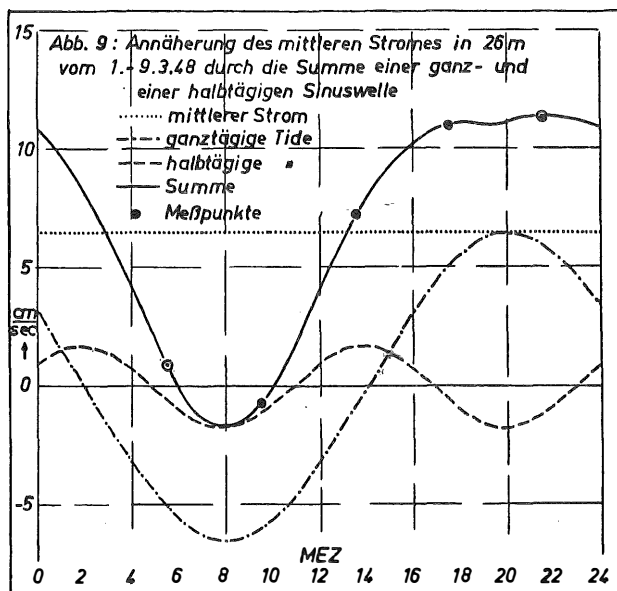


Abb. 9. Boden-Gezeitenstrom mit gemischt ganz-halbtägigem Charakter.

eintritt, läßt sich wieder wie oben eine mittlere tägliche Gezeitenstromkurve durch Mittelung über alle 9 Tage berechnen: (Wegen geringer Unterschiede in den täglichen Terminzeiten sind auch diese gemittelt.)

mittl. Terminzeit (MEZ)	0530	0932	1339	1729	2128
mittl. Strom in 26 m (cm/sec)	1.0	-0.7	7.3	11.0	11.4

Da sich diese Werte nicht ohne weiteres durch eine einfache Sinuswelle annähern lassen, ist hier die harmonische Analyse nach ganz- und halbtägigen Wellen durchgeführt; das Ergebnis lautet:

$$A = 6.5 + 6.5 \sin(x + 147.9^\circ) + 1.68 \sin(2x + 31.5^\circ)$$

d. h. der mittlere Einstrom beträgt während dieser Zeit 6.5 cm/sec, die Amplitude der ganztägigen Welle 6.5 cm/sec und die der halbtägigen Welle 1.7 cm/sec. (Vgl. Abb. 9).

Auch in den Strommessungen in 16 m Tiefe sind während des gleichen Zeitraumes (vom 1.—9. 3.) periodische Elemente zu erkennen, und man erhält nach dem gleichen Verfahren als mittlere Tageskurve:

mittl. Terminzeit (MEZ)	0546	0944	1403	1753	2147
mittl. Strom in 16 m (cm/sec)	6.9	16.8	8.7	8.7	26.3

Die harmonische Analyse dieser Werte, wiederum nach ganz- und halbtägigen Anteilen, ergibt:

$$A = 14.35 + 5.17 \sin(x + 97.9^\circ) + 8.06 \sin(2x + 130.3^\circ)$$

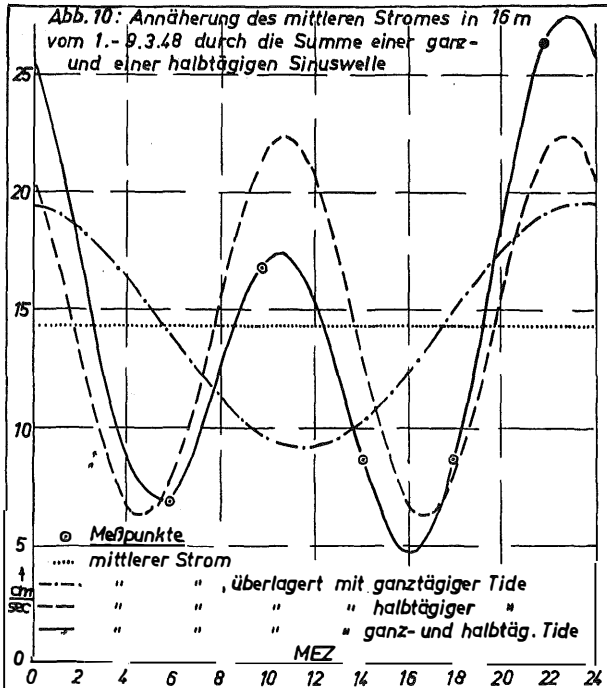


Abb. 10. Gezeitenstrom in 16 m Tiefe mit gemischt ganz-halbtägigem Charakter.

Der mittlere Einstrom in 16 m Tiefe beträgt demnach 14.35 cm/sec, die Amplitude der gantztägigen Tide 5.17 cm/sec und die der halbtägigen Tide 8.06 cm/sec (Abb. 10).

Infolge der relativ geringen Zahl von Meßwerten, die diesen Berechnungen zugrunde liegen, ist die Identifizierung der berechneten Teilwellen mit physikalisch reellen Tiden nur bedingt zulässig. Vergleicht man die während des gleichen Zeitraumes (1.—9. 3.) erhaltenen Teilwellen in 26 m Tiefe mit denen in 16 m, so zeigen sich Phasenverschiebungen sowohl zwischen den halbtägigen als auch zwischen den gantztägigen Teilwellen beider Tiefen. Wenn es sich um reelle Tiden handelte, so müßten in beiden Tiefen die Phasen nahezu übereinstimmen. Daß sie es nicht tun, beruht vor allem auf der Berechnungsmethode der „kleinsten Quadrate“, die in jedem Falle automatisch die Abweichung der Meßwerte von der Summenkurve auf ein Minimum bringt. In Wahrheit können diese Abweichungen aber infolge Überlagerung von Resten unperiodischer Störungen und weiteren, hier nicht berücksichtigten Tiden größere Beträge erreichen, lassen dann also auch eine gewisse Verschiebung der Phasen zu.

Andererseits ist es aber auch nicht ausgeschlossen, daß tatsächlich die Wellen in den verschiedenen Tiefen unabhängig voneinander schwingen können; das im vorigen Abschnitt behandelte Beispiel der Eigenschwingungen ist ein Beweis dafür.

Unter Berücksichtigung dieser Vorbehalte geht als Ergebnis aus den Berechnungen hervor, daß vom 1.—9. 3. am Boden ein Gezeitenstrom von nahezu rein gantztägiger Periode und einer Amplitude von etwa ± 6 cm/sec geherrscht hat, dem in mittlerer Tiefe (16 m) ein Strom mit halbtägiger Periode und einer Amplitude von rd. ± 8 cm/sec überlagert war. Offenbar bewirkt der Bodenreibungseinfluß eine stärkere Dämpfung der höheren Frequenz, so daß dort der halbtägige Anteil zurücktritt.

Der Vergleich dieser Werte mit den Ergebnissen von Strommessungen der Deutschen Seewarte in Fehmarnbelt im Juli 1936 zeigt größenordnungsmäßige Übereinstimmung. (Vgl. THIEL [15]).

Literaturverzeichnis.

- [1] G. NEUMANN: Mittelwerte längerer und kürzerer Beobachtungsreihen des Salzgehaltes bei den Feuerschiffen im Kattegat und in der Beltsee. Ann. d. Hydr. 1940, S. 373 ff.
- [2] J. P. JACOBSEN: Die Wasserumsetzung durch den Øresund, den Großen Belt und den Kleinen Belt. Medd. f. Kommiss. f. Havunders. Ser. Hydr., Bd. II, Nr. 9, Kopenhagen 1925.
- [3] R. WITTING: Hafsytan, geoidytan och landhöjningen utmed baltiska hafvet och vid nordsjön. Fennia Bd. 39, Nr. 5, 1918.
- [4] H. WEIDEMANN: Über unperiodische und periodische Vorgänge beim Wasseraustausch der Beltsee. Dissertation Kiel 1948.
- [5] H. WATTENBERG: Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Ann. d. Hydr. 1941, S. 7 ff.
- [6] H. WATTENBERG: Die Salzgehaltsverteilung in der Kieler Bucht und ihre Abhängigkeit von Strom und Wetterlage. Kieler Meeresforschungen, Bd. VI, S. 17 ff., Kiel 1949.
- [7] W. MANEGOLD: Die Wetterabhängigkeit der Oberflächenströmungen in den Pforten der Ostsee. Aus d. Arch. d. Deutschen Seewarte, Bd. 54, Nr. 4, 1936.
- [8] G. DIETRICH: (aus einer unveröffentlichten Arbeit).

- [9] G. NEUMANN: Triftströmungen an der Oberfläche bei „Adlergrund“-Feuerschiff. Ann. d. Hydr. 1939, S. 82 ff.
- [10] F. MODEL: Turbulenz — ein Beispiel aus der Meereskunde. Ann. d. Hydr. 1944, S. 97 ff.
- [11] A. DEFANT / G. WÜST: Die Mischung von Wasserkörpern im System $S=f(t)$. Rapp. et proc.-verb. d. réunions du cons. perm. pour l'expl. de la mer, Vol. LXVII, S. 40 ff., Kopenhagen 1930.
- [12] H. WATTENBERG: Der hydrographisch-chemische Zustand der Ostsee im Sommer 1939. Ann. d. Hydr. 1940, S. 185 ff.
- [13] F. A. FOREL: Le Léman, Monographie limnol., Lausanne 1895.
- [14] G. NEUMANN: Eigenschwingungen der Ostsee. Aus d. Arch. d. Dtsch. Seewarte u. d. Mar. Obs., Bd. 61, Nr. 4, Hamburg 1941.
- [15] G. THIEL: Strombeobachtungen in der westlichen Ostsee. Aus d. Arch. d. Dtsch. Seewarte u. d. Mar. Obs., Bd. 53, Nr. 7.