

# 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 Urheberrechtinhabers. 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.

# KIELER MEERESFORSCHUNGEN

Institut für Meereskunde der Universität Kiel

Herausgegeben vom Direktor G. WÜST

unter Mitwirkung von A. REMANE (Zoologisches Institut),  
C. HOFFMANN, C. SCHLIEPER und R. KÄNDLER (Institut für Meereskunde)

Band XIV

1958

Heft 2

## Inhalt:

	Seite
KRAUSS, Wolfgang: Erzwungene interne Gezeiten eines zweifach geschichteten Ozeans . . . . .	107
SCHLIEPER, Carl und Ruth KOWALSKI: Der Einfluß gelöster organischer Zellnahrungsstoffe und anorganischer stickstoffhaltiger Verbindungen auf die Cilienaktivität der isolierten Kiemen von <i>Mytilus edulis</i> L. . . . .	114
SCHWENKE, Heinz: Über einige zellphysiologische Faktoren der Hypotonieresistenz mariner Rotalgen . . . . .	130
MEYER, Helmut: Vergleichende Untersuchungen über den Einfluß der Gonadenentwicklung auf die Relation der ungesättigten Fettsäuren im Depotfett von Ostseeheringen . . . . .	151
JUHL-NOODT, Hilde: Beiträge zur Kenntnis der peruanischen Meeresalgen I. . . . .	167
GERLACH, Sebastian A.: Ein neuer Vertreter des Gnathostomulida (Turbellaria?) aus dem Meeressand der Malediven . . . . .	175
KÖRN, Hermann: Zur Unterscheidung der Larven von <i>Harmothoe</i> Kinberg 1857 . . . . .	177
NAGUIB, <del>By</del> Monir: Studies on the Ecology of Lake Qarûn (Faiyum-Egypt) . . . . .	187
NOODT, Wolfram: <i>Schizopera pratensis</i> n. sp. von Salzwiesen der deutschen Meeresküste (Crustacea, Copepoda) . . . . .	223
HARTMANN, Gerd: Ostracoden von der französischen Mittelmeerküste . . . . .	226
HARTMANN-SCHRÖDER, Gesa: Einige Polychaeten aus dem Küstengrundwasser der Bimini-Inseln (Bahamas) . . . . .	232
GERLACH, Sebastian A.: Freilebende Nematoden von den Korallenriffen des Roten Meeres . . . . .	241
JACOBI Günter; Über die Bestimmung stationärer Konzentrationen von Brenztraubensäure und $\alpha$ -Ketoglutarsäure in Laminarien . . . . .	247

Druck: Schmidt & Klaunig, Kiel

# Erzwungene interne Gezeiten eines zweifach geschichteten Ozeans<sup>1)</sup>

VON WOLFGANG KRAUSS

## I.

In einer beträchtlichen Anzahl von Untersuchungen ist dargelegt worden, daß sowohl in den Randmeeren als auch im freien Ozean interne Wellen mit Gezeitenperiode auftreten können. O. PETERSSON (1908) hat sie im Großen Belt gefunden, F. NANSEN (1902) konnte sie schon während der „Fram“-Expedition beobachten. Später hat er zusammen mit B. HELLAND-HANSEN (1909) weitere Ergebnisse mitgeteilt. Die Beobachtungen während der „Michael Sars“-Expedition im Jahre 1910 (B. HELLAND-HANSEN und F. NANSEN 1926, B. HELLAND-HANSEN 1930) haben, wie auch die dänischen Untersuchungen vom gleichen Jahre im Faroer-Shetland-Kanal (M. KNUDSEN 1911), die Kenntnisse über diese Vorgänge vertieft. Außerordentlich systematische und umfangreiche Untersuchungen zu diesem Problem wurden später auf dem deutschen Forschungsschiff „Meteor“ (A. DEFANT 1932, O. v. SCHUBERT 1944) sowie im Rahmen des Internationalen Golfstromunternehmens auf der „Altair“ (A. DEFANT 1940) angestellt. Vom westlichen Nordatlantischen Ozean sind die Beobachtungen der „Atlantis“ bekannt (H. R. SEIWELL 1937, 1939), aus dem pazifischen Ozean jene der „Snellius“-Expedition (L. LEK 1938) und des Marine Life Research Program (A. DEFANT 1950). Ein räumlich besonders dichtes Beobachtungsnetz wurde während des Vier-Länder-Unternehmens 1931 im Kattegat (A. DEFANT u. O. v. SCHUBERT 1934) und bei den Untersuchungen mit „Armauer Hansen“ 1936/37 im Europäischen Nordmeer durchgeführt (B. HELLAND-HANSEN 1938/39). Der Verfasser hat im selben Meeresgebiet (1957b) den Stationsabstand auf 3 sm reduziert, um die internen Wellen genauer zu erfassen, und die jüngsten Untersuchungen mit sowjetischen Schiffen (G. N. ZAITSEV 1957) zeigen ebenfalls diese starken Störungen.

Das Studium dieser Vorgänge ist von grundlegender Bedeutung für die Beurteilung ozeanographischen Beobachtungsmaterials. Die Abbildungen 1 und 2 zeigen, daß alle Faktoren beim Durchgang interner Wellen beträchtlich schwanken. Wegen der Verfeinerung der Meßmethoden, insbesondere durch die kontinuierlichen Registrierungen vom fahrenden Schiff, gerät man immer stärker in den Störungsbereich der Wellen. Dies dürfte auch für Strommessungen mittels GEK gelten, da hierbei die vertikale Struktur der Strömung, welche bei internen Wellen im geschichteten Ozean sehr kompliziert sein kann, wesentlich ist.

Obleich nun aus den verschiedensten Regionen Mitteilungen über dieses Phänomen vorliegen, läßt sich zur Zeit mit Hilfe des Beobachtungsmaterials kaum umreißen, wo interne Wellen besonders großer Amplitude auftreten und welche Perioden vorherrschen. Man hat auf fast allen Ankerstationen sowohl die halbtägige als auch die ganztägige interne Gezeitenwelle finden können, allerdings mit verschiedener Intensität. Über die Realität der Analysen dürfte kaum mehr Zweifel bestehen (W. KRAUSS 1958b).

Auch mit der Tiefe scheinen sich die Verhältnisse bisweilen zu ändern. B. HELLAND-HANSEN und F. NANSEN (1926) neigen zu der Ansicht, daß die halbtägige interne Gezeitenwelle am Schelfrand und in der Flachsee überwiege, wohingegen die ganztägige im freien Ozean dominiere. Hinsichtlich der Amplitude dieser Wellen läßt sich eine regionale Verteilung nicht angeben. In den nördlichen Teilen des Nordatlantischen Ozeans hat man auf den Ankerstationen unterschiedliche Wellenhöhen beobachten

<sup>1)</sup> Herrn Prof. Dr. Curt Hoffmann zu seinem 60. Geburtstag gewidmet.

können, wobei allerdings am Schelfrand horizontale Verschiebungen, die mit dem Durchgang der Wellen verbunden sind, leicht zu verfälschten Schlüssen führen können. Die horizontalen Gradienten sind in diesem Raume meist sehr groß. In den niederen Breiten scheint die Amplitude generell klein zu sein. Die jüngsten Untersuchungen der „Crawford“ (F. C. FUGLISTER 1957) zwischen 8°S und 16°S, welche eine Wiederholung der „Meteor“-Profile darstellen, lassen sogar die Vermutung zu, daß interne Wellen in diesen Meeresgebieten nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen. Sie sind offenbar auf die oberflächennahen Schichten beschränkt und beeinflussen die Zirkulation in der Tiefe nicht.

Es muß das Ziel künftiger Untersuchungen sein — ähnlich wie für die Gezeiten der Meeresoberfläche — eine Verteilung der internen Gezeiten des Weltmeeres zu gewinnen. Denn bei den enormen Verlagerungen, die durch interne Wellen möglich sind (W. KRAUSS 1958a), ist es unbedingt erforderlich, ihren Einfluß auf die Beobachtungen in den einzelnen Regionen abschätzen zu können.

## II.

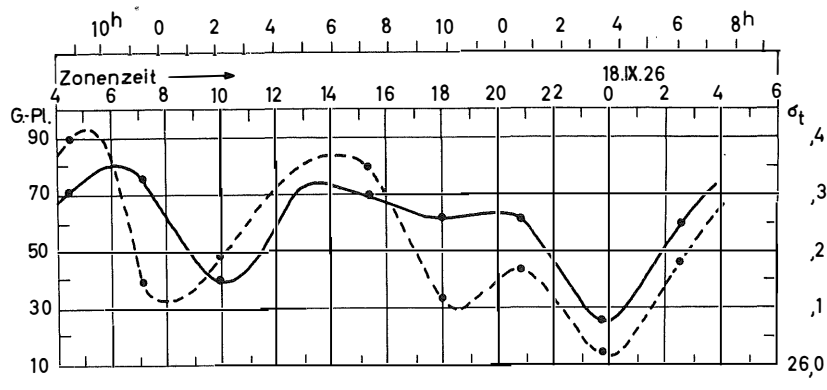
Die Entstehungsmöglichkeiten interner Gezeiten sind in jüngerer Zeit besonders von A. DEFANT (1932, 1950, 1952) untersucht worden. Fordert man, daß die internen Schwingungen die gleiche Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $c$  wie die gezeitenerregende Kraft besitzen sollen, so zeigt sich, daß interne Gezeiten der beobachteten Größenordnung weder auf der nichtrotierenden noch auf der rotierenden Erde direkt entstehen können. Wenn man die ablenkende Kraft der Erdrotation einbezieht, ergeben sich allerdings bereits bei  $\varphi = 74^\circ$  bzw.  $\varphi = 30^\circ$  schmale Zonen — ca.  $2^\circ$  breit —, innerhalb deren der zweifach geschichtete Ozean in Resonanz zur halbtägigen bzw. gantztägigen gezeitenerregenden Kraft steht. Außerhalb dieser Regionen ist Resonanz wiederum nicht möglich, so daß die Existenz von internen Gezeiten für die meisten Gebiete ausgeschlossen wäre. Man beobachtet sie dennoch. Der Verfasser hat bereits früher (1957) darauf hingewiesen, daß diese Diskrepanz zwischen Beobachtung und Theorie offenbar in den strengen Voraussetzungen der DEFANT'schen Rechnung ihre Ursache hat. Danach soll sich die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der internen Wellen mit jener der gezeitenerregenden Kraft decken. Für irdische Ozeane scheint diese Forderung zu weitgehend zu sein, wie auch A. DEFANT (1952) andeutet. Schon vom Studium der Gezeiten der Meeresoberfläche weiß man, daß die Gezeitenwellen der Meere nicht ein bloßes Spiegelbild des astronomisch gegebenen Kräftefeldes sind. Vielmehr greifen Trägheit und Corioliskraft, die Änderung der Meerestiefe und der komplizierte Verlauf der Küsten derart stark in die Dynamik des Vorganges ein, daß die Gezeiten in starkem Maße ein geophysikalisches, ein irdisches Problem werden. Aus den sogenannten Hafenzeiten, d. h. dem Zeitenintervall zwischen dem Meridiandurchgang des Mondes und dem Eintreten des Hochwassers, mußte man den Schluß ziehen, daß wegen der Trägheit der Wassermassen die Gleichgewichtstheorie nicht aufrecht zu halten ist. Die Beobachtung lehrt, daß alle Gezeitenwellen lediglich die Periode der erregenden Kräfte besitzen, nicht aber deren Wellenlänge. Für interne Wellen läßt sich dies noch nicht beweisen. Da bei diesen aber — neben den im Zusammen-

---

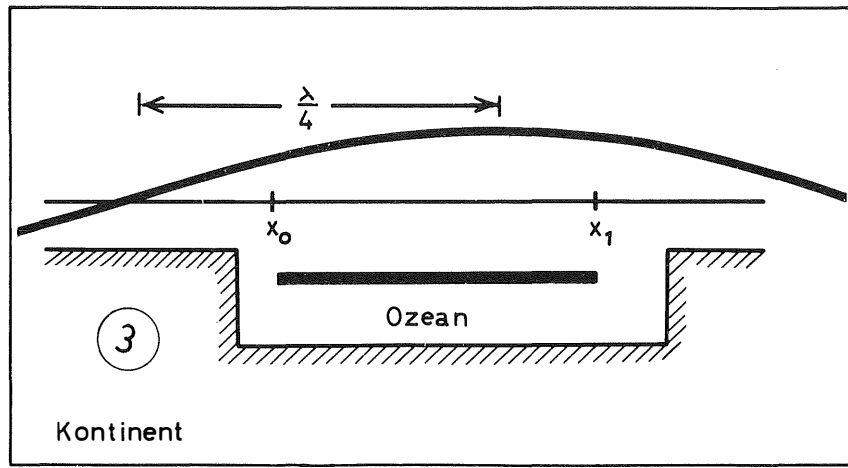
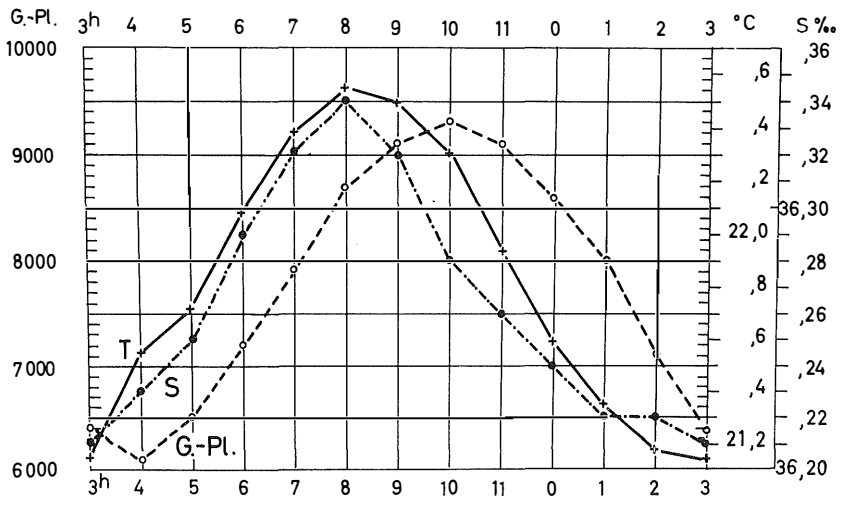
### Legenden zu den nebenstehenden Abbildungen (Tafel 1)

- Abb. 1. Zeitlicher Verlauf der Dichte (—) und des Gesamtplanktons (— —) in 100—200 m auf der Meteor-Station 197 (nach A. DEFANT 1932).  
 Abb. 2. Temperatur, Salzgehalt und Gesamtplankton geordnet nach Mondstunden auf der Meteor-Station 147 (nach A. DEFANT 1932).  
 Abb. 3. Schematisches Verhältnis zwischen Erstreckung der Sprungschicht (dicke Linie) und Wellenlänge der gezeitenerregenden Kraft.

1



2



Tafel 1

hang mit den Oberflächengezeiten genannten Kräften und Randbedingungen — noch der Dichteaufbau des Meeres als wesentlicher Faktor hinzutritt, können wir eher ein noch differenzierteres als ein einfacheres Bild in der Tiefe erwarten.

Die Beobachtungen zeigen auch hier, daß die internen Gezeitenwellen in Gänze die Periode der gezeitenerregenden Kraft besitzen. Vereinfacht man den beobachteten Sachverhalt — die Fortpflanzungsgeschwindigkeit  $c$  dieser Kräfte ist so groß, daß die Wassermassen dem Kräftefeld nicht zu folgen vermögen — zu dem Extremfall, daß  $c \rightarrow \infty$  geht, so bedeutet dies, wenn  $\omega_0$  die Frequenz und  $\kappa_0$  die Wellenzahl der

erregenden Kraft ist:  $c = \frac{\omega_0}{\kappa_0} \rightarrow \infty$ ;  $\kappa_0 \rightarrow 0$ . Die Horizontalkomponente (in Richtung  $x$ )  $k_0 e^{i(\kappa_0 x - \omega_0 t)}$  der gezeitenerregenden Kraft vereinfacht sich dann zu  $k_0 e^{-i\omega_0 t}$ .

Benutzt man anstelle der Wellenzahl  $\kappa_0$  die Wellenlänge  $\lambda_0$  der gezeitenerregenden Kraft, so bedeutet die obige Annahme, daß  $\lambda_0$  gegenüber dem für eine Erregung interner Wellen in Frage kommenden Raum so groß ist, daß der Wellencharakter der Kraft (gemäß  $\lambda_0$ ) in erster Näherung unbedeutend bleibt. In Abb. 3 ist dies skizziert: Innerhalb eines Ozeans stelle die gebrochene Linie eine Grenzfläche dar, sie habe die Erstreckung  $x_1 - x_0 = 1000$  km.  $\lambda_0$  ist demgegenüber so groß, daß im Bereich  $|x_1 - x_0|$  die horizontalen Unterschiede vernachlässigt werden können. Rechnet man, wie es unten geschieht, mit einem unendlich großen Ozean, so muß man konsequenterweise auch  $\lambda_0 = \infty$  setzen, da  $\lambda_0$  von der gleichen Größenordnung ist. Mit  $\kappa_0 = 0$  könnten die erregten Wellen nur die Wellenzahl der freien Wellen haben.

### III.

Gemäß obiger Erläuterung schreiben wir die Periode  $T_0$  (Kreisfrequenz  $\omega_0$ ) vor und behandeln die Wellenlänge  $\lambda$  (Wellenzahl  $\kappa$ ) der ozeanischen Gezeitenwellen als freien Parameter. Unter den gleichen Voraussetzungen haben wir früher (W. KRAUSS 1957) bemerkt, daß interne Wellen als Resonanzerscheinung im Ozean erscheinen müssen. Wir ergänzen diese Untersuchungen nunmehr, indem wir fragen, ob interne Wellen mit Gezeitenrhythmus auch direkt erregt werden können. Das Gleichungssystem für erzwungene interne Gezeiten im zweifach geschichteten Ozean lautet ( $\delta =$  lokale Ableitung)

$$\begin{aligned} \frac{\delta u_1}{\delta t} - f v_1 + g \frac{\delta \zeta_1}{\delta x} &= k_0 e^{-i\omega_0 t} \\ \frac{\delta v_1}{\delta t} + f u_1 + g \frac{\delta \zeta_1}{\delta y} &= 0 \\ (1) - (6) \quad h_1 \left( \frac{\delta u_1}{\delta x} + \frac{\delta v_1}{\delta y} \right) + \frac{\delta \zeta_1}{\delta t} - \frac{\delta \zeta_2}{\delta t} &= 0 \\ \frac{\delta u_2}{\delta t} - f v_2 + g \left( a \frac{\delta \zeta_1}{\delta x} + b \frac{\delta \zeta_2}{\delta x} \right) &= k_0 e^{-i\omega_0 t} \\ \frac{\delta v_2}{\delta t} + f u_2 + g \left( a \frac{\delta \zeta_1}{\delta y} + b \frac{\delta \zeta_2}{\delta y} \right) &= 0 \\ h_2 \left( \frac{\delta u_2}{\delta x} + \frac{\delta v_2}{\delta y} \right) + \frac{\delta \zeta_2}{\delta t} &= 0 \end{aligned}$$

$u$  und  $v$  stellen die Geschwindigkeitskomponenten,  $f$  den Coriolisparameter,  $\zeta$  die Verlagerung der Grenz- bzw. Oberfläche,  $g$  die Schwerebeschleunigung,  $t$  die Zeit,

$\rho$  die Dichte,  $a = \frac{\rho_1}{\rho_2}$  und  $b = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2}$  dar. Die Indizes beziehen sich auf die Deck- bzw. Unterschicht.

Folgen  $u$ ,  $v$  und  $\zeta$  einer Schwingung der Form  $u e^{i(x x + \eta y - \omega_0 t)}$  usw. und führt man als neue Veränderliche  $\bar{u} = u e^{i(x x + \eta y)}$  usw. ein, so geht das System (1) — (6) über in

$$\begin{aligned}
 & -i \omega_0 \bar{u}_1 - f \bar{v}_1 + i g x \bar{\zeta}_1 = k_0 \\
 & f \bar{u}_1 - i \omega_0 \bar{v}_1 + i g \eta \bar{\zeta}_1 = 0 \\
 (7) - (12) \quad & i h_1 x \bar{u}_1 + i h_1 \eta \bar{v}_1 - i \omega_0 \bar{\zeta}_1 + i \omega_0 \bar{\zeta}_2 = 0 \\
 & -i \omega_0 \bar{u}_2 - f \bar{v}_2 + i g a x \bar{\zeta}_1 + i g b x \bar{\zeta}_2 = k_0 \\
 & f \bar{u}_2 - i \omega_0 \bar{v}_2 + i g a \eta \bar{\zeta}_1 + i g b \eta \bar{\zeta}_2 = 0 \\
 & i h_2 x \bar{u}_2 + i h_2 \eta \bar{v}_2 - i \omega_0 \bar{\zeta}_2 = 0 .
 \end{aligned}$$

Für  $\bar{\zeta}_2$  folgt hieraus

$$(13) \quad \bar{\zeta}_2 = \frac{\begin{vmatrix} -i \omega_0 & -f & i g x & 0 & 0 & k_0 \\ f & -i \omega_0 & i g \eta & 0 & 0 & 0 \\ i h_1 x & i h_1 \eta & -i \omega_0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & i g a x & -i \omega_0 & -f & k_0 \\ 0 & 0 & i g a \eta & f & -i \omega_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & i h_2 x & i h_2 \eta & 0 \end{vmatrix}}{\begin{vmatrix} -i \omega_0 & -f & i g x & 0 & 0 & 0 \\ f & -i \omega_0 & i g \eta & 0 & 0 & 0 \\ i h_1 x & i h_1 \eta & -i \omega_0 & 0 & 0 & i \omega_0 \\ 0 & 0 & i g a x & -i \omega_0 & -f & g b i x \\ 0 & 0 & i g a \eta & f & -i \omega_0 & g b i \eta \\ 0 & 0 & 0 & i h_2 x & i h_2 \eta & -i \omega_0 \end{vmatrix}}$$

und somit

$$(14) \quad \zeta_2 = - \frac{f \eta \left\{ h_2 \omega_0 + \frac{\beta (x^2 + \eta^2) - f^2 h_2}{\omega_0} \right\} + i x \left\{ h_2 (\omega_0^2 - f^2) + \beta (x^2 + \eta^2) \right\}}{\left\{ \omega_0^2 - f^2 - g h_1 (x^2 + \eta^2) \right\} \left\{ \omega_0^2 - f^2 - g b h_2 (x^2 + \eta^2) \right\} + \gamma} k_0 e^{i(x x + \eta y - \omega_0 t)} \\
 \left( \beta = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} h_1 h_2 g^2 \right) \quad (\gamma = (\omega_0^2 - f^2) g a x^2 h_2)$$

bzw., wenn man sich auf die  $x$ ,  $z$ -Ebene beschränkt ( $\eta = 0$ )

$$(15) \quad \zeta_2 = -i x \frac{h_2 (\omega_0^2 - f^2) + \beta x^2}{(\omega_0^2 - f^2 - g h_1 x^2) (\omega_0^2 - f^2 - g b h_2 x^2)} k_0 e^{i(x x - \omega_0 t)} .$$

Man erkennt, daß bei Verschwinden des Nenners in Gl. (15) Resonanz vorliegt. Dies tritt für lange Wellen ein, wenn



$$\kappa_R = \pm \sqrt{\frac{\omega_0^2 - f^2}{(h_1 + h_2)g}} \quad (\text{an der Meeresoberfläche})$$

bzw.

$$\kappa_R = \pm \sqrt{\frac{(\omega_0^2 - f^2) \rho_2 (h_1 + h_2)}{(\rho_2 - \rho_1) h_1 h_2 g}} \quad (\text{an der Grenzfläche}),$$

wie schon früher dargelegt worden ist (W. KRAUSS 1957). Bei diesen Wellenzahlen  $\kappa_R$ , die im freien Ozean einer Wellenlänge von 70—100 km in den mittleren Breiten entsprechen (Sprungschicht in 500 m Tiefe), konvergiert  $\zeta_2 \rightarrow \infty$ , da der Zähler ungleich Null ist. Dies bedeutet praktisch, daß die internen Wellen innerhalb der gegebenen natürlichen Bedingungen den maximal möglichen Wert erreichen. Die Ausbildung einer Wellenlänge  $\lambda_R$  sollte im offenen Ozean für die halbtägige Gezeit zwischen 74°N und 74°S, für die gantztägige zwischen 30°N und 30°S möglich sein. Exakte Bestimmungen, welche nur durch den gleichzeitigen Einsatz mehrerer Schiffe gewonnen werden können, liegen bislang nicht vor.

Von besonderem Interesse ist nun, ob bei den hier gemachten Voraussetzungen interne Gezeiten resonanz frei erregt werden können. Dies hängt vom Wert des Amplitudenfaktors

$$i \kappa \frac{h_2 (\omega_0^2 - f^2) + \beta \kappa^2}{(\omega_0^2 - f^2 - g h_1 \kappa^2) (\omega_0^2 - f^2 - g b h_2 \kappa^2)} k_0$$

ab, der für den Realteil

$$\kappa \frac{h_2 (\omega_0^2 - f^2) + \beta \kappa^2}{(\omega_0^2 - f^2 - g h_1 \kappa^2) (\omega_0^2 - f^2 - g b h_2 \kappa^2)} k_0 \sin (\kappa x - \omega_0 t)$$

und für den Imaginärteil

$$- \kappa \frac{h_2 (\omega_0^2 - f^2) + \beta \kappa^2}{(\omega_0^2 - f^2 - g h_1 \kappa^2) (\omega_0^2 - f^2 - g b h_2 \kappa^2)} k_0 \cos (\kappa x - \omega_0 t)$$

jeweils den Wert

$$\kappa \frac{h_2 (\omega_0^2 - f^2) + \beta \kappa^2}{(\omega_0^2 - f^2 - g h_1 \kappa^2) (\omega_0^2 - f^2 - g b h_2 \kappa^2)} k_0$$

hat.

Sowohl für die halbtägige als auch für die gantztägige Gezeitenperiode (12,4 bzw. 24 Stunden) erhält man mit  $\frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} = 5 \cdot 10^{-4}$ ,  $h_1 = 500$  m und  $h_2 = 2000$  m ver-schwindend kleine Werte, da die gezeitenerregende Kraft  $K_0$  etwa  $10^{-4} \text{ cm sec}^{-2}$  beträgt.

Dies bedeutet, daß auf der gesamten Erde resonanz-freie interne Gezeiten großer Amplitude nicht möglich sind.

Man gelangt somit zu dem Ergebnis, daß interne Gezeiten, die sich nicht mit der Geschwindigkeit der gezeitenerregenden Kraft fortpflanzen, sondern mit einer beträchtlich geringeren, nur dann eine generelle Erscheinung im zweifach geschichteten Ozean zwischen 74°N und 74°S bei halbtägiger, zwischen 30°N und 30°S bei gantztägiger

Periode sind, wenn sich die Resonanzwellenlänge  $\lambda_R$  ausbilden kann. Die räumlichen Erstreckungen des Ozeans lassen dies fast überall zu.

Resonanzfreie interne erzwungene Gezeitenwellen sind ohne Bedeutung.

Es ist nicht ohne weiteres zu erkennen, warum den internen Gezeiten durch die genannten Breitenkreise Grenzen gesetzt sein sollen. Eventuell hängt es damit zusammen, daß in der Theorie die Erdkrümmung unberücksichtigt bleibt. Darauf hat besonders B. HAURWITZ (1950) hingewiesen. Die Beobachtungen zeigen deutlich, daß interne Gezeitenwellen auf der gesamten Erde auftreten. Eine der nördlichsten, dem Verfasser bekannte Dauerstation außerhalb der Küstenbereiche ist von N. N. ZUBOW (1932) bearbeitet worden. Sie liegt in der Barents See in  $76^\circ\text{N}$ ,  $30^\circ\text{E}$ . Der Einfluß der halbtägigen internen Gezeiten ist deutlich zu erkennen; die Beobachtungen erstrecken sich leider nur über 24 Stunden.

#### IV.

Daß interne Wellen in manchen Regionen nur sehr schwach, in anderen hingegen sehr stark entwickelt sind, liegt in der Schichtung begründet. So haben z. B. die Untersuchungen der „Crawford“ (F. C. FUGLISTER 1957) gezeigt, daß zwischen  $8^\circ\text{S}$  und  $16^\circ\text{S}$  auf den „Meteor“-Profilen in den oberen 1000 m zwar Abweichungen von  $0,3^\circ\text{C}$  eingetreten sind — die durchaus auf kurzzeitlichen Änderungen beruhen können und nicht notwendigerweise eine langzeitliche bedeuten müssen — daß aber mit wachsender Tiefe die Differenz zwischen 1926 und 1957 verschwindend klein ist. Man wird daraus schließen können, daß die von G. WÜST (1957) berechneten Geschwindigkeitsverteilungen im Tiefen- und Bodenstrom, welche zu überraschend hohen Werten führten und damit erstmals die Möglichkeit einer intensiven und stark konzentrierten Tiefenzirkulation zur Diskussion stellen, in diesen Breiten durch interne Wellen nicht merklich beeinflusst sind, worauf G. WÜST, (1957, S. 414) bereits hingewiesen hat.

In den hohen Breiten, insbesondere im nördlichen Nordatlantischen Ozean, ist der Aufbau des Massenfeldes für die Entwicklung interner Wellen großer Amplitude wegen der Tiefenlage der Übergangsschicht (ca. 600 m) offenbar sehr günstig. Die Untersuchungen von B. HELLAND-HANSEN (1938/39), W. KRAUSS (1958a) und G. N. ZAITSEV (1957), die sich sämtlich auf das Europäische Nordmeer und die Irminger See beziehen sowie weiteres noch unveröffentlichtes Material des Verfassers aus diesem Raum, haben dies deutlich gezeigt. Die Eliminierung der internen Wellen scheint für die Beurteilung der hydrographischen Beobachtungen und für die Anwendung des dynamischen Verfahrens in diesen Regionen unbedingte Voraussetzung zu sein. G. N. ZAITSEV (1957) hat hierin einen ersten Versuch unternommen. Der Bearbeiter wird dabei allerdings mit dem sehr schwierigen Sachverhalt konfrontiert, daß die Voraussetzungen zu einer allgemeinen Eliminierung der internen Gezeiten, nämlich Kenntnisse über Flutstundenlinien usw. in der Tiefe, völlig fehlen. Erst umfangreiche Untersuchungen auf Ankerstationen, über den ganzen Meeresraum verteilt, werden zu konkreten Anhaltspunkten führen können.

#### Summary

If only the periode of internal waves is governed by tide generating force the wave length is a free parameter. Then in a two-layered ocean (horicontal unbounded) internal waves with large amplitude and with the same periode as tide generating force are possible. The wave length of these waves corresponds to the case of resonance which follows from theory of free waves.

## Literaturverzeichnis

- DEFANT, A., 1932: Die Gezeiten und inneren Gezeitenwellen des Atlantischen Ozeans. *Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. Meteor*, 7 (1) 1—318. — DEFANT, A., 1940: Die ozeanographischen Verhältnisse während der Ankerstation des Altair am Nordrand des Hauptstromstriches des „Golfstroms“ nördlich der Azoren. *Ann. Hydrogr.*, 68 Nov. Beiheft. — DEFANT, A., 1950: On the origin of internal tide waves in the open sea. *Journal Marine Res.* 9, 111—119. — DEFANT, A., 1952: Über interne Wellen, besonders solche mit Gezeitencharakter. *Dtsch. Hydrogr. Z.* 5, 231—245. — DEFANT, A., 1957: Flutwellen und Gezeiten des Wassers. *Handbuch d. Physik*, Bd. XLVIII, 846—927, Berlin. — DEFANT, A. u. v. SCHUBERT, O., 1934: Strommessungen und ozeanographische Serienbeobachtungen der 4-Länder Unternehmung im Kattegat. *Veröff. Inst. f. Meeresk. N. F. A.*, 25. — FUGLISTER, F. C., 1957: Preliminary results of a re-survey of Meteor Profiles VI and VIII. (Vortrag gehalten in Toronto.) — HAURWITZ, B., 1950: Internal waves of tidal character. *Trans. Amer. Geoph. Union*, 31, 47—52. — HELLAND-HANSEN, B., 1930: Report of the scientific results of the “Michael Sars” north Atlantic deep-sea exped. 1910. Vol. I. *Physical Oceanography and Meteorology*. Part I. — HELLAND-HANSEN, B., 1938/39: Untersuchungen über örtliche und zeitliche Schwankungen des „Golfstroms“ im Norwegischen Meer. *Norsk Geogr. Tidsskrift*, 407—419. — HELLAND-HANSEN, B. u. F. NANSEN, 1909: The Norwegian Sea. *Rep. Norweg. Fishery and Marine Invest.* Vol. II, No. 2, Christiana. — HELLAND-HANSEN, B. und NANSEN, F., 1926: The eastern north Atlantic. *Geofysiske Publik.* Vol. IV, No. 2. — KNUDSEN, M., 1911: Danish hydrographic investigations at the Faroe Islands in the spring of 1910. *Meddel. fra Komm. for Havundersogelser. Series Hydrografi.* Vol. II, No. 1. — KRAUSS, W., 1957: Interne Wellen großer Amplitude, Teil 1: Eigenschwingungen der Grenzfläche zweier Wassermassen im reibungsfreien Ozean. *Dtsch. Hydrogr. Z.* Bd. 10, 5. — KRAUSS, W., 1958a: Interne Wellen großer Amplitude, Teil 2: Beobachtungen. (erscheint in *Dtsch. Hydrogr. Z.*). — KRAUSS, W., 1958b: Interne Wellen großer Amplitude, Teil 3: Kritik der Theorien und der Beobachtungen. (erscheint in *Dtsch. Hydrogr. Z.*). — LEK, L., 1938: Die Ergeb. der Strom- und Serienmessungen. *The Snellius-Exped., Oceanogr. Res.* Vol. II, 3. — NANSEN, F., 1902: The oceanography of the north polar basin. *Norweg. North Polar Exped., Scientific Res.* Vo. III, 9. — PETERSON, O., 1908: Stromstudier vid Österjös portar. *Svensky Hydrogr.-Biol. Komm. Skrifter* Bd. III. — v. SCHUBERT, O. 1944: Ergebnisse der Strommessungen und der ozeanografischen Serienmessungen auf den beiden Ankerstationen der zweiten Teilfahrt. *Ann. Hydrogr.* 72, Januar-Beiheft. — SEIWELL, H. R., 1937: Short period vertical oscillations in the western basin of the north Atlantic. *Pap. Phys. Oceanogr. and Met.* Vol. V, 2. — SEIWELL, H. R., 1939: The effect of short period variations of temperature and salinity on calculations in dynamic oceanography. *Pap. Phys. Oceanogr. and Met.* Vol. VII, 3. — WÜST, G., 1957: Stromgeschwindigkeiten und Strommengen in den Tiefen des Atlantischen Ozeans. *Wiss. Ergebn. Dtsch. Atlant. Exped. Meteor*, Bd. VI, 2. Teil, 6. Lief. Berlin. — ZAITSEV, G. N., 1957: Preparation of dynamic charts for seas with a complex pattern of tidal circulation. (Vortrag gehalten in Bergen). — ZUBOW, N. N., 1932: Hydrological investigations in the south-western part of the Barents Sea during the summer 1928. *Transactions of the Oceanogr. Inst.* Vol. II, 4.