

Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern
Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern
Band: 7 (1884-1885)

Artikel: Zur Cirkulation der Meeresswasser
Autor: Balmer, Hans F.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-321331>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 25.12.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Beilage Nr. 3.

Zur Cirkulation der Meereswasser.

Vortrag, gehalten von *Hans Friedr. Balmer*, in der Sitzung vom 29. Jan. 1885.

Einleitung.

Die Cirkulation der Meereswasser ist eine der grossartigsten Erscheinungen der physischen Geographie. Die Kenntniss der Ausdehnung der Strömungen, ihrer Richtung, Masse und Geschwindigkeit ist für die Meteorologie wie für die Naturwissenschaften überhaupt von hoher Bedeutung. Wie die Luftströmungen temperaturausgleichend wirken, so sind die warmen Strömungen der Oceane Wärmequellen der hohen Breiten. Sie verhindern einerseits zu mächtige Eisbildung in den arktischen Meeren, anderseits brechen sie im Verein mit den Stürmen dasselbe beim Beginn und während des arktischen Sommers. Die arktischen Meereströme tragen die losgebrochenen Eismassen zur Auflösung in niedere Breiten. Die Meereströme werden auch zur mechanisch fortbewegenden Kraft dadurch, dass sie von Flussmündungen feinen Sand und Thon über weite Räume ausbreiten, Treibholz an entlegene Küsten tragen und mit dem bewegten Eis eingeschlossene und aufgelagerte Felstrümmer fortführen, bis solche beim Schmelzen der Eismassen zu Boden sinken.

Im Folgenden ist uns durch den beschränkten Raum nicht gestattet, das ganze Bild der Stromverhältnisse der verschiedenen Meere anders als in seinen Grundzügen vorzuführen. Der Einfluss der Strömungen auf verschiedene Meeresablagerungen, auf die Verbreitung gewisser Thier- und Pflanzenformen, wie auf die Temperaturverhältnisse grosser Küstenstriche und Meerestheile muss in diesem abgekürzten Theile der Arbeit übergegangen werden. Ebenso verweisen wir in der Morphologie der Meeresbecken auf die einschlägigen oceanographischen Arbeiten. Die Tiefenverhältnisse, die Küstenformen, Temperaturen (nach Tiefenschichten und Meeresisothermen), spec. Gewichtsverhältnisse (Salzgehalt und Temperatur) werden nur in ihren Grundzügen hier angeführt werden können. Den Haupttheil dieser Arbeit, die Theorie

der Strömungen betreffend, unterlassen wir (so viel möglich) die Kritik anderer Theorien, weil in vielen Arbeiten über unsren Gegenstand diese Seite die stärkste genannt werden kann. Es ist uns nicht darum zu thun, irgend eine Theorie ganz zurückzuweisen, sondern vielmehr alle wirklich vorhandenen Ursachen zu summiren und aus dem Zusammenwirken aller die Bewegungserscheinungen in den oceanischen Becken zu erklären.

Nach unserer Auffassung gibt es gar keine einzelne Ursache der Meeresströme, sondern sie sind nur die Resultate einer Reihe von Einzelursachen. Wie im Luftocean ist auch im Meere die erste Grundbedingung einer Bewegung die Wärme. Die Unterschiede zwischen den physikalischen Eigenschaften der Luft und des Meereswassers lassen aber keine gleichartige Erklärungsweise zwischen Luft- und Meeresströmungen zu. Die Ausdehnungsverhältnisse des Salzwassers, die grösseren oder geringeren Beimengungen, die Verdunstungsgrösse, die Niederschläge in verschiedenen Breiten, die Ausscheidung des Eises beim Gefrieren und vor Allem die enge Begrenzung der einzelnen Meeresbecken und deren Lage lassen uns erkennen, dass wir in der Bewegung der Theilchen die Resultirende einer Zahl von Kräften und nicht die Wirkung *einer* bewegenden Kraft vor uns haben. Die Beobachtung dieser Bewegung ist vielfach erschwert. In den Tiefen können wir die schwachen Strömungen (bei denen die Masse den Ausfall an Geschwindigkeit ersetzt) nicht mit genügender Schärfe durch die Strommesser bestimmen. Das vollkommenste Mittel, die Ausdehnung und Masse der Strömungen zu bestimmen, liegt in den Temperaturbestimmungen der Oberflächen- und Tiefenschichten. Nur bei starken Strömungen werden wir direkte Messungen vorziehen. Diese letzteren, welche für die äquatorialen Theile des Atlantischen Oceans und die mittleren Breiten desselben durchgeführt sind, zeigen uns grosse Schwankungen in der Lage der Stromaxen und in den Geschwindigkeiten. Soll ein Erklärungsversuch irgend welchen Anspruch auf Ungezwungenheit besitzen, dann darf er nicht nur die Mittelwerthe herbeiziehen, sondern muss die extremen Werthe besonders berücksichtigen.

Nach einer kurzen Betrachtung der einzelnen Meeresbecken, der Vertheilung der Temperaturen in denselben und den hauptsächlichsten Strömungen wenden wir unsere Aufmerksamkeit der Erkennung und Abschätzung derjenigen Faktoren zu, die stromerzeugend wirken oder die einmal in Bewegung befindliche Wassermasse aus ihrer Richtung abzulenken vermögen.

* Morphologische Skizze der Meeresbecken.

Die Meeresströme sind Bewegungen des Wassers, die sich im Meere bis in wechselnde Tiefen bemerkbar machen. Nur in Ausnahmefällen (Bodenanschwellungen) bildet der Meeresgrund selbst ihr Bett und nur, wenn sie sich zwischen Inseln durchdrängen, haben sie feste Ufer.

Die morphologische Betrachtung der Meeresbecken ist für das Verständniss der Stromesrichtungen von hoher Bedeutung. Wir werden später finden, dass die Küstenform in gewissem Sinne selbst zu einem Stromerzeuger werden kann.

Das Atlantische Becken.

a) Küstenform.

Wir theilen mit Peschel und Krümmel den S-förmigen Atlantischen Ocean in eine nördliche und südliche Hälfte. Die Scheidelinie geht vom Kap San Roque nach Monrovia an der afrikanischen Küste. Für die Untersuchung der Meeresströme werden wir später diese Trennungslinie annähernd mit dem Aequator zusammenfallen lassen. Das charakteristische Merkmal des atlantischen Beckens ist seine geringe Oeffnungsweite nach Norden. Grönland, Irland und Spitzbergen schieben sich gleichsam wie Keile in das nach Norden (analog dem südlichen) sich öffnende Becken und lassen eine Oeffnung, deren Weite 325 geographische Meilen beträgt. Nordwärts läuft die Baffinsbai fast sackartig zu. Der Gesammtumfang des Beckens ist circa 5000 geographische Meilen. Auf die Meerestheile entfallen 725 g. Ml., also zirka 15 %. Beim südatlantischen Becken dagegen treten die Küsten weit auseinander. Wird die südliche Grenze auf dem Polarkreis gemessen, dann beträgt der Gesammtumfang circa 3900 geographische Meilen, wovon auf Meeresflächen 1050 Meilen, also 43 % entfallen. (Krümmel.) Die Oeffnung des Beckens gestattet eine freie Verbindung (abgesehen vom Bodenrelief) mit den südlichen Meerestheilen, mit dem Indischen und Stillen Ocean.

b. Bodenrelief.

Die Abgeschlossenheit des Nordbeckens des Atlantischen Oceans tritt noch schärfer hervor, wenn wir die Bodenerhebungen in Betracht ziehen. Die Ansicht Maury's, dass der Atlantische Ocean einen S-förmigen Trog zwischen Europa, Afrika und Amerika darstelle, ist seit den Lothungen der „Gazelle“ und des „Challenger“ gefallen. Die Depressionsgebiete sind nicht mehr in der Mitte, sondern am Rande des Beckens zu suchen. Die Mitte des Beckens durchziehen vielmehr abgeflachte Erhebungen, die im Allgemeinen der Küsten-

form parallel verlaufen. Zwischen Europa und Island dehnt sich ein Plateau aus, das für den Osten einen fast vollständigen Wall gegen die Meerestheile der höhern Breiten bildet. Mit diesem Plateau steht die mittelatlantische Erhebung (Azoren-Rücken) in Verbindung. Auch der Südatlantik ist durch eine Bodenanschwellung schwach nach Süden abgeschlossen. Ob sich der südatlantische Rücken zu dieser Anschwellung ausflacht, kann noch nicht bestimmt werden. Zwischen Island und Grönland wie auch zwischen Spitzbergen und Grönland finden sich Senkungen in der arktischen Anschwellung.

Die Azoren-Rinne, das Kap Verdische Becken und das brasiliatische Becken zeigen Tiefen von 4—5000 Meter. Ebenso das westafrikanische Becken. Die Tiefe der norwegischen Rinne beträgt im Westen (im Mittel) 300, im Osten gegen 700 Meter.

Im Allgemeinen stellt sich nur der Nordatlantische Ocean als aus zwei Becken bestehend dar, die für die Oberflächenströme als zusammengehörend, für die Tiefenströme aber getrennt betrachtet werden müssen. Die Verbindung nach Norden ist durch die Davisstrasse eine gehemmte, die in der norwegischen Rinne und im Westspitzbergen-Meer eine stärkere Strömung einzig ermöglichte. Im südatlantischen Becken ist die Verbindung zwischen dem Westen und Osten wenig gehemmt, der Verbindung nach dem Süden nur durch die antarktische Anschwellung ein Hinderniss geboten. Die grössten Senkungen kommen für unsere Darstellung ebenso wenig in Betracht, als die vereinzelten Kuppelanschwellungen, die einsam als Felseneilande über die Meeresfläche emporragen. Auch die mittlere Tiefe des gesamten Atlantischen Oceans oder einzelner Becken kann uns wenig genügen.

Tiefen, welche 2000 M. übersteigen, setzen einem entwickelten Stromsysteme wenig Hindernisse entgegen, sie bedingen nicht dessen Eintreten, sondern bis zu gewissem Grade dessen Mächtigkeit.

Nach Westen, dem nordatlantischen Becken vorgelagert, treffen wir das mexikanisch-karaibische Binnenmeer, das durch seine Inselreihen vom Atlantischen Ocean theilweise abgesperrt ist. Die Richtung dieser Inseln und die parallele Lage der östlichen Tiefenrinnen bedingen das Streichen einer erwärmten, bewegten Wassermasse längs der Axe dieser Inselerhebung und keineswegs ein Eindringen der gesamten Strommenge in diese Binnenmeere.

Der Grosse Ocean.

Küstenform und Bodenrelief.

Der Stille Ocean ist nach Osten fast ungegliedert abgeschlossen, nach Westen dagegen reich gegliedert. Inselreich ist der Grosse

Ocean westlich des 150. Meridians, östlich dieser Grenzlinien fast insellos. Die Form des mexikanisch-karaibischen Meeres ist theilweise in dem (nicht abgeschlossenen) Chinesischen Meer wiederholt seine Axe fällt aber in 10° nördl. B., diejenige des Mexikanischen Golfes auf 25° . Die Küstenform Ost-Asiens ist derjenigen von Ost-Amerika-Grönland ähnlich. Die Öffnung des Meeres nach Norden durch die entgegenstrebende Küste von Nordamerika auf eine schmale Strasse zusammengedrängt, die durch eine vorgelagerte Bodenanschwellung keine bedeutende Cirkulation nach Norden gestattet. Die grösste Ausdehnung des Grossen Oceans liegt im nördlichen Becken und beträgt 9400 Seemeilen. Das südliche Becken ist, wie beim südatlantischen Ocean, weit nach Süden geöffnet. An der Südgrenze (Polarkreis) findet sich eine Anschwellung, deren mittlere Höhe ungefähr 1000 M. unter dem Wasserspiegel beträgt.

Die grössten Erhebungen und grössten Tiefen sind im Nord- und Süd-Pacifik nach Westen hingedrängt. Eine gewaltige Tiefebene zieht sich — die Tuscarora-Tiefe — über 80 Längengrade hart von Japans Küsten nach denjenigen Amerikas hin, ohne diese erreichen zu können. Die Tiefe ist im Norden ziemlich scharf begrenzt. Der Grund steigt mit den Kurilen von der Meerestiefe empor und erhebt sich zu der Bering-Schwelle.

Der südliche Theil zeigt eine von dem nördlichen unähnliche Bodenform; besonders die westlichen Theile sind gänzlich davon verschieden. Die östliche Hälfte, nach Süden geöffnet, ist erst in hohen Breiten durch das antarktische Plateau begrenzt.

Der westliche Theil des Pacific-Ocean (südliche Hälfte) ist schon durch ein nach Osten vorgeschobenes Festland, vornehmlich aber durch eine grosse Zahl von ansteigenden Höhen und Plateau's charakterisiert. Zwischen diesen Erhebungen finden wir Tiefen eingeklemmt. Das ganze Plateau, auf welchem sich die Höhenrücken und, auf diese gethürt, die Inselreihen aufgesetzt finden, lässt im Becken kein einheitliches Stromsystem entstehen, wie ein solches an einer ungegliederten Küste sich bilden müsste, sondern lässt dasselbe in einer grossen Zahl von Einzelströmen sich auflösen. Im nördlichen Theile des Pacificischen Oceans dagegen werden wir in allgemeinen Zügen die Stromverhältnisse des Atlantischen Oceans wieder finden. Diess ist thatsächlich auch der Fall.

Der indische Ocean ist abgeschlossen nach Norden, dagegen weit geöffnet nach Süden und zu beiden Seiten des Aequator gelegen. Das Becken des Indischen Ocean hat eine mittlere Tiefe von 4000 M. Das Hauptbecken reicht von Australien (im N.-W. von Australien die

grössten Tiefen) zum Kap der Guten Hoffnung. Von der Südküste Australiens streicht eine Senkung nach dem Süden von Tasmanien, reicht darüber hinaus und vereinigt sich wohl mit dem von der „Gazelle“ gefundenen Senkungsgebiet im Süden des Stillen Ocean. Unter 50° südl. Breite finden wir, dass sich das Süd-Plateau nicht ununterbrochen hinzieht, sondern durch breite Kanäle unterbrochen ist, deren Grund weiter südwärts neuerdings ansteigt.

Das nördliche Eismeer. Das nördliche Eismeer ist ein durch zahlreiche Inseln und Inselgruppen (mit mächtiger Gletscherbildung) abgegrenzte Reihe von Meeresarmen, Buchten und Binnenmeeren. Die engen Meeresstrassen und das Grönland-Meer sind seine Verbindungsbrücken mit dem Atlantischen und Pacificischen Ocean. Mehr als $\frac{8}{9}$ seines Umfanges sind Landgrenzen. $\frac{1}{9}$ betragen die Oeffnungen und selbst diese sind durch Bodenschwellen und vorgeschoßene Inseln noch bedeutend verengt.

Im südlichen Eismeer finden wir (Polarkreisgrenze) keine beengenden Landgrenzen. Es ist derselbe eigentlich nur die südliche Verlängerung und zugleich die Verschmelzung der beiden südlichen Becken mit dem Indischen Ocean. Ein Theil des Innern des südlichen Eismeers nimmt der Polarkontinent auf, wenn sich derselbe nicht in eine Reihe von vergletscherten Inselgruppen auflöst. Infolge der klimatischen Verhältnisse der südlichen Halbkugel (oceanisches Klima in hohen Breiten) ist die Eisbildung und Fortbewegung durch die antarktischen Driften eine weit grösse als im Norden.

Als typisch für die Strömungsverhältnisse in den verschiedenen Meeren werden wir den nordatlantischen Ocean und den nördlichen Theil des Pacific betrachten. Aus diesem Grunde werden wir näher auf die Temperatur-Verhältnisse und -Vertheilung im Nord-Atlantik, wie auf die Vertheilung des specifischen Gewichtes im Folgenden eintreten.

Die Temperatur-Verhältnisse der Tiefsee.

Die Insolation vermag sich direkt nur bis in Tiefen von höchstens 180 M. bemerkbar zu machen. Temperaturausgleiche können nur durch Bewegung der Wassertheilchen stattfinden.

Es galt in Bezug auf die Wärmevertheilung im Meere lange Zeit die Lehre, dass sich kein Wasser am Grunde finden könne, dessen Temperatur unter + 4° C. gesunken. Viele Erfahrungstatsachen waren nothwendig dieses Vorurtheil endgültig zu beseitigen.

Mit einer falschen Voraussetzung (Maximaldichte + 4° C.) und den darauf gebauten irrigen Schlüssen gingen auch die fehlerhaften Tief-

seetemperaturmessungen (unbeschützte Thermometer — zu hohe Angaben) lange einig. Zöppritz fand den Gefrierpunkt des Meerwassers zu $-3,7^{\circ}$ C., den des bewegten zu $-2,5^{\circ}$ C. Ebenso wurden Temperatur-Bestimmungen in den arktischen Meeren vorgenommen, die an der Oberfläche 0° , in den Tiefen zwischen $-1,3^{\circ}$ und $-3,6^{\circ}$ C. ergaben. Die aus Reihentemperaturen sich ergebenden Schlüsse fassen wir, im Wesentlichen übereinstimmend mit Boguslawsky in folgende Sätze zusammen:

Die Temperatur des Meerwassers nimmt (zwischengelagerte wärmere und kältere Schichten kommen vor) von der Oberfläche nach der Tiefe ab. Diese Abnahme erfolgt bis zu Tiefen von 400—600 Faden rasch, dann langsamer bis auf 0° bis $+2^{\circ}$ in den Tropen und in den Polargegenden bis $-2,5^{\circ}$. Die Bodentemperaturen schwanken zwischen $+2^{\circ}$ und $-2,5^{\circ}$, die Oberflächentemperaturen dagegen zwischen $+32^{\circ}$ C. und -3° C.

An jedem Punkt ist die Temperatur des Meeresbodens nur wenig höher, als diejenige der Polarmeere und niedriger als die dem gleichen Ort zukommende mittlere Breitatemperatur. Diess gilt nur für Meere mit freier Verbindung nach den Polarmeeren und für Verbindungs-schichten.

Die Grösse der Temperatur-Erniedrigung eines Stückes des Meerbodens oder einer Wasserschicht ist direkt abhängig von der Art der Verbindung mit den polaren Meeren. Diese Verbindung ist nicht zu bemessen nach der Oberflächenöffnung, sondern nach der untermeerischen Formation.

Die polaren Oberflächenströme sind nicht nur unfähig eine solche Erscheinung zu erklären, sondern sie wirken einer gesetzmässigen Temperatur-Abnahme von der Oberfläche nach der Tiefe entgegen.

Abgeschlossene Becken, wie das Mittelmeer, die nur einer bestimmten Wasserschicht freien Zufluss gestatten, zeigen abweichende Verhältnisse. Unter allen Umständen nimmt die Temperatur ab bis zur Tiefe der untermeerischen Schranke, dann bleibt sie konstant gleich bis zum Boden und gleich der betreffenden Wintertemperatur des betreffenden Ortes.

Andere Becken, wie der ostindische Archipel zeigen eine mittlere kältere Schicht, deren Temperatur niedriger als die mittlere Winter-temperatur des Ortes ist. Sie sind so abgeschlossen, dass kein Wasser niedrigerer Temperatur eindringen kann, als durch die Tiefe der Schranke für die angrenzenden Meere bedingt ist.

Schmelzendes Eis oder kalte Ströme können die Reihen auch für bestimmte Tiefen umkehren. Viele andere von den vorigen Sätzen

abweichende Beobachtungen lassen sich nur durch die Strömungen erklären; wir dürfen hier nicht weiter darauf eintreten.

Aus den genaueren Forschungen im Atlantischen Ocean lassen sich folgende Sätze ableiten:

1. Wasser unter 2000 Faden Tiefe (3660 M.) zeigt die gleiche Temperatur wie der Meeresgrund. Bei einer Wassersäule von 2000 Faden ist die Temperatur an einem jeden Punkte der Säule höher als am Meeresgrund.

2. Unterhalb der Wasserschicht von 150 M. die von der Sonne direkt erwärmt zu werden vermag, ist unter den Tropen Wasser von niedrigerer Temperatur als im Nord- und Südatlantik. Bei 2700 M. Tiefe ist das Wasser im Nordatlantik um $2\frac{1}{2}^{\circ}$, im Südatlantik um 4° wärmer als am Aequator in derselben Tiefe (Boguslawsky).

3. Mit Ausnahme der Abkühlungsstellen des Labradorstroms, ist das Wasser des Nordatlantik im Westen wärmer als im Osten (bis zur Tiefe von 450 Faden). Unterhalb dieser Tiefe ist das Wasser im Westen kälter als im Osten und die Bodentemperatur ist im Westen um $0,5^{\circ}$ C. niedriger.

4. Am Aequator findet sich unter der warmen Wasserschicht von 120—200 M. (die höhere Temperatur hat als irgend eine Wasserschicht nördlich oder südlich) eine niedrigere Temperatur als in gleicher Tiefe im Nordatlantik und eine annähernd gleiche wie im Südatlantik.

Die rascheste Temperaturabnahme, die beobachtet wurde, findet sich in den Tropenmeeren bis zu einer Tiefe von 100 Meter.

Für die Temperaturverhältnisse des Stillen Oceans und die Vergleichung mit denjenigen des Atlantischen Oceans ergaben sich nach Belknap (Tuscarora) und den Beobachtungen auf dem Challenger folgende Sätze:

1. Nördlich und südlich vom Aequator (bis auf 40° d. B.) sind in Tiefen von 2700 M. die Temperaturen fast konstant $1,7^{\circ}$ C. In grösseren Tiefen sind die im Süden gemessenen Temperaturen etwas niedriger, als die nördlich beobachteten.

2. Die Temperaturen in der Tiefe sind im Osten höher als im Westen; diejenigen der Oberfläche aber im Westen höher. (Analog dem Atlantischen Ocean.)

3. Bis auf 200 Faden Tiefe sind die Temperaturen im Norden höher als im Süden, zwischen 200 und 1500 Faden aber im Süd-Pacific höher.

Dies sind die Hauptergebnisse der Forschungen in den beiden Oceanen. Für den Indischen Ocean lassen sich noch keine so be-

stimmt formulirten Sätze aufstellen. Es wird für die klare Uebersicht weit erspriesslicher sein, hier das weite Zahlenmaterial und die Tabellen nicht zu bringen. Sind die Beobachtungen unanfechtbar (was bei der Art der Leitung, der Vorzüglichkeit der Instrumente und den wissenschaftlichen Kräften der Expedition nicht zu bezweifeln ist), so sind es auch die kurz gefassten Resultate.

Nach der kurzen Darstellung der Temperaturverhältnisse der Tiefsee gehen wir zur Untersuchung der verschiedenen Faktoren über, die einzeln für sich oder in Verbindung mit andern eine Strömung hervorzurufen oder eine bestehende Strömung in ihrer Richtung und Stärke zu verändern vermögen.

Es ist, wie schon weiter oben angedeutet wurde, die Wärme die Grundursache aller Bewegung, im Flüssigen sowohl als im Luftförmigen. Ohne diese Kraftform müssten die Meere erstarren. Die Wärme bietet das erste Mittel, die Faktoren, welche als stromerzeugende aufgefasst werden müssen, zu erkennen. Die Wirksamkeit der Wärme können wir hier nach drei Seiten anführen, die später genauer untersucht werden sollen.

Die Wärme wirkt verändernd auf das specifische Gewicht des Meerwassers. Da aber das specifische Gewicht in weit höherem Masse von den Salzbeimengungen und von den Niederschlägen sowie von dem Entzug an frischem Wasser abhängig ist (Verdunstung), so fassen wir diese Einzelwirkungen in den einen Faktor: *Specifisches Gewicht des Meerwassers* zusammen.

Durch die Wirkung der Wärme (und der Winde) als Beförderin der Verdunstung wird das Meeressniveau verändert. (Hier wird von der Veränderung des Salzgehaltes Abstand genommen und nur das Niveau in's Auge gefasst.) Die Verdunstung wirkt wie eine Depression der Meeresfläche, die Niederschläge wie eine Erhebung der Meeresfläche. Erstere bedingt ein Zufließen, letztere ein Abfließen. *Die Verdunstung überwiegt in den Tropen die Zufuhr an frischem Wasser und erzeugt ein konstantes Depressionsgebiet*, das ein langsames Zuflömen arktischen und antarktischen Wassers bedingt. Durch die Verdunstung (Niveauveränderung) und die Veränderung des specifischen Gewichtes müssen die Wassertheilchen in auf- und absteigende, auch in horizontal ausschwingende Bewegung gerathen und es wird die Oberfläche des Rotationsellipsoides (oder eigentlich des Geoides) konstant gestört. Sobald diese Störung Platz gegriffen (dies ist beständig der Fall, weil die störenden Ursachen konstant wirken), greift die *Centrifugalkraft* ein und schleudert die zum Äquator in Bewegung befindlichen Theilchen nach Westen und lässt die vom

Aequator nach den Polen sich bewegenden Theilchen (weil sie von Punkten grösserer Rotationsgeschwindigkeit kommen) voreilen, also nach Osten abgelenkt erscheinen. Dies ist erst in höheren Breiten klar zu erkennen.

Das Rotationsellypsoid wird durch einen weiteren Vorgang gestört. Während des Winters *scheiden sich in den arktischen und antarktischen Meeren bedeutende Wassermengen in Form von Eis aus*; nicht nur wird hierdurch die Geoidfläche der betreffenden Gegenden vertieft — sondern es verlangt das Eis — als eine Festlandsmasse betrachtet, durch seine Anziehung auf die Wasserschichten sogar ein erhöhtes Niveau. Die Ausscheidung sowohl als die Anziehung erfordern ein Zuströmen aus niederen Breiten.

Die angedeuteten Faktoren wirken theils konstant (wie es die im Allgemeinen konstante Bewegung des Wassers erfordert), theils schliessen sie einen oder mehrere periodische Faktoren in sich ein, wie solches die veränderliche Richtung und Stärke der Strömungen erfordert.

Als Begünstiger der Verdunstungsgrösse fanden wir (neben der Wärme) *die Winde*. Denselben schreiben wir aber (besonders in den Tropen und nach den Küsten hin) eine konstante (und variable) mechanische Bewegungskraft zu. Sie stauen, sofern sie als Passate einander zuwehen, das Wasser zwischen sich auf und zwingen so auch hier die Centrifugalkraft einzutreten und die auf zu hohes Niveau erhobenen Schichten westwärts zu treiben. Wehen sie konstant gegen Küsten oder zu Strassen hin, die in den Meerbusen führen, dann ist ihre Wirkung eine einseitig aufstauende und das Wasser wird nord- und südwärts abfliessen müssen.

Hier wie in anderen Fällen der schon bewegten Wassermassen sind die *Küsten* so wichtig für die Richtung und Entwicklung von Strömungen, dass ihnen eine eigentlich stromerzeugende Wirkung zweiter Ordnung zugestanden werden muss.

Die Winde in ihrer Abhängigkeit vom Atmosphärendruck an verschiedenen Punkten führen uns darauf, den Barometerstand verschiedener Punkte zu untersuchen. Wir finden, dass der Druck der Atmosphäre über den Meeren zwischen 768 und 744 mm. schwankt. Eine Veränderung des Druckes wird auch eine Veränderung des Meeresniveau zur Folge haben. Eine Verminderung des Atmosphärendruckes von 5 mm. entspricht einer Erhebung der Meeresfläche von über $6\frac{1}{2}$ cm. Dieser Betrag, der die Grösse der Verdunstung zurücklässt und sich in einen jährlich periodischen und einen variablen Theil zerlegen lässt, führt auch die *Schwankungen des Barometer-*

standes (also Veränderungen der Höhe des Meeresspiegels) unter die stromerzeugenden Faktoren als eine sehr wesentliche Grösse ein.

Im Fernern werden wir noch lokale Wirkungen und die Wirkungen eines Stromes auf den andern zu untersuchen haben.

Die hier aufgeführten Faktoren, welche im Folgenden eingehender betrachtet werden sollen, lassen sich nur durch solche vermehren, die schon in den angegebenen mitenthalten sind, oder die nicht konstant, noch eigentlich periodisch wirken. Wenn früher versucht wurde, schon aus der Bewegung der Erde um ihre Axe die Strömungen zu erklären, dann setzte man ausser Acht, dass die Theilchen (auch der Wasserhülle) eines Rotationskörpers, sobald dessen Oberfläche die seiner Geschwindigkeit und Centralanziehung entsprechende Form erhalten, keine Horizontalkomponenten mehr besitzen konnten und zur Ruhe gelangen müssen. Die Centrifugalkraft kann nur auf verschiebbare Theilchen eines gestörten Rotationskörpers einwirken und solche bewegen. Aus den Winden (unter Hinzuziehung des Unterschieds des specifischen Gewichtes) wurden und werden noch die Strömungen einzig zu erklären gesucht. Ohne uns dagegen aufzulehnen, behaupten wir nur, dass diese Erklärungsweise ungenügend erscheinen muss, sobald Faktoren aufgeführt werden, deren Mitwirkung nicht in Zweifel gezogen werden kann und deren Wirkungsweise nicht zu unterschätzen ist. Als solche fanden wir die Verdunstungsgrösse (oder vielmehr den Ueberschuss über die Niederschlagsmenge am Aequator) und (als periodische Wirkung) die Eisbildung der Polarbecken, endlich die Schwankungen des Luftdruckes und die richtige Würdigung des Einflusses der Küstenrichtung auf die Oberströme und das Bodenrelief auf die arktischen und antarktischen Tiefenströme.

Aus Gründen, die hier nicht weiter diskutirt werden können, liessen wir den Einfluss der Ebbe und Fluth auf die Bewegung der Meereswasser als Strom weg. Die Bewegung eines Meeresstromes auf einer Fluthwelle wie im nachfolgenden Ebbethal (wie auf der Geoidfläche) scheint genügend darzuthun, dass die Oscillation der Wassерtheilchen wenig oder keinen Einfluss auf die horizontale Bewegung hat, dass vielmehr ein Meeresstrom als solcher an der Bildung der Fluthwelle Theil nimmt, ohne dass er nach Richtung und Mächtigkeit wesentlich beeinflusst würde.

Die stromerzeugenden Faktoren.

1. Die Verschiedenheit des specifischen Gewichtes.

Aus der Vertheilung der Wärme an der Oberfläche der Meere möchte man voreilig schliessen, dass, abgesehen von einigen Rand-

meeren, unter dem Aequator (eher unter dem Wärme-Aequator der Wasserhülle) die Verdunstung am stärksten und der Salzgehalt am grössten sein müsste. Dies ist aber nicht der Fall. Die Verdunstungsgrösse hängt bekanntlich neben der Wärme in hohem Masse von der Luftbewegung über der Verdunstungsfläche ab. Die Axe der Gebiete grössten specifischen Gewichtes werden sich demnach im Nord- und Süd-Atlantik in den Gebieten der Passate finden, während zwischen denselben, in den Calmen des Aequatorgürtels, der zudem durch reiche Niederschläge ausgezeichnet ist, sich ein Gebiet geringeren specifischen Gewichtes finden muss. Im Busen von Guinea findet sich ein Gebiet von geringer Ausdehnung nach Westen, dessen specifisches Gewicht auf 1,0260 angegeben werden kann. Keilartig schiebt sich, mit breiter Basis im Osten, nach Westen hin zugespitzt, ein Gürtel bis an die N.-O.-Küste Südamerikas (60° d. W. L.) vor, dessen specifisches Gewicht 1,0265 ist. Nord- und südwärts dieses Keiles lehnen sich breite Banden an, deren specifische Gewichte 1,0270 betragen. Die nördliche Bande streicht nach dem mexikanischen Golf, erfüllt in ihrer Verbreiterung denselben und wendet sich in weitem Bogen, erst der Küste von Nordamerika folgend, an die europäische Küste, wo sie von Gibraltar bis an das Westende des englischen Kanals reicht. Der südliche Gürtel streicht an die Nordost-Küste von Brasilien und folgt dem vorgeschobenen Keil bis 60° westlicher Breite, wo er sich mit dem nördlichen vereinigt. Zwischen diesen, im nördlichen und südlichen atlantischen Becken halbkreisförmig einlaufenden Wassergürteln, finden sich die Maximalzonen des specifischen Gewichtes eingeschlossen, deren Hauptaxe zu ungefähr $25-30^{\circ}$ der Breite angegeben werden kann. Höher nach Norden dehnen sich (an der Oberfläche) wiederum Schichten mit geringerem specifischem Gewichte aus. Im Pacific ist die Vertheilung eine ähnliche, nur findet sich in demselben ein einziges Maximal-Gebiet auf der südlichen Hälfte. — Die Wichtigkeit des Gegenstandes erfordert, dass wir uns mit der Vertheilung des specifischen Gewichtes in den atlantischen Becken näher befassen. Zu diesem Zwecke entnehmen wir dem „Atlas des Atlantischen Ocean“ folgende (auf $15-17,5^{\circ}$ C. reducire) Gewichtsangaben.

Nördl. Gürtel	<i>Nordatlantischer Ocean</i>		<i>Südatlantischer Ocean</i>	
	Spec. Gewicht	Salzgehalt	Spec. Gewicht	Salzgehalt
0—5	1,02657	3,47 %	1,02715	3,55 %
5—10	651	3,47	740	3,59
10—15	694	3,52	786	3,65

	<i>Nordatlantischer Ocean</i>		<i>Südatlantischer Ocean</i>	
Nördl. Gürtel	Spec. Gewicht	Salzgehalt	Spec. Gewicht	Salzgehalt
15—20	727	3,57	818	3,69
20—25	764	3,62	787	3,65
25—30	759	3,61	732	3,57
30—35	768	3,63	717	3,55
35—40	735	3,58	680	3,50
40—45	691	3,52	670	3,49
45—50	688	3,51	642	3,45
50—55	665	3,48	576	3,37

Im südatlantischen Ocean liegt hienach das Gebiet des grössten specifischen Gewichtes näher dem Aequator als im nordatlantischen Becken. Da die Konzentration der Schichten im Allgemeinen nur bis zu beschränkten Tiefen stattfinden kann, so wird an den Gebieten grössten specifischen Gewichtes der Oberflächen dasselbe bis zu gewissen Tiefen abnehmen müssen. An den Stellen geringen specifischen Gewichtes der Oberflächen dagegen ist eine Zunahme nach der Tiefe nachweisbar. Dieses Verhalten zeigt sich am deutlichsten aus folgenden Dichte-Bestimmungen des Challenger vom Jahre 1873.

Tiefe in Faden	Breite N. 3° 8'	Nord 26° 16'
0	1,02591	1,02703
50	2658	2682
100	2643	2649
200	2620	2608
300	2610	2554

Für grössere Tiefen und deren specifische Gewichtsverhältnisse gilt folgender Satz (Buchanan): „Das specifische Gewicht nimmt entweder von der Oberfläche oder von geringer Tiefe unter derselben bis zu Tiefen von 1460—1830 Meter (800—1000 Faden) ab und dann bis zum Meeresgrunde wieder zu.“ Im Südatlantik wurde die Dichte des Bodenwassers bestimmt zu 1,0257—1,0259, im Nordatlantik in Tiefen von über 5500 Meter 1,02632. Es zeigt demnach das Bodenwasser des Nordatlantik ein grösseres specifisches Gewicht und es ist kein Grund vorhanden, ein Eindringen antarktischer Wasser in die nördlichen Becken anzunehmen. Unter den Passaten liegt ein Minimum des specifischen Gewichtes unter 1800 Meter Tiefe, das Maximum liegt circa 100—200 Meter unter der Oberfläche.

Das specifische Gewicht der Meereswasser auf der Linie zwischen Island und der Bäreninsel stellen sich in folgender Tafel dar:

Tiefe	Mittl.	Tiefe	Mittl.	Salzgehalt	Mittl.	spec.	Gew.	bei Meerestemperatur
0 m	0 m		3,526	%			1,02688	
0—550	305		3,514				2782	
550—1100	918		3,521				2812	
1100—1825	1245		3,513				2802	
1825—2750	2206		3,506				2800	
2750—	3087		3,507				2800	

Werden die specifischen Gewichte (wie hier geschehen) für die herrschende Meerestemperatur bestimmt und nicht auf eine beliebige Temperatur reducirt, dann finden sich an den Tiefen der Oceane wenig von 1,02800 abweichende Dichten. Aus den Unterschieden der specifischen Gewichte wird sich in den Tiefen keine Strömung nachweisen oder erklären lassen. Die von den Polar- oder wenigstens den höhern Breiten nach den Aequatorialgegenden streichende Unterströmung, durch die sich die termalen Verhältnisse der Aequatorialmeere einzig erklären lassen, ist nach unserer Auffassung eine Compensationsströmung, sie ist die grösste, allgemeinste Meereströmung. Ihre Entstehung ist aber an Ursachen gekettet, deren Wirksamkeit eine Störung der Rotationsoberfläche bedingen. Strömungen der Oberfläche dagegen lassen sich aus den Differenzen der specifischen Gewichte vielfach erklären. Ein eigentliches System lässt sich aber nicht darauf bauen.

Verdunstungs-Ueberschuss über die Niederschläge und die Wasserzufuhr durch Ströme.

In den Gebieten grössten specifischen Gewichtes der Oberfläche ist im Allgemeinen auch die Verdunstung (eben als Ursache des grossen Salzgehaltes) am bedeutendsten. Abgesehen von Rand-Binnenmeeren treffen wir die eigentlichen Herde der Verdunstung zu beiden Seiten des Aequators mit den Gebieten der specifischen Gewichte zusammenfallen. In den Calmen selbst ist die Verdunstung weniger bedeutend und wird durch Niederschläge auch zu einem grösseren Betrage aufgewogen, als in den Passatgürteln. Die Zonen der Verdunstung sind keine an feste Gegenden gebundene, sondern sie schwanken mit den Passaten selbst nach und vom Aequator in pendelartig periodischen Bewegungen. Einen zahlenmässigen Ausdruck für die Grösse der Verdunstung ist schwer zu geben. Sie überwiegt zum Mindesten die Niederschlagsmenge der Tropen selbst um vielleicht den doppelten Betrag.

Ein roher Ueberschlag des Ueberschusses der Verdunstung über die Niederschlagsmenge des Atlantischen Oceans (tropischer Gürtel)

ergibt uns annähernd 2 Millionen m^3 per Tag oder also circa $\frac{1}{4}$ der Masse des Floridastromes. Hiebei haben wir die Zuflussmengen der Ströme mit in Berechnung gezogen. Fragen wir uns jedoch, welche Wirkung die Verdunstung (immer als Ueberschuss über den Niederschlag aufzufassen) ausübt? Sie kommt offenbar gleich einer konstanten Depression der Oberfläche der Rotationsellypsoide (oder Geoider) durch diese im Norden und im Süden des Aequator, in der Axe und gegen den Rand der Passate hin am stärksten auftretende Depression ist die Nothwendigkeit des Zuströmens anderer, ersetzernder Wassermengen geboten. Diese kann zum Theil eine horizontale (von N.-O. nach S.-W. zuströmende) sein, zur Zeit wird eine Vertikalströmung eintreten müssen. Die Theilchen werden zum Ersatz auf dem kürzesten Wege herbeiströmen und durch Wind und Rotation (wie wir weiter unten finden werden) herbeigetrieben werden. Die Rotation wirkt (weil die Oberfläche gestört) sowohl als seitliche, wie als auftreibende Kraft. Eine Doppelströmung ist das nothwendige Ergebniss. Die Richtung dieser Doppelströmung von Ost nach West lässt sich aus der Lage der Oberflächenschichten grossen specifischen Gewichtes annähernd verfolgen. Eine Kompensationsströmung wird sich zwischen die beiden ost-westlichen Stromänder einschieben müssen und zum Ersatz der wegfliessenden Wasser nach Osten sich richten. Ihre Stärke und Ausdehnung hängt von der Stärke und Mächtigkeit der beiden äquatorialen Strömungen ab. Wir fassen die Verdunstung demnach auf als eine konstant wirkende Ursache der äquatorialen Strömungen und des durch diese nothwendig werdenden Kompensationsstromes. Ihre Mächtigkeit erlaubt uns indessen nicht, aus dieser Einzelursache die äquatorialen Strömungen des Atlantischen oder Pacificischen Oceans erklären zu wollen. Ohne jede weitere Ursache müsste allein durch diese Ursache ein Stromsystem bemerkbar sein, das von dem beobachteten in der Richtung wenig, in der Stärke bedeutend verschieden sein müsste. Es summirte sich aber mit der Wirkung der Verdunstung eine Reihe weiterer Ursachen und deren Wirkungen. Wir nennen vorerst:

Die mechanische Wirkung der konstant wehenden Winde.

Schon mehrfach haben wir die Wirkung von Winden hervorgehoben. Sie befördern die Verdunstung und helfen einerseits das Niveau erniedrigen, anderseits den Salzgehalt der Schichten der Oberfläche vergrössern. Die Winde üben aber, sofern sie konstant wehen, auch eine mechanische Wirkung auf die Wassermengen aus. Früher haben wir in kurzen Zügen angedeutet, dass die Wirkung auch der

konstant wehenden Winde kein Stromsystem von der Mächtigkeit des beobachteten sein könne. Der mathematische Nachweis, dass der leichte Passat die in ihrer Mächtigkeit und Stärke grossen Schwan-
kungen unterliegenden Aequatorialströmungen hervorzubringen ver-
möge, wird ausbleiben. Auch der Einwurf, dass sich die kleinen
Wirkungen in auf einmal in Bewegung gesetzte Theilchen summiren,
kann nicht ausreichen, denn erstens kommen immer wieder Theilchen
in Aktion, die noch wenig Bewegung besitzen; zweitens erfolgt der
Angriff auf die ebene Wasserfläche unter einem so schiefen Winkel,
dass an eine so grosse Wirkung nicht zu denken ist. Reicht aber
die mechanische Wirkung der Winde nach unserer Ansicht auch nicht
zur Bildung eines mächtigen Stromes aus, so ist dieselbe doch als
einer der Hauptfaktoren der äquatorialen Strömungen aufzufassen.
Gerade das Auftreten der mächtigen meridionalen Strömungen lehrt
uns, dass viele andere Faktoren mit in Berechnung gezogen werden
müssen und dass den Winden nicht eine ausschliessliche Stellung zu-
erkannt werden darf. Die Wirkung der Winde äussert sich in Bezug
auf die Wassertheilchen in zweifacher Weise. Sie unterstützen (in
den beiden Gürteln der Passate) die Bewegung in horizontaler, nach
Westen und Süden (resp. nach Westen und Norden) gerichteter Linie.
Wo Festlandsküsten oder Inselreihen der Wassermasse ein Hinderniss
bieten (besonders in westlichen Binnenmeeren — Mexikanisch-west-
indisches Meer, China-See etc.), da stauen sie die Wasser über das
• Niveau der örtlichen Geoidfläche auf. Das leiseste Nachlassen ihrer
Kraft (das im Passat stets beobachtet werden kann) gleicht einem
Zurückweichen eines auf eine Dampfmasse pressenden Schiebers in
einem Cylinder. — Die aufgestauten Wasser werden einen *Abfluss*
finden. Der Wind setzt wieder ein und treibt neue Theilchen herbei.
So wiederholt sich der Druck und das Abfliessen — es entsteht eine
Strömung. Ein Sturm vermag die Wasserfläche in einer Bucht um
mehrere Meter zu heben. Setzen wir auch das Moment des Sturmes
als das 7-fache der Windbewegung des Passates (entschieden zu
hoch) sein Moment 50-mal dasjenige des Passates, so ist die Wirkung
der Passate gleichwohl nicht 50-mal geringer, denn sie ersetzen durch
die Dauer ihres Wehens theilweise die ihnen abgehende Kraft eines
Sturmes. Würden sie vollkommen konstant wehen, so würden sie an
ihrem südlichen resp. nördlichen Rande die schon specifisch schweren
Wasser aufstauen, andrängen und denselben mit der Bewegungsrichtung
nach dem Aequator zugleich eine solche nach Westen ertheilen. Da sie
aber leicht schwanken, so ist diese Wirkung wenig verändert, die
der aufstauenden Kraft an den Küsten und in den Binnenmeeren

aber vergleichbar mit dem stossweise eindringenden Wasser in die Feuerspritze geworden, das wieder ausgetrieben wird und zwar durch die Elasticität der Luft in einem konstanten Strahl. — Sie unterstützen die Wirkung der in Folge der Verdunstung (Störung des Rotations-Ellypsoides) andrängenden und nach Westen fliessenden Wasser. Wo diese aber theilweise durch das Westindische Meer, theils an der Aussenseite der Inselketten fliessen, unterstützen sie die Bewegung dadurch, dass sie an diesen Ketten ein höheres Niveau schaffen, das nach Norden einen Abfluss finden muss.

Es ergibt sich unter der Annahme einer stetig wehenden Passatbrise und eines festen Walles, daran sich die bewegten Wasser aufstauen müssten, eine Erhöhung des Niveau von 1,21 Meter. Die Reibung zu berechnen wollen wir unterlassen und reduziren unser Resultat auf das durch *Colding* berechnete von 0,948 Meter, oder unter Berücksichtigung der Hindernisse beim Eindringen in Meeresbecken auf noch etwas weniger.

Aehnliche Wasseraufstauungen finden wir für sämmtliche innerhalb der Passate gelegenen Küsten, überall — nur in geringerem Masse — an der Windseite der Inseln und Inselreihen. Das Südchinesische Meer kann seiner Oeffnungen und Meerestrassen wegen nicht in gleicher Weise wirken (nicht so stark wirken), wie das karaibisch-mexikanische.

Atmosphärendruck.

Die Minimal- und Maximal- Werthe des Atmosphären- Druckes schwanken über den Oceanen zwischen 734 und 768 mm. Der Unterschied zwischen Maximal- und Minimaldruck beträgt 34 mm, oder in Wasserwerth circa 45 cm. Abgesehen von den Maximaldruckgebieten beträgt der Unterschied zwischen dem Druck der Atmosphäre in circa 30° s. Breite und in höhern Breiten (in Wasserwerthen) circa 35 cm. Dies sind jährliche Werthe. Wir können hier den monatlichen Gang nicht verfolgen. Die Schwankungen des Druckes machen sich auf sämmtlichen Punkten bemerkbar. Die Wirkung dieser Schwankungen ist nun kurz folgende:

Einer Erhöhung des Druckes folgt eine in bestimmten Zahlenwerthen leicht auszudrückende Depression des Niveau unter diejenige Fläche, welche dem Geoid an betreffender Stelle zukommen muss. Diese Erniedrigung des Niveau kann an sich keine Strömungen hervorrufen. Ebenso wenig, als in einem eingeschlossenen Gefäss, dessen Wasser einem Druck ausgesetzt ist, Strömungen entstehen. Ein Nachlassen des Atmosphärendruckes aber bedingt ein Hinzuströmen

des Wassers nach den Punkten des sinkenden Barometers. Wird an einer grossen Fläche des Oceans ein gleichzeitiges Sinken des Barometerstandes von 5 mm beobachtet, so bedingt diese Druckveränderung ein Hinzuströmen einer Wassermasse von circa 0,06-mal Oberfläche des Drucknachlasses (in Meter) m^3 .

Die Schwankungen des Atmosphärendruckes über den Meeresflächen wirken in ähnlicher Weise wie die Winde an den westlich liegenden Küsten. Sie stellen sich nur wie ein Druck auf eine Wassermasse dar, deren Nachlassen ein Zuströmen, deren Erhöhung ein Wegfliessen zur Folge hat. Das Zuströmen wird wieder durch die Wirkung der Erdrotation auf die aus dem Gleichgewicht gebrachten Oberflächenschichten bedingt. Wir werden im Allgemeinen die Strömungen nicht im Innern der Druckflächen (Maximaldruckgebiete), sondern an deren Rändern zu beobachten Gelegenheit haben. Nach dem Centrum dieser Flächen hohen Druckes wird, wenn der Druck nachlässt, das Wasser von der Tiefe einströmen. Es wird durch die Schwankungen des Barometers überhaupt (wir sehen hier von örtlichen, unregelmässigen, starken Schwankungen ab) kein eigentlicher Strom angezeigt, sondern nur eine Störung der Rotationsfläche des Meeres. Diese Störung muss durch die Wirkung der in Aktion treten den Centrifugalkraft sofort einer Strömung rufen, die unterstützend mit den bereits beobachteten Ursachen ~~wirkt~~ wirkt, also den Aequatorialströmen eine beschleunigte Geschwindigkeit gibt, sobald der Druck über den nördlichen und südlichen Theilen des Oceans (den Druckgebieten) sich verändert.

Die Wanderung der Barometterminima über dem nördlichen und südlichen Becken sind ebenfalls von Einfluss auf die Richtung und Stärke der nach Nordosten und Südwesten abfliessenden Ströme. Auf diese, die nicht eine konstante Ursache der Strömungen selbst sind, sondern nur beschleunigend (auch retardirend) und richtungsverändernd wirken, können wir hier nicht näher eintreten. Nur sei hier noch bemerkt, dass die Sturmbahnen in einzelnen Meeren auffällig mit den Hauptaxen grösserer Strömungen übereinstimmen.

Die Centrifugalkraft. — Richtung des Stromes durch die Erdrotation.

Die Centrifugalkraft ist keine elementar wirkende Ursache der Meeresströme. Durch die Reibung der Wassertheilchen müssten dieselben, falls sie nicht aus andern Ursachen in Bewegung versetzt würden, längst zur Ruhe gelangt sein. Die Centrifugalkraft kann nur wirken, wenn: 1. Die Rotation der Erde sich verändert, also eine Neubildung der im Gleichgewicht befindlichen Oberflächenform

nothwendig sein würde. Diese Veränderung, wenn auch eine solche im Laufe von Jahrtausenden nachgewiesen werden sollte, ist ohne Einfluss auf unsren Gegenstand. — 2. Die Oberflächenform unseres Rotationsellipsoides gestört wird. Dies ist thatsächlich durch verschiedene Ursachen in jedem Augenblick der Fall. So durch die Verdunstung, den veränderlichen Barometerdruck, die Veränderungen des specifischen Gewichtes, die Wirkung der Winde etc. — 3. Sich Theilchen in Bewegung auf der Oberfläche oder vom Grunde des Meeres zur Oberfläche befinden. Die Verschiedenheit des specifischen Gewichtes (Einflüsse: Wärme, Verdunstung, Salzgehalt) bedingt das Auftreten von Strömungen, also die Bewegung von Theilchen; die Verdunstung desgleichen und ebenso setzt der mechanische Effekt der Winde die Theilchen der Oberflächen in Bewegung. Auf diese in fortschreitender Bewegung sich befindliche Theilchen wirkt die Centrifugalkraft.

Dass die Rotationsoberfläche stetsfort gestört werde, durch konstant wirkende Ursachen Störungen erfahre, haben wir im Vorgehenen zur Genüge angedeutet. Die Centrifugalkraft muss auf dem gestörten Rotationskörper in Wirksamkeit treten. Sie ertheilt den Theilchen, die sich nach den Aequatorialgebieten bewegen, eine grösse Geschwindigkeit von (unter 45° s. Breite) 144,5 Meter per Tag. Die Wassertheilchen, schon in Bewegung, durch diesen Effekt beschleunigt, steigen in den Stromgürteln des Aequators empor (in schiefer Ebene, die durch Temperatur-Messungen erwiesen) langen an der Oberfläche mit einer bestimmten Geschwindigkeit an, die durch die Winde und den Einfluss des schwankenden Luftdruckes vergrössert wird, weil jede neue Störung der Oberfläche eine neue Wirkung der Centrifugalkraft nothwendig macht. Leider ist es mir an diesem Platze nicht vergönnt, die zahlenmässige Darstellung zu diesen Sätzen zu liefern. Der Gesammeffekt der betrachteten Ursachen übersteigt die beobachtete Stromgeschwindigkeit um ein Drittheil ihres Betrages und lässt für die Reibung einen genügenden Rest in Rechnung setzen.

Die Veränderungen der Strömungen nach Axenlage und Geschwindigkeit erklären sich aus der Veränderlichkeit der Ursachen. Die Gürtel der Verdunstung, die Axen der Hauptwindrichtung und des atmosphärischen Druckes verschieben sich nach Norden und Süden. Sie verändern sich auch in ihrer Macht und erzeugen deshalb als Resultat einen im Laufe des Jahres oscillirenden Strom von wechselnder Stärke. Die Achsen der Ströme folgen aber den Ursachen in ihren Veränderungen nicht vollkommen. Dies ist natürlich. Die Rotation der Erde erscheint als eine stromerhaltende Kraft,

d. h. sie sucht den einmal in Bewegung befindlichen Theil des Meeres in seiner Bewegung zu erhalten (besonders nach seiner Richtung), deshalb vermag die Stromaxe nicht diejenigen Ausschläge nach Nord und Süd vom Aequator zu zeigen, die dieselbe, ohne Wirkung der Erdrotation unter dem Einfluss der stromerzeugenden Ursachen allein zeigen würde. Mit andern Worten, durch die Erdrotation werden die äquatorialen Strömungen näher an den Aequator gefesselt, als dies (ohne Erdbewegung) der Fall sein würde.

Die Erdrotation äussert sich noch in zweiter Beziehung auf die bewegten Wassertheilchen, nämlich auf die nach den höhern Breiten abfliessenden (an der Oberfläche). Diese Strömungen werden, ähnlich der Ebene eines frei schwingenden Pendels auf der Nordhalbkugel nach Osten, also rechts gedreht. Die Reibung und geringe Abnahme der Längengrade verhindern eine zu schnelle Ausweitung nach Osten. Erst nachdem die Strömung in höhere Breiten gedrungen ist, und die Abnahme der Längengrade bedeutend wird, macht sich, trotz der vermindernten Geschwindigkeit dieses sogenannte Voraneilen bemerkbar. Allerdings dürfen wir mit demselben auch nicht Alles zu erklären versuchen, denn vielfach greifen Küstenrichtungen und entgegengesetzt einfallende Strömungen richtungsverändernd ein, oder es macht sich eine nothwendige Kompensation geltend, nach welcher der Strom nun hinsteuert. Auch das Bodenrelief, welches in ältern Darstellungen meist ganz vernachlässigt werden musste, ist für Strömungen in höhern Breiten von grosser Bedeutung und die Richtung der Sturmbahnen zeichnet einzelnen Strömen einen bestimmten Lauf vor. Es können indessen beide Erscheinungen auch von ähnlichen Ursachen abhängig unter einander, aber trotz der scheinbaren Ueber-einstimmung unabhängig sein.

Küstenform. — Bodenrelief. — Binnenmeere.

Die Veränderungen, welche unsere Rotations-Oberfläche zu beiden Seiten des Aequators (von Süden zeitweise über den Gleicher reichend) erfährt, bedingen das Zuströmen von polarem Wasser nach den äquatorialen Gegenden. Dass dies nicht an der Oberfläche geschieht, zeigen die direkten Strom-Beobachtungen und die Temperaturmessungen. Das Wasser der Polargegenden (wenigstens hoher Breiten) steigt nördlich und südlich vom Aequator in schiefer Ebene zur Oberfläche an und bewegt sich, durch alle die Faktoren unterstützt, in westlichem Laufe der Drehung der Erde entgegen in zwei sich später zusammendrängenden Bändern, zwischen denen ein wechselnder Kompensationsstrom keilartig eingezwängt ist. — Dass die auf-

steigenden Grundwasser in Wirklichkeit sich als einer Meerescirculation angehörend ausweisen und nicht in ihrer durch Temperatur-Messungen nachgewiesenen Lage verharren und schon lange so verharrten, beweisen ihre Beimengungen von Gasen, die sie nur aufnehmen konnten, als sie sich an der Oberfläche ausbreiteten. Die specifischen Gewichtsverhältnisse bedingen ein Zuströmen der schweren Schichten nach den Aequatorialgegenden.

Aus den früher angedeuteten und den hier gezeichneten Verhältnissen sind uns die äquatorialen Strömungen kein Geheimniß mehr. Wir erkennen die Ursachen ihres Erscheinens, ihrer Richtung (Schwankungen derselben) ihre Geschwindigkeit und deren Veränderung. Anders verhält es sich mit den warmen meridionalen Strömungen. Wir wissen, dass der sog. Floridastrom in seiner mächtigen Verlängerung, dem atlantischen Golfstrom (wir behalten den Namen bei, ohne seine Herkunft aus dem westindischen Golf herzuleiten) eine weit grössere Wassermenge darstellt, als der nordäquatoreale Strom mit dem ihm vom Kap Roque zufließenden Theil des südäquatorealen Stroms zusammen aufweisen. Ferner wissen wir, dass die aus der Enge von Bemini hinausströmende Wassermasse (Florida-Strom) nicht die ihr früher zugeschriebene Ausdehnung über Norwegen hinaus in das Murmannische Meer und (in einem links abzweigenden Arm) in's ostgrönländische Meer hat.

Aus den bisher angeführten stromerzeugenden Faktoren erscheint es uns als gewiss, dass sich die Meerescirculation der niedern Breiten nicht auf die beiden Bänder beschränkt, die wir als äquatoreale Strömungen auffassen, sondern dass auch nördlich derselben die Wasser eine Bewegung nach Westen erhalten. Die Bewegung der specifisch schweren Wasser erfolgt langsam, aber in gewaltiger Ausdehnung. Wenn wir die äquatoreale Strömung in die westlichen Meerbusen verfolgen, so erscheint uns als gewiss, dass auch diese Wasser nicht sämmtlich durch die engen Strassen sich zwängen, sondern zum Theil an den Aussenseiten der Inselreihen nach N.-W., N. und später nach N.-O. gleiten. Die Lage und die physikalischen Verhältnisse des westindischen Meeres haben einen grossen Einfluss auf die Bildung und Mächtigkeit des Floridastromes, weniger aber auf den weiter nach Norden und N.-O. dringenden langsameren Unterstrom, dessen erwärmenden Einfluss wir als aus Wassern des Golfes herstammend bezeichnen (Golfstrom), von denen wir aber nur sagen sollten, dass sie dem Süden des atlantischen Beckens angehören und mit dem Floridastrom erst eine gleiche Richtung einschlugen und denselben durch ihre Mächtigkeit überdauerten.

Die vom Südosten theils, theils von Westen durch Winde in den westindischen Busen gedrängten warmen Wasser erfahren in diesem Becken eine noch höhere Erwärmung und ein gleichzeitig vermehrtes specifisches Gewicht. Durch diesen Umstand enthalten sie in sich gleichsam eine Kraftquelle aufgespeichert und sie werden, wenn sie die Enge von Bemini verlassen, die Tendenz besitzen, als eine kompensirende Strömung dem Norden des atlantischen Beckens zu zuströmen. Es ist wesentlich die Küstenform, welche die Existenz dieser Strömung bedingt und im weitern Fortgang, deren Ablenkung (bei Neufundland) mit dem entgegenstrebenden Labradorstrom nach N.-O. verursacht. Das Voreilen der Küsten nach Osten ist hier, wie auch beim Kuro Siwo grösser, als das Voreilen der nordwärts fliessenden Strömung. Von dieser getheilten Strömung, welche durch die amerikanische Küstenform entstanden und nach Osten gelenkt wurde, geniesst Europa's Nordküste wenig und hat das nord-europäische Eismeér nichts zu verspüren.

Wie mehrfach hervorgehoben, werden Wasserschichten an die westindischen Inselreihen wie an die Philippinen und japanischen Küsten gedrängt, ohne dass sie den Charakter eines ost-westlichen Stromes besitzen. Gewaltig an Masse, von hohem specifischem Gewicht, erwärmt (wenn auch nicht so warm, als die Wasser des Floridastromes und des Kuro Siwo) drängen sie an den Westküsten und Bänken zu einem erhöhten Niveau und fliessen in mächtigen Strömen, den raschern Oberstrom auf ihrem Rücken tragend, nach Norden oder N.-N.-O. Die Küsten und vorgeschobenen Bänke sind es, die ihnen eine nach N.-O. gelenkte Richtung anweisen. Es sind die Neufundlandbänke, welche den „Golfstrom“ (als nordatlantische Strömung aufgefasst) nach N.-O. ablenken. Dieser grosse Unterstrom ist es, der nach dem Verschwinden des Floridastroms, nach dessen Versiegen sich weiter nach N.-O. wendet, mit einem Arm in die Ostgrönlandströme, mit dem andern durch die norwegischen Sunde auf die Bänke des Murmannischen Meeres und weiter nach Norden strebt. In gleicher Weise ist die gewaltige Driftströmung, welche an den amerikanischen Westküsten umbiegt, ein Unterstrom, der eigentliche Kuro Siwo, ein Ergebniss der bewegten Wasser des südlichen Theils des nordpacifischen Beckens, die auf weitem Bogen zurückkehren. Die südlichen Becken, sowohl des atlantischen als des pacifischen Oceans zeigen uns in ihren Strömungsverhältnissen mit aller Bestimmtheit, dass die Küstenform es ist, welche in den nördlichen Becken die Ströme so rasch nach Osten wirft und nicht das Voreilen der Strömung beim Vordringen in höhere Breiten.

Allerdings macht diese sich auch geltend, doch nicht in der Weise, wie es die Ablenkung des Kuro Siwo oder der Florida-Strömung zeigen.

Das Nachbleiben der polaren Strömungen bei ihrer Bewegung nach niederen Breiten zeigt sich viel deutlicher. An den Ostküsten von Novaja Semlja, Spitzbergen, Island, Grönland, Labrador und den gesammten Küsten Ostasiens schieben sich Strömungen und Driften ein, deren Rückbleiben sich deutlich zeigt. Auf der Südhälfte der Erde wiederholt sich der gleiche gesetzmässige Vorgang. Wir können hier leider nicht auf den Einfluss dieser Strömungen betreffend die Klimate der verschiedenen Küstenstriche etc. eintreten, sondern wir können die zahlreichen Erscheinungen nur andeutend vermerken.

Niveauveränderungen in den Polarbecken.

Die Polarbecken zeigen periodische Niveauveränderungen, welche für die Ausdehnung der meridionalen Strömungen (insofern solche Zugang zu den Polarbecken haben) von Bedeutung sind. Unter Niveauveränderung in diesem Sinne verstehen wir die Ausscheidung von Wasser in der Form von Eis, also gewissermassen eine Depression des Niveau. Durch diesen Vorgang, dessen Wirksamkeit nicht unterschätzt werden darf, entsteht eine doppelte Ursache von Strömungen. Das Eis, insofern solches nicht schwimmt, ist dem Meere entzogen und um seine Masse ist das Gleichgewicht gestört, d. h. eine gleiche Masse (das specifische Gewicht in Betracht gezogen) muss zuströmen. Gleichzeitig aber bildet das Eis einen Theil des Festlandes. Die Anziehung des Festlandes auf die Wasserfläche vergrössert sich und infolge dieser Lokalwirkung erhält die Geoidfläche des arktischen und antarktischen Beckens eine andere Gestalt. Die Folge dieser beiden Vorgänge ist, dass im Polarwinter die Wasser südlicherer Meere hoch nach Norden dringen müssen. Anders im Polarsommer. Ein Theil des Eises löst sich und bildet ein höheres Niveau, ein anderer Theil wird mit den gebildeten Driftströmen nach Süden transportirt und dort gelöst. Die Geoidfläche hat sich verändert, die südlichen Strömungen dringen nicht so weit nach Norden als im Winter. Die Driften von Nord nach Süd dagegen erhalten eine grössere Ausdehnung. Dieselben erscheinen im gewissen Sinne als Ueberfluthungen und sind nicht eigentlich zur Meerescirkulation gehörige, sondern untergeordnete Glieder, sind Folgen der physikalischen Verhältnisse und der grossen Wasserbewegung. Ihr Einfluss in der Natur ist damit nicht unterschätzt, wenn sie auch als sekundäre Erscheinungen beurtheilt werden müssen.

Nach unserer Auffassung müssen die warmen Wasser einer Hemi-sphäre in um so höhere Breiten dringen, je grösser die Eisbildung des Polarbeckens dieser Halbkugel ist. Im Südsommer dringt das atlantische Wasser in grösserer Masse in's arktische Becken als im Nordsommer. Dass infolge der grossen Ausscheidung von Eismassen (trotz der Niederschlagsmengen) das specifische Gewicht der zur Tiefe sinkenden Massen grösser oder zum Mindesten gleich demjenigen in südlichen Meeren sei. Die rasche Lösung des Eises im Polarsommer erzeugt eine schnelle Niveauveränderung, in gewissem Sinne eine Ueberfluthung der specifisch schweren mit leichten salzarmen Schichten. Diese, mit den treibenden Eismassen fliessen durch die Kanäle nach den südlichen (resp. nördlichen) Meeren, in denen sich die mitgeführten Eismassen lösen und die salzarmen Schichten mit salzreichen vermischen. Die Vorgänge um die Polarbecken erscheinen uns demnach in doppelter Weise. Sie vergrössern im Winter das Gebiet des grossen Stromsystems und setzen denselben im Polarsommer engere Schranken. Daneben vollzieht sich ein einseitiger Kreislauf, der den zugeführten Ueberschuss wiederum nach niedrigeren Breiten führt. Es lässt sich leicht erkennen, dass die specifisch schweren zugeführten Wasser durch die reichen Niederschläge keine wesentlichen Veränderungen erfahren. Die Niederschlagsmengen werden durch die nach Süden abfliessenden Driften und die damit südwärts sich bewegenden Treibeismengen im Allgemeinen (nicht alljährlich) kompensirt.

Ob während des einen Polarwinters bedeutende Wassermengen von dem einen (nördlichen) in das andere Becken fliessen, bleibt dahingestellt. Wahrscheinlich ist dies — nach dem Bodenrelief zu schliessen — auch im Atlantischen Ocean der Fall.

An der Oberfläche bewegen sich Strömungen thatsächlich über den Aequator. Das Uebergreifen derselben bemisst sich nach der Axenlage der Winde, der Verdunstungsgürtel etc.

Zum Schlusse dieses Kapitels wenden wir uns noch in Kürze denjenigen Faktoren zu, die einen Strom in seiner Richtung verändern können und denselben auf die Dauer eine andere Bahn anzweisen vermögen.

Vulkanische Erscheinungen werden hier als Hebungen und Senkungen vorerst in Betracht fallen. Veränderungen dieser Art gehören in das Gebiet der Geologie — ihre Ursachen sind von dieser Wissenschaft zu beantworten. Wir heben hier nur hervor, dass tatsächlich Hebungsgebiete und Senkungsfelder auf der Erde beobachtet werden. Das Vorkommen von vulkanischen Trümmern auf dem Meeresboden (wie die Seebeben) lassen erkennen, dass unter

der Meeresfläche selbst grosse Veränderungen vor sich gehen, die sich unserer Beobachtung zu entziehen vermögen. Ein einzelner aufgeworfener Querriegel vermag einem Meerestrome dauernd eine veränderte Richtung zu geben. Aus den in den arktischen Gebieten gesammelten Versteinerungen einer vorglacialen Zeit und dann diese selbst scheinen zu beweisen, dass sich das System der Meeresströmungen in geologischen Zeiten wesentlich verschoben hat. Diess scheint auch den Möglichkeitsschluss zu stützen, dass sich das System der Strömungen in künftigen Zeiten wieder verschieben könnte und damit für weite Erdräume gänzlich verschiedene klimatische Verhältnisse zu schaffen vermöchte. Durch die Ablagerungen vor den Mündungen der in's Eismeer sich ergieissenden Ströme einerseits und den Transport von Geschiebemassen nach niederen Breiten anderseits muss sich das Niveau der Polarmeere unausgesetzt verändern. Diese Veränderung erfolgt in langen Zeiträumen in ähnlicher Weise wie im Laufe eines Jahres die Niveauveränderung in Folge des Gefrierens des Wassers und dessen Wiederauflösung vor sich geht. Eine Strömung kann nur entstehen, wenn infolge veränderter seitlicher Anziehung eine Bewegung der Theilchen nach einem gewissen Punkte, also beispielsweise zu oder von den Polargegenden nothwendig wird. Eine äusserst langsame Veränderung wird sich nicht als stromerzeugend bemerkbar machen können. Es fällt deshalb die Theorie der Polflucht in den Rahmen unserer Betrachtung. — Kehren wir zu unserem Gegenstand zurück. Die Ursachen der allgemeinen Meerescirkulation lassen sich in drei Gruppen zusammenfassen:

1. Ursachen, die eine Störung des Rotationsellipsoids bedingen (Niveauveränderungen) und dessen Wiederherstellung durch die Centrifugalkraft.
2. Ursachen, durch welche das specifische Gewicht der Schichten verändert wird.
3. Ursachen, die wir als direkt mechanisch wirkende bezeichnen.

Diess sind die Grundzüge der Ursachen der allgemeinen Meerescirkulation. Die genaue Prüfung derselben und ihre zahlenmässige Darstellung liesse sich erst für einzelne Theile des Atlantischen Oceans ausführen. Es ist klar, dass nicht überall und in gleicher Weise sämmtliche Ursachen eingreifen, sondern es wird die eine oder andere überwiegend eingreifen. In keinem Fall aber sind die schwächeren zu vernachlässigen, weil ihr Effekt, wenn er subtraktiv oder additiv zu der erstgewonnenen Grösse gefügt werden muss, mit doppeltem Werthe sich bemerkbar macht.

Das System der Meeresströme wird wesentlich verwickelt erscheinen, weil die erste Grundursache an den obersten Schichten angreift. Würde der Angriffspunkt von unten sich geltend machen, dann würde eine Analogie mit den Strömungen der Luft hervortreten.

Die physikalischen Eigenschaften des Meerwassers erschweren zum Theil die Erklärung, zum Theil erleichtern sie dieselbe. Erschwert wird die Erklärung dadurch, dass durch Verdunstung und Gefrieren einerseits, durch Niederschläge anderseits das specifische Gewicht verändert wird. Einfacher gestaltet sich das Bild, weil sich in Wirklichkeit Salzgehalt und Temperatureinfluss nicht so zu verhalten vermögen, dass gleichsam eine Wasserschicht (sogenannter Grenzwall) erzeugt werden kann, die den Strömungen als ein stromloser Abschlusswall von mittlerem specifischem Gewicht sich zwischen den höheren Norden und die niederen Breiten einzuschalten vermag. Dieser früher vielfach erwähnte „Grenzwall“ ist ebenso gesunken, als das Dogma einer konstanten Tiefentemperatur von + 4° C. gefallen ist.

Die Durchsicht sämmtlicher Einzelarbeiten über die Meerescirculation, soweit uns solche zur Verfügung standen, liessen uns schon vor langer Zeit die Fruchtlosigkeit einer Erklärungsweise aus einer einzelnen Ursache erkennen. Zweck dieser Arbeit war, in möglichst gedrängter Form diejenigen Faktoren zusammenzustellen und zu gruppiren, die für sich oder in Verbindung miteinander einen Strom zu erzeugen, oder einen bereits erzeugten nach Richtung und Geschwindigkeit zu beeinflussen vermögen. Eine eingehendere Arbeit, von welcher die vorliegende einen Auszug bildet, hat uns weitere Nachweise dafür gebracht, dass sich die verschiedenen beobachteten Strömungen unter Hinzuziehung aller der angeführten Faktoren in leichter und ungezwungener Weise erklären lassen. Besonders die Abweichungen von den mittleren Geschwindigkeiten und Axenlagen sind es, die uns nach dieser Richtung besonders beschäftigten. Während dieser Arbeit wurde es uns mehr und mehr zur Gewissheit, dass eine Theorie der Meeresströme nur dann auf sicherem Boden ruht, wenn sie sämmtliche stromerzeugenden Faktoren herbeizieht und dieselben nach ihrem Werthe abzuwägen und einzureihen sucht. Durch die Ausschliessung irgend eines derselben begeben wir uns mehr oder weniger auf das Gebiet des Zwangs oder der Muthmassungen. Wir hoffen, dass die vorliegende Arbeit, welche diesen Gegenstand nur anregen soll, eine möglichste Vollständigkeit in Hinsicht auf die Stromerzeuger erlangt haben möchte. Ein eingehender Nachweis des Werthes dieser vereinigten Wirkungen und der Ver-

gleich mit den beobachteten Erscheinungen in den Mittel- und Extremwerthen, muss einer späteren, grösseren Arbeit vorbehalten bleiben.

Für heute genügt es uns nachgewiesen zu haben, in welcher Weise sich die einzelnen Wirkungen darstellen und wie sie sich gegenseitig unterstützen, resp. auch entgegen zu wirken vermögen und wie aus diesen Verhältnissen die Schwankungen in den Stromlagen und Geschwindigkeiten resultiren. Nach unserer Auffassung ist der aufsteigende (polare Tiefenstrom) und dessen Oberflächen-Ströme, die sich als die Aequatorealen darstellen, die primäre Bewegung. Durch diese und die allgemeine Bewegung grosser Wassermassen nach Westen, erzeugen sich, infolge der Küstenform, die gewissermassen kompensirend wirkenden Meridionalströmungen, die sich aus den Wassern der äquatorealen Ströme und solchen des Beckens in niederen Breiten zusammensetzen. Die abfliessenden Wasser der Polarbecken erscheinen uns als sekundäre Erscheinungen der allgemeinen Wassercirkulation, als die Wasser einer Ueberfluthung infolge der Eisauflösung und des Verschwindens einer das Niveau erhöhenden Zunahme der festen Massen während der polaren Winter.

Carton.

Seite 64 ist in Zeile 3 am Schlusse der Punkt wegzulassen, worauf der folgende Satz in Zeile 4 anschliesst: „und infolge der grossen Ausscheidung von Eismassen (trotz der Niederschlagsmengen) ist das spezifische Gewicht der zur Tiefe sinkenden Massen grösser oder zum Mindesten gleich demjenigen in südlichen Meeren. Die rasche Lösung“ u. s. w.

