

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.

Zu den Ursachen langperiodischer Strömungsänderungen im Fehmarnbelt

Von WOLFGANG LANGE

Zusammenfassung: Für den Wasseraustausch in der westlichen Ostsee sind die Transportvorgänge im Fehmarnbelt von sehr großer Bedeutung. Die vorliegende Untersuchung ist ein Versuch, die Änderungen des Wassertransports durch den Fehmarnbelt in Zeitskalen von einigen Tagen als Wirkung des Windfeldes über der westlichen Ostsee zu erklären und Ansätze für eine Vorhersage zu finden.

In der Zeit vom 24. 7. bis 7. 8. 1972, in der die zugrunde liegenden Strömungsmessungen im Fehmarnbelt und bei Gedser durchgeführt werden, ist die Großwetterlage durch ein sommerliches Hochdruckgebiet über Mitteleuropa gekennzeichnet, das nur geringfügig, aber in regelmäßiger Folge durch flache, ostwärts ziehende Tiefs abgeschwächt wird. Die Schichtung von warmem Ostseewasser geringen Salzgehalts über salzreichem Nordseewasser bleibt im ganzen Meßzeitraum erhalten. Die Gezeiten, die durch Kelvin-Wellen beschrieben werden können, erfassen die gesamte Wassersäule gleichmäßig stark, während sich die beobachteten Strömungsschwankungen mit Perioden im Bereich von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden auf die Oberschicht beschränken. Ein Vergleich der gemessenen mit der aus dem lokalen Windschub berechneten Strömung ergibt, daß der über dem Fehmarnbelt wehende Wind nicht als Ursache der dort auftretenden Strömung in Frage kommt. Die Differenzen zwischen den Wasserständen bei Korsör und bei Gedser und die daraus resultierende Gefälleströmung lassen sich nicht durch statische Reaktion der Oberfläche auf Unterschiede in den Luftdruckschwankungen über Nord- und Ostsee erklären. Aus den Veränderungen des großräumigen Windfeldes, dargestellt mit Hilfe des zeitlichen Verlaufs horizontaler Luftdruckdifferenzen, geht hervor, daß die Windverhältnisse über dem Kattegat sowie der Kieler und Mecklenburger Bucht als Ursache für die Strömung durch den Fehmarnbelt ausscheiden. Zwischen der Ost-West-Komponente des berechneten Windes über der westlichen Ostsee und den langperiodischen Strömungskomponenten durch den Fehmarnbelt besteht dagegen eine lineare Beziehung. Die zwei- und fünftägigen Schwingungsperioden des Windfeldes erzeugen in der Ostsee erzwungene stehende Wellen. Mit Hilfe der Differenzen zwischen den Wasserständen bei Rödbby und Puttgarden und bei Korsör und Slipshavn werden effektive Strömungsquerschnitte abgeschätzt, um Transportraten zu bestimmen. Der Vergleich mit dem berechneten, windgetriebenen Transport im Arkona-Becken bestätigt, daß die langperiodischen Strömungsänderungen im Fehmarnbelt durch die Bewegungsvorgänge in der sommerlichen Deckschicht der westlichen Ostsee bestimmt werden. Die Dichtesprungschicht neigt sich im Fehmarnbelt immer aufwärts in Richtung der Strömung in der Oberschicht, so daß in der Unterschicht ein entgegengesetzter horizontaler Druckgradient entsteht, der bewirkt, daß die Oberflächenneigung keinen Einfluß auf die Bodenströmung hat.

Die vorliegenden Untersuchungen, auch wenn sie unter bestimmten, sommerlichen Verhältnissen durchgeführt worden sind, zeigen, daß für eine Vorhersage des langperiodischen Ein- oder Ausstromtransports durch den Fehmarnbelt die Luftdruckdifferenzen zwischen Kopenhagen und Helgoland und zwischen Gotland und Gdingen herangezogen werden können, während mit Hilfe der Wasserstandsdifferenz zwischen Rödbby und Puttgarden der gerade herrschende Transport abgeschätzt werden kann.

About causes for longperiodic current fluctuations in the Fehmarnbelt (Summary): For the water exchange in the western Baltic Sea the transport through the Fehmarnbelt is of very great significance. The present investigation is an attempt to explain the variations of the water transport through the Fehmarnbelt in time scales of a few days as the effect of the wind field over the western Baltic Sea, and to indicate potential methods for prediction.

In the time from June 24th to August 8th, 1972, during which the current measurements are performed in the Fehmarnbelt and at Gedser, the weather situation is characterized by a summer anticyclone over Central Europe being only slightly but regularly weakened by small eastward travelling depressions. The stratification of warm, low salinity water from the Baltic Sea over high salinity water from the North Sea is preserved during the whole period. The tidal waves can be described as Kelvin waves with nearly equal amplitude down to the bottom whereas the observed current fluctuations with periods in the range of 50 to 60 and 100 to 120 hours confine themselves to the upper layer.

A comparison of the observed current with that calculated from the local wind stress shows that the local wind in the Fehmarnbelt area cannot be the cause for the occurring current. The differences in height between the water levels at Korsör and at Gedser cannot be explained by a static reaction of the surface to differences in atmospheric pressure variations over the North Sea and the Baltic Sea resulting in pressure-driven flow. From the fluctuations of the large-scale windfield as described by the time series of horizontal atmospheric pressure differences it follows that the wind conditions over the Kattegat as well as over the Kieler Bucht and Mecklenburger Bucht are not the cause for the current through the Fehmarnbelt. But there is a linear relationship between the east-west component of the calculated wind over the western Baltic Sea and the longperiodic components of the current through the Fehmarnbelt. The variations of the wind with periods of two and five days generate forced standing waves in the Baltic Sea. From the differences between the water levels at Rödby and Puttgarden and at Korsör and Slipshavn cross sections of the current are estimated to determine the transport rates. Comparison with the calculated wind-driven transport calculated for the Arkona Basin confirms that the longperiodic changes of the current through the Fehmarnbelt result from wind-driven motions in the surface layer of the Arkona Basin. The density interface in the Fehmarnbelt changes its inclination in a way that longitudinal horizontal pressure gradients set up by wind-driven water transport are compensated in the lower layer.

The present investigations — although carried out in specific summer conditions — indicate that a prediction of the longperiodic transport changes in the Fehmarnbelt should be possible when considering the air pressure differences between Copenhagen and Helgoland and between Gotland and Gdingen, whereas the transport existing at a certain time can be estimated from the differences between the water levels at Rödby and Puttgarden.

A. Einleitung

Neben den Seichesschwingungen des Systems Ostsee—Finnischer Meerbusen weisen die Spektren, die W. KRAUSS (1966) von seinen nordwestlich von Fehmarn gewonnenen Strömungsmeßreihen berechnete, im langperiodischen Bereich auch eine Periode von 53 Stunden auf. In der im gleichen Jahr von ihm und L. MAGAARD (1966) veröffentlichten Arbeit über die Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahr 1958 wird diese Periodizität von 50 bis 60 Stunden als Oberschwingung einer stehenden Welle in der Ostsee angesehen, die eine Periode von 110 bis 120 Stunden hat. Die Autoren weisen nach, daß der Windschub als treibende äußere Kraft in Frage kommt.

A. NIELSEN (1972) hat die Zeitreihen der Strömungs- und Pegelmessungen veröffentlicht, die er 1970/71 im Südausgang des Großen Belt durchführte. In der Darstellung der 25-Stunden-Mittelwerte sind Schwingungen mit Perioden im Bereich von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden deutlich zu erkennen. Seine Veröffentlichung über die Ergebnisse aus der Spektralanalyse dieser Zeitreihen (NIELSEN, 1973) enthält ausführliche Tabellen darüber, welche Periodizitäten in den einzelnen Monaten auftraten. Die daraus gewonnenen Statistiken weisen oberhalb von 40 Stunden ausgeprägte Häufigkeitsmaxima für die Periodenbereiche von 51 bis 64 und 111 bis 129 Stunden sowohl bei den Strömungen wie auch bei den Wasserständen auf. Periodizitäten von 2 und 5 Tagen treten auch in der spektralen Energieverteilung der atmosphärischen Strömungen hervor (FORTAK, 1971).

Deshalb wird angenommen, daß die im vorliegenden Meßzeitraum beobachteten langsamen Strömungsänderungen im Fehmarnbelt tatsächlich die berechneten Perioden von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden haben. A. NIELSEN (1973) vermutet außerdem, daß die von ihm berechneten Perioden im Bereich zwischen 100 und 140 Stunden dem gleichen Schwingungssystem zugeordnet werden können. Zwar sind die in dieser Arbeit behandelten Meßreihen für die statistische Absicherung von Perioden dieser Länge zu kurz, aber auf Grund einer sehr ruhigen Wetterlage bestimmen Bewegungen in diesen Zeitskalen neben Gezeiten fast ungestört das Strömungsbild während des Meßzeitraums.

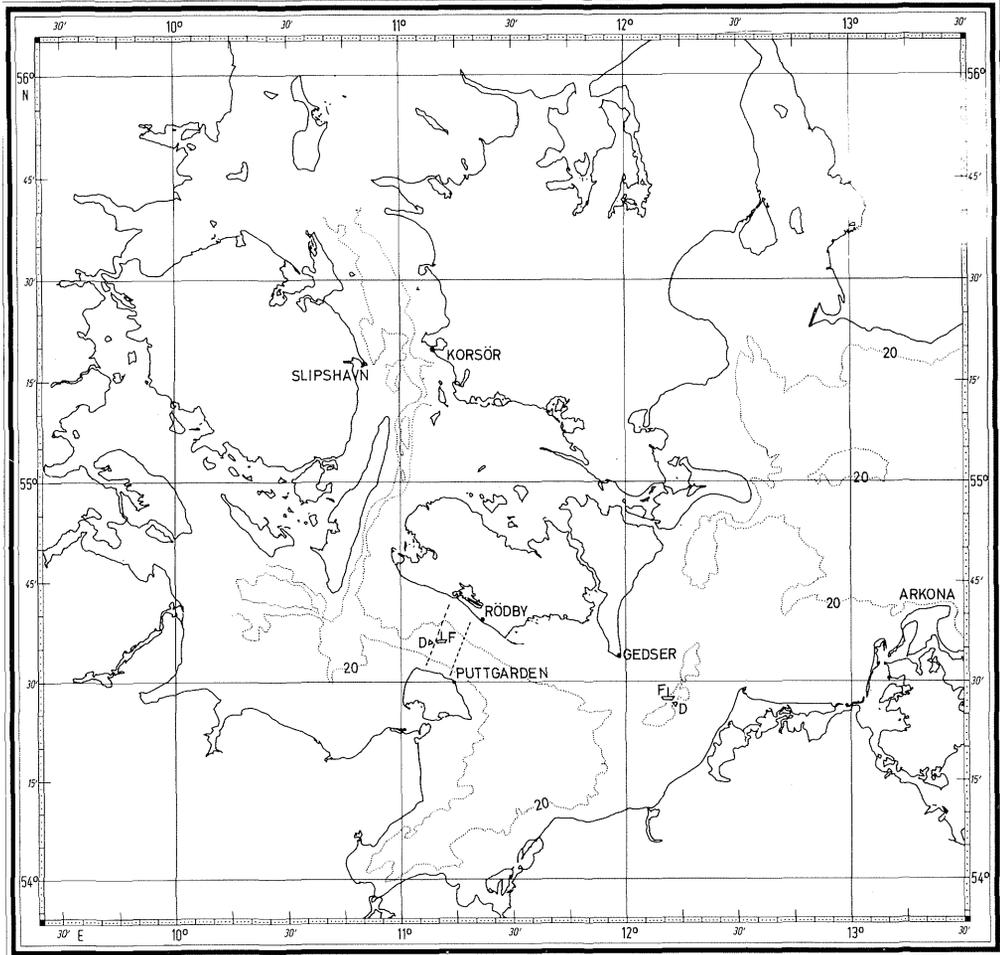


Abb. 1: Karte der südlichen Ostsee, westlicher Teil, D. H. I. Nr. 64, mit eingezeichneter 20 m-Tiefenlinie.

D = Verankerung

F = Feuerschiff,

----- = hydrographischer Schnitt.

Tafel 2 (zu W. LANGE)

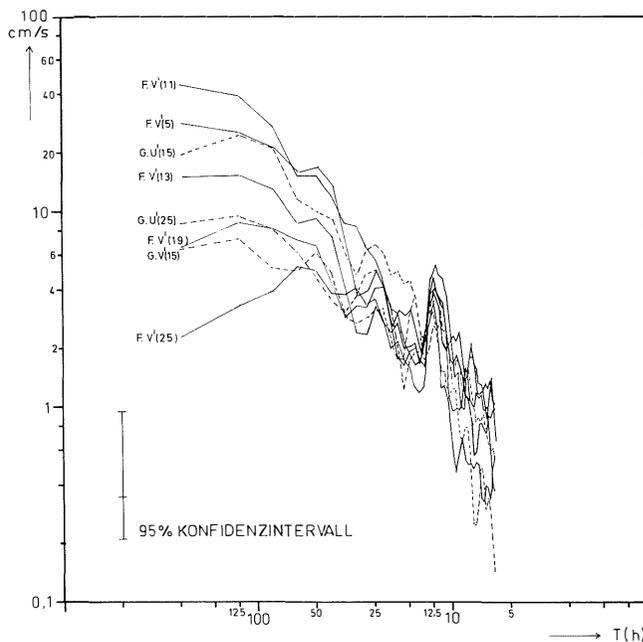


Abb. 2: Amplitudenspektren von Strömungskomponenten. In allen Darstellungen gilt F. = Fehmarnbelt, G. = Gedser, und die hinter der Komponente u' bzw. v' in Klammern stehende Zahl gibt die Meßtiefe an. Die Längskomponente der Strömung ist im Fehmarnbelt durch v', bei Gedser durch u' gegeben. F. v' (11) bedeutet z. B. die Längskomponente der Strömung in 11 m Tiefe im Fehmarnbelt.

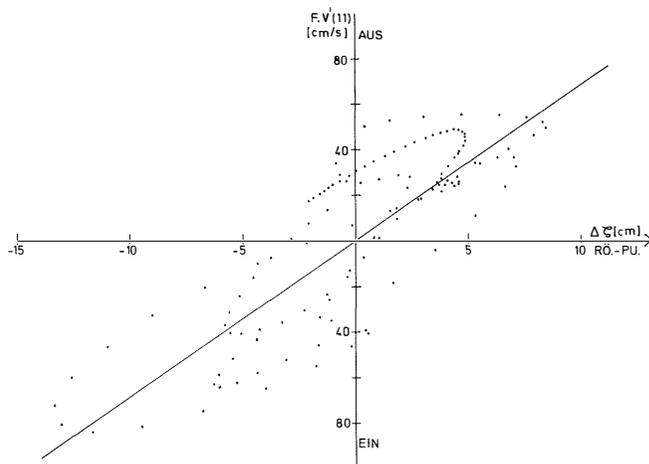


Abb. 3: Gefilterte Strömungskomponente F. v' (11) als Funktion der gefilterten Wasserstands-differenz zwischen Rödby und Puttgården (Bezeichnungen siehe Abb. 2).

Die zahlreichen Wasserstandsspektren in der Arbeit von W. KRAUSS und L. MAGAARD (1966) und die Strömungsspektren von A. NIELSEN (1973) sollen als Beweis dafür stehen, daß die beobachteten Perioden keine Zufallswerte, sondern typisch sind.

B. Die Beobachtungen

1. Hydrographische Messungen

Für die Strömungsmessungen im Fehmarnbelt standen 5 „Aanderaa“ Geräte zur Verfügung, von denen 2 vom Fsch. Fehmarnbelt aus und 3 in einer Verankerung eingesetzt wurden, deren Auftriebskörper unterhalb einer Wassertiefe von 11 m blieb, weil der Tiefgang der Schiffe, die den Fehmarnbelt passieren, bis zu 11 m betragen kann. Nach Ablauf der Meßperiode von 14 Tagen ließ ein Zeitauslöser eine Boje an die Oberfläche steigen, die das Auffinden und Bergen der Strömungsmesser ermöglichte. So wurden vom 24. 7. bis 7. 8. 1972 Temperatur und Strömung in 13, 19 und 25 m Tiefe auf der Position $54^{\circ}36'N$, $11^{\circ}8,2'E$ im Fehmarnbelt gemessen (Abb. 1), während bei Gedser auf $54^{\circ}26,7'N$, $12^{\circ}11,5'E$ mit Hilfe einer gleichartigen Verankerung in 15 und 25 m Tiefe Temperatur und Strömung registriert wurden. Diese Geräte hatte das Institut für physikalische Ozeanographie in Kopenhagen zur Verfügung gestellt. Die beiden vom Fsch. Fehmarnbelt ausgebrachten Strömungsmesser befanden sich in 5 und 11 m Tiefe. Im Fehmarnbelt registrierten die Meßgeräte im Abstand von 5, bei Gedser im Abstand von 10 Minuten Stromrichtung, Temperatur und den über das Meßintervall integrierten Geschwindigkeitsbetrag. Sowohl die Verankerung wie auch die Feuerschiffe lagen fast auf der Mittellinie im tiefsten Teil der jeweiligen Enge. In derselben Zeit, in der die Strömungsmesser auslagen (in den dargestellten Zeitreihen bedeuten die Zahlen auf der Zeitachse das Tagesdatum um 12.00 Uhr mittags), wurde vom Fsch. Fehmarnbelt aus die Schichtung aufgenommen. Dazu wurde alle 2 Stunden mit einem Bathythermographen die vertikale Temperaturverteilung und mit einer TS-Sonde von „Hitchin-Herts“ die vertikale Verteilung des Salzgehalts gemessen. Alle 8 Stunden wurden zusätzlich Vergleichsmessungen mit einem Isolier-Wasserschöpfer gemacht. Außerdem standen die üblichen meteorologischen Meßdaten, die auf dem Fsch. Fehmarnbelt alle 2 Stunden registriert werden, und die Werte der Oberflächenströmung, die alle 4 Stunden mit einem Stromkreuz gemessen werden, zur Verfügung. Auf der Anfahrt zum Feuerschiff und zu den Verankerungen bot sich die Gelegenheit, 8 hydrographische Schnitte quer durch den Fehmarnbelt und über der Kadet-Rinne, dem tiefsten Teil der Gedser-Enge, aufzunehmen. Dabei wurden Nansen-Schöpfer und wieder eine TS-Sonde eingesetzt.

2. Zusätzlich zur Verfügung stehende Daten

Die Deutsche Bundesbahn betreibt in Puttgarden einen eigenen Pegel, so daß nicht nur die Querneigung der Wasseroberfläche im Großen Belt mit Hilfe der Pegel von Korsör und Slipshavn berechnet werden konnte, sondern auch die Querneigung der Wasseroberfläche im Fehmarnbelt zwischen Rödby und Puttgarden. Neben den Wasserstandsregistrierungen an diesen vier Punkten standen noch die Angaben des Pegels in Gedser zur Verfügung. Das dänische meteorologische Institut veröffentlicht Ergebnisse von Temperatur- und Salzgehaltsmessungen, die einmal täglich von dänischen Feuerschiffen vorgenommen werden. Die Angaben der Feuerschiffe Halsskov Rev und Gedser Rev konnten zur Zeichnung von Dichte-Isoplethen herangezogen werden. Mit derselben Veröffentlichung lagen die alle 4 Stunden dort gemessenen Werte der Oberflächenströmung vor (DET DANSKE MET. INST., 1972). Mit Hilfe der synoptischen Wetter-

karten, die alle 3 Stunden im Seewetteramt Hamburg gezeichnet werden und das Gebiet West- und Mitteleuropas erfassen, wurden die Luftdruckangaben mit dreistündigem Abstand von jeweils 6 Stationen rund um die Nord- und Ostsee gesammelt.

3. Bearbeitung der Strömungsmeßwerte

Aus der Häufigkeitsverteilung der Strömungsrichtungen ergab sich, daß bei Gedser in 15 m Tiefe Ein- und Ausstromrichtung um 180° verschieden sind, während dies im Fehmarnbelt nicht zutrifft. Dort ist die mittlere Ausstromrichtung 300° , was auch von W. KRAUSS (1966) bei Fehmarn NW bis in 20 m Tiefe festgestellt wurde. Der Einstrom verläuft dagegen in 100° oder sogar 90° , wie es G. THIEL (1938) für die täglichen mittleren Restströme beobachtete. Ein Koordinatensystem wurde deshalb so gewählt, daß eine Achse in 300° und die andere in 30° weist. Dadurch wird erreicht, daß die mit u' bezeichnete Komponente die Querkomponente der Strömung im Fehmarnbelt, aber die Längskomponente bei Gedser darstellt. Umgekehrt gibt v' im folgenden die Längskomponente der Strömung im Fehmarnbelt wieder, während bei Gedser dadurch die Querkomponente beschrieben wird. Ausschlaggebend für die Wahl der Achsendrehung war, daß auf diese Weise mit v' im Fehmarnbelt die Strömungskomponente senkrecht zur Linie Rödby-Puttgarden ermittelt wurde.

Nach einem Verfahren von R. B. Blackman und J. W. Tukey wurden auf der Basis der Autokorrelationskoeffizienten Amplitudenspektren berechnet (KRAUSS, 1966a), von denen einige als Beispiel in Abb. 2 aufgezeichnet sind (in allen Darstellungen gilt F. = Fehmarnbelt und G. = Gedser, z. B.: $F \cdot v'(11)$ bedeutet die v' -Komponente der Strömung in 11 m Tiefe im Fehmarnbelt).

Um die Gezeiten und alle Perioden darunter zu eliminieren, wurden die Zeitreihen übergreifend gewichtet gemittelt. Das entsprechende Tiefpaßfilter beeinflusst kaum noch Perioden, die länger als 50 Stunden sind und hier vor allem untersucht werden. Deshalb ist im folgenden mit der Eigenschaft „gefiltert“ immer gemeint, daß dieses Spektralfilter auf die betreffende Zeitreihe angewandt worden ist.

4. Vertikale Verteilung der Strömung und Schichtung

In Abb. 4 sind die gefilterten Zeitreihen der Strömungskomponenten in 5 und 11 m Tiefe des Fehmarnbelt dargestellt. Außerdem sind die wegen ihres vierstündigen Meßwertabstandes nicht gefilterten Komponenten der Oberflächenströmung eingezeichnet. Es wird deutlich, daß zwischen 0 und 12 m Tiefe der langperiodische Anteil der Strömung fast gleich groß und gleichgerichtet ist. Dies wird als erster Hinweis darauf gewertet, daß die Strömung in der Oberschicht des Fehmarnbelt nicht allein durch den örtlichen an der Oberfläche angreifenden Wind erzeugt wird. Unterhalb von 11 m Tiefe (Abb. 5) nimmt die Geschwindigkeit rasch ab, in 13 m Tiefe beträgt sie nur noch 50% der Geschwindigkeit in 11 m Tiefe. Die Richtung stimmt bis in 19 m Tiefe mit der Oberflächenströmung überein. Die Strömung in 25 m Tiefe weist im Fehmarnbelt und bis auf eine Ausnahme vom 3. bis 6. August auch bei Gedser (Abb. 6) keine Ähnlichkeit mit der jeweils darüber beobachteten Strömung auf.

In den Abb. 7 und 8 sind zwei typische Beispiele der Dichteschichtung quer zur Kanalrichtung dargestellt, gemessen am 24. 7. abends. Setzt man geostrophisches Gleichgewicht voraus, so besteht zwischen der Massenverteilung und der relativen vertikalen Geschwindigkeitsverteilung folgende Beziehung (vgl. NEUMANN, G. und W. J. PIERSON, 1966)

Tafel 3 (zu W. LANGE)

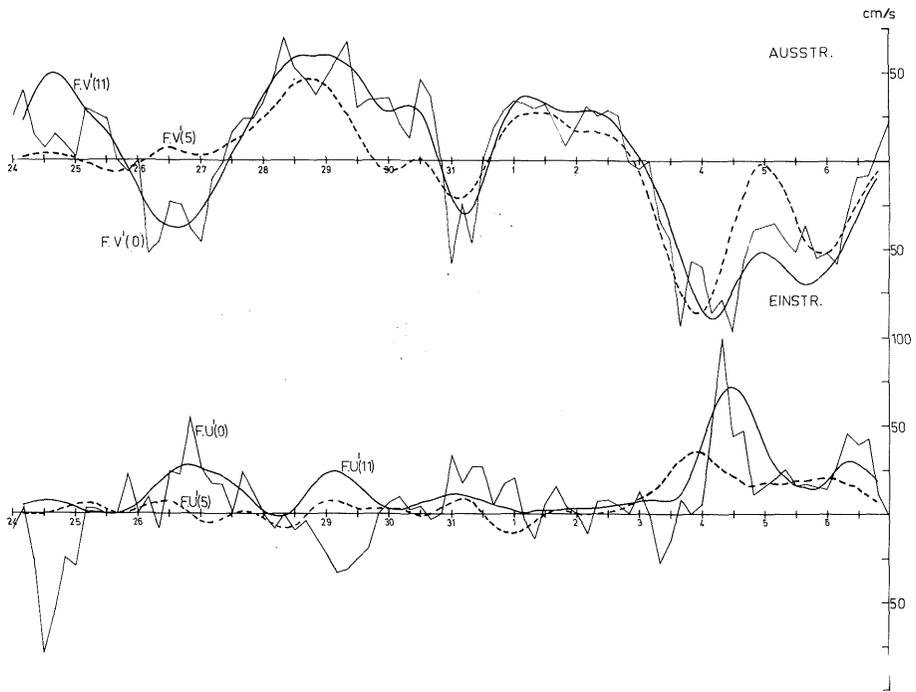


Abb. 4: Gefilterte Komponenten der Strömung in 5 und 11 m Tiefe bei Fsch. Fehmarnbelt, ungefilterte Komponenten der Oberflächenströmung (Bezeichnungen siehe Abb. 2).

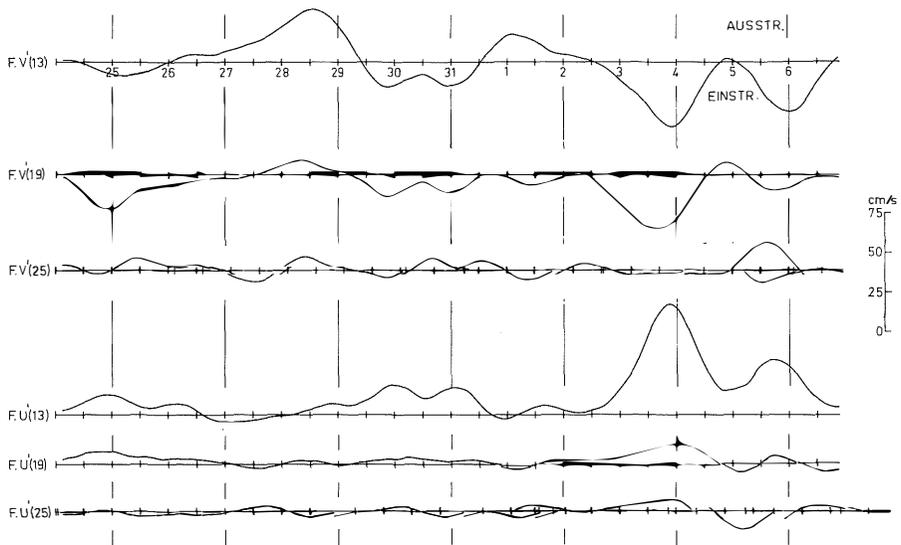


Abb. 5: Gefilterte Komponenten der Strömung bei Fsch. Fehmarnbelt in 13, 19 und 25 m Tiefe (Bezeichnungen siehe Abb. 2).

Tafel 4 (zu W. LANGE)

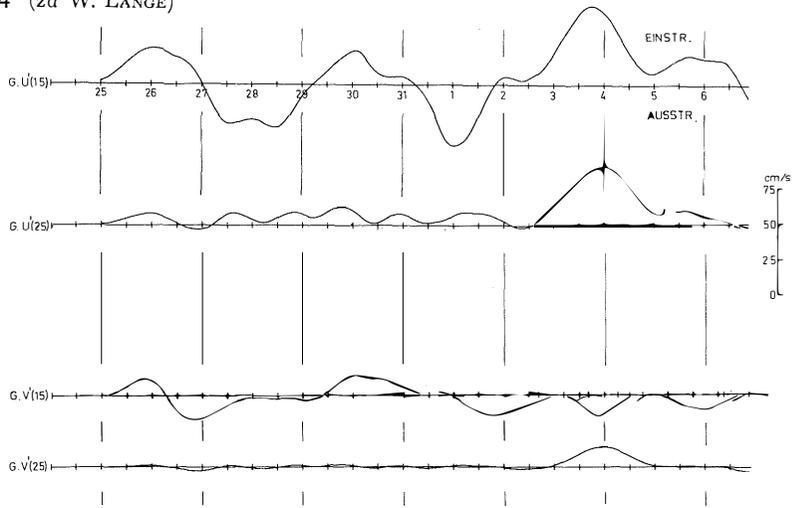


Abb. 6: Gefilterte Komponenten der Strömung bei Fsch. Gedser Rev in 15 und 25 m Tiefe (Bezeichnungen siehe Abb. 2).

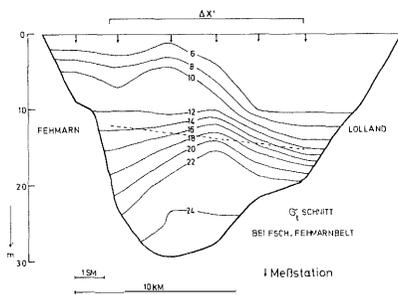


Abb. 7: σ_t Profil, aufgenommen am 24. 7. 72 zwischen 18.30 und 21.30 Uhr (die gerissene Linie zeigt die aus den mittleren Verhältnissen nach der Formel von Margules abgeschätzte Neigung einer idealen Grenzfläche zwischen Ober- und Unterschicht).

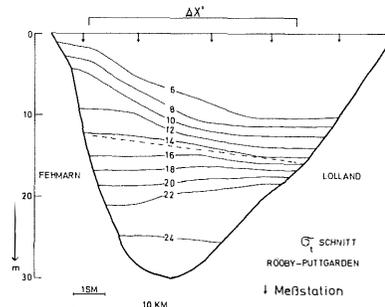


Abb. 8: σ_t Profil, aufgenommen am 24. 7. 72 zwischen 22.00 und 24.00 Uhr (siehe Bemerkung zu Abb. 7).

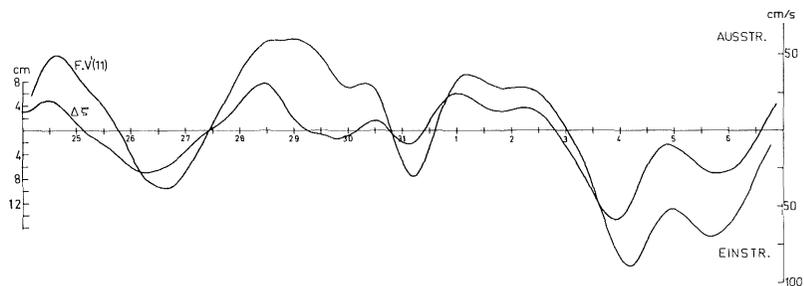


Abb. 9: Gefilterte Strömungskomponente in Richtung des Fehmarnbelt in 11 m Tiefe $F.v'(11)$, gefilterte Wasserstands-differenz $\Delta\zeta$ zwischen Röddy und Puttgarden.

$$\frac{\partial v}{\partial z} = - \frac{g}{f} \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \tan \gamma,$$

wobei v die geostrophische Geschwindigkeit, z die Tiefe (positiv nach unten), g die Schwerebeschleunigung, f der Coriolisparameter, ρ die Dichte und γ der Neigungswinkel der Flächen gleicher Dichte gegenüber Niveauflächen ist. Danach zeigt die Neigung der Isodensen eine Geschwindigkeitsabnahme mit der Tiefe an, was eine qualitative Übereinstimmung mit der in dieser Zeit gemessenen vertikalen Strömungsverteilung (Ausstrom an der Oberfläche) bedeutet. Bei geostrophischen Verhältnissen wird Stationarität vorausgesetzt, die hier nicht ausreichend vorhanden ist, um eine gute quantitative Übereinstimmung von aus dem Dichtefeld berechneten und beobachteten Strömungen zu erhalten. Daß grob eine Beziehung besteht, zeigt die aus mittleren Verhältnissen abgeschätzte Neigung einer idealen Grenzfläche zwischen zwei homogenen Wasserschichten verschiedener Dichte und Geschwindigkeit mit Hilfe der Formel von Margules:

$$\tan \gamma = - \frac{f}{g} \frac{(\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1)}{\rho_2 - \rho_1}$$

Das Ergebnis ist in den Abb. 7 und 8 durch gerissene Linien angegeben. Es wurde mit $\rho_1 = 1,005$, $v_1 = v'(11) = 40$ cm/s für die Oberschicht und mit $\rho_2 = 1,02$ und $v_2 = v'(25) = 2$ cm/s für die Unterschicht berechnet. Demnach reicht die Neigung der Isodensen aus, um mit dem Geschwindigkeitsgefälle zwischen Ober- und Unterschicht im Einklang zu stehen.

Um den barotropen Anteil des Druckfeldes zu bestimmen, wurde die Wasserstandsdifferenz zwischen Rödby und Puttgarden gebildet. Ihr gefilterter zeitlicher Verlauf stimmt gut mit der gefilterten Längskomponente der Strömung in 11 m Tiefe des Fehmarnbelt überein (Abb. 9). Im vorliegenden Fall kann vorausgesetzt werden, daß die Strömung die Ursache für die Querneigung der Oberfläche ist und nicht umgekehrt. Unterhalb von ca. 12 m Tiefe wird die mit der Schrägstellung der Oberfläche verbundene Neigung der isobaren Flächen durch das Dichtefeld kompensiert, die Strömungsgeschwindigkeit nimmt ab. Deshalb gibt die Querneigung der Oberfläche die Längskomponente der Strömung in der Oberschicht wieder, die, wie in Abb. 4 verdeutlicht, durch $v'(11)$ gegeben ist. In dem Streudiagramm der Abb. 3 wurde $v'(11)$ gegen die Wasserstandsdifferenz zwischen Rödby und Puttgarden aufgetragen. Löst man die Gleichung für die Oberflächenneigung β auf Grund einer geostrophischen Strömung in einer homogenen Wasserschicht

$$\tan \beta = - \frac{f}{g} v' = \frac{\Delta \zeta}{\Delta x'}$$

nach $\Delta x'$ auf

$$\Delta x' = - \frac{g}{f} \frac{\Delta \zeta}{v'} = - \frac{10^5}{1,21} \frac{\Delta \zeta}{v'(11)},$$

so läßt sich mit Hilfe der Regressionsgeraden in Abb. 3, deren Steigung den Faktor $\Delta \zeta / v'(11)$ ergibt, die Breite des barotropen Strömungsfeldes ermitteln. Dies gilt unter der Voraussetzung, daß die gemessene Strömungsgeschwindigkeit die geostrophische Strömung wiedergibt (DIETRICH, 1957). Für den Fehmarnbelt folgt ein Wert von 12 km, der in den Abb. 7 und 8 eingezeichnet ist. Das Strömungsfeld erstreckt sich also nicht über den gesamten Querschnitt, was mit dem zum Rand hin horizontal verlaufenden

Dichtelinien im Einklang steht. Mit demselben Verfahren wurde zwischen Korsör und Slipshavn ein Strömungsquerschnitt von 9 km Breite bestimmt. Dabei wurde vorausgesetzt, daß die Strömung in der Oberschicht durch die vom Fsch. Halsskov Rev gemessene Oberflächenströmung gegeben ist.

Die Isoplethen-Diagramme, die aus den Bathythermographen- und T S-Sondenmessungen gewonnen wurden, verdeutlichen, daß Temperatur- und Salzgehaltssprungschicht nicht zusammenfallen, sondern so übereinander liegen, daß die Temperatursprungschicht die Oberkante und die Salzgehaltssprungschicht die Unterkante der Dichtesprungschicht bilden. Ein Vergleich mit der vertikalen Strömungsverteilung läßt erkennen, daß außer in der Zeit um den 5. August die Geschwindigkeitsabnahme an der Oberkante der Dichtesprungschicht in ca. 12 m Tiefe beginnt. Deshalb kann die Temperatursprungschicht als Grenze angesehen werden, bis zu der die vertikal konstante Geschwindigkeit der Oberschicht hinabreicht.

Bei dem Fsch. Halsskov Rev liegt die Temperatursprungschicht ebenfalls in ungefähr 12 m Tiefe. Damit sind die Querschnittsflächen für die Oberschicht zwischen Korsör und Slipshavn und zwischen Rödby und Puttgarden gegeben. Nimmt man an, daß eine über die jeweilige Querschnittsfläche konstante, barotrope Strömungsgeschwindigkeit herrscht, die durch die Querneigung gegeben ist, so müßten die damit verbundenen Transportraten, die in Abb. 12 dargestellt sind, aus Kontinuitätsgründen übereinstimmen. Die Transportrate der Oberschicht wurde im Fehmarnbelt aus der gefilterten v' (11) und bei Halsskov aus der gefilterten Oberflächenströmung berechnet. In die Kieler Bucht abfließendes Wasser kann vernachlässigt werden (WATTENBERG, 1949). Die effektive Querschnittsbreite von 9 km zwischen Korsör und Slipshavn stimmt gut überein mit dem von G. DIETRICH (1957) ermittelten Wert von 9,1 km. Die Ähnlichkeit der Transportraten läßt den Schluß zu, daß die im Fehmarnbelt gemessenen Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 0 und 12 m Tiefe für den Querschnitt von 12 km Breite gelten.

C. Mögliche Ursachen langperiodischer Strömungsänderungen

1. Direkt winderzeugte Strömung

Als antreibende äußere Kraft für die Strömung kommt der an der Oberfläche angreifende Windschub in Frage. Zur Berechnung des Driftstroms aus dem örtlichen Wind stehen die alle 2 Stunden auf dem Fsch. Fehmarnbelt gemessenen Werte der Windrichtung und Stärke zur Verfügung. Die Formeln von Ekman setzen ein unendlich ausgedehntes homogenes Meer voraus, was im Fehmarnbelt nicht erfüllt ist. Selbst die empirischen Formeln für den Ablenkungswinkel der Strömung von der Windrichtung nach rechts auf der Nordhalbkugel gelten für stationäre Verhältnisse und offene See. Deshalb wurde der Unterschied zwischen Wind- und Strömungsrichtung unberücksichtigt gelassen und der gemessene Wind in die Komponente parallel und quer zur Kanalrichtung (300° und 30°) zerlegt. Dabei zeigt sich, daß eine Phasenverschiebung von durchschnittlich 13 Stunden zwischen Wind und Oberflächenströmung in Richtung des Fehmarnbelt besteht. Diese Verzögerung weist daraufhin, daß die Strömung vom örtlichen Wind weitgehend unbeeinflusst bleibt. Auch für den Betrag des Driftstroms in flachem Wasser bestehen unterschiedliche Formeln. In der vorliegenden Arbeit

wurden zur Berechnung der vom örtlichen Wind beim Feuerschiff angetriebenen Oberflächenströmung die Beziehungen nach Thorade (vgl. NEUMANN, G. und W. J. PIERSON, 1966) herangezogen:

$$v = \frac{2,59 \sqrt{w}}{\sqrt{\sin \varphi}} = 2,87 \sqrt{w} \quad \text{für } w \leq 6 \text{ m/s}$$

$$v = \frac{1,26 w}{\sqrt{\sin \varphi}} = 1,395 w \quad \text{für } w > 6 \text{ m/s}$$

φ ist die geographische Breite ($54,6^\circ\text{N}$). Die Strömungsgeschwindigkeit v ergibt sich in cm/s , wenn die Windgeschwindigkeit w in m/s eingesetzt wird. Diese Formeln liefern im Vergleich zu denen anderer Autoren für die im Meßzeitraum vorwiegend schwachen Windstärken die größten Strömungswerte. Für Windgeschwindigkeiten größer als 6 m/s , ergeben sie die gleichen Werte wie die Beziehung, die Palmén für die Ostsee erstellte (vgl. NEUMANN, G. und W. J. PIERSON, 1966)

$$v [\text{cm/s}] = 1,4 w [\text{m/s}]$$

Nur durchschnittlich 16% der gemessenen Strömung lassen sich mit Hilfe dieser Formeln aus der beobachteten Windgeschwindigkeit berechnen. Über 4/5 der Oberflächenströmung durch den Fehmarnbelt hat also eine andere Ursache als den örtlichen Windschub.

Wie unabhängig die Oberflächenströmung von dem lokalen Wind ist, der über dem Fehmarnbelt weht, zeigt sich deutlich in der Zeit vom 29. und 30. 7., in der der Wind mit Stärke 4 bis 5 Bft von Ost über Nord und West auf WSW dreht und trotzdem die Strömung an der Oberfläche und in 11 m Tiefe mit einer Geschwindigkeit von durchschnittlich 50 cm/s weiterhin westwärts gerichtet ist. Die Zeit von 10.00 bis 22.00 Uhr am 31. 7. bildet die einzige Ausnahme, in der sich fast 40% der Oberflächenströmung durch den örtlichen Wind erklären lassen. Diese kurze Einstromperiode tritt bei Korsör nur noch als Abschwächung des dort anhaltenden Ausstroms in Erscheinung. Dadurch wird deutlich, daß die Strömung im Fehmarnbelt zu der Zeit stärker als sonst auf den örtlichen Wind reagiert. Dies ist auch das einzige Mal, wo die Oberflächenströmung dem Wind ohne Phasenverschiebung folgt. Doch der größte Teil der Strömung im Fehmarnbelt muß auch hier wieder eine andere Ursache haben.

2. Direkt luftdruckerzeugte Strömung

In einem bewegungslosen Meer muß die Neigung der Oberfläche die Wirkung horizontaler Luftdruckgradienten ausgleichen. Unter diesen Bedingungen wird der Wasserstand bei hohem Luftdruck über der Nordsee dort um den gleichen Betrag tiefer liegen, als er unter dem niedrigeren Druck über der Ostsee dort höher sein würde. Bei einer Änderung der Luftdruckverteilung ruft die dadurch bedingte Massenverschiebung eine Strömung in der Verbindung zwischen beiden Seegebieten hervor. Deshalb wurde die Luftdruckverteilung über Nord- und Ostsee mit Hilfe der Angaben von insgesamt 12 Küsten- und Inselstationen untersucht. Kopenhagen als zentrale Station verdeutlicht, wie schwach die Luftdruckänderungen im vorliegenden Zeitraum sind. Das Maximum liegt bei $1019,8 \text{ mb}$, das Minimum bei $1003,6 \text{ mb}$. Aus Klimakarten (H. O. P., 1959) ergibt sich für das Gebiet der westlichen Ostsee, daß im Juli und August 10% aller Luftdruckwerte geringer als 1004 mb und 25% höher als 1020 mb sind. Die vorliegenden Verhältnisse entsprechen also den mittleren.

Die Luftdruckspektren von Lista, Kopenhagen, Gotland und Gdingen, die als Beispiel in Abb. 10 dargestellt sind, lassen eine 50 bis 60 Stunden Periode erkennen mit einer Amplitude zwischen 0,8 und 1,9 mb. Sie würde bei der statischen Reaktion der Meeresoberfläche nur eine Amplitude von 0,8 bis 1,9 cm hervorrufen, wesentlich kleiner als die gemessenen Wasserstandsamplituden dieser Periode (vgl. Abb. 18). Aus den Angaben von jeweils 6 Stationen wurden die mittleren Luftdrucke über der Nord- und über der Ostsee in dreistündigem Abstand berechnet. Es zeigt sich keine Korrelation zwischen ihrer Differenz und der Strömung durch den Fehmarnbelt. Auch nach L. MAGAARD und W. KRAUSS (1966) kann die beobachtete Wasserstandsschwankung mit der Periode von 50 bis 60 Stunden nicht direkt von Luftdruckschwankungen verursacht werden.

3. Indirekt winderzeugte Strömung

a) Periodizitäten des Windfeldes

Bei den Luftdruckdifferenzen Kopenhagen—Helgoland, Kopenhagen—Fehmarnbelt und Gotland—Gdingen zeigt sich eine Korrelation mit der Längskomponente der Strömung v' im Fehmarnbelt bis zu einer Tiefe von 19 m und bei Gedser mit der Längskomponente u' in 15 m Tiefe (Abb. 13). Das Spektrum der gefilterten Luftdruckdifferenz zwischen Kopenhagen und Helgoland hat bei der 50-Stunden-Periode eine Amplitude von 1,2 mb, bei der 100-Stunden-Periode von 3,4 mb. Das Spektrum der gefilterten Luftdruckdifferenz zwischen Gotland und Gdingen weist nur eine 60-Stunden-Periode mit einer Amplitude von 1,1 mb auf (Abb. 14). Die Autokorrelationsfunktion dieser Luftdruckdifferenzen zeigt ein deutliches Maximum bei 111 Stunden wie die Autokorrelationsfunktion der gefilterten Luftdruckdifferenz zwischen Kopenhagen und Helgoland bei 102 Stunden (Abb. 11). Dies spricht dafür, daß der langperiodische Anteil der Strömung im Fehmarnbelt eine Reaktion auf das Windfeld der westlichen und mittleren Ostsee darstellt. Das Strömungssystem der oberen Atmosphäre zeigt planetarische Wellen mit bestimmter Wellenzahl. Die mit den Trögen und Keilen verbundenen Hoch- und Tiefdruckwirbel in der unteren Atmosphäre verursachen an einem festen Ort einen mehr oder weniger regelmäßigen Wetterwechsel, der in seiner zeitlichen Folge von der Fortpflanzungsgeschwindigkeit und Wellenzahl der planetarischen Wellen abhängt. Für die vorliegenden Verhältnisse ergeben sich Perioden von 2 und 5 Tagen, die mit den energiereichen Perioden, die in den horizontalen Luftdruckdifferenzen gefunden wurden, gut übereinstimmen. Die damit verbundenen Schwankungen des Windfeldes können den Strömungsschwankungen gleicher Periode im Fehmarnbelt als erregende Kraft zugeordnet werden.

b) Quasistatischer Response

Betrachtet man die Ostsee als ein lineares schwingungsfähiges System, das entsprechend seiner Responsefunktion auf das großräumige Windfeld als Input reagiert, so läßt sich bei bekannter Eigenfrequenz ω_0 und Dämpfung des Systems die Phasenverschiebung $\Phi(\omega)$ der erzwungenen Schwingungen gegenüber der äußereren Kraft berechnen (KRAUSS, 1973)

$$\Phi(\omega) = \arctan \frac{2 \alpha \frac{\omega}{\omega_0}}{1 - \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2}$$

Zwar ist der Dämpfungsfaktor α unbekannt, aber sein Einfluß auf Φ ist umso geringer, je mehr sich ω von ω_0 unterscheidet. In Tabelle 1 sind einige Phasenverschiebungen aufgezählt, die sich aus der obigen Formel ergeben, wenn man als Eigenperiode für die Ostsee die Perioden der Oberflächenseiches der Systeme Lübeck—Bottnischer Meerbusen (T_1 , T_3) und Lübeck—Finnischer Meerbusen (T_2) wählt.

Tabelle 1
Theoretische Phasenverschiebung erzwungener Schwingungen
in der Ostsee

		Eigenperioden [h]		
		$T_1 = 39,4$	$T_2 = 27,4$	$T_3 = 22,5$
Perioden der erzwung. Schwingungen [h]	110	12,0	7,2	7,0 Stunden
	50	10,6	8,0	6,7 Stunden

Die Werte gelten für überkritische Dämpfung $\alpha = 1,0$. Bei schwächerer Dämpfung würden die Phasenverschiebungen noch geringer sein. Demnach wird die Ostsee auf die niedrigen Frequenzen des Windfeldes quasistatisch reagieren. Ein Vergleich der theoretischen Werte aus Tab. 1 mit den Phasenverschiebungen in Tab. 2, die sich aus der Querkorrelation zwischen der gefilterten Strömung im Fehmarnbelt und der Ost-Westkomponente u des Windes über der westlichen Ostsee ergeben, bestätigt, daß die langperiodischen Schwingungen der Oberflächenströmung mit nur geringer Phasenverschiebung denen des Windfeldes als anregender Kraft folgen.

Tabelle 2
Gemessene Phasenverschiebung

	Gemessene Phasenverschiebung		
	F. v' (5)	F. v' (11)	Querneigung Rödby — Puttgarden
Ost-Westkomp. d. Windes über westl. Ostsee	9	12	12 Stunden

c) Windtriebener Transport im Arkona-Becken

Durch den Vergleich der Perioden des Windfeldes und der Strömungsvorgänge kann den beobachteten Strömungserscheinungen der Wind als äußere antreibende Kraft zugeordnet werden. Da jedoch der im Fehmarnbelt angreifende Windschub allein nicht ausreicht, die gemessenen Strömungsbeträge zu erklären, wird zusätzlich die Auswirkung des windgetriebenen Transports in der westlichen Ostsee untersucht. Das Wasser, das dort in Bewegung gesetzt wird, erfährt auf Grund der nach Westen hin konvergierenden Küsten eine Beschleunigung. Seine Geschwindigkeit ist im Fehmarnbelt größer als in der westlichen Ostsee, weil der Querschnitt zwischen Fehmarn und Lolland kleiner ist als zwischen Rügen und Südschweden. Um dies mit Hilfe von Transportabschätzungen zu beweisen, wurde der Wind nach einer Methode von K. WYRTKI (1953) in dem Dreieck Kopenhagen—Gotland—Gdingen berechnet. Dabei wurde ein Reibungsfaktor von $r = 0,69$ vorausgesetzt und angenommen, daß der Wind um 70° nach rechts von der Richtung des Luftdruckgefälles abgelenkt wird (DIETRICH, G. 1951). Da die Voraus-

setzungen für einen Ekman'schen Massentransport in der westlichen Ostsee nicht gegeben sind, wurde zur Ermittlung der Transportrate durch einen Querschnitt zwischen Kap Arkona und Südschweden die Geschwindigkeitskomponente der Oberflächenströmung senkrecht zu diesem Querschnitt aus der Ost-Westkomponente u des Windes mit Hilfe der genannten Formeln von Thorade bestimmt. Im Sommer liegt im Arkona-Becken bis zu einer Tiefe von 20 m fast homogenes, warmes, salzarmes Wasser über kaltem geschichteten Winterwasser. Dies hat den gleichen geringen Salzgehalt, aber die Bewegungsvorgänge darin werden nicht direkt vom Wind angetrieben (KIELMANN, J., W. KRAUSS und K.-H. KEUNECKE, 1973). Daher wurde angenommen, daß die windbedingte Strömung bis zu der sommerlichen Sprungschicht in 20 m Tiefe hinabreicht und dort auf 50% der Geschwindigkeit abgenommen hat, die für die Oberfläche berechnet wurde. Die sich daraus ergebende Transportrate ist zusammen mit den Transportraten der Oberschicht des Fehmarnbelt und des Großen Belt bei Korsör in Abb. 12 dargestellt. Der Transport durch den Sund bleibt unberücksichtigt, da dort im vorliegenden Zeitraum keine für einen Querschnitt repräsentative Strömungsgeschwindigkeit zu ermitteln war. Die hohe Korrelation der Transportraten läßt den Schluß zu, daß das Windfeld über der westlichen Ostsee die antreibende äußere Kraft für die Strömung in der Oberschicht des Fehmarnbelt bildet. Zwischen ihr und dem Wind im Dreieck Kopenhagen—Gotland—Gdingen besteht eine Phasenverschiebung von maximal 15 Stunden.

d) Regression zwischen dem Wind über der westlichen Ostsee und der Strömung im Fehmarnbelt

Es wurde versucht, eine Regressionskurve zwischen der Strömung im Fehmarnbelt und dem Wind über der westlichen Ostsee zu finden. Als repräsentativ für die langperiodische Strömungskomponente werden die gefilterten und über 6 Stunden gemittelten Werte der in 11 m Tiefe gemessenen Geschwindigkeit in Kanalrichtung, v' (11), angesehen. Sie werden mit der Ost-Westkomponente u des Windes korreliert, der 12 Stunden vorher über der westlichen Ostsee weht und aus dem Luftdruckgradienten im Dreieck Kopenhagen—Gotland—Gdingen berechnet wurde. In dem Streudiagramm Abb. 15 ist sowohl die Regressionsgerade von v' auf u

$$v' \text{ [cm/s]} = -0,102 u \text{ [cm/s]} - 0,6$$

wie auch die Regressionsgerade von u auf v'

$$u \text{ [cm/s]} = -8,04 v' \text{ [cm/s]} + 4$$

ingezeichnet. Sie sind wenig voneinander verschieden und weisen damit auf hohe lineare Korrelation hin. Die Produkt-Moment-Formel für lineare Korrelationskoeffizienten ergibt $r = -0,90$. Das negative Vorzeichen wird dadurch erklärt, daß bei positiv zunehmendem Wind die Strömung in negativer Kanalrichtung anwächst und umgekehrt. Unter der Annahme, daß die entsprechende Grundgesamtheit der Korrelationskoeffizienten schief verteilt ist (SPIEGEL, M. R. 1961), sind die 95%-Konfidenzgrenzen $-0,84$ und $-0,98$. Zwischen den beiden gerissenen Linien in Abb. 15, die im Abstand des mittleren Fehlers

$$S_{v'u} = \sqrt{\frac{\sum (v' - v'_{\text{est}})^2}{N - 2}} = 18,6$$

(v' = gemessene Strömung,
 v'_{est} = mittels Regressionsgleichung berechnete Strömung,
 N = Anzahl der Wertepaare.)

Tafel 5 (zu W. LANGE)

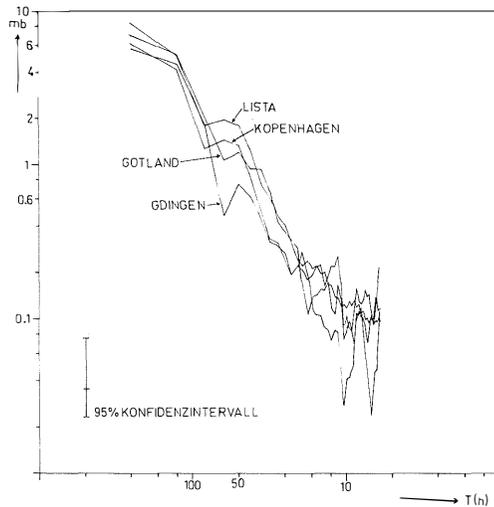


Abb. 10: Amplitudenspektren des Luftdrucks von Lista, Kopenhagen, Gotland und Gdingen.

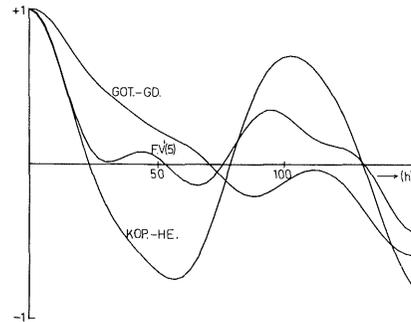


Abb. 11: Normierte Autokorrelationsfunktionen der gefilterten Luftdruckdifferenzen Gotland — Gdingen und Kopenhagen — Helgoland und der gefilterten Strömungskomponente in Richtung des Fehmarnbelt in 5 m Tiefe.

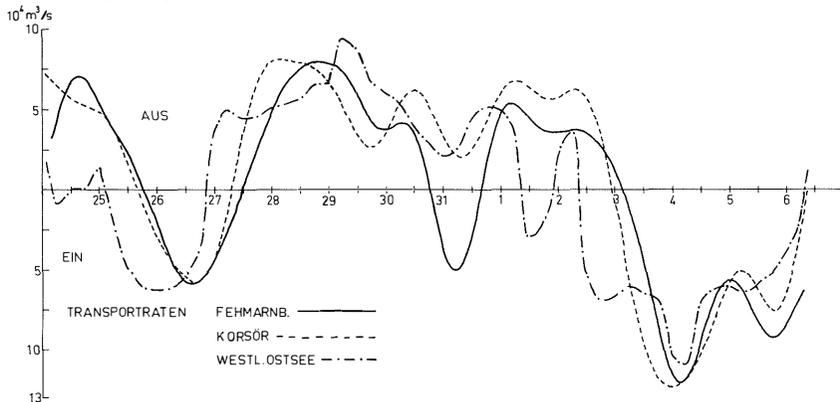


Abb. 12: Transportraten der Oberschicht im Fehmarnbelt (aus $F \cdot v'$ (11) berechnet), im Großen Belt bei Korsör (aus Oberflächenströmung berechnet) und zwischen Kap Arkona und Südschweden (aus Ost-Westkomponente des Windes über der westlichen Ostsee berechnet).

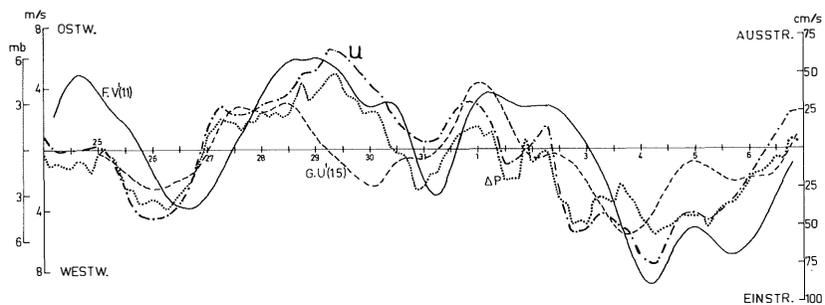


Abb. 13: Gefilterte Strömungskomponente $F \cdot v'$ (11), gefilterte Strömungskomponente $G \cdot u'$ (15), Luftdruckdifferenz Δp zwischen Gotland und Gdingen, Ost-Westkomponente des Windes u über der westlichen Ostsee (Bezeichnungen siehe Abb. 2).

Tafel 6 (zu W. LANGE)

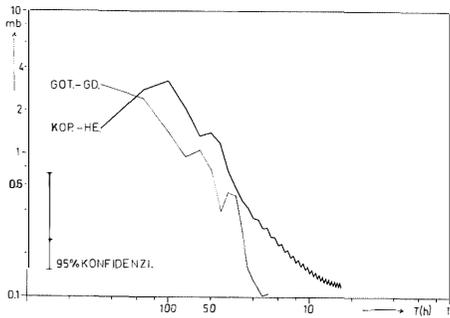


Abb. 14: Amplitudenspektren der gefilterten Luftdruckdifferenz Gotland — Gdingen und Kopenhagen — Helgoland.

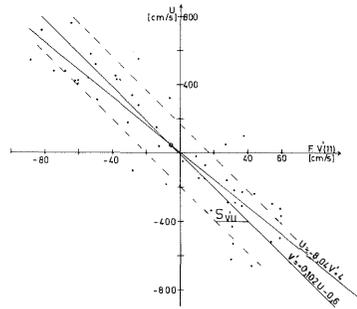


Abb. 15: Ost-Westkomponente u des berechneten Windes über der westlichen Ostsee als Funktion der gefilterten Strömungskomponente $F. v'(11)$ (Bezeichnung siehe Abb. 2).

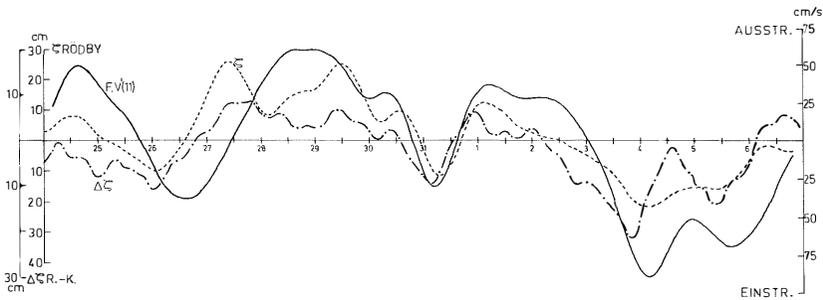


Abb. 16: Gefilterte Strömungskomponente $F. v'(11)$, Differenz zwischen den gefilterten Wasserständen in Rödbby und Korsör $\Delta\zeta$, gefilterter Wasserstand in Rödbby ζ (Bezeichnungen siehe Abb. 2).

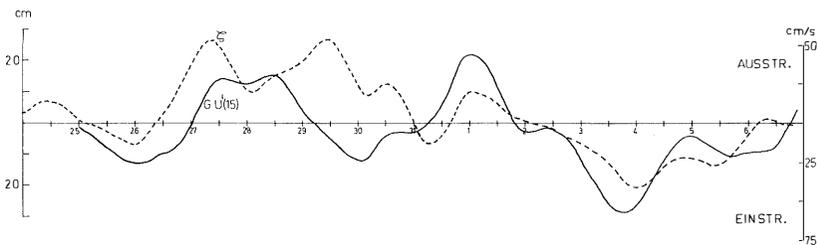


Abb. 17: Gefilterte Strömungskomponente in Richtung der Gedser Enge $G. u'(15)$, gefilterter Wasserstand in Gedser ζ (Bezeichnungen siehe Abb. 2).

parallel zur Regressionsgeraden $v' = -0,102$ u $-0,6$ eingezeichnet sind, liegen 68% aller Wertepaare. Dies entspricht einer Normalverteilung. Für die Abschätzung der Konfidenzgrenzen des Regressionskoeffizienten $-0,102$ wird vorausgesetzt, daß die Grundgesamtheit eine Verteilung nach Student mit $N - 2$ Freiheitsgraden besitzt (SPIEGEL, M. R. 1961). Das 95%-Vertrauensintervall reicht dann von $-0,115$ bis $0,088$.

Bei den langperiodischen Bewegungsvorgängen ($T > 40$ Stunden) führt die Regression auf eine lineare Beziehung zwischen der Strömung in der Oberschicht des Fehmarnbelt und dem Wind über der westlichen Ostsee. Man kann annehmen, daß dort die leichte, nahezu homogene Deckschicht quasistatisch auf den an ihrer Oberfläche angreifenden Windschub reagiert, der mit Perioden von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden auftritt.

e) Grenzen der Beschreibung durch Wellentheorie

Nachdem gezeigt werden konnte, daß vorwiegend der windgetriebene Transport in der westlichen Ostsee die Ursache für die Strömung im Fehmarnbelt bildet, wird im folgenden untersucht, wie die im Fehmarnbelt daraus resultierenden Strömungserscheinungen beschrieben und erklärt werden können. Wird auf der Ostsee durch Ostwind ein Driftstrom erzeugt, so bewirkt der nach Westen hin sich verengende Querschnitt einen Anstau vor dem Fehmarnbelt und damit ein Oberflächengefälle von Rödby nach Korsör. Andererseits kann durch den Großen Belt und Fehmarnbelt nicht im gleichen Maße Wasser nachströmen, wie bei Westwind in der Oberschicht von der westlichen Ostsee nach Osten wegtransportiert wird, so daß ein Oberflächengefälle von Korsör nach Rödby entsteht. In Abb. 16 werden diese Zusammenhänge deutlich. Dort sind die gefilterte Strömungskomponente in Längsrichtung des Fehmarnbelt, v' (11), und die gefilterte Wasserstandsdifferenz zwischen Rödby und Korsör dargestellt. Ausstrom fällt mit einem Oberflächengefälle von Rödby nach Korsör zusammen, Einstrom mit einem Gefälle in umgekehrter Richtung. Außerdem ist in Abb. 16 der zeitliche Verlauf des gefilterten Wasserstandes bei Rödby eingezeichnet. Dadurch wird deutlich, daß Wasserstand und Strömung in Phase miteinander sind. Höchster Wasserstand ist mit stärkstem Ausstrom, niedrigster Wasserstand mit maximalem Einstrom verbunden. Bei Gedser führt der Vergleich der gefilterten u' (15) Komponente, die dort die Strömung in Längsrichtung der Enge darstellt, mit dem gefilterten Wasserstand auf den gleichen Zusammenhang außer in der Zeit vom 30. bis 31. Juli (Abb. 17).

Nach L. MAGAARD und W. KRAUSS (1966) erzeugen die Schwankungen des Windfeldes mit den hier betrachteten Perioden im Bereich von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden in der Ostsee stehende Wellen. Im Fehmarnbelt und in der Gedser Enge wird jedoch die Randbedingung eines abgeschlossenen Beckens für stehende Wellen nicht mehr erfüllt, wodurch bei höchstem und niedrigstem Wasserstand nicht mehr Stillwasser herrscht, sondern maximale Strömung. So können die Strömungserscheinungen im Fehmarnbelt und bei Gedser nicht mehr durch stehende, sondern eher durch fortschreitende Wellen beschrieben werden. Approximiert man für die vorliegenden langperiodischen Bewegungsvorgänge wegen der ausgeprägten Dichtesprungschicht die Verhältnisse im Fehmarnbelt durch ein Zweischichtenmodell (vgl. PROUDMAN, 1952), so führt die Lösung für fortschreitende Wellen auf zwei mögliche Phasengeschwindigkeiten:

$$c_1 = \sqrt{g(h_1 + h_2)}$$

$$c_2 = \sqrt{\left(1 - \frac{\rho_1}{\rho_2}\right) g \frac{h_1 h_2}{h_1 + h_2}}$$

(h_1 = Dicke der Oberschicht,
 h_2 = Dicke der Unterschicht.)

c_1 entspricht der Fortpflanzungsgeschwindigkeit langer Oberflächenwellen, während c_2 die Geschwindigkeit ist, mit der sich eine Störung an der internen Grenzfläche ausbreitet. Für die Verhältnisse im Fehmarnbelt liegen die Werte von c_1 zwischen 16,6 und 14 m/s, von c_2 zwischen 1,2 und 1,0 m/s. Die Querkorrelationsfunktionen der gefilterten Zeitreihen des Wasserstandes in Korsör, Slipshavn, Rödby, Puttgarden und Gedser ergeben einen Phasenunterschied von 3 bis 5 Stunden für die Strecke Gedser—Korsör. Die Querkorrelation zwischen den gefilterten Wasserstandsdifferenzen ζ Rödby minus ζ Puttgarden und ζ Korsör minus ζ Slipshavn ergibt eine Phasendifferenz von 3 Stunden. Das führt auf eine Phasengeschwindigkeit von ca 10 m/s, also von der Größenordnung von c_1 , und läßt von der Theorie her erwarten, daß die langperiodischen Bewegungsvorgänge im Fehmarnbelt als überwiegend lange Oberflächenwellen auftreten und keine Resonanzschwingungen der internen Grenzfläche erzeugen. In diesem Fall besteht zwischen der Strömung v und der Oberflächenauslenkung die Beziehung $v = g \zeta / c$ wobei jedoch beachtet werden muß, daß ein zweidimensionales Modell vorliegt, welches sich auf die Betrachtung der vertikalen Ebene parallel zur Fortpflanzungsrichtung der Welle beschränkt. Trotzdem erfüllen die gemessenen Wasserstands- und Strömungsamplituden der Gezeiten diese Beziehung überraschend gut. Denn mit einer Fortpflanzungsgeschwindigkeit $c = 10$ m/s ist der Faktor $g/c \approx 1$, und die Wasserstands- und Strömungsamplituden müßten gleich große Beträge haben. Bei den Gezeiten trifft dies zu, während bei den Schwingungen mit Perioden im Bereich von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden die Beträge der Strömungsamplituden mehrfach größer sind als die Beträge der Wasserstandsamplituden (vgl. Abb. 2 und 18).

Untersucht man, inwieweit sich die Bewegungsvorgänge durch Kelvin-Wellen beschreiben lassen, stellt sich heraus, daß die langperiodischen Schwingungen im Gegensatz zu den Gezeiten nicht in das Bild dieser Wellenform passen. Ist A die Amplitude der Oberflächenauslenkung, so neigt sich der Kamm einer Kelvin-Welle quer zur Fortpflanzungsrichtung y gemäß $e^{ix/cA}$ in x -Richtung (f = Coriolisparameter, c = Phasengeschwindigkeit). Aus den Wasserstandsamplituden von Rödby und der Querschnittsbreite $\Delta x'$ der barotropen Strömung wurden mit Hilfe dieser Beziehung die $\Delta \zeta$ -Amplituden der Wasserstandsdifferenz zwischen Rödby und Puttgarden berechnet (1. Reihe in Tab. 3).

Tabelle 3
 $\Delta \zeta$ -Amplituden

	Perioden			
	12,4 h	24,8 h	50—60 h	120 h
aus ζ -Amplituden Rödby berechnet	0,8	1,2	0,8	1,4 cm
beobachtet	0,8	1,4	2,6	4,9 cm
aus v' -Amplituden in Oberschicht berechnet	0,6	0,9	2,24	5,75 cm

Sie stimmen bei den Gezeiten gut mit den beobachteten Werten überein. Es ist zu erwähnen, daß während der gesamten Meßzeit die Wasserstände in Rödby und Puttgarden in Phase miteinander sind. Dagegen ist die gemessene Querneigung bei den

Perioden im Bereich von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden dreimal größer, als sie sich theoretisch für Kelvin-Wellen aus den Wasserstandsamplituden und der Phasengeschwindigkeit ergeben würde. Sie läßt sich durch die Beziehung zwischen Oberflächenneigung und Strömung bei geostrophischem Gleichgewicht

$$\Delta \zeta = -f \Delta x' v' / g$$

erklären (3. Zeile in Tab. 3).

Die lokalzeitliche Beschleunigung ist bei diesen langperiodischen Vorgängen demnach so gering, daß sie sich als quasistationär auffassen lassen. Unter zusätzlicher Vernachlässigung der Reibung müßte die Strömung die Bernoulli-Gleichung erfüllen:

$$\frac{v_1^2}{2} - \frac{v_2^2}{2} + \frac{p_2 - p_1}{\rho} + g(z_2 - z_1) = 0$$

Ersetzt man den Druck mit Hilfe der hydrostatischen Grundgleichung durch die Tiefe und nimmt an, daß die windbedingte Strömung in der westlichen Ostsee nur die oberen 20 m erfaßt, lautet die Bernoulli-Gleichung mit dieser Tiefe als Referenzniveau für einen Querschnitt in der westlichen Ostsee und über der Darßer Schwelle (Abb. 19):

$$\frac{v_2^2}{2g} - \frac{v_1^2}{2g} + h_2 - h_1 + (z_2 - z_1) = 0$$

$v_1 = \text{Driftströmung}$
 $v_2 = \text{gemessene Strömung}$

$$h_2 = h_1 - \Delta z - \frac{v_2^2 - v_1^2}{2g}$$

Wird die Differenz der kinetischen Energie aus der Geschwindigkeit der Driftströmung und der bei Gedser gemessenen Strömung (v_2) berechnet, so liegt die daraus resultierende Absenkung der Oberfläche über der Darßer Schwelle in der Größenordnung von 0,5 cm. Dieser Wert ist zu gering, um den Wasserstand merkbar zu beeinflussen. Daher geben die beobachteten Wasserstandsamplituden mit Perioden im Bereich von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden vorwiegend die Schwankungen auf Grund der stehenden Wellen dieser Frequenzen in der Ostsee wieder. Die daraus resultierende Strömung in der Oberschicht des Fehmarnbelt läßt sich nicht als lange, barotrope Oberflächenwelle mit unendlichem Kamm beschreiben. Das ist anders bei den Gezeiten, die als Kelvin-Wellen auftreten (Abb. 20).

f) Sprungschichtneigung in Strömungsrichtung

Die Gedser Enge und der Fehmarnbelt wirken wie ein Trichter, in dem sich die Geschwindigkeit aus Kontinuitätsgründen vergrößert. Die erhöhte Reibung in dem schmalen und teilweise flachen Großen Belt und Fehmarnbelt verursacht einen Anstau bei Ausstrom östlich von Fehmarn und bei Einstrom nördlich von Korsör. In Abb. 16 ist das dadurch bedingte Gefälle mit Hilfe der gefilterten Wasserstands-differenz zwischen Rödbby und Korsör dargestellt. Das dazugehörige Spektrum in Abb. 21 weist ein deutliches Maximum bei 60 Stunden auf. Doch wirkt das Oberflächengefälle nicht gleichmäßig auf die gesamte Wassersäule bis zum Boden, was bei der Beschreibung der vertikalen Strömungsverteilung (Abb. 4, 5, 6) deutlich wurde. Auffallend ist dabei, daß die Gezeitenwellen die ganze Wassersäule fast gleichmäßig stark erfassen, während sich die Amplituden der Perioden im Bereich von 50 bis 60 und 100 bis 120 Stunden unterhalb von 12 m stark mit zunehmender Tiefe verringern (Abb. 2). Diese Tendenz zeigt sich auch in den Spektren der Strömungsgeschwindigkeiten, die W. KRAUSS (1966) nordwestlich von Fehmarn gemessen hat.

Der Druckgradient auf Grund der Oberflächenneigung in Kanalrichtung wird unterhalb von 12 m Tiefe durch das innere Druckfeld der Dichteschichtung kompensiert. Aus der Differenz zwischen der Tiefe der $\rho = 1,02$ Isodense bei Gedser und Rödby ergibt sich, daß die Sprungschicht oder zumindest deren Unterkante eine Neigung einnimmt, die derjenigen der Oberfläche entgegengesetzt ist. In Abb. 23 ist neben dieser Differenz die Tiefendifferenz eingezeichnet, die sich zwischen der Lage einer idealen Dichtesprungschicht im Fehmarnbelt und bei Gedser ergeben müßte, damit darunter der durch die Oberflächenneigung bedingte Druckgradient in Kanalrichtung null wird. Für die Berechnung wird das Zweischichtenmodell vorausgesetzt, in dem der Druck in der Oberschicht durch

$$P_1 = P_a + g \rho_1 (\zeta + z_1)$$

in der Unterschicht durch

$$P_2 = P_a + g \rho_1 (\zeta + h_1 - \zeta_2) + g \rho_2 (\zeta_2 + z_2)$$

gegeben ist.

$$0 \leq z_1 \leq h_1 \text{ Oberschicht}$$

$$0 \leq z_2 \leq h_2 \text{ Unterschicht}$$

Wird der Atmosphärendruck P_a als konstant angenommen, gilt

$$\frac{\partial P_2}{\partial x} = g \rho_1 \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} \right) + g \rho_2 \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} = 0$$

$$\frac{\partial \zeta_2}{\partial x} = - \frac{\rho_1}{\rho_2 - \rho_1} \frac{\partial \zeta}{\partial x}$$

Da die Wasserstandsdifferenz zwischen Gedser und Rödby für das Oberflächengefälle von der westlichen Ostsee zum Kattegat nicht repräsentativ ist, wird für $\partial \zeta / \partial x$ die Wasserstandsdifferenz zwischen Rödby und Korsör in die obige Gleichung eingesetzt. Damit ergibt sich

$$\frac{\Delta \zeta_2}{\Delta x_F} = \frac{1,006}{1,023 - 1,006} \frac{\zeta_R - \zeta_K}{\Delta x_{RK}} \quad \Delta \zeta_2 = - 39,1 \Delta \zeta$$

$\Delta \zeta_2$ ist die berechnete Tiefendifferenz zwischen der Sprungschichtlage im Fehmarnbelt und bei Gedser, Δx_F die Entfernung von Fsch. Fehmarnbelt bis Fsch. Gedser, ζ_R der Wasserstand in Rödby, ζ_K der Wasserstand in Korsör und Δx_{RK} die Entfernung von Rödby bis Korsör. Die sich aus dieser Formel ergebenden Werte sind in Abb. 23 neben den beobachteten eingezeichnet.

Die mittlere Lage der Sprungschicht ist dadurch bestimmt, daß leichtes Deckschichtwasser aus der Ostsee über dichteres Wasser gleitet, das von der Nordsee her eindringt. Dabei steigt die Grenzschicht zwischen den beiden Wassermassen in Richtung Kattegat an (DEFANT, 1955). Je nachdem, ob Ein- oder Ausstrom in der Oberschicht herrscht, schwankt die Grenzschicht um diese Mittellage. Dadurch ist bei Ausstrom in der Oberschicht die Grenzflächenneigung größer als zur Kompensierung des durch die Oberflächenneigung gegebenen Druckgradienten in der Unterschicht erforderlich wäre. Bei Einstrom ist die beobachtete Neigung der Grenzfläche zu klein, um die gleiche Wirkung zu erzielen. In jedem Fall ändert sich die Sprungschichtneigung entgegengesetzt zu derjenigen der Oberfläche.

Tafel 7 (zu W. LANGE)

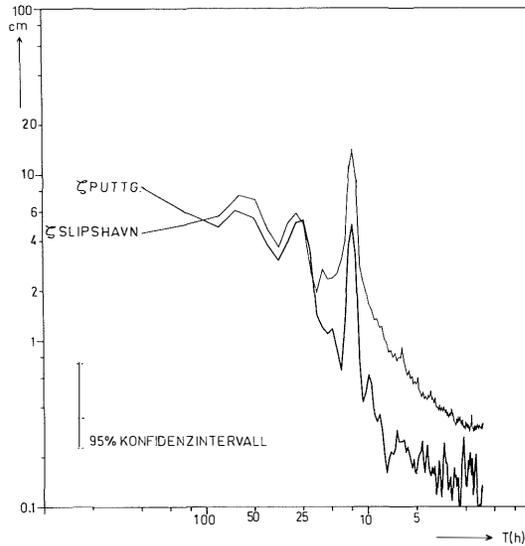


Abb. 18: Amplitudenspektren der Wasserstandsschwankungen in Puttgarden und Slipshavn.

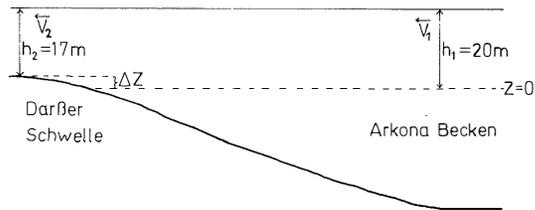


Abb. 19: Schematische Darstellung der Darßer Schwelle und des Arkona-Beckens.

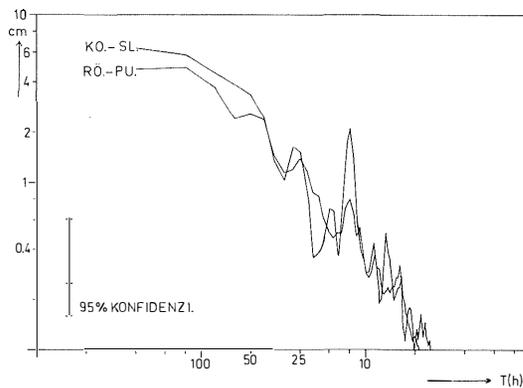


Abb. 20: Amplitudenspektren der Wasserstandsdifferenzen Rödby — Puttgarden und Korsör — Slipshavn.

Tafel 8 (zu W. LANGE)

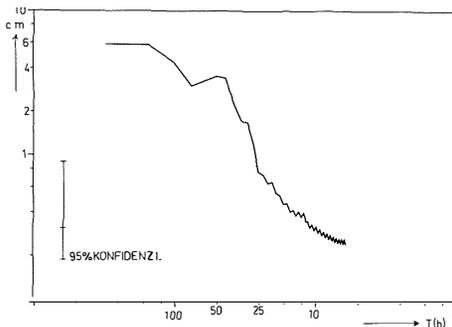


Abb. 21: Amplitudenspektrum der Differenz zwischen den gefilterten Wasserständen in Rödbý und Korsör.

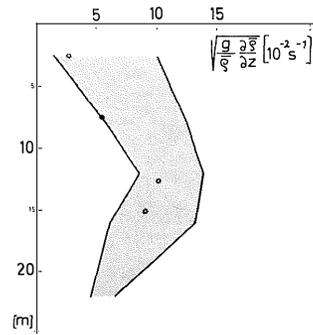


Abb. 22: Stabilität der Schichtung, dargestellt durch die Väisälä-Frequenz in Abhängigkeit von der Tiefe, \circ = Werte, die von J. P. Jacobsen für das Kattegat berechnet wurden (vgl. PROUDMAN, 1952).

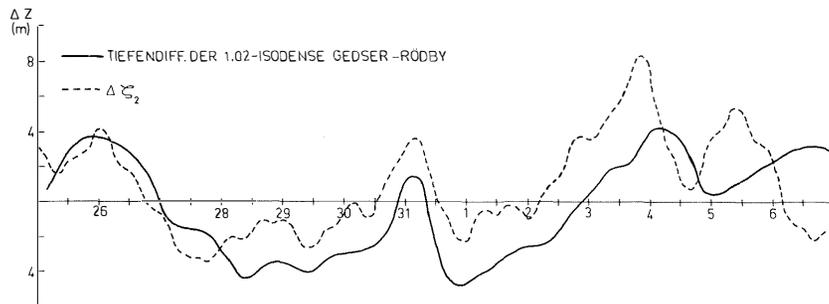


Abb. 23: Tiefendifferenz zwischen der Lage der $\rho = 1,02$ -Isodense bei Fsch. Gedser Rev und Fsch. Fehmarnbelt, berechnete Tiefendifferenz zwischen der Lage einer idealen Dichtesprungschicht bei Gedser und im Fehmarnbelt, wodurch in der Unterschicht der durch die Oberflächenneigung bedingte Druckgradient in Kanalrichtung null wird.

Als Hinweis dafür, daß auch bei Einstrom die innere Grenzfläche in Richtung der Oberströmung ansteigt, kann der Umstand dienen, daß dies nur zwischen den beiden Punkten Fsch. Fehmarnbelt und Fsch. Gedser Rev nachzuweisen ist. Der Meeresboden steigt auf dieser Strecke von ca 30 m Tiefe östlich vom Fehmarnbelt bis auf 18 m Wassertiefe über der Darßer Schwelle an. Das schwere Nordseewasser ($\rho = 1,023$), das sich im Fehmarnbelt noch unterhalb von 20 m Tiefe befindet, muß bei Gedser ansteigen, um über die Darßer Schwelle zu strömen. Die Dichtesprungschicht, die bei Gedser noch ausgeprägter und schmaler als im Fehmarnbelt ist, wird angehoben, und es entsteht ein inneres Druckfeld, das dem Einstrom am Boden entgegengerichtet ist. Dieser Mechanismus bewirkt, daß selbst in der Zeit vom 3. bis 6. August von dem kräftigen Einstrom in der Oberschicht in 25 m Tiefe des Fehmarnbelt nichts mehr zu finden ist (Abb. 4 und 5). Es kommt sogar kurzfristig am 5. 8. von Mitternacht bis Mittag in 25 und auch 19 m Tiefe zu Ausstrom mit maximal 29 cm/s Geschwindigkeit. Das geschieht in dem Zeitraum, in dem das Druckgefälle auf Grund der Oberflächenneigung zur Ostsee hin kurzfristig fast null wird, die Sprungschicht wegen ihrer größeren Trägheit jedoch noch stark in entgegengesetzte Richtung geneigt ist (Abb. 23).

In Tab. 4 sind die horizontalen Verschiebungen aufgeführt, die ein Wasserteilchen während einer halben Periode erfährt.

Tabelle 4

	Perioden			
	12,4 h	24,8 h	55 h	110 h
Verschiebung	0,7	1,3	4,2	11,0 km

Die Werte sind nach

$$\int_0^{\pi/2} V \sin \omega t \, dt = \frac{T}{\pi} V$$

berechnet. Bei den Gezeiten sind die Verlagerungen zu klein, um einen Niveauunterschied der Sprungschicht zwischen Fehmarnbelt und Gedser Enge zu bewirken. Die Wegstrecken der längerperiodischen Strömungsanteile, die mit Hilfe ihrer Amplituden in 19 m Tiefe berechnet wurden, liegen in einer Größenordnung, daß sie für die Verlagerung der Dichtesprungschicht wirksam werden.

g) Innere turbulente Reibung im Bereich der Dichtesprungschicht

Es ist schwer zu sagen, zu welchem Anteil der oben beschriebene Mechanismus dafür sorgt, daß das Nordseewasser am Boden so geringfügig auf das barotrope Druckfeld reagiert. Nicht nur Bodenreibung allgemein, sondern auch der unregelmäßige Verlauf der Rinne mit Wassertiefen über 20 m im Großen Belt (Abb. 1) spielen zusätzlich eine Rolle. Außerdem muß die Stabilität der Schichtung ermöglichen, daß dermaßen große Geschwindigkeitsunterschiede zwischen Ober- und Unterschicht bestehen. Sie ist in Abb. 22 durch die Väisälä-Frequenz in Abhängigkeit von der Tiefe dargestellt. Wie zu erwarten ist die Stabilität zwischen 8 und 16 m Tiefe in der Übergangszone von einer Wasserart zur anderen am größten. Dort wird vertikale Turbulenz durch die Schichtung am stärksten gedämpft, wodurch die horizontale innere Reibung gering sein sollte. Andererseits befinden sich in dem gleichen Tiefenbereich zwischen der Strömung in der Ober- und Unterschicht vertikale Geschwindigkeitsgradienten, die Turbulenz und damit horizontale innere Reibung verstärken. Die Richardson-Zahl

$$Ri = \frac{\frac{g}{\bar{\rho}} \cdot \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2}$$

bietet eine Möglichkeit abzuschätzen, ob starke Turbulenz vorliegt. Für die mittleren Verhältnisse im vorliegenden Zeitraum liegt der Wert der Richardson Zahl bei mindestens 3, ist also größer als 1, was (vgl. DEFANT, 1961) Unterdrückung der Turbulenz und Erhaltung der Schichtung bedeutet.

Bei Berechnung der Richardson Zahl für einzelne Tiefenintervalle zeigt sich, daß die Werte im Laufe der Zeit sehr veränderlich sind. In Tab. 5 sind als Beispiel 5 typische Ein- und Ausstromfälle aufgezählt. Allen gemeinsam ist ein Minimum in 12 m Tiefe. Darunter und darüber steigt der Wert um mindestens eine Größenordnung an. Das Minimum ist durch den hohen vertikalen Geschwindigkeitsgradienten zwischen 11 und 13 m Tiefe begründet.

Tabelle 5
Richardson-Zahlen

Tiefe	29. 7.	31. 7.	2. 8.	4. 8.	5. 8.	Jacobsen*
2,5	202	10,8	18,4	97,5	1,3	7,1
8,0	33	47,1	49,2	11,1	2,8	5,9
12,0	0,76	0,32	2,3	0,34	0,32	28,6
16,0	15,6	388	49,5	5090	16,4	125
22,0	155	96	12,9	1,1	43,6	

* von Jacobsen im Kattegat beobachtete Werte (vgl. DEFANT, 1961)

Zwischen 16 und 22 m Tiefe ist bei hohen Richardson Zahlen die innere turbulente Reibung gering und man kann annehmen, daß dort Oberschichtwasser und Nordseewasser übereinander hinweggleiten, ohne sich stark gegenseitig zu beeinflussen.

Literaturverzeichnis

- DEFANT, A. (1955): Die Strömungen in Meeresstraßen. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, **8**, 1—15.
- DEFANT, A. (1961): Physical Oceanography, Pergamon Press, **1**, 729 pp.
- DET DANSKE MET. INST. (1972): Hydrographische Beobachtungen dänischer Feuerschiffe und Küstenstationen. Charlottenlund, Juli, August 1972.
- DIETRICH, G. (1951): Oberflächenströmungen im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. Deutsche Hydrographische Zeitschrift, **4**, 129—150.
- DIETRICH, G. (1957): Allgemeine Meereskunde, Gebrüder Borntraeger Berlin, 492 pp.
- FORTAK, H. (1971): Meteorologie, Carl Habel, 287 pp.
- H. O. P. (1959): Climatological and Oceanographic Atlas, Vol. 1, Navy Hydrographic Office, Washington, D. C.
- KIELMANN, J., W. KRAUSS und K.-H. KEUNECKE (1973): Currents and stratification in the Belt Sea and the Arkona Basin during 1962—1968. Kieler Meeresforschungen, **29**, 90—111.

- KRAUSS, W. (1966): Die Spektren der Temperaturschwankungen und der Strömung im Gebiet nordwestlich von Fehmarn. *Kieler Meeresforschungen*, **22**, 35—38.
- KRAUSS, W. (1966a): Methoden und Ergebnisse der Theoretischen Ozeanographie II Interne Wellen, Gebrüder Borntraeger, 248 pp.
- KRAUSS, W. (1973): Methoden und Ergebnisse der Theoretischen Ozeanographie I Dynamics of the Homogeneous and the Quasihomogeneous Ocean, Gebrüder Borntraeger, 302 pp.
- MAGAARD, L. und W. KRAUSS (1966): Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. *Kieler Meeresforschungen*, **22**, 155—162.
- NEUMANN, G. und W. J. PIERSON, JR. (1966): Principles of physical Oceanography, Prentice-Hall, 545 pp.
- NIELSEN, A. (1972): Oceanographical observations in the Great Belt in the period 1970 — 1971. Institut of physical Oceanography, University of Copenhagen, report no. 18.
- NIELSEN, A. (1973): Waterlevel and current spectra from the Great Belt 1970. Institut of physical Oceanography, University of Copenhagen, report no. 22.
- PROUDMAN, J. (1952): Dynamical Oceanography, Methuen & Co., 409 pp.
- SPIEGEL, M. R. (1961): Statistics, Schaum's outline series, McGraw — Hill, 359 pp.
- THIEL, G. (1938): Strombeobachtungen in der westlichen Ostsee im Juli 1936. *Archiv der Deutschen Seewarte*, **58**, Nr. 7.
- WATTENBERG, H. (1949): Die Salzgehaltsverteilung in der Kieler Bucht und ihre Abhängigkeit von Strom- und Wetterlage. *Kieler Meeresforschungen*, **6**, 17—30.
- WYRTKI, K. (1953): Graphische Ermittlung des Gradienten eines ebenen skalaren Feldes und ihre Anwendung. *Annalen der Meteorologie*, **5—6**, 187—188.