

Dynamische Versuche mit Meerwasser.

Von J. W. Sandström, Universität Kristiania.

1.

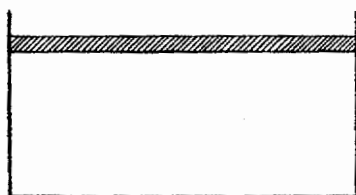
Die Veranlassung zu diesen Versuchen bildete folgende Beobachtung, die ich an der Station Bornö im Gullmarfjord an der Westküste Schwedens machte. Wenn der Wind über den Fjord hinstrich, strömte das Wasser an der Oberfläche in der Richtung des Windes, sobald jedoch der Wind aufhörte, strömte es in entgegengesetzter Richtung wieder zurück.

Es schien mir der Mühe wert, diese auffallende Erscheinung genauer zu untersuchen, und versuchte ich zu diesem Zwecke, Wasser herzustellen, das dieselben Eigenschaften wie das Fjordwasser besaß. Das gelang mir auf folgende Weise:

Ich nahm Wasserproben aus verschiedenen Tiefen des Fjords und goß dieselben vorsichtig in ein Glasgefäß, und zwar in der Weise, daß die verschiedenen Wasserproben in der nämlichen Reihenfolge im Gefäß aufeinander folgten wie zuvor im Fjord. Als ich nunmehr über das Wasser im Gefäß hinblies, strömte auch hier das Wasser an der Oberfläche in der Richtung des Windes, und sobald ich zu blasen aufhörte, strömte es in entgegengesetzter Richtung wieder zurück.

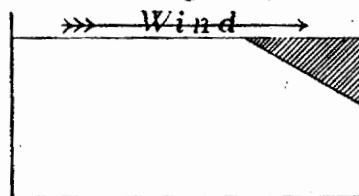
Um die Ursache dieser Erscheinung zu erforschen, machte ich einen zweiten Versuch mit neuen Wasserproben in derselben Weise wie vorher, nur mit dem Unterschied, daß ich diesmal die oberste Schicht Wasser, bevor ich sie ins Gefäß goß, mit Tusche färbte. Dieses schwarze Wasser legte sich nun als eine horizontale, überall gleich dicke Schicht auf das darunterliegende, klare Wasser, wie Fig. 1 zeigt. Als ich darauf über das Wasser hinblies, strömte das schwarze Wasser an der Oberfläche in der Richtung des Windes und legte sich als eine keilförmige Schicht an die Seite des Gefäßes an, gegen die der Wind wehte — d. h. gegen die ich blies — (siehe Fig. 2); sobald ich aber aufhörte zu blasen, strömte das schwarze Wasser wieder in seine vorherige Lage zurück, so daß es also von neuem eine horizontale, überall gleich dicke Schicht bildete, wie auf Fig. 1.

Fig. 1.



Geschichtetes Fjordwasser. Oberflächenschicht mit Tusche gefärbt.

Fig. 2.



Das mit Tusche gefärbte Oberflächenwasser der Fig. 1 ist vom Wind zu einer keilförmig. Schicht zusammengeschoben.

Nach diesem Versuche ist die Ursache der Erscheinung vollkommen klar und findet ihre Erklärung in dem Umstande, daß die Wasserschicht an der Oberfläche — das Oberflächenwasser, wie ich es kurz nennen will — spezifisch leichter ist, als das darunter geschichtete Wasser, und deshalb nicht gezwungen werden kann, in dieses Unterwasser hineinzudringen.

Am einfachsten läßt sich diese Erscheinung durch die Bjerknessche Zirkulationstheorie erklären. Diese Theorie besagt, daß, wenn eine Flüssigkeit aus Teilen von verschiedenem spezifischen Gewicht zusammengesetzt ist, sie das Bestreben hat, horizontale Schichten von überall gleicher Dicke zu bilden, deren spezifisches Gewicht mit der Tiefe zunimmt. Die Kräfte, die die Flüssigkeit in dieser Weise ordnen, wollen wir die Bjerknesschen Kräfte nennen. Diese Kräfte suchen also, jede Schicht der Flüssigkeit horizontal und überall gleich dick zu

gestalten. Ist eine Schicht anfänglich nicht überall gleich dick (siehe Fig. 3 und 4), so bestreben sich die Bjerknesschen Kräfte demnach, Flüssigkeit von den dickeren nach den dünneren Teilen der Schicht hinzutreiben, um dadurch die Schicht überall gleich dick werden zu lassen. Wenn die Dicke der Schicht sehr wechselnd ist, wie in Fig. 3, so sind die Bjerknesschen Kräfte groß; ist die Dicke der Schichten dagegen nur in geringem Grade verschieden, wie in Fig. 4, so sind die Bjerknesschen Kräfte klein.

Fig. 3.

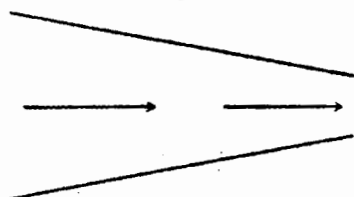
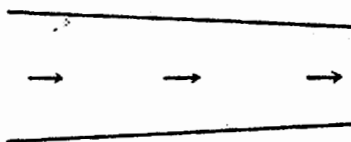


Fig. 4.



Dicke der Schicht sehr verschieden; die Bjerknesschen Kräfte sind deshalb groß.	Dicke der Schicht nur wenig verschieden; die Bjerknesschen Kräfte sind deshalb klein.
---	---

Größe und Richtung der Bjerknesschen Kräfte in der keilförmigen Oberwasserschicht.

Wenden wir diese Theorie nun auf den oben beschriebenen Versuch an, so haben wir also eine Schicht, die nicht überall gleich dick ist, nämlich die keilförmige Schicht des Oberflächenwassers in Fig. 2. In dieser Schicht sind die Bjerknesschen Kräfte von dem dickeren Teil nach dem dünneren, d. h. gegen den Wind gerichtet. Diese Kräfte werden vom Wind, so lange als er weht, im Gleichgewicht gehalten, treten jedoch, sobald der Wind aufhört, in Wirksamkeit und treiben das Oberflächenwasser in der Richtung, aus der der Wind herkam, zurück.

Eine einfache Überlegung zeigt, daß die Bjerknesschen Kräfte in der Oberflächenschicht sich immer so äußern, daß sie ebenso groß werden wie die Kraft, mit der der Wind die Wasseroberfläche angreift, und dieser Kraft entgegengesetzt gerichtet sind. Wenn nämlich die Bjerknesschen Kräfte kleiner als die Wirkung des Windes sind, so kann die keilförmige Oberflächenschicht (siehe Fig. 2) dem Winde nicht standhalten und wird von ihm stärker zusammengedrückt. Dadurch aber wachsen die Bjerknesschen Kräfte in der Schicht. Sind dagegen diese Kräfte größer als die Wirkung des Windes, so vermag dieser nicht mehr, die Oberflächenschicht so stark zusammenzupressen, das Oberflächenwasser fließt in der Richtung gegen den Wind zurück, und die Schicht wird dadurch dünner. Aber dadurch nehmen die Bjerknesschen Kräfte ab. Die Bjerknesschen Kräfte wachsen also, wenn sie kleiner als die Kraft sind, mit der der Wind die Wasseroberfläche angreift, während sie abnehmen, wenn sie größer als diese Kraft sind. Hieraus folgt, daß sie immer bestrebt sind, gleich groß mit dieser Kraft zu werden.

Aus dieser Überlegung geht hervor, daß man die Kraft, mit der der Wind die Wasseroberfläche angreift, aus dem inneren Zustand des Meerwassers berechnen kann. Da nämlich diese Kraft ebenso groß wie die Bjerknesschen Kräfte in der Oberflächenschicht und diesen entgegengesetzt ist, und da ferner die Richtung und Größe dieser Kräfte aus der Dichteverteilung des Wassers sich berechnen lassen, so erhält man somit aus der Dichteverteilung des Wassers auch die Richtung und Größe der Kraft, mit der der Wind die Wasseroberfläche angreift.

Diese Überlegung ist hier auf ausschließlich statische Gesichtspunkte begründet worden, ist also in bewegtem Wasser nicht immer streng gültig. Später werde ich aber auch die dynamische Seite der Sache besprechen.

2.

Um die Bewegungen des Fjordwassers im Glasgefäß beobachten zu können, wurden geringe Mengen Fuchsinlösung in verschiedene Teile des Wassers mittels einer Kapillarröhre eingespritzt. Es zeigte sich dann, daß der Wind ebensovielen voneinander völlig getrennte Ströme hervorrief, als das Wasser Schichten ent-

hielt. Jeder Strom war auf eine einzige Schicht beschränkt und konnte die Begrenzungsfläche dieser Schicht gar nicht durchdringen.

Ich blies so kräftig auf das Wasser, daß die Oberflächenschicht einen Keil bildete und die nächste Schicht zum größten Teil bloßgelegt wurde (siehe Fig. 5). Die Oberfläche dieser Schicht fing dann an, in der Richtung des Windes zu strömen, und diese Schicht fuhr fort, in derselben Richtung zu strömen, so daß in der Schicht eine geschlossene Zirkulation entstand, wie Fig. 5 zeigt. Infolge Reibung zwischen dieser und der darunterliegenden Schicht fing nun auch diese letztere zu zirkulieren an, und zwar in entgegengesetzter Richtung. Diese Schicht wieder setzte die unter ihr liegende Schicht in Zirkulation u. s. f.

Die keilförmige Oberflächenschicht wird sowohl vom Winde wie der darunterliegenden Schicht angegriffen (siehe Fig. 6). Der Wind sucht eine Zirkulation in der eigenen Richtung, und die darunterliegende Schicht eine solche gegen den Wind hervorzurufen. Es zeigt sich aber, daß die untere Zirkulation die stärkere ist; denn die Schicht zirkuliert gegen den Wind (siehe Fig. 6). Doch kann bisweilen der Fall eintreten, daß der Wind auch eine kleine Zirkulation hervorzurufen vermag, und dann entstehen zwei verschiedene Zirkulationen in dieser einen Schicht (siehe Fig. 7).

Fig. 5.

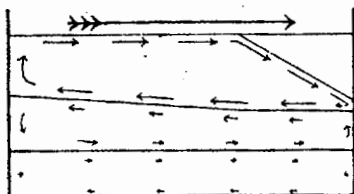


Fig. 6.

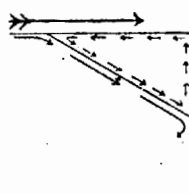
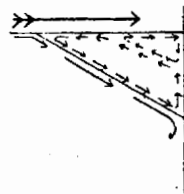


Fig. 7.



Vom Winde erzeugte Zirkulationen in geschichtetem Wasser.

Vom Wind erzeugte Zirkulationen in der keilförmigen Oberwasserschicht.

Aus den Fig. 6 und 7 geht die bemerkenswerte Tatsache hervor, daß, wenn die Scheidefläche zweier Schichten die Wasseroberfläche schneidet, das Oberflächenwasser von beiden Seiten nach der Schnittlinie dieser Flächen hin konvergiert.

3.

Es fällt nicht schwer, künstlich Wasser herzustellen, das die nämlichen Eigenschaften besitzt, wie Fjordwasser. Man braucht nämlich nur Kochsalzlösungen von verschiedenem Stärkegrad vorsichtig aufeinander zu gießen, so daß immer spezifisch leichteres Wasser über spezifisch schwereres zu liegen kommt. Dabei ist es zweckmäßig, nicht allzu stark konzentrierte Lösungen zu wählen, weil sonst Diffusionserscheinungen eine störende Wirkung ausüben könnten. Ich habe deshalb mit Lösungen von etwa 20‰, 10‰ und 0‰ Salzgehalt gearbeitet.

Zum Gefäß benutzt man zwei eben geschliffene Glasplatten von je 1 m Länge, 25 cm Höhe und etwa 6 mm Dicke. Zwischen diese beiden Glasscheiben legt man drei Holzleisten von $1\frac{1}{2} \times 2\frac{1}{2}$ cm Stärke, so daß ein oben offenes Gefäß von $2\frac{1}{2}$ cm innerer Breite entsteht. Die Holzleisten werden mittels einer warmen Eisenstange mit Marineleim an die Glasscheiben befestigt. Dadurch wird außerdem erreicht, daß das Gefäß wasserdicht wird.

Bringt man eine elektrische Bogenlampe 1 m hinter dem Gefäß an, so erhält man auf einem weißen Schirm, der in einem Abstand von $2\frac{1}{2}$ m vor das Gefäß gestellt wird, verwendbare Projektionsbilder, die die verschiedenen Strömungen im Gefäß zeigen.

Den Wind kann man mittels einer elektrischen Windturbine oder auch mit einem Schmiedebalg oder einer Pumpe erzeugen. Er muß so gleichmäßig wie möglich auf die Wasseroberfläche verteilt werden. Zu diesem Zwecke verwendet man am besten eine Anzahl kleiner, schräg laufender Röhren, die von einem großen Hauptrohre ausgehen.

Bei Füllung des Gefäßes hat man darauf zu achten, daß die verschiedenen Wasserschichten so wenig wie möglich miteinander vermischt werden. Deshalb ist es nötig, daß das Wasser mit so geringer Geschwindigkeit, d. h. durch so große Auslaufsöffnungen wie möglich ins Gefäß gegossen wird. Man verwendet hierzu am zweckmäßigsten einen viereckigen, pyramidenförmigen Trichter mit großem viereckigen Auslaufsrohr, das etwa 2 cm vom Boden des Gefäßes endigt. Dann gießt man zuerst das spezifisch leichteste Wasser in den Behälter und darauf der Reihe nach das spezifisch schwerere Wasser, also das schwerste zuletzt.

Den einfachsten Versuch stellt man mit zwei Wasserschichten von ungefähr der gleichen Dicke (10 cm) an. Solange als keine Kräfte auf das Wasser einwirken, liegt die Scheidefläche beider Schichten horizontal, wenn man aber auf das Wasser bläst, nimmt sie eine schräge Lage ein wie auf Fig. 8. Besonders bemerkenswert ist die Vertiefung A an der Seite des Gefäßes, gegen die der Wind weht. Diese Vertiefung ist eine Folge der Zirkulation der oberen Schicht. Das Oberflächenwasser wird nämlich zunächst vom Winde in der Richtung getrieben, in der er weht; sobald es das Ende des Gefäßes erreicht hat, taucht es unter und stößt gegen die Scheidefläche der Schichten an, die Fläche wird hierdurch ein klein wenig verschoben, so daß eine Vertiefung in derselben entsteht. Das verdrängte Wasser legt sich in der Nähe fest und verursacht hier eine relative Erhöhung der Scheidefläche. Die Folge hiervon ist eine geringe Krümmung der Scheidefläche, die nunmehr ungefähr die Form eines liegenden Integralzeichens annimmt.

Fig. 8.



Vom Winde hervorgerufene Zirkulation in geschichtetem Wasser.

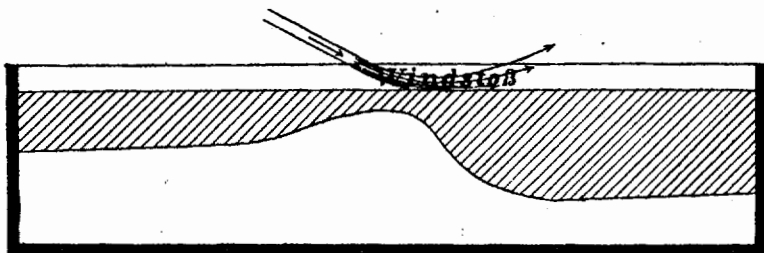
Bei Projektion des Versuches tritt die Scheidefläche deutlich hervor, selbst wenn das Wasser nicht gefärbt ist, weil das Projektionslicht von den zwei Wasserschichten in verschiedener Weise gebrochen wird, weshalb die Scheidefläche als eine scharf begrenzte Linie auf dem Projektionsbilde hervortritt. Man kann aber auch Fuchsinlösung in die obere Schicht einspritzen. Infolge der intensiven Zirkulation in dieser Schicht breitet sich der Farbstoff schnell aus, und die ganze Schicht ist bald völlig rot gefärbt. Daraus sieht man, wie vollständig die beiden Schichten voneinander getrennt sind. Oberhalb der Scheidefläche ist das Wasser ganz rot, unterhalb derselben bleibt es vollkommen klar, trotz der heftigen Bewegung des Wassers im Gefäß. In Fig. 8 und den folgenden Figuren bedeuten die schattierten Flächen das Wasser, das durch die Fuchsinlösung gefärbt ist.

Ein Seesturm ist indessen nicht als ein konstanter Wind, der über die ganze Wasseroberfläche weht, zu betrachten, sondern richtiger als ein heftiger Windstoß von gewaltiger Ausdehnung, der in der Regel von W nach O wandert. Um zu sehen, wie ein solcher Windstoß auf das Meerwasser wirkt, lassen wir Luft aus einem Rohr schräg auf die Oberfläche des Wassers des vorigen Versuchs, nachdem es zur Ruhe gekommen ist, herabströmen. Wir finden dann, daß eine gewaltige wellenförmige Erhebung der Scheidefläche entsteht, wie auf Fig. 9, und daß, wenn wir das Luftrohr ein Stück weiter vorwärts führen, eine große Unterwasserwelle sich vorwärts wälzt, die auch, wenn das Luftrohr weggenommen wird, sich fortsetzt.

Die Stürme auf dem Meere dürften also von gewaltigen Unterwasserwellen begleitet sein, die wohl die Höhe von 100 m oder mehr erreichen können. Wenn der Sturm aufhört, setzt die Unterwasserwelle ihre Bewegung fort, und wenn sie dann gegen eine Küste stößt, entsteht wahrscheinlich eine Art von unterseeischer

Brandung. Solche Brandungen dürften die Ursache der folgenden Erscheinung sein, die von Fischern an der Westküste Schwedens bisweilen wahrgenommen worden ist. Bei stillem, heiterem Wetter, während die Wasserfläche ganz glatt und stromstill ist, wird sie plötzlich von einer unsichtbaren, unterseeischen Kraft in die allerheftigste Bewegung gebracht.

Fig. 9.



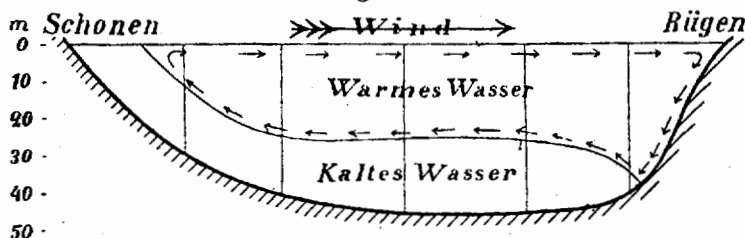
Tiefwasserwelle, hervorgerufen durch einen Windstoß.

Auch während des Unterwasserwellen-Versuchs (Fig. 9) bleibt die obere Schicht ganz rot und die untere völlig farblos. Nur wenn man den Versuch nicht vorsichtig genug ausführt, so daß die Wellenkämme überstürzen oder Brandungen entstehen, findet eine unbedeutende Vermischung der beiden Schichten in der Scheidefläche statt. Wir sind deshalb berechtigt, als eine vorläufige empirische Schlußfolgerung der Versuche (Fig. 8 und 9) den Satz auszusprechen: Jeder vom Wind hervorgerufene Strom ist auf eine einzige Schicht begrenzt.

4.

Hydrographische Beobachtungen machen es wahrscheinlich, daß ähnliche Erscheinungen wie bei den Versuchen (Fig. 8 und 9) auch im Meere vorkommen. Am 30. Juli 1907 wurde in der südlichen Ostsee, etwas nördlich von der Insel Rügen, die Temperatur des Meerwassers gemessen, wobei sich ergab, daß die Scheidefläche zwischen dem warmen Oberflächenwasser und dem darunter liegenden Tiefenwasser in einer Tiefe von 20 m lag. Die Bodentiefe betrug an der Stelle 40 m. Man hatte beabsichtigt, noch eine Reihe von Stationen in der Richtung auf Schonen zu machen, es erhob sich jedoch ein Sturm aus NW, so daß die Beobachtungen bis zum 1. August eingestellt werden mußten. An diesem Tage wurde zunächst die Temperatur an demselben Orte wie das erste Mal gemessen, wobei sich herausstellte, daß die Scheidefläche nunmehr in einer Tiefe von 35 m lag. Der NW-Sturm hatte also das warme Oberflächenwasser auf der deutschen Seite der Ostsee angehäuft. An demselben Tage wurden später noch vier Stationen in der Richtung gegen Schonen gemacht, wobei man für die Scheidefläche folgende Tiefen feststellte: 25, 25, 25 bzw. 10 m. Trägt man diese Tiefen in einen Schnitt ein, so erhält man die Fig. 10, die dieselbe Form der Scheidefläche wie der Versuch Fig. 8 zeigt. Die Vertiefung an der deutschen Küste deutet an, daß die Oberflächenschicht sich in Zirkulation befindet.

Fig. 10.



Wind, Temperaturverteilung und wahrscheinliche Wasserbewegung in der südlichen Ostsee am 1. August 1907.

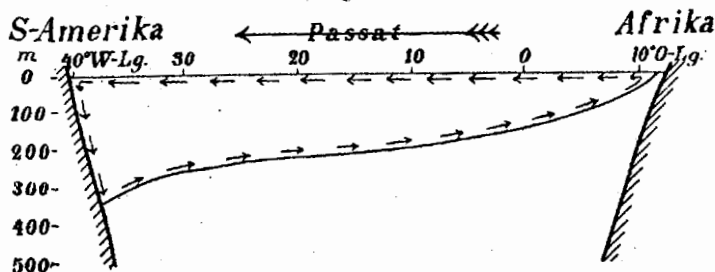
Wenn wir uns einen Querschnitt durch den Atlantischen Ozean auf 20° S-Br. denken, so weht der Passatwind längs dieses Querschnittes von Afrika nach Südamerika hin. Dem Atlas der Valdivia-Expedition können wir die Tiefen

der 15° C. Isotherme in verschiedenen Längen vom 20° S-Br. entnehmen und finden da folgende Werte:

Geographische Länge	Tiefe der Isotherme + 15° C auf 20° S-Br.					
	10° O	0°	10° W	20° W	30° W	40° W
Tiefe in Metern	40	140	190	220	260	330

Tragen wir diese Tiefen in einen Schnitt ein, so erhalten wir die Fig. 11, die zeigt, daß der Passatwind das warme Oberflächenwasser an der südamerikanischen Küste anhäuft. Die Vertiefung der 15° C. Isotherme an der südamerikanischen Küste deutet an, daß das Oberflächenwasser vom Passatwind in Zirkulation gesetzt wird.

Fig. 11.



Wind, Lage der 15° C. Isotherme und wahrscheinliche Wasserbewegung zwischen Afrika und Süd-Amerika auf 20° S-Br.

Unterseeische Wellen können nur von Fahrzeugen beobachtet werden, die an ein und demselben Orte eine längere Zeit verankert liegen bleiben und unaufhörlich Beobachtungen über Temperatur und Salzgehalt des Wassers in verschiedenen Tiefen vornehmen. Derartige Fahrzeuge sind z. B. die Leuchtschiffe im Kattegat, und diese beobachten manchmal ganz gewaltige Unterseewellen, die vom Skagerak ins Kattegat eindringen. Professor O. Pettersson hat eine solche Welle beschrieben.¹⁾ Die Isohaline von 34⁰/₀₀ Salzgehalt, die vom 16. bis 22. Oktober 1898 bei Skagens Leuchtschiff in 40 m Tiefe lag, hob sich in den Tagen vom 23. bis 28. Oktober bis zu einer Tiefe von nur 10 m, und am 26. Oktober betrug die Tiefe sogar nur 5 m. Es drang also in diesen Tagen eine 35 m hohe Unterwasserwelle ein, und diese selbe Welle passierte 6 Tage darauf das 34' davon entfernte Leuchtschiff Läsö Rinne. Die Geschwindigkeit der Welle betrug demnach 0,118 m in der Sekunde. Wenn man aber die Geschwindigkeit des Gegenstromes, die 0,35 m in der Sekunde war, hinzufügt, erhält man eine Geschwindigkeit von 0,468 m in der Sekunde. Das ist die Geschwindigkeit, die dieselbe Welle in stillstehendem Wasser von derselben Beschaffenheit gehabt haben würde. Da so gewaltige Unterwasserwellen bereits vorkommen können, wenn die Bodentiefe nur 40 m beträgt, so dürfte die Höhe der Unterwasserwellen im offenen Meere Hunderte von Metern betragen.

Die hier beschriebenen hydrographischen Erscheinungen zeigen eine so große Ähnlichkeit mit den oben beschriebenen Versuchen (Fig. 8 und 9), daß wir annehmen müssen, daß auch im Meere jeder vom Winde hervorgerufene Strom auf eine einzige Schicht begrenzt ist.

Die Versuche (Fig. 8 und 9) wurden in einem Gefäß vorgenommen, dessen Form nur Vertikalzirkulationen gestattete. Das Meer aber dehnt sich auch in horizontaler Richtung in zwei Dimensionen aus, weshalb im Meere auch Horizontalzirkulationen vorkommen können, die die obengenannten Bedingungen erfüllen. In diese Klasse sind alle Oberflächenströme zu rechnen, die in sich selbst zurücklaufen. Derartige kreisende Ströme gibt es im Atlantischen, im Indischen und im Stillen Ozean zwischen 5° und 45° S-Br., sowie zwischen 10° und 45°

¹⁾ Otto Pettersson, Über die Wahrscheinlichkeit von periodischen und unperiodischen Schwankungen in dem atlantischen Strom und ihre Beziehungen zu meteorologischen und biologischen Phänomenen. Abgedruckt in »Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionens Skrifter«. Gothenburg 1905.

N-Br. im Atlantischen und im Stillen Ozean. Diese Ströme, die alle antizyklonisch kreisen, werden offenbar von den atmosphärischen Antizyklonen in der Gegend der Roßbreiten getrieben.

5.

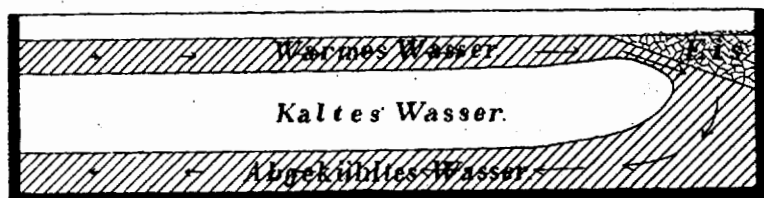
Wir wollen nun untersuchen, ob der oben aufgestellte Satz, daß jeder vom Wind hervorgerufene Strom auf eine einzige Schicht begrenzt ist, auch beim Golfstrom Gültigkeit hat.

Der Golfstrom bildet bekanntlich eine ungefähr 300 m dicke Schicht zwischen Westindien und Spitzbergen. Unterhalb dieser Schicht ist das Meerwasser kälter und spezifisch schwerer. Wäre der Golfstrom vom Winde erzeugt, so müßte nach dem oben Ausgeführten die ganze Golfstromzirkulation auf diese Golfstromschicht begrenzt sein und demnach in dieser Schicht ebensoviel Golfstromwasser von Spitzbergen nach Westindien wie in entgegengesetzter Richtung strömen. Die hydrographischen Beobachtungen zeigen jedoch, daß alles Wasser in der Golfstromschicht in der Richtung von Westindien nach Spitzbergen strömt. Daraus folgt, daß der Golfstrom nicht vom Wind hervorgerufen wird.

In der Tat muß in den arktischen Gegenden alles Golfstromwasser durch die Scheidefläche zwischen der Golfstromschicht und dem darunterliegenden Wasser herunterdringen; denn sonst würde die Golfstromschicht infolge der ständigen Zufuhr von Golfstromwasser von Süden her immer dicker werden; das wird sie aber nicht. Der Versuch (Fig. 8) zeigt, daß der Wind nicht imstande ist, das leichte Golfstromwasser in das spezifisch schwerere Unterwasser hineinzupressen. Dann, muß es also ein anderer Umstand sein, der dies veranlaßt, und das ist die Abkühlung des Golfstromwassers infolge Eisschmelzung oder Ausstrahlung.

Um den Unterschied der vom Winde und infolge Eisschmelzung hervorgerufenen Ströme deutlich zu beweisen, habe ich folgenden Versuch angestellt. Das Gefäß wurde mit zwei Arten Wasser von zwar gleichem Salzgehalt, aber verschiedenem Wärmegrad gefüllt. Diese Füllung wird am leichtesten in der Weise bewerkstelligt, daß man das Gefäß zunächst bis zu einer Höhe von 20 cm mit Wasser von $20^{\circ}/_{00}$ Salzgehalt füllt und dann in der Mitte des Behälters in 10 cm Wassertiefe eine Wärmequelle in Form einer von 40° C. warmen Wasser durchströmten Metallröhre anbringt. Darauf kommt das Wasser oberhalb des Niveaus der Metallröhre in Zirkulation und wird wärmer als das unter dem Niveau liegende Wasser. Spritzt man nun Fuchsinlösung oberhalb der Röhre in das Wasser, so färbt sich das obere, warme Wasser rötlich, während das darunterliegende, kalte Wasser ungefärbt bleibt.

Fig. 12.



Abkühlung und Herabsinken des Wassers infolge Eisschmelzung.

Das Gefäß ist nunmehr mit zwei verschiedenen Wassern gefüllt. Das obere, rot gefärbte Wasser ist spezifisch leichter, als das untere, ungefärbte. Wenn man jetzt auf das Wasser bläst, so entsteht die in Fig. 8 dargestellte Erscheinung, d. h. zwei Zirkulationen, und zwar eine in dem roten und eine andere in dem ungefärbten Wasser, und gleichzeitig eine scharf ausgeprägte Scheidefläche zwischen den beiden Wasserschichten, die keins der beiden Wasser zu durchdringen vermag. Legt man aber, anstatt zu blasen, an das eine Ende des Gefäßes eine Mischung von Eis und Kochsalz in die Wasseroberfläche, so findet man, daß das rote Wasser mit allergrößter Leichtigkeit das ungefärbte Wasser durchdringt und sich unter dasselbe legt, siehe Fig. 12.

Die Ursache dieser Erscheinung ist offenbar der Umstand, daß das Wasser, das in die Nähe des Eises kommt, abgekühlt wird und dadurch ein größeres spezifisches Gewicht erhält als zuvor. Es sinkt deshalb herab, bis es das Niveau erreicht hat, dem es infolge seines neuen spezifischen Gewichts angehört. Bei diesem Versuch wird das abgekühlte Wasser schwerer als alles übrige Wasser im Gefäß und sinkt deshalb auf den Boden herab.

Der wesentlichste Unterschied zwischen dem Einfluß des Windes und dem der Eisschmelzung besteht also in folgendem: Der Wind bewirkt nur eine Umlagerung des Wassers, kann jedoch nicht das spezifische Gewicht der einzelnen Wasserteilchen verändern. Wenn der Wind aufhört, wird jedes Wasserteilchen von den Bjerknesschen Kräften auf das Niveau zurückgetrieben, wo es infolge seines spezifischen Gewichtes hingehört, und das ist dasselbe Niveau, auf dem es sich befand, bevor der Wind zu wehen angefangen hatte. Sobald das Wasser nach einem Sturm wieder ins Gleichgewicht gekommen ist, ist es also in genau der gleichen Weise geschichtet, wie vor dem Sturm. Wenn dagegen Eis im Meerwasser schmilzt, so werden die einzelnen Wasserteilchen einer physischen Veränderung unterworfen, die eine Vergrößerung ihres spezifischen Gewichts zur Folge hat, weshalb sie von der Oberflächenschicht auf eine tiefere Schicht herabsinken, d. h. die Oberflächenschicht wird dünner, und die unteren Schichten werden dicker. Die Eisschmelzung hat mithin eine durchgreifende Veränderung der Schichtung des Wassers zur Folge.

Besonders deutlich ausgeprägt erscheint der Unterschied der vom Winde und der infolge Eisschmelzung hervorgerufenen Ströme, wenn man die Sache vom vektortheoretischen Standpunkt aus betrachtet. Alle durch Wind erzeugten Ströme sind kreisender Natur, weshalb man sie in der Vektortheorie auch wirbelnde Ströme nennt. Bei der Eisschmelzung dagegen kann der Vorgang als ein Herausnehmen von Wasser aus der Oberflächenschicht und ein Hineingießen von Wasser in eine tiefer liegende Schicht aufgefaßt werden. Die Ströme aber, die durch solche Vorgänge entstehen, sind wirbelfrei. Der Wind ruft also wirbelnde Ströme hervor, während die Eisschmelzung wirbelfreie Ströme erzeugt.

Der Versuch Fig. 12 zeigt, wie notwendig die Eisschmelzung für die Trift des Golfstromes ist. Die Eisschmelzung wandelt nämlich das nach den arktischen Gegenden kommende warme Wasser des Golfstroms in kaltes um, das nunmehr erst, da spezifisch schwerer, herabsinkt. Gleichzeitig zeigt aber der Versuch, daß es noch einen anderen Vorgang im Wasser geben muß, der ebenso wichtig für die Trift des Golfstroms ist. In den tropischen Gegenden muß nämlich ebenso viel warmes Golfstromwasser erzeugt werden, wie durch die Eisschmelzung in den arktischen Gegenden kaltes; denn sonst würde ja alles Golfstromwasser sehr bald in Tiefwasser verwandelt werden.

Demnach muß in den Tropen ebenso viel Wasser durch die untere Grenzfläche des Golfstroms heraufströmen, wie durch dieselbe Fläche in den arktischen Gegenden herabströmt. Das hinaufströmende Wasser stammt aus einer Schicht, die aus kaltem, spezifisch schwerem Wasser besteht, und muß deshalb eine solche physikalische Veränderung erleiden, daß es spezifisch leichter wird, bevor es durch die untere Grenzfläche des Golfstroms heraufdringen kann. Diese physikalische Veränderung, die naturgemäß in einer Erwärmung des Wassers besteht, muß innerhalb der unteren kalten Wasserschicht vor sich gehen. Da nun die untere Grenzfläche des Golfstroms in den Tropen in einer Tiefe von mehr als 500 m liegt, so muß es also in dieser Tiefe eine Wärmequelle geben, die genügend groß ist, um in jeder Sekunde so gewaltige Wärmemengen abgeben zu können, daß alles Wasser, das in jeder Sekunde mit dem Golfstrom vorwärts getrieben wird, von der niedrigen Temperatur der unteren Schicht auf die höhere der Golfstromschicht gebracht wird.

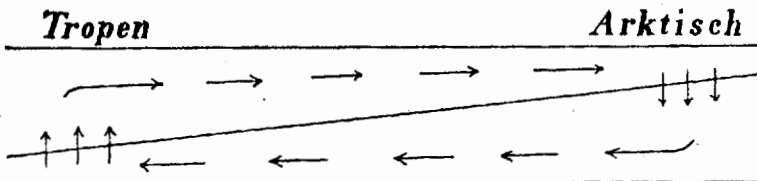
Diese Wärmequelle ist natürlich die Sonnenstrahlung in den Tropen. Da aber die Sonnenstrahlung nur einige zehn Meter herabzudringen vermag und demnach nur das Wasser in nächster Nähe der Wasseroberfläche direkt erwärmt, muß es noch etwas anderes geben, was die Wärme hinabführt. Das kann nur Konvektion

sein; denn Strahlung und Leitung von Schicht zu Schicht sind allzu geringfügig, um solche Wärmemengen, wie hier erforderlich sind, so tief hinabzutragen. Nach der gewöhnlichen Ansicht kann die Konvektion nur in homogen oder in stabil gelagertem Wasser vorkommen, nicht aber in Wasser, dessen spezifisches Gewicht mit der Tiefe wächst. Das letztere ist aber gerade in den Tropen der Fall, weshalb man erwarten sollte, daß eine Konvektion hier nicht stattfindet. Eine nähere Untersuchung zeigt indessen, daß Konvektion auch in stabil gelagertem Wasser vorkommen kann, vorausgesetzt, daß sowohl Temperatur als Salzgehalt gleichzeitig mit der Tiefe abnehmen. Dies trifft nun in der Tat in den Tropen zu. Dort wird eine Wassermasse an der Meeresoberfläche infolge der Abdunstung immer salzhaltiger, bis es schließlich so salzhaltig wird, daß es trotz seines hohen Wärmegrades spezifisch schwerer wird, als das nächste, darunter liegende Wasser. Es sinkt dann auf das Niveau herab, in dem das umgebende Wasser dasselbe spezifische Gewicht hat wie das sinkende Wasser. Das sinkende Wasser ist dann salzreicher und wärmer, aber spezifisch ebenso schwer wie das umgebende Wasser. Den hohen Salzgehalt behält es, gibt aber Wärme an das umgebende Wasser ab. Infolge dieser Abkühlung wird es schwerer und sinkt weiter auf ein noch tieferes Niveau herab, wo sich derselbe Vorgang wiederholt. Das Wasser sinkt so lange als sowohl sein Wärmeegrad wie sein Salzgehalt gleichzeitig mit der Tiefe abnehmen. Natürlich ist dieser Vorgang kein stufenweiser, wie wir ihn hier der Einfachheit halber geschildert haben, sondern ein unausgesetzter, so daß das sinkende Wasser immer salzreicher, wärmer und spezifisch schwerer als das umgebende Wasser ist und immer weiter sinkt. Durch die unaufhörliche Abkühlung wächst während des Sinkens sein spezifisches Gewicht fortgesetzt.

Wenn das sinkende warme und salzreiche Wasser in die kalte Schicht unterhalb des Golfstroms eingetreten ist, gibt es seine Wärme an das umgebende Wasser ab. Dadurch wird dieses Wasser leichter als seine Umgebung und fängt an zu steigen. Es kommt dabei in wärmere und salzreichere Schichten hinauf. Seinen geringen Salzgehalt behält es, nimmt aber stets Wärme von der Umgebung in sich auf und hält sich somit stets leichter als das umgebende Wasser. Es steigt aufwärts, bis es die Wasseroberfläche erreicht hat, wo es abdunstet, salzhaltig und warm wird, worauf es mit einer neuen Wärmemenge wieder herabsinkt. In dieser Weise kann man sich denken, daß Wärme von der Meeresoberfläche nach der kalten Schicht unterhalb des Golfstroms in den Tropen gebracht wird.

Wir haben also eine Erwärmung unterhalb des Golfstroms in den Tropen und eine Abkühlung in der Oberfläche des Golfstroms in den arktischen Gegenden. In den Tropen strömt das Wasser durch die untere Grenzfläche des Golfstroms aufwärts, während es in den arktischen Gegenden durch diese selbe Fläche abwärts strömt. Oberhalb dieser Grenzfläche strömt das warme Golf-

Fig. 13.



Schematische Darstellung der Golfstromzirkulation.

stromwasser nordwärts, unterhalb derselben strömt das kalte Golfstromwasser südwärts. Man kann sich demnach den Golfstrom als eine in sich geschlossene Zirkulation in zwei Schichten vorstellen. Betrachten wir die obere dieser Schichten für sich, so findet hier stets Wasserzufuhr in den Tropen und Wasserabfluß in den arktischen Gegenden statt. Dadurch wird diese Schicht in den Tropen dicker als in den arktischen Gegenden. Die untere Begrenzungsfläche dieser Schicht wird deshalb schräg und die Schicht selber keilförmig, siehe Fig. 13. In der Schicht wirken also nordwärts gerichtete Bjerknessche Kräfte,

und diese Kräfte sind es, die den nordwärts gehenden Zweig des Golfstroms treiben. In der unteren Schicht dagegen findet Wasserzufuhr in den arktischen und Wasserabfluß in den tropischen Gegenden statt. Dadurch wird diese Schicht in den arktischen Gegenden dicker als in den Tropen, und ihre untere Grenzfläche wird somit beinahe horizontal; siehe Fig. 13. Die Bjerknesschen Kräfte in dieser Schicht sind südwärts gerichtet, und sie sind es, die den kalten, südwärts gehenden unteren Zweig des Golfstroms treiben.

Die Wassermenge, die im Golfstrom vorwärts getrieben wird, hängt ausschließlich von der Wärmemenge ab, die der unteren Golfstromschicht in den Tropen zugeführt, bzw. aus der oberen Golfstromschicht in den arktischen Gegenden weggeführt wird.

Die Bjerknesschen Kräfte, die den Golfstrom vorwärts treiben, passen sich den Verhältnissen immer so an, daß sie genau die Größe haben, die erforderlich ist, um das in den Tropen bzw. den arktischen Gegenden umgewandelte Wasser wegzuführen. Die zu diesem Zweck notwendige Regulierung der Bjerknesschen Kräfte erfolgt vollkommen automatisch, wie die folgenden Beispiele zeigen werden.

Wenn z. B. ein nördlicher Wind längs des ganzen Golfstroms weht, so wird seine Bewegung dadurch zunächst gehemmt. Die Erwärmung in den Tropen und die Abkühlung in den arktischen Gegenden dauern jedoch fort, und es werden deshalb die gleichen Wassermengen in jeder Zeiteinheit wie früher umgewandelt, was zur Folge hat, daß der Golfstrom mit seiner nunmehr verminderten Geschwindigkeit nicht alles umgewandelte Wasser mit sich fortzuführen vermag. Die Folge hiervon wieder ist eine Anhäufung des warmen Wassers in den Tropen bzw. des kalten Wassers in den arktischen Gegenden. Diese Anhäufung bewirkt aber, daß die Scheidefläche zwischen den beiden Golfstromschichten (siehe Fig. 13) einen steileren Verlauf nimmt, d. h. mit anderen Worten eine Verstärkung der Bjerknesschen Kräfte, die den Golfstrom treiben. Diese Verstärkung der Bjerknesschen Kräfte setzt sich fort, so lange als die oben erwähnte Anhäufung stattfindet, d. h. so lange, als der Golfstrom zu geringe Geschwindigkeit besitzt. Die Bjerknesschen Kräfte wachsen also, bis sie so stark werden, daß sie imstande sind, die normale Wassermenge trotz des Gegenwindes fortzutreiben.

Wenn dagegen längs des Golfstroms südlicher Wind weht, so wird dessen Geschwindigkeit zunächst beschleunigt, und er vermag mehr Wasser mit sich fortzuführen, als in den Tropen und in den arktischen Gegenden umgewandelt wird. Die Folge davon ist, daß sich die bisher schräg verlaufende Scheidefläche zwischen den beiden Golfstromschichten beinahe horizontal legt; die Bjerknesschen Kräfte, die den Golfstrom treiben, nehmen ab, und die Abnahme dieser Kräfte dauert so lange an, als der Golfstrom zu große Geschwindigkeit hat, d. h. bis die Bjerknesschen Kräfte so gering geworden sind, daß sie trotz der Hilfe des Windes nicht mehr als die normale Wassermenge vorwärts zu treiben vermögen.

Die Bjerknesschen Kräfte, die das Golfstromwasser vorwärts treiben, passen sich also immer dem Widerstande an, den der Golfstrom zu überwinden hat. Bei stillem Wetter rührt dieser Widerstand nur von der inneren Reibung des Wassers her. Man brauchte also nur die Bjerknesschen Kräfte im Golfstrom bei stillem Wetter zu messen, um die Größe des Widerstandes infolge der inneren Reibung des Meerwassers, den der Golfstrom bei seiner Vorwärtsbewegung zu überwinden hat, bestimmen zu können. Wenn Wind über dem Golfstrom weht, so sind die Bjerknesschen Kräfte gleich der algebraischen Summe der Widerstände, die durch die innere Reibung des Meerwassers und durch den Wind hervorgerufen werden.

6.

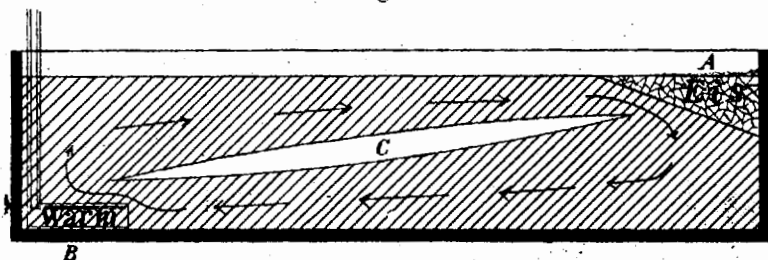
Es fällt ziemlich schwer, die schräge Fläche zwischen den beiden Golfstromschichten experimentell darzustellen. Die Schwierigkeit besteht darin, daß es dasselbe Wasser sein muß, das oberhalb wie unterhalb der Fläche strömt. Wenn man also einen Teil des Wassers färbt, würde sehr bald das ganze Wasser

die gleiche Farbe erhalten, wodurch es unmöglich wäre, die Scheidefläche festzustellen. Da aber diese Fläche gerade das Kraftfeld, das den Golfstrom vorwärts treibt, sehr deutlich hervortreten läßt und somit von der größten Wichtigkeit ist, habe ich so lange hiermit Versuche angestellt, bis es mir endlich gelang, diese Fläche deutlich sichtbar zu machen.

Dies wird in der Weise bewerkstelligt, daß man eine intermediäre Schicht zwischen die beiden Schichten einschaltet, die beim Versuche die beiden Golfstromschichten darstellen sollen. Da diese Schicht nicht an der beim Versuche nachgeahmten Golfstromzirkulation teilnimmt, kann sie anders gefärbt werden als das zirkulierende Wasser. Dieses letztere reißt nun Wasserteile von der intermediären Schicht los, so daß diese schließlich ziemlich dünn wird und den Eindruck einer Fläche macht, die in schräger Richtung steht.

Bei Ausführung des Versuchs geht man am zweckmäßigsten von dem letzten, in Fig. 12 dargestellten Versuche aus. Wenn der Versuch so weit gediehen ist, wie Fig. 12 zeigt, bringt man an einem Ende des Gefäßes unten am Boden — wie aus Fig. 14 ersichtlich — eine Wärmequelle in Form einer von heißem Wasser durchströmten Metallröhre an. Das rot gefärbte Wasser sinkt dann an der Stelle, wo das Eis liegt — A —, abwärts und steigt an der Stelle, wo die Wärmequelle — B — angebracht ist, aufwärts, wodurch also eine geschlossene Zirkulation um den ungefärbten Wasserstreifen — C — herum entsteht. Dieses Wasser bildet, wie Fig. 14 zeigt, eine schräge, linsenförmige Schicht, die nach und nach mit fortschreitender Zirkulation des umgebenden roten Wassers immer dünner wird, so daß sie schließlich den Eindruck einer schrägen Fläche macht.

Fig. 14.



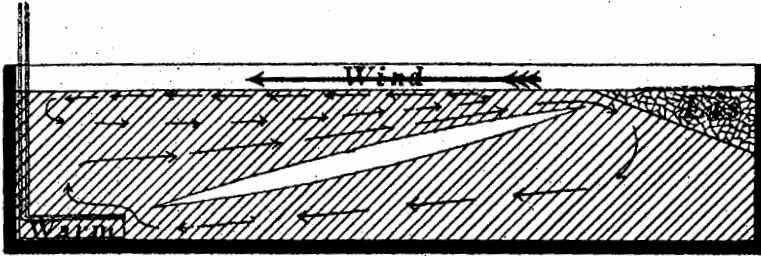
Zirkulation, hervorgerufen durch Eisschmelzung an der Oberfläche und Erwärmung in der Tiefe.

Bei diesem Versuch können wir alles, was oben vom Golfstrom gesagt wurde, im kleinen vorführen. Das Eis — A — beim Versuche, Fig. 14, entspricht dem Polareise, und die Wärmequelle — B — am Boden des Gefäßes der tief herabreichenden Konvektion in den Tropen. Das obere warme Wasser entspricht dem nordwärts gehenden, das untere abgekühlte Wasser dem unteren, südwärts gehenden Zweige des Golfstroms. Zwischen ihnen liegt eine dünne, schräge Schicht, die der schrägen Scheidefläche zwischen den beiden Golfstromschichten entspricht. Infolge der Schrägheit dieser Fläche nehmen die obere warme sowie die untere kalte Schicht eine keilförmige Gestalt an, und es treten in beiden Schichten Bjerknessche Kräfte auf, die von den dickeren nach den dünneren Enden dieser Schichten gerichtet sind. Diese Kräfte treiben warmes oberes Wasser gegen die Stelle, wo das Eis liegt — A —, und das kalte untere Wasser gegen die Stelle, wo die Erwärmung stattfindet — B —, genau wie im Falle des Golfstroms. Sie passen sich dem Widerstande an, den der Strom zu überwinden hat, und werden gerade so groß, daß sie imstande sind, das durch das Eis abgekühlte Wasser bzw. das am anderen Ende des Gefäßes erwärmte Wasser wegzuführen. Der Widerstand gegen die Bewegung des Wassers hängt aber nur von dessen eigener innerer Reibung ab. Die Bjerknesschen Kräfte im Gefäß geben also ein Maß für den Widerstand, der sich infolge der inneren Reibung des Wassers dem Strome entgegenstellt.

Wenn wir nun auf die Wasseroberfläche in der Richtung gegen den Oberflächenstrom blasen, so entsteht dadurch eine besondere Zirkulation in der Richtung des Windes in dem Teile des Wassers, der am nächsten der Oberfläche

liegt, siehe Fig. 15. Es wird aber ebensoviel Wasser wie vorher an dem einen Ende des Gefäßes erwärmt und an dem anderen Ende des Gefäßes abgekühlt, und die auf diese Weise umgewandelten Wassermengen müssen längs des Behälters hinströmen. Nun ist aber die Durchflußöffnung für diese Wassermengen enger geworden, weil die vom Winde hervorgerufene Zirkulation ebenfalls Raum im Gefäß beansprucht. Dadurch aber wächst der Widerstand gegen den Strom, die schräge Zwischenschicht stellt sich steiler, und die Bjerknesschen Kräfte wachsen, bis sie trotz der verminderten Durchflußöffnung das erwärmte und das abgekühlte Wasser fortzuschaffen vermögen. Jetzt sind aber die Bjerknesschen Kräfte gleich der Summe der Widerstände infolge Wind und Reibung.

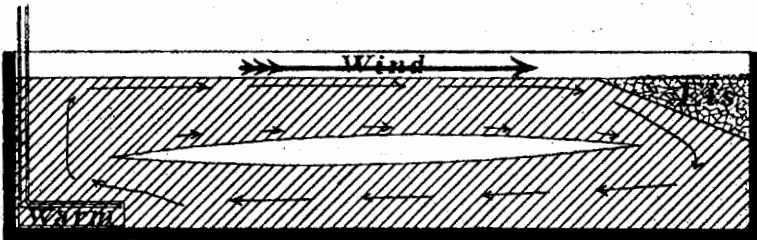
Fig. 15.



Thermische Zirkulation bei entgegenwirkendem Winde.

Wenn man dagegen auf die Wasseroberfläche in der Richtung mit dem Strome bläst, so wird das Oberflächenwasser schneller vorwärts getrieben als bisher. Gleichzeitig werden jedoch auch jetzt nur die gleichen Mengen wie vorher an dem einen Ende des Gefäßes erwärmt bzw. am anderen Ende abgekühlt, und nur die hierdurch umgewandelten Wassermengen brauchen längs des Gefäßes hinzuströmen. Da das Oberflächenwasser jetzt schneller als vorher strömt, braucht das darunter liegende Wasser nicht so schnell wie früher zu strömen, die Bjerknesschen Kräfte, die es vorwärts treiben, brauchen also nicht mehr so groß zu sein wie vorher. Die schräge Zwischenschicht legt sich deshalb beinahe horizontal, siehe Fig. 16. Jetzt sind die Bjerknesschen Kräfte gleich dem Unterschiede des Widerstandes infolge der inneren Reibung und der unterstützenden Kraft des Windes.

Fig. 16.



Thermische Zirkulation, vom Winde unterstützt.

Diese Versuche zeigen, wie verschiedenartig und voneinander getrennt die vom Winde und die durch thermische Ursachen hervorgerufenen Ströme tatsächlich verlaufen. In Fig. 15 hat der vom Winde erzeugte wirbelnde Strom sogar eine besondere Zirkulation gebildet, die vom thermischen, wirbelfreien Strome völlig getrennt ist. In Fig. 16 sind die beiden Bewegungen zwar vermischt, aber die Superposition ist so einfach hergestellt, daß man sofort sehen kann, wieviel von der Bewegung dem Winde und wieviel thermischen Ursachen zuzuschreiben ist.

7.

Die beiden Versuche, die in Fig. 12 bzw. 14 dargestellt sind, zeigen, daß es im Meere sowohl Erwärmung wie auch Abkühlung geben muß, wenn eine geschlossene Zirkulation aus thermischen Ursachen entstehen soll. Die zwei

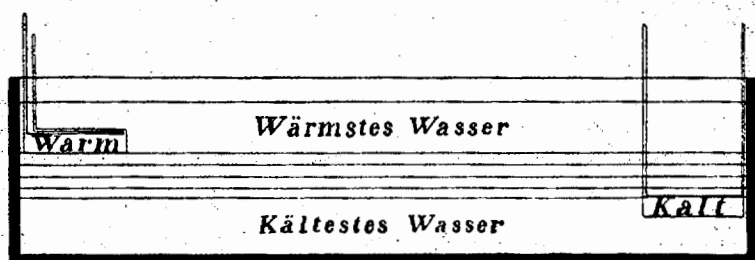
folgenden Versuche werden zeigen, daß es zu diesem Zwecke außerdem notwendig ist, daß das Niveau, auf dem das Wasser erwärmt wird, unterhalb des Niveaus liegt, auf dem es abgekühlt wird.

Wir füllen das Gefäß mit einer einzigen Wasserart von ungefähr 20 ‰ Salzgehalt und bringen im Gefäß zwei Metallröhren in 6 bzw. 14 cm Wassertiefe an, von denen die erstere von heißem Wasser von etwa 40° C., die letztere von Eiswasser von etwa 0° C. durchströmt wird. Die dünnen Röhren, die das warme und das kalte Wasser zu- bzw. ableiten, müssen hierbei durch einen Gummiüberzug isoliert sein. Das Wasser oberhalb der Warmwasserröhre und unterhalb der Eiswasserröhre kommt bald in ziemlich starke Strömung, die aber später nachläßt, um schließlich ganz aufzuhören. Das dazwischen liegende Wasser ist immer sehr still und wird schließlich ganz ruhig, so daß alles Wasser im Gefäß am Ende des Versuchs trotz der ständigen Durchströmung von warmem bzw. kaltem Wasser ruhig ist. Die Wasserbewegung kann auf verschiedenen Stufen des Versuchs beobachtet werden dadurch, daß man dann und wann etwas pulverisiertes Kaliumpermanganat ins Wasser streut und die Bewegung der hierbei entstehenden gefärbten Vertikalen beobachtet.

Es ist leicht, einzusehen, aus welchem Grunde bei diesem Versuche das Wasser schließlich vollständig still wird. Das Wasser nämlich, das die warme Metallröhre umgibt, wird beim Beginn des Versuchs wärmer und leichter als seine Umgebung und steigt an die Oberfläche hinauf, wo dadurch eine warme Schicht entsteht, die infolge des ständigen Zuflusses von warmem Wasser von unten immer dicker wird. Ist die Schicht so dick geworden, daß ihre untere Begrenzungsfläche die untere Seite der warmen Metallröhre tangiert, hört sie auf zu wachsen, weil die warme Röhre sich nunmehr innerhalb der warmen Schicht befindet. Anstatt einer weiteren Vergrößerung der Schicht findet nun eine Nachwärmung derselben statt, so daß alles Wasser in der Schicht denselben Wärmegrad erreicht wie die warme Metallröhre. Dann gibt diese keine Wärme mehr an das umgebende Wasser ab, die warme Wasserschicht wird homogen, die Bjerknesschen Kräfte innerhalb dieser Schicht verschwinden, und das Wasser selbst wird ruhig.

In ganz entsprechender Weise entsteht in dem Gefäß eine kalte Bodenschicht, deren obere Begrenzungsfläche die obere Seite der kalten Eiswasserröhre tangiert. Wenn alles Wasser in dieser Schicht den Wärmegrad der kalten Röhre annimmt und somit homogen wird, so verschwinden auch in der kalten Bodenschicht die Bjerknesschen Kräfte, und das Wasser dieser Schicht wird ebenfalls ruhig.

Fig. 17.

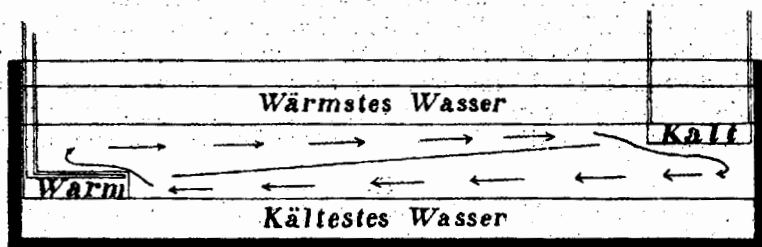


Wärmequelle oberhalb der Kältequelle. Das Wasser in der oberen und unteren homogenen Schicht, ebenso wie in der stabil gelagerten Zwischenschicht bleibt schließlich gänzlich stillstehen.

In der Zwischenschicht wird das Wasser anfangs von den heftigen Bewegungen oberhalb und unterhalb der Schicht mit fortgerissen; wenn aber diese Bewegungen abnehmen, kommt auch das Zwischenwasser zur Ruhe. Indessen bildet dieses Wasser keine homogene Schicht, sondern ist stabil gelagert, indem ihr Wärmegrad mit der Tiefe abnimmt; diese Schicht ist also streng genommen aus mehreren dünnen, horizontalen Schichten zusammengesetzt. Die horizontalen Striche in Fig. 17, die isotherme Linien darstellen, sollen dies veranschaulichen.

Das Gefäß wird jetzt geleert und von neuem mit Wasser von 20 ‰ Salzgehalt gefüllt. Wir senken die von warmem Wasser durchströmte Metallröhre 14 cm und die kalte Eiswasserröhre 6 cm tief ins Wasser hinein. Das Wasser im Gefäß kommt sofort in heftige Bewegung, die eine Zeitlang andauert. Schließlich aber kommt das Wasser oberhalb der kalten Röhre und unterhalb der warmen Röhre fast ganz zur Ruhe, während das Zwischenwasser eine regelmäßige Zirkulation ausführt, entsprechend der in Fig. 14 dargestellten. Wenn man den Wärmegrad des Wassers im Gefäß mißt, findet man die in Fig. 18 eingeschriebene Wärmeverteilung. Das wärmste Wasser liegt oberhalb des Niveaus der kalten Röhre und das kälteste Wasser unterhalb des Niveaus der warmen Röhre. Mitten drin in der Zwischenschicht liegt die schräge Fläche, die die Bjerknesschen Kräfte erzeugt, die nötig sind, um die Zirkulation in dieser Schicht zu erhalten. Oberhalb dieser Fläche ist das Wasser etwas wärmer als unterhalb derselben.

Fig. 18.



Wärmequelle unterhalb der Kältequelle. Es entsteht eine thermische Zirkulation zwischen zwei stillstehenden Schichten.

Das warme Oberflächenwasser und das kalte Bodenwasser sind beide ganz ruhig. Die geringfügige Bewegung, die es hat, rührt offenbar von der Reibung gegen die Ströme der Zwischenschicht her. Wenn man Fuchsinlösung in das Wasser der Zwischenschicht einspritzt, wird diese Schicht bald gänzlich rot gefärbt, während die Oberflächen- wie die Bodenschicht farblos bleiben. Das zwischen der Wärme- und der Kältequelle zirkulierende Wasser steht demnach in keinerlei Beziehung zu dem Wasser, das sich oberhalb des Niveaus der Kältequelle und unterhalb des Niveaus der Wärmequelle befindet.

Dieses Verhältnis kommt offenbar auf folgende Weise zustande. Bei Beginn des Versuchs wird das Wasser, das die warme Metallröhre umgibt, erwärmt, und dadurch leichter geworden als seine Umgebung, steigt es deshalb an die Oberfläche hinauf, wo es eine warme Oberflächenschicht bildet. Das Wasser dagegen, das die kalte Metallröhre umgibt, wird abgekühlt und, dadurch schwerer als seine Umgebung geworden, sinkt auf den Boden herab, wo es eine kalte Bodenschicht bildet. Diese beiden Schichten werden nach und nach immer dicker infolge des beständigen Zuflusses von warmem bzw. kaltem Wasser. Wenn die kalte Bodenschicht so dick geworden ist, daß sie die warme Metallröhre erreicht, wird ihr oberer Teil davon erwärmt, worauf das erwärmte Wasser aufwärts steigt. Aber dieses ursprünglich kalte Wasser wird nicht bis auf die hohe Temperatur der Oberflächenschicht erwärmt, weil es eben anfänglich kälter war; es bildet deshalb eine Schicht für sich unterhalb der Oberflächenschicht. In ganz entsprechender Weise ist der Vorgang, wenn die warme Oberflächenschicht allmählich so dick geworden ist, daß sie die kalte Metallröhre erreicht. Dann wird der untere Teil der Schicht von der Metallröhre abgekühlt, worauf das abgekühlte Wasser herabsinkt. Es ist aber zu warm, um bis zur niedrigen Temperatur der Bodenschicht abgekühlt zu werden, weshalb es nicht in diese hinabsinkt, sondern ebenfalls eine Schicht für sich oberhalb der Bodenschicht bildet. Sobald aber dieses Wasser an das andere Ende des Gefäßes gelangt, trifft es auf die warme Metallröhre, wird erwärmt und steigt bis zur unteren Grenzfläche der warmen Oberflächenschicht hinauf, unterhalb welcher es sich ausbreitet. Am anderen Ende des Gefäßes kommt es in Berührung mit der kalten Metallröhre, wird abgekühlt und sinkt bis zur oberen Grenzfläche der kalten Bodenschicht hinab,

oberhalb welcher es sich wieder ausbreitet und denselben Kreislauf wiederholt. In dieser Weise entsteht die Zwischenzirkulation.

Die warme Oberflächenschicht und die kalte Bodenschicht sind nunmehr von der Wärme- und der Kältequelle gänzlich abgesperrt, so daß kein Austausch mehr zwischen diesen Wasserschichten im Gefäß stattfindet. Nur in dem Falle, daß man den Versuch so weit treibt, daß die beiden stillstehenden Schichten von außen so viel Wärme empfangen bzw. abgegeben haben, daß sie beide etwa Zimmertemperatur annehmen, findet ein weiterer Austausch statt.

Aus diesen beiden Versuchen ziehen wir den Schluß, daß eine durch thermische Ursachen entstandene Zirkulation nur dann stattfindet, wenn das Niveau der Wärmequelle unterhalb des Niveaus der Kältequelle liegt. Die Zirkulation ist dabei auf den Raum zwischen diesen beiden Niveaus beschränkt, und das Wasser, das sich oberhalb der Kältequelle oder unterhalb der Wärmequelle befindet, nimmt also an dieser Zirkulation nicht teil.

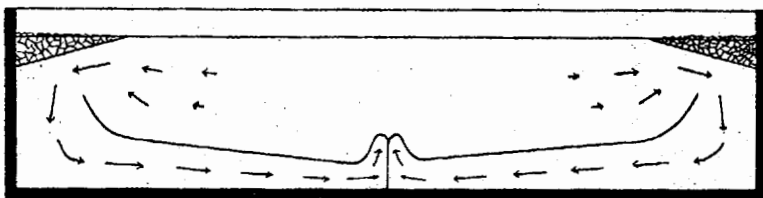
Im Meere befindet sich in den arktischen Gegenden die Kältequelle an der Oberfläche, und die Wärmequelle in den Tropen dürfte wohl kaum tiefer als 1000 m hinabdringen. Die durch thermische Ursachen hervorgerufenen Zirkulationen sind demnach im Meere auf die oberen 1000 m beschränkt, und das tiefer liegende Wasser ist von dem oberen gänzlich getrennt, vorausgesetzt, daß nicht das Unterwasser auf die eine oder andere Weise erwärmt wird.

8.

Ich will noch einen Versuch hier beschreiben, um die oben gefundenen Tatsachen noch stärker betonen zu können.

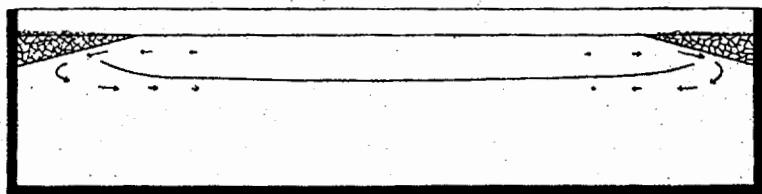
Wir füllen das Gefäß mit ein und derselben Wasserart von ungefähr 20 ‰ Salzgehalt und legen salzgemischtes Eis an beiden Enden des Gefäßes gleichzeitig hinein. Dann sinkt an beiden Enden das Wasser im Gefäß, und es entstehen zwei Bodenströme, die in der Mitte des Gefäßes zusammentreffen. Dies kann man bei Projektion des Versuchs sehr deutlich sehen. Beim Zusammenstoß bildet sich eine Erhöhung des Bodenwassers, und gleich darauf erfolgt ein Zurückprallen desselben. Fig. 19 zeigt die Form des Bodenwassers im Augenblick des Zusammenstoßes.

Fig. 19.



Eisschmelzung an beiden Enden des Gefäßes. Es entstehen zwei symmetrische Bodenströme, die in der Mitte des Gefäßes zusammentreffen.

Fig. 20.



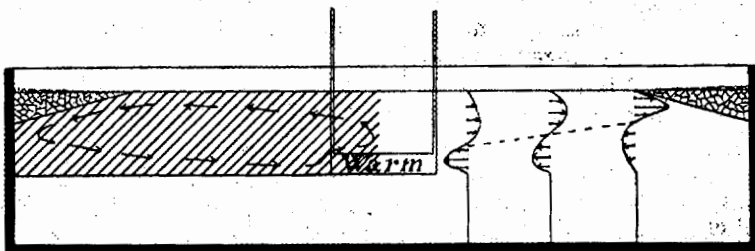
Fortsetzung des in Fig. 19 dargestellten Versuchs. Beinahe alles Wasser im Gefäß ist abgekühlt worden. Die Wasserbewegung hat jetzt beträchtlich abgenommen und wird bald gänzlich aufhören.

Dieser Versuch zeigt, wie das Wasser durch Eisschmelzung geschichtet werden kann. Es ist anfänglich im ganzen Gefäß homogen, aber sobald das Eis zu schmelzen anfängt, bildet sich eine spezifisch schwerere Bodenwasserschicht, und das Wasser besteht nunmehr aus zwei Schichten von verschiedenem spezifischen Gewicht. Während der Eisschmelzung wird die obere Schicht immer dünner und die untere Schicht immer dicker, so daß bald das in Fig. 20

dargestellte Verhältnis eintritt, wobei es in der Oberflächenschicht und dem oberen Teil der unteren Schicht nur schwache Ströme gibt, während das Bodenvasser ganz still steht. Aus Fig. 19 und 20 ersehen wir, daß sowohl die Bjerknesschen Kräfte wie auch die Wassergeschwindigkeit während der Eisschmelzung abnehmen. Schließlich wird alles Oberflächenwasser abgekühlt, die Oberflächenschicht ist somit verschwunden, und alles Wasser im Gefäß bildet eine einzige homogene Schicht von kaltem Wasser. Die Eisschmelzung kann also auch geschichtetes Wasser in homogenes umwandeln. Es wirken nun keine Bjerknesschen Kräfte mehr im Wasser, das ganz still steht. Das Eis liegt gänzlich unberührt im Wasser und schmilzt nicht länger.

Wir führen nunmehr eine Wärmequelle in Form einer von warmem Wasser durchströmten Metallröhre in der Mitte des Gefäßes ein, siehe Fig. 21. Das Wasser in der Umgebung dieser Metallröhre wird wärmer und leichter als vorher und fängt an zu steigen. Bald ist alles Wasser oberhalb des unteren Niveaus der Metallröhre auf diese Weise etwas wärmer als das darunter liegende Wasser geworden, und wir haben mithin wieder zwei Schichten im Gefäß. Eine in das Wasser eingeführte Wärmequelle kann also auch homogenes Wasser schichten. Spritzt man etwas Fuchsinlösung in das Oberflächenwasser, so findet man, daß die von der Wärmequelle in der Mitte und den Eisstücken an den beiden Enden des Gefäßes hervorgerufenen Zirkulationen auf die Schicht oberhalb des Niveaus der Metallröhre beschränkt sind; denn diese Schicht wird bald rot gefärbt, während die untere Schicht völlig klar bleibt. Der gestrichelte Teil in Fig. 21 soll das gefärbte Wasser darstellen.

Fig. 21.



Fortsetzung des in Fig. 19 und 20 dargestellten Versuchs. Eine Wärmequelle ist mitten im Gefäß angebracht, und infolgedessen sind zwei symmetrische thermische Zirkulationen neu entstanden. Das zirkulierende Wasser ist links mit Fuchsin gefärbt. Rechts sind mittels Kaliumpermanganat drei — gefärbte — Vertikale hergestellt, die vom Strom gebogen worden sind; unten sind sie noch vertikal, weil es hier keinen Strom gibt.

Wenn man pulverisiertes Kaliumpermanganat in der Weise ins Wasser streut, daß man einige gefärbte Vertikale im Gefäß erhält, so können wir aus der Bewegung dieser Vertikalen sehen, daß das Wasser in der oberen Schicht ziemlich kräftig zirkuliert, während es in der unteren Schicht beinahe still steht. Drei solche in ihrem oberen Teile gebogene Linien sind in Fig. 21 eingezeichnet. Wir sehen weiter, daß zwischen der Wärmequelle und jedem Eisstück eine Zirkulation von derselben Art stattfindet, wie die in Fig. 14 dargestellte. Selbst die schräge Fläche der Fig. 14 können wir bei diesem Versuche sehen, wenn wir mit Hilfe der gebogenen Linien in Fig. 21 Pfeile einzeichnen, die die Richtung und Größe der Wasserbewegung angeben und darauf die Punkte verbinden, wo diese Wasserbewegung gleich Null ist. (Siehe die gestrichelte schräge Linie in Fig. 21.)

Der zuletzt beschriebene Zustand dieses Versuches stellt gewissermaßen die Verhältnisse im Meere dar. Die Eisstücke an den beiden Enden des Gefäßes stellen die arktischen und antarktischen Eismassen dar, die warme Metallröhre in der Mitte des Gefäßes die Wärmekonvektion in den Tropen und den Gegenden am Äquator. Der Versuch zeigt, daß die aus thermischen Ursachen herrührenden Strömungen zwischen der Oberfläche und dem Niveau, bis auf

welches die thermische Konvektion in den Tropen herabreicht, verlaufen, und daß das Wasser, das sich unterhalb dieses Niveaus befindet, von den thermischen Vorgängen unabhängig ist.

Dieses Tiefenwasser ist mithin den thermischen Einflüssen, wie auch dem direkten Einfluß des Windes entzogen. Es mag von Interesse sein, zu untersuchen, ob es vielleicht dennoch irgend eine Bewegung besitzen kann.

Wäre die Schicht vollständig homogen, so würden infolge Reibung gegen die darüber liegende zirkulierende Schicht zwei Zirkulationen sich in der unteren Schicht bilden, die durch eine ungefähr vertikale Scheidefläche in der Äquatorgegend getrennt wären. In diesem Falle würde also eine ziemlich kräftige Bewegung innerhalb der unteren Schicht stattfinden. Ist das Tiefenwasser dagegen aus mehreren aufeinander liegenden homogenen Schichten zusammengesetzt, so setzt die Reibung gegen die Schicht der thermischen Zirkulation die oberste dieser Schichten in Bewegung, diese teilt ihre Bewegung der nächsten Schicht mit u. s. f., etwa wie es in Fig. 5 dargestellt ist. Im Meere ist das Tiefenwasser bekanntlich beinahe homogen, aber dennoch ein wenig stabil gelagert; und es fällt mithin nicht leicht zu sagen, wie dieses Wasser infolge Reibung gegen die zirkulierende obere Schicht in Bewegung gesetzt wird.

Auch der Wind dürfte wohl einen gewissen Einfluß auf die Bewegung des Tiefenwassers haben. Wenn wir beim letzten Versuche in der Weise auf die Oberfläche blasen, wie es in Fig. 9 gezeigt wurde, so entsteht eine wellenförmige Erhebung der horizontalen Scheidefläche zwischen dem thermisch zirkulierenden Wasser und dem Tiefenwasser. Solange als der Wind konstant bleibt, bleibt diese Erhebung unverändert; wenn aber der Wind sich verändert, wird auch entsprechend die Erhebung verändert. Wahrscheinlich rufen die auf dem Meere vorherrschenden Winde in analoger Weise permanente Erhebungen und Schrägheiten der entsprechenden Scheidefläche im Meere hervor, und dann müssen die Veränderungen im Winde entsprechende Veränderungen in diesen Erhebungen und Schrägheiten hervorrufen.

Schließlich muß noch hervorgehoben werden, daß das Tiefenwasser nicht gänzlich von thermischen Vorgängen unbeeinflusst bleibt, da es ja alle Wärme in sich aufnimmt, die aus dem Innern der Erde zum Meeresboden hingeleitet wird. Diese Wärmemengen sind allerdings sehr klein, im Lauf der Zeit werden sie aber das Bodenwasser genügend erwärmen können, um es in der beinahe homogenen Tiefenwasserschicht zum Aufsteigen zu bringen.

Wieviel jede dieser drei Ursachen die Bewegung des Tiefenwassers beeinflusst, kann vielleicht durch dynamische Bearbeitung der hydrographischen Tiefenbeobachtungen festgestellt werden. Solche Beobachtungen zeigen aber schon, daß das Tiefenwasser ziemlich stark bewegt sein muß; denn es ist so gut ventiliert, daß es die unzähligen Tiere in diesen Tiefen mit genügendem Sauerstoff zu versehen vermag. So ventiliert könnte es kaum sein, wenn es nicht ab und zu in Berührung mit der Atmosphäre käme. Dieses Wasser kann aber nicht bis an die Oberfläche gelangen, ohne von unten her erwärmt zu werden, und somit scheint es, als ob die aus dem Inneren der Erde kommende Wärme wenigstens eine gewisse Rolle für die Bewegung dieses Wassers spielt.

9.

Die Ergebnisse der obigen Untersuchung können wir zu folgendem Schlußurteil zusammenfassen. Die Ursachen der Meeresbewegungen können in zwei Gruppen geteilt werden. Zur ersten Gruppe gehören alle Kräfte mechanischer Natur, die das Wasser nur fortbewegen können, ohne eine physikalische Veränderung desselben zu bewirken, wie der Wind, die ablenkende Kraft der Erddrehung, der Widerstand infolge der inneren Reibung des Wassers, und die Trägheitskraft, die eine bewegte Wassermasse bei Stoß oder Reibung gegen anderes Wasser ausübt. Jeder von solchen Kräften vorwärts getriebene Strom hat die charakteristische Eigenschaft, daß er eine kreisende Bewegung in einer einzigen Schicht ausführt.

Zur zweiten Gruppe der Bewegungsursachen gehören die Vorgänge, die eine Veränderung des spezifischen Gewichts des Meerwassers zur Folge haben, wie Erwärmung und Abkühlung, Vergrößerung des Salzgehaltes infolge Verdunstung oder Ausfrierens und weiter Verminderung des Salzgehaltes durch Zufluß von Flußwasser oder Eisschmelzung. In jedem aus solchen Ursachen vorwärts getriebenen Strom sind die Bjerknesschen Kräfte gleich groß wie der gesamte Widerstand gegen den Strom, und sie haben dieselbe Richtung wie die Wasserbewegung. Der Strom selbst hat die charakteristische Eigenschaft, daß er wirbelfrei ist und in mehreren Schichten verläuft.

Die Reisen deutscher Segelschiffe in den Jahren 1893 bis 1904 und ihre mittlere Dauer.

(Hierzu 2 Übersichtskarten, Tafeln 1 u. 2.)

Einleitung. Unter obigem Titel erscheint im »Aus Archiv der Deutschen Seewarte«, Jahrgang 1907, eine Arbeit, in der versucht worden ist, durch Zusammenstellung einer großen Anzahl Seglerreisen ihre mittlere Dauer für die Gegenwart abzuleiten. Die Hauptpunkte und Ergebnisse dieser Arbeit mögen hier für weitere Kreise auszugsweise wiedergegeben werden, während in bezug auf die umfangreichen Tabellen und weitere Einzelheiten auf die Originalarbeit verwiesen werden muß. Bemerkt sei noch, daß hierbei nur eine rein statistische Zusammenstellung über die Dauer der verschiedenen Reisen gegeben werden konnte, von einer Schilderung der Ursachen aber, die die Länge oder Kürze der Reisen bedingten, abgesehen werden mußte. Wie schon die Überschrift besagt, wurden zu der Arbeit lediglich die Reisen benützt, die in den Jahren 1893 bis 1904 von deutschen Segelschiffen ausgeführt worden sind, und deren meteorologisches Journal bis Ende 1904 bei der Deutschen Seewarte eingeliefert worden war. Es sind also bei weitem nicht alle Reisen benützt, sondern nur die Reisen der Schiffe, die ein Journal für die Deutsche Seewarte führen. Weiter als auf das Jahr 1893 zurückzugreifen, schien nicht zweckentsprechend, da eine ähnliche Arbeit, die noch das Jahr 1892 umfaßt, seinerzeit von Prof. Dr. Schott veröffentlicht worden ist,¹⁾ und es deshalb gerade interessant schien, diese mit den jetzt gefundenen Resultaten vergleichen zu können.

In der Originalarbeit befinden sich sehr umfangreiche tabellarische Zusammenstellungen der Reisen; und zwar sind sie in drei Hauptabschnitte gegliedert, von denen der erste alle Reisen im Bereiche des Atlantischen Ozeans, der zweite alle nach dem Stillen Ozean, der dritte alle nach dem Indischen Ozean behandelt. Ausreisen, Heimreisen und Zwischenreisen sind in jedem Hauptabschnitte getrennt voneinander angeführt und die dadurch entstandenen Unterabschnitte wieder nach der geographischen Lage der einzelnen Plätze gegliedert worden. In die Gruppe der »Ausreisen« eines jeden Hauptabschnittes sind alle die Reisen aufgenommen, die von einem europäischen Hafen nach einem Hafen des betreffenden Ozeans unternommen worden sind, in die Gruppe der »Heimreisen« alle die, die von einem Hafen des betreffenden Ozeans nach einem europäischen Hafen gemacht worden sind, in die Gruppe »Zwischenreisen« alle die, die von einem Hafen des betreffenden Ozeans nach einem anderen nichteuropäischen Hafen ausgeführt worden sind.

Die Tabellen der Originalarbeit enthalten außer der mittleren Reisedauer auch die Reisedauer der verschiedenen Gattungen von Schiffen, nämlich der eisernen und hölzernen, der kleinen, mittleren und großen Schiffe, ferner Angaben über die längste und kürzeste Reise in diesen Gruppen u. a. m., so daß jeder, der spezielle Information wünscht, auf das Original zurückgreifen möge. Hier

¹⁾ Vgl. »Die Verkehrswege der transozeanischen Segelschiffahrt in der Gegenwart«, in Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin, XXX. Band, 1895, Nr. 3, mit 4 Tafeln.