

Der Kreislauf
der
oceanischen Gewässer.

Von

PROF. DR. FRIEDR. SIMONY.

Vortrag, gehalten am 1. März 1882.

Unter den Factoren, welche in der Gestaltung der physischen Verhältnisse der Erde, wie nicht minder in der Verbreitung und Culturentwicklung des Menschengeschlechtes eine mehr oder minder bedeutsame Rolle spielen, steht die räumliche Vertheilung von Land und Wasser in erster Reihe.

Wenn wir irgend einen Erdglobus zur Hand nehmen und nachsehen, wie viel von der Gesamtoberfläche unseres Planeten dem Meere und wie viel dem Lande zufällt, so lehrt uns schon der erste Blick, dass das continentale Areal von dem oceanischen weitaus überwogen wird; ferner, dass die nördliche Erdhälfte weitaus mehr Land umfasst wie die südliche, und dass ein Gleiches von der östlichen Hemisphäre, verglichen mit der westlichen, gilt.

Suchen wir nach einer genaueren numerischen Feststellung der in Rede stehenden Verhältnisse, so ergeben die bezüglichen Abmessungen, dass von der gesammten Oberfläche der Erde 73 Procent auf das Meer und nur 27 Procent auf das Land entfallen; ferner, dass sich auf der nördlichen Halbkugel das Land zum Wasser verhält wie 3 : 8, in der südlichen dagegen wie 1 : 8; endlich, dass drei Viertel alles Landes in die östliche Hemisphäre

zusammengedrängt sind, während für die westliche Erdhälfte nur ein Viertel desselben übrig bleibt.

Aus den eben angeführten Verhältnisszahlen stellt sich zweierlei heraus: erstens, dass auf unserem Planeten dem Herrn der Schöpfung ein ungleich beschränkterer Wohnraum zugetheilt ist wie den vernunftlosen Geschöpfen des Meeres, und zweitens, dass in der Art der Vertheilung der continentalen und der oceanischen Massen keinerlei Symmetrie, keinerlei etwa von der Axenstellung der Erde und ihrer Rotation abhängiges Gesetz in der Anordnung des Starren und Flüssigen sich erkennen lässt.

Die angedeutete Beschränktheit der continentalen Massen wird uns noch mehr in die Augen springen, wenn wir erwägen, dass die mittlere Höhe des sämtlichen den Meeresspiegel überragenden Landes von der durchschnittlichen Tiefe der oceanischen Gewässer um beiläufig das Achtfache, und das Gesamtvolumen des ersteren von jenem des letzteren um mehr als das Zwanzigfache übertroffen wird. Man hat berechnet, dass, wenn sämtliche Gebirge und Hochländer abgetragen und alles Terrain auf ein vollkommen gleiches Niveau geebnet wäre, die mittlere Erhebung desselben über den Meeresspiegel nur 440 Meter betragen würde, während die Resultate sämtlicher bisherigen Lothungen eine mittlere Meerestiefe von beiläufig 3450 Meter ergeben haben.

So sehr nun aber auch die Landentwicklung gegenüber der Wasserbedeckung unserer Erde zurücksteht, so

ist doch gerade diesem Verhältnisse und der unsymmetrischen Vertheilung der Continente und Oceane neben der vielgestaltigen Bodenplastik der ersteren und der reichen horizontalen Gliederung, beider es zu danken, dass auf den Continenten und Inseln nicht nur ein unendlich formenreiches Thier- und Pflanzenleben sich zu entwickeln vermochte, sondern auch beiläufig 1400 Millionen Menschen ihre Existenz finden. Es darf eben nicht vergessen werden, dass nahezu aller atmosphärische Wasserdampf, dessen Verdichtung die Länder den Wiesen, Wald und Feld befruchtenden, Quellen und Flüsse speisenden Niederschlag zu danken haben, dem Meere, und zwar in erster Linie den tropischen und subtropischen Theilen desselben entstammt, dass mithin jede Verminderung der oceanischen Fläche auch eine Abnahme der Hydrometeore nothwendig zur Folge haben müsste. Eine derartige Abnahme aber würde sich in allen Culturgebieten, welche ja, wie wir wissen, schon bei den gegenwärtig bestehenden Verhältnissen zeitweilig unter den Folgen allzu spärlichen Regens leiden, jedenfalls in nachtheiligster Weise geltend machen.

Was ferner die unsymmetrische Vertheilung der Landmassen betrifft, so brauchen wir, um ihre Bedeutung vollständig zu erfassen, uns nur statt dieser eine möglichst symmetrische Vertheilung, wie etwa die Lagerung aller Festländer um den Aequator herum zu einem geschlossenen continentalen Ringe, zwischen zwei durch ihn von einander geschiedenen Oceanen zu denken. Ein derartiger äquatorialer Continent würde nichts als eine

einzig gluthheisse, ewig regenlose, daher auch alles organischen Lebens völlig baare Wüste sein können, da ja die dann mit grosser Vehemenz aus den höheren Breiten zuströmenden Passate, auch wenn sie Wasserdampf zuführen würden, in Folge ihrer Erwärmung über dem heissen Lande nie einen Niederschlag erzeugen könnten.

Jedoch nicht das räumliche Vorwiegen des oceanischen Elementes über das continentale und die eigenthümliche unsymmetrische Vertheilung beider sind es allein, welche auf alle terrestrischen Verhältnisse einen mehr oder minder bedeutenden Einfluss üben; derselbe gewinnt erst seine volle Bedeutung durch jenen grossartigen Kreislauf des oceanischen Elementes, welcher einen ununterbrochenen Austausch der Gewässer von Pol zu Pol, von den untersten zu den obersten Schichten bewirkt, einen Kreislauf, ohne welchen bei den bestehenden klimatischen Verhältnissen die beiden Polar-meere schon längst bis auf den Grund zu Eis erstarrt sein müssten, die tropischen Meerestheile dagegen in eine durch und durch lauwarme, den meisten ihrer jetzigen Bewohner unzuträgliche, von einer miasmatischen Luftschichte überlagerte und dadurch auch dem Menschen unnahbare Wasserwüste sich verwandelt haben würden.

Der erwähnte Kreislauf der oceanischen Gewässer giebt sich zunächst kund in jenen eigenthümlichen Bewegungen, welche man mit dem Namen Meeresströmungen bezeichnet.

Betrachten wir die dem Ende dieser Darstellung angefügte Weltkarte, in welcher die Meeresströmungen

ersichtlich gemacht sind, und fassen zunächst jene wärmste Zone der Erde ins Auge, innerhalb welcher der Nordost- und der Südostpassat, beide durch den äquatorialen Calmngürtel von einander geschieden, sowohl über dem atlantischen wie über dem grossen Ocean nahezu ohne Unterbrechung wehen und nur je nach der nördlichen oder südlichen Declination der Sonne sich sammt dem Calmngürtel um einige Grade nach Nord oder nach Süd verschieben, so sehen wir da zwei Meeresströmungen auftreten, welche entsprechend dem über ihnen wehenden Winde einer ostwestlichen Richtung folgen, während zwischen ihnen innerhalb des Calmngürtels eine schmale Gegenströmung von West nach Ost läuft. Man pflegt die beiden ersteren Strömungen als Nord- und als Südäquatorialströmung, die zwischenliegende als äquatoriale Gegenströmung zu bezeichnen.

Die Region, innerhalb welcher die erwähnten Strömungen in bestimmterer Ausprägung sich kundgeben, oscillirt im atlantischen Ocean beiläufig zwischen dem 5. bis 8. Grad südlicher und dem 20. bis 23. Grad nördlicher Breite, im grossen Ocean dagegen, wo sie eine bedeutendere Breite erreicht, werden ihre äussersten Grenzen annähernd durch die beiden Wendekreise bezeichnet.

Aber dieser erste, noch mehr weniger den Parallelkreisen folgende Verlauf der äquatorialen Strömungen erleidet weiterhin durch entgegretende Continental- und Inselmassen verschiedene Ablenkungen.

Betrachten wir zunächst die atlantische Südäquatorialströmung, so zeigt uns die Karte, dass sich dieselbe an der Ostecke Südamerikas in zwei Arme spaltet. Der eine dieser Arme streicht längs der brasilianischen Küste südwärts, dabei sich mehr und mehr verbreiternd, bis um den 30. Parallel herum ein Theil seiner Wassermasse sich nach Südost, dann nach Ost wendet, um schliesslich in der Nähe der Südspitze Afrikas durch andere ihm begegnende Ströme eine neue starke Schwenkung nach Nord und Nordnordwest zu erleiden, während der andere Theil der brasilianischen Strömung die Ostküste Amerikas weiter bis zur Südspitze des Continentes verfolgt, wo er sich dann unter und zwischen der ihm entgegenkommenden antarktischen Strömung verliert.

Der zweite Arm der atlantischen Südäquatorialströmung folgt der Nordostküste Südamerikas, tritt in die warme caraibische See ein, verbindet sich mit den durch den Inselbogen der kleinen Antillen sich zwängenden Gerinnen der atlantischen Nordäquatorialströmung und geht nun durch den Canal von Yukatan in den mexikanischen Meerbusen über. In dem letzteren schmiegt sich die schon ziemlich intensive Strömung stark durchwärmten Wassers dem kreisähnlichen Gestadegürtel an und tritt endlich durch die bei fünf geographische Meilen breite Strasse von Florida als sogenannter Golfstrom wieder in den atlantischen Ocean hinaus.

Von der Strasse von Florida weg folgt der Golfstrom zunächst der Küste des nordamerikanischen Fest-

landes bis gegen den 40. Breitengrad, wobei er sich allgemach von 5 bis auf etwa 60 geographische Meilen verbreitert, entsprechend aber an Mächtigkeit einbüsst, derart, dass, während in der Enge von Bemini seine Tiefe nachweisbar über 350 Meter betrug, dieselbe schliesslich auf etwa ein Zehntel abgenommen hat. Auch erscheint nun der Strom nicht mehr wie früher geschlossen, sondern in mehrere parallel laufende, durch kälteres Wasser getrennte Gerinne aufgelöst.

Zwischen dem 38. bis 42. Grad nördlicher Breite lenkt der Golfstrom nach Ost hinüber und läuft nun quer über den atlantischen Ocean, hier mit einer sehr ausgedehnten Strömung zu der sogenannten Golfstromtrift verschmelzend, welche ähnlich wie die Aequatorialströmungen dem Ostpassat, ihre Entstehung den in den mittleren Breiten herrschenden westlichen Winden zu danken hat.

Nördlich der Azoren theilt sich die vorerwähnte Golfstromtrift — von einem schmalen, den biscayischen Meerbusen umziehenden Ausläufer abgesehen — in zwei Arme; der eine Arm biegt südost-, dann südwärts und geht zwischen den Azoren und der iberischen Halbinsel hindurch, um schliesslich unfern der Westküste Afrikas wieder in die nördliche Äquatorialströmung überzugehen, während der breitere Arm der Golfstromtrift sich nordöstlich wendet, die westlichen Küsten Grossbritanniens und Skandinaviens bespült, und schliesslich, um das Nordcap biegend, noch der Kara- und Barendzsee die letzten Reste seiner Wärme zugute kommen lässt. An-

dere, wenn auch schwache Ströme relativ warmen Wassers, welche sich an der Westküste Spitzbergens, im Westen Islands, endlich in der Davisstrasse und Baffinsbai bemerkbar machen, dürfen gleichfalls als Abzweigungen der grossen Golfstromtrift angesehen werden.

Wie im atlantischen, so sehen wir auch im grossen Ocean eine von Ost nach West ziehende nordäquatoriale und eine südäquatoriale Strömung sich entwickeln, welche beide gleichfalls durch eine westöstliche Gegenströmung von einander geschieden werden.

Die nordäquatoriale Pacificströmung gelangt mit dem grösseren Theile ihrer Wassermasse bis an die Philippinen und die Insel Formosa, lenkt hier nördlich ab und zieht nun, analog dem Golfstrom, als japanischer Strom, auch Kurosiwo oder schwarzer Strom (seiner tief dunkelblauen Farbe wegen so genannt), an Nipon vorbei nach Nordost bis über den 40. Breitengrad hinaus. Hier erfolgt wie im Golfstrom gleichfalls eine Ablenkung nach Ost, unter Hinzutreten neuer, durch Südwestwinde in Bewegung gesetzter Wassermassen, die nun in Verbindung mit der ursprünglichen Strömung als nordpazifische Triftströmung durch mehr als 40 Längengrade die westöstliche Richtung beibehalten. Während aber der Golfstrom nach seinem westöstlichen Laufe reichliche Wassermassen nach Nordost und Nord in das Eismeer entsendet, tritt der nordpazifischen Triftströmung die geschlossene Inselkette der Aleuten entgegen, und durch die schmale, seichte Beringsstrasse vermag nur wenig von der ersteren in das nördliche Eis-

meer einzudringen, so dass das letztere seine warmen Zuflüsse fast einzig und allein aus dem atlantischen Ocean empfängt. In Folge der Abdämmung gegen Nord ist daher auch fast alles Wasser der nordpazifischen Triftströmung genöthigt, bei der Annäherung an die Westküste Nordamerikas nun dieser so weit südostwärts zu folgen, bis sie die nordäquatoriale Strömung wieder aufgenommen hat.

Eine ungleich stärkere Zersplitterung erleidet die südäquatoriale Pacificströmung in ihrem Fortgange nach Westen durch die ihr zahlreich entgegen tretenden Inselgruppen. Einer der bedeutenderen Zweige streicht längs der Ostküste Neuseelands südwärts und nimmt zum grösseren Theile seinen Verlauf in die Südpolarsee, ein anderer Ast bespült als ostaustralische Strömung die Ostküste Australiens; wieder andere Aeste drängen sich zwischen Nordaustralien, Neu-Guinea und den Sunda-Inseln hindurch und gehen, immer mehr und mehr abgeschwächt, in den indischen Ocean über.

Gleich dem atlantischen und dem grossen hat auch der indische Ocean innerhalb des Passatgürtels eine constante Ostwestströmung, die Südost-Passattrift aufzuweisen, jedoch findet sich dieselbe nur südlich des Aequators, und zwar zwischen dem 10. und 20. Grad vor, während nördlich vom Gleicher, wo die nach den Jahreszeiten wechselnden Monsune herrschen, auch die durch sie erzeugten Triftströmungen, unter ihnen als bedeutendste die Malabarströmung, einem periodischen Wechsel unterworfen sind.

Die südäquatoriale Strömung des indischen Oceans erleidet an den ihr entgegentretenen Maskarenen und der lang hingelagerten Insel Madagaskar eine mehrfache Verzweigung und Ablenkung. Ein Ast kehrt sich zunächst gegen Südwest, dann ein Theil davon nach Süd und lenkt schliesslich nach Ost ab, um in der Gegend des 40. Parallels einen zurücklaufenden Strom zu bilden, der zweifellos auch Theile seines warmen Wasser in das antarktische Meer entsendet.

Als eine der bedeutendsten und kräftigsten Strömungen im indischen Ocean darf wohl die Mozambiqueströmung betrachtet werden, welche, zwischen Madagaskar und der Ostküste Afrikas südwärtsfliessend, schliesslich um das Cap als Capströmung herumbiegt, um theilweise in den atlantischen Ocean einzutreten, während der grössere Theil ihres Wassers gleichfalls den Weg nach dem südlichen Eismeere nimmt.

In dem Vorgehenden wurde eine gedrängte Uebersicht jener Meeresströmungen gegeben, welche, von den tropischen Theilen der Oeane ausgehend, ihren Weg nach höheren Breiten nehmen und, ihrem Ursprungsorte entsprechend, den letzteren relativ warmes Wasser zuführen.

Dieses ununterbrochene Abströmen von den niederen nach den höheren Breiten lässt nun aber selbstverständlich wieder einen Ersatz in umgekehrter Richtung erwarten, und in der That findet ein solcher auch in umfangreichster Weise statt. Dieser Ersatz giebt sich jedoch nur zum kleinern Theile in oberflächlichen

Strömungen zu erkennen, während der bei weitem grössere Theil des Zuflusses von den hohen nach den niederen Breiten sich in den Tiefen der Oeane vollzieht und nur mittelbar aus den in den letzteren vorkommenden niedrigen Temperaturen erkannt werden kann.

Was die oberflächlich sich kundgebenden Polarströmungen betrifft, so dürfen dieselben wohl zunächst in gleicher Weise mit den von den hohen nach den niederen Breiten wehenden Winden im Zusammenhang gedacht werden, wie dies bei den Aequatorialströmungen und den Passaten der Fall war.

Von den oberflächlichen Polarströmungen ist vor allen jene hervorzuheben, welche, aus der Grönlandssee stammend, zwischen Grönland und Spitzbergen südwärts zieht und noch weit über das Cap Farewell sich bemerkbar macht, dann die aus den engen Wasserstrassen des nordamerikanischen Polararchipelags ihre ersten Zuflüsse erhaltende Strömung der Baffinsbai und Hudsonsbai, deren eisige Gewässer sich durch die Davisstrasse in den atlantischen Ocean ergiessen, um theilweise oberflächlich zwischen dem Golfstrom und der nordamerikanischen Ostküste sich bis zum 36—37^o n. Br. als sogenannte kalte Mauer bemerkbar zu machen, theilweise aber auch unter den Golfstrom hinabzusinken, wo dann ihr Verlauf nur noch durch die schwimmenden Eisberge gekennzeichnet wird, die mit ihrem untern grössern Theile noch tief in die kalte Strömung eintauchen und durch sie südwärts geführt werden, während

sie oberflächlich das ostwärts fließende warme Wasser des Golfstroms umspült.

Wie weit die oberflächlichen Polarströmungen im nördlichen atlantischen Ocean gegen Süden reichen, lässt sich wenigstens annähernd aus jener Linie ermessen, welche die Breiten andeutet, bis zu welchen noch Treibeismassen beobachtet werden. (Siehe Karte.) Diese Linie zeigt, dass die letzteren auf der amerikanischen Seite des atlantischen Oceans temporär bis gegen den 38° n. Br., also beiläufig bis zum Parallel von Lissabon oder Palermo herabgelangen, während sie auf der europäischen Seite selten über die Ostküste von Island und die Faröerinseln hinauskommen, vom Nordkap aber durch die Golfstromtrift ständig ferngehalten bleiben.

Ist den oberflächlichen Polarströmungen im nordatlantischen Ocean noch ein ziemlich weites Gebiet eingeräumt, so sind dieselben dagegen im nördlichen grossen Ocean schon aus dem Grunde auf ein Minimum reducirt, weil durch die enge und seichte Beringstrasse neben der ins Eismeer fließenden warmen Strömung für eine oberflächliche kalte Strömung nur wenig Raum übrig bleibt; auch die aus den kalten Becken der Ochotzkischen und der Beringsee in den Pacific abfließenden Gewässer vermögen nur eine untergeordnete Rolle zu spielen.

Ungleich ausgebreiteter sind dagegen die oberflächlichen Polarströmungen der südlichen Hemisphäre, was sich schon aus dem Umstände erklärt, dass in Folge des Verschmälerns und Auslaufens der Continente ein ununterbrochener, breiter Zusammenhang

der drei Oceane mit dem antarktischen Meere besteht. Daher machen sich denn auch südwärts vom 40. Breitengrade überall schon mehr oder weniger deutliche Polarströmungen bemerkbar, und zwar zeigen dieselben zwischen dem 40. und 50. Parallel vorherrschend eine gegen Osten gekehrte Ablenkung in Folge des Nordwestwindes, welcher innerhalb dieses Gürtels die anderen Luftströmungen weit überflügelt.

Dort, wo die antarktische Stromtrift an eine langgestreckte Westküste stösst, wie dies bei Südamerika und bei Afrika der Fall ist, da folgt sie derselben nordwärts und geht schliesslich in die nächste äquatoriale Strömung über. Der Peru- oder Humboldtstrom an der Westküste Südamerikas, die südatlantische Strömung an der gleichen Küste Südafrikas haben ihre Entstehung einer derartigen Ablenkung der antarktischen Trift zu verdanken.

Die weite Ausbreitung der antarktischen Triftströmungen vermögen wir schon aus dem Umstande zu entnehmen, dass die Nordgrenze des Treibeises im atlantischen Ocean bis nahe zur Breite der La Plata-Mündung und des Caps der guten Hoffnung, also bis zum 38.—39.^o, aber auch im grossen oder indischen Ocean bis zum 40.—45.^o sich vorschiebt.

Es wurde bisher über die räumliche Verbreitung der Meeresströmungen gesprochen, aber noch nichts über ihr Verhältniss zu ihren nächstgelegenen Gewässern, nichts über das Maass ihrer Bewegung und über ihre Temperaturverhältnisse erwähnt.

Vor Allem sei bemerkt, dass unter den bisher betrachteten Meeresströmungen nicht etwa ähnlich scharf begrenzte fließende Wassermassen zu verstehen sind, wie wir sie in den Landströmen vor uns haben. Es liegt schon in der Entstehungsweise der ersteren, die ja doch in erster Linie auf herrschende Luftströmungen — von Dichtigkeitsunterschieden abgesehen — zurückzuführen ist, dass die seitlichen Grenzen der Strömungen stets mehr oder weniger verwischt und schwankend sein müssen, ebenso schwankend, wie ja die sie erzeugenden Winde auch gewissen, von den Jahreszeiten, beziehungsweise von der Declination der Sonne abhängigen Oscillationen unterworfen sind. In Folge des letzterwähnten Umstandes ergibt sich aber auch wieder eine gewisse Aehnlichkeit mit den continentalen Strömen insofern, als in dem Querprofil einer jeden Meeresströmung sich ein mehr oder weniger in die Mitte fallender Theil befindet, wo die Bewegung am intensivsten ist, während sie gegen die Ränder allgemach an Stärke abnimmt. Es ist klar, dass die intensivste, dauerndste, demnach auch tiefgehendste Bewegung innerhalb eines Querprofiles immer in jenem Theile des letzteren zu finden sein wird, über welchen der die Meeresströmung erzeugende Wind das ganze Jahr hindurch weht, während dort, wo in Folge der durch die wechselnde Declination der Sonne bedingten Verschiebung der Passatgürtel derselbe Wind nur innerhalb der einen oder der anderen Jahresperiode herrscht, also gegen die Jahresgrenzen der betreffenden Windzone dieselbe Meeresströmung sich nur in mehr

und mehr abgeschwächter Weise bemerkbar zu machen vermag.

Dass die Meeresströmungen, wo sie nicht unmittelbar an Festlandsküsten vorbeistreichen, keine bestimmte markirte Grenze haben können, hat einen weitern Grund noch darin, dass bei der absoluten Verschiebbarkeit des Elementes auch die benachbarten, ursprünglich ruhigen Theile allmählig mit in die Bewegung gezogen werden, und dass diese — wenn ich so sagen darf — passive Bewegung sich um so weiter über die Grenzen der eigentlichen Strömung hinaus fortpflanzen muss; je intensiver die letztere ist, und je länger und stetiger dieselbe anhält. In dieser passiven Bewegung, wobei selbstverständlich von den durch Ebbe und Fluth, sowie durch zeitweilige Stürme hervorgerufenen Bewegungen abgesehen wird; hat man sich denn auch jene Theile der Oceane begriffen zu denken, welche von Strömungen umkreist werden, wie einer der bekanntesten, die sogenannte Sargasso- oder Krautsee im nördlichen atlantischen Ocean, dann jener nördlich von den Sandwichsinseln im Pacific zu finden ist und wie sie noch an mehreren anderen Orten vorkommen. Wir dürfen nicht vergessen, dass die gegenwärtig bekannten Strömungen schon durch jene ganze Zeit unverändert fortbestehen, seit welcher Land und Wasser ihre jetzige räumliche Vertheilung innehaben; das ist ein Zeitraum, welcher viele, viele Jahrtausende umfasst, ein Zeitraum jedenfalls schon lang genug, um die durch constante Winde oder sonstige stetige Ursachen erzeugte Bewegung innerhalb der Meeres-

strömungen sich auch weit hinein in die benachbarten, ausserhalb des directen Impulses liegenden Wassermassen fortpflanzen zu lassen. Aehnliches mag von den unter den oberflächlichen Strömungen liegenden Meerestheilen überall dort gelten, wo nicht ein anderer, mächtigerer Factor ins Spiel kommt, von welchem später die Rede sein soll.

Was das Maass der Bewegung der einzelnen Strömungen betrifft, so ist dasselbe, wie sich schon im Vorhinein denken lässt, sehr verschieden. Wo eine ausgebreitete Strömung plötzlich stark eingeengt wird, steigert sich auch entsprechend ihre Geschwindigkeit und umgekehrt muss dieselbe in dem Grade schwächer werden, über einen je weiteren Raum eine früher eingeengte Strömung sich auszubreiten beginnt.

Zuden intensivsten Meeresströmungen zählt zweifellos der Golfstrom. In demselben wurde dort, wo er am raschesten fliesst, eine Geschwindigkeit von 1 bis $1\frac{1}{2}$ Meter für die Secunde oder 86 bis 129 Kilometer, d. i. 11·6 bis 17·4 geographische Meilen für den Tag beobachtet, eine Geschwindigkeit, welche jener der mächtigsten Continentalströme in ihrem Unterlaufe gleichkommt, ja sie selbst noch bedeutend übertrifft. Dagegen reducirt sich die Geschwindigkeit der Golfstromtrift in der Nähe der europäischen Küsten schon auf $\frac{1}{2}$ bis auf $\frac{1}{8}$ Meter für die Secunde oder 6 bis $1\frac{1}{2}$ geographische Meilen für den Tag. Diese Verlangsamung macht es auch erklärlich, dass die Wassermassen des Golfstroms trotz dessen bedeutender Geschwindigkeit längs der amerikanischen

Küste im Ganzen doch beiläufig $5\frac{1}{2}$ Monate brauchen, bis sie von der Strasse von Florida an den nordwestlichen Gestaden unseres Continentes angelangt sind.

Zu den rasch fliessenden Meeresströmungen gehören auch der aus der antarktischen Trift sich entwickelnde Peruanische oder Humboldtstrom, der Kuro Siwo und der Mozambiquestrom. Aber auch in der pacifischen Aequatorialströmung sollen nach Thomson Geschwindigkeiten von 10 bis $17\frac{1}{2}$ geographischen Meilen für den Tag vorkommen.

Die atlantische Aequatorialströmung weist im Allgemeinen nur sehr mässige Geschwindigkeiten auf. Am grössten ist dieselbe zwischen dem Aequator und dem 2.^o s. Br., also innerhalb der südlichen Aequatorialströmung, wo sie etwas über 5 geographische Meilen für den Tag erreicht, während die mittlere Geschwindigkeit derselben auf 4 geographische Meilen geschätzt wird. Noch geringere Geschwindigkeiten — 2 bis $3\frac{1}{2}$ geographische Meilen — werden der nordäquatorialen Strömung zugeschrieben.

Dass übrigens die Geschwindigkeit einer Meeresströmung an einer und derselben Stelle Aenderungen unterworfen sein muss, folgt schon daraus, dass auch die Intensität der sie erzeugenden Luftströmungen einem steten Wechsel unterworfen ist.

Den polaren oberflächlichen Strömungen scheint im Allgemeinen nur eine mässige Geschwindigkeit innewohnen. In Bezug auf dieselbe mögen zwei eigenthümliche Seefahrten als Beispiele hier angeführt werden.

Die eine dieser Fahrten war jene, welche die Mannschaft des Schiffes „Hansa“ vom 19. October 1869 bis 17. Mai 1870 auf einer Eisscholle längs der Ostküste Grönlands vom 71.—61.^o n. Br. zurücklegte. Sie hatte also sieben Monate gebraucht, um eine Strecke von zehn Breitegraden zu durchqueren, was allerdings nicht in gerader, sondern in einer vielfach gebrochenen, im Ganzen bei 240 geographische Meilen langen Zickzacklinie geschah. Grösser war die Geschwindigkeit, mit welcher ein Theil der Besatzung der „Polaris“ gleichfalls auf einer Eisscholle durch die ganze Länge der Baffinsbai und der Davisstrasse in den atlantischen Ocean befördert wurde. Das unheimliche Fahrzeug legte die Strecke vom 77¹/₂^o bis zum 53.^o n. Br. in einer gleichfalls vielfach gebrochenen, 440 geographische Meilen langen Linie in der Zeit vom 15. October 1872 bis 30. April 1873, also in 6¹/₂ Monaten zurück. Die Geschwindigkeit, mit welcher das Eisfeld südwärts schwamm, betrug in der ersten Zeit dieser angst- und schreckenreichen Fahrt durchschnittlich $\frac{5}{4}$ geogr. Meilen im Tag, steigerte sich aber in den letzten zwei Monaten auf 4 bis 4¹/₂ Meilen, eine Beschleunigung, an welcher möglicherweise auch das fortgesetzte Abbröckeln und Kleinerwerden der Scholle theilhatte.

Eine besondere Bedeutung gewinnen die Meeresströmungen durch die Temperatur ihrer Wassermassen, welche stets von der Temperatur der angrenzenden Meerestheile sich mehr oder weniger auffällig unterscheidet und mitunter selbst auf die Wärmeverhältnisse naher Küstenstriche Einfluss nimmt.

In dieser Hinsicht sei vor Allem auf den Golfstrom hingewiesen. Derselbe überträgt die in der caribischen See und dem mexikanischen Golf während des Sommers bis auf 28° C. erwärmten Wassermassen in den nördlichen atlantischen Ocean und macht in Verbindung mit einer später hinzukommenden Triftströmung denselben namentlich in seiner östlichen Hälfte zu dem relativ wärmsten aller Oceane. Die Wärmemenge, welche der Golfstrom mit sich führt, ist so gross, dass derselbe noch südlich von Neufundland, wo die mittlere Jahrestemperatur der über dem Meere lagernden Luftschichte nur $7-8^{\circ}$ Wärme beträgt, oberflächlich noch eine durchschnittliche Temperatur von $18-20^{\circ}$ aufweist. Zu dem hier nach Ost ablenkenden Golfstrom gesellen sich dann, wie schon früher angegeben wurde, noch andere, durch die nördlich vom $30.-35.^{\circ}$ herrschenden Südwestwinde in Bewegung gesetzte warme Wassermassen, welche mit dem ersteren zusammen die bereits genannte Golfstromtrift bilden. Diese Golfstromtrift zeigt zwischen dem $35-45^{\circ}$ n. Br. innerhalb einer Längenerstreckung von nahe 500 und einer Breite von etwa 150 geographischen Meilen bis zur Tiefe von 550 Meter noch eine Temperatur von $15.0-15.6^{\circ}$ C., während beispielsweise unter dem Aequator selbst in der gleichen Tiefe nur noch 7, höchstens 8° gemessen wurden. In Folge des weiteren Ablenkens der Golfstromtrift nach Nordost gelangt ein grosser Theil dieser relativ warmen Wassermassen in so hohe Breiten, dass selbst noch unter dem $71.^{\circ}$, dort, wo die Golfstromtrift das europäische Nordcap

umspült, die durchschnittliche Jahreswärme ihrer oberen Wasserschichten nicht unter 4—5° C. herabsinkt.

Dieser grossen Zufuhr relativ warmen Wassers verdanken zunächst die Küstenlandschaften des nordwestlichen Europas ihr verhältnissmässig mildes Klima, wie überhaupt der ganze Westen unseres Continentes im Vergleiche mit den unter gleichen Parallelen gelegenen Theilen Asiens und Amerikas sich in dieser Hinsicht, dank der Herrschaft der von dem warmen atlantischen Ocean kommenden Südwestwinde, einer besonderen Begünstigung erfreut.

Ebenso sehen wir die nordpazifische Trift, wenn auch nur in geringerem Grade, durch ihre erwärmende Wirkung auf die westlichen Gestade Nordamerikas im Vergleiche zu den gegenüberliegenden Küstenthteilen Ostasiens sich geltend machen.

Einen ganz conträren Effect bringen die kalten Meeresströmungen hervor. Die mit dem charakteristischen Namen „kalte Mauer“ bezeichnete südliche Fortsetzung der um Neufundland herumbiegenden Labradorströmung, welche sich zwischen die atlantische Küste der Vereinigten Staaten und den nahe vorbeiziehenden Golfstrom drängt, lässt den Gestadelandschaften von der erwärmenden Wirkung des letzteren nichts zugute kommen.

Während in der Nähe des Nordcaps noch schlanke Birken die Felsen schmücken, hie und da ein kleines Gemüsegärtlein grünt, ja selbst noch die bei dritthalbtausend Einwohner zählende Kaufmannsstadt Hammer-

fest, die nördlichste Stadt der Erde, hier erblühen konnte, erhebt sich westlich jenseits des Meeres unter der gleichen Breite die gletscherumstarrte Ostküste Grönlands als eine trostlose, menschenleere Einöde, zu welcher die dicht vorbeiziehende, treibeisbelastete Grönlandströmung nur selten freie Zufahrt gestattet.

Die eben angedeuteten Verhältnisse treten viel bestimmter vor Augen, wenn wir einen Blick auf die beigegebene Karte werfen und den Verlauf jener rothen Curve betrachten, welche die Jahres-Isotherme von 0° darstellt. Wir sehen (am linken Rande der Karte beginnend) diese Curve ober Island den nördlichen Polarkreis schneiden, dann bis über das Nordcap sich erheben, von da nach dem Innern der alten Welt in immer niedrigere Breiten herabgehen, unter dem 50. Parallel den grossen Ocean betreten, jenseits desselben um 10° höher die Westküste Nordamerikas kreuzen, dann innerhalb dieses Continentes abermals, und zwar bis nahe zum 50° sich senken, um denselben an der atlantischen Küste unter dem 54° zu verlassen und endlich im östlichen Theile des nordatlantischen Oceans über dem Nordcap die höchste Breite innerhalb ihres ganzen Verlaufes zu erreichen.

Noch sei auf den klimatischen Einfluss von Meeresströmungen hingewiesen, welcher sich an den entgegengesetzten Küsten Südamerikas kundgibt. Zwischen dem 15. und 30° s. Br. steht an der westlichen Küste des Continentes das Jahresmittel der Temperatur im Allgemeinen um 5° C. niedriger als an der Ostküste. Die

Ursache dieser Differenz ist in erster Linie, wenn auch nicht ausschliesslich, darin zu suchen, dass die Westküste von dem kalten Humboldtstrom, die Ostküste von dem warmen brasilianischen Strom gespült wird. Die in der Karte eingetragene Jahres-Isotherme von 20° der südlichen Hemisphäre versinnlicht das letzt Gesagte gleichfalls in anschaulicher Weise.

Noch wäre manches Interessante und Lehrreiche über die bisher betrachteten oberflächlichen Meeresströmungen anzuführen, doch muss ich darüber hinweggehen, um noch, wenn auch nur in Kürze, jenen Theil des Kreislaufes der oceanischen Gewässer besprechen zu können, welcher sich nicht mehr auf der Oberfläche des Meeres direct wahrnehmen lässt, sondern in den Tiefen des Oceans vor sich geht und nur mittelbar aus den Temperaturverhältnissen der letzteren erkannt werden kann.

Bei allen Messungen, welche bisher mit gegen den starken Wasserdruck unempfindlich gemachten Thermometern angestellt worden sind, hat sich die höchst merkwürdige und wichtige Thatsache ergeben, dass in den tropischen Oceantheilen, wo die dem Meere unmittelbar auflagernde Luft durchschnittlich nicht unter 25°C . herabgeht, das warme Wasser doch immer nur in verhältnissmässig geringe Tiefen reicht, bei 300, höchstens 600 Meter unter dem Wasserspiegel nur mehr eine Temperatur von selten über 10° , und bei einer Tiefe von 1500 Meter eine solche von 3° , höchstens 4° angetroffen wird, während von 3000 Meter abwärts bis zu den grössten

Tiefen die Temperatur sich nur noch innerhalb der engen Grenzen von 1° bis 2° Wärme bewegt, ja in einzelnen Theilen, wie z. B. in der Westhälfte des südlichen atlantischen Oceans noch unter subtropischen Breiten sogar einige Zehntelgrade unter den Nullpunkt herabsinkt. Nach den bisher erzielten Resultaten der sehr umfangreichen Untersuchungen lässt sich bereits mit voller Sicherheit aussprechen, dass die ganze unter der Tiefe von 2500 Meter liegende Wassermasse der offenen Oeane innerhalb der tropischen und subtropischen Gürtel nur eine Durchschnittstemperatur von höchstens 2° Wärme besitzt, dass aber auch das Wärmemittel der obersten 500 Meter mächtigen Schichte im Allgemeinen schon mehrere Grade unter der mittleren Jahrestemperatur der unmittelbar auflagernden Luftschichte steht.

Woher nun, so mögen wir uns wohl fragen, diese colossale Menge fast eisig kalten Wassers selbst in jenen Breiten, wo die kältesten Tage des Jahres in ihrer Mitteltemperatur jener der wärmsten Sommertage unserer Gegenden nicht nachstehen?

Zur Erklärung dieser auffälligen Thatsache müssen wir zunächst einen Blick auf die Temperaturverhältnisse der beiden Polarmeere werfen. Hier erreicht, von jenen kleinen Theilen abgesehen, wo die letzten Ausläufer warmer Triftströmungen oberflächlich eine Steigerung der normalen Temperatur bewirken, die oberste Schichte selbst in der wärmsten Zeit des Jahres höchstens 3° über Null, während in der Tiefe von 30—50 Meter,

ja selbst noch viel näher der Oberfläche, die Temperatur schon unter Null gesunken ist und tiefer hinab mitunter sogar nahezu den Gefrierpunkt des Meerwassers erreicht, welcher, je nach dem geringeren oder grösseren Salzgehalt, zwischen 2 und 2.8° C. unter Null schwankt. ¹⁾

Zu dem Vorgesagten mag noch Folgendes bemerkt werden. Bei dem Gefrieren des Meerwassers während der langen strengen Winterzeit wird der grösste Theil des Salzes ausgeschieden, welches dann in die nächst tieferen Schichten übergeht und dieselben salzreicher, damit aber auch specifisch schwerer macht. Es geschieht hier also dasselbe, was in den niedern Breiten durch die Verdampfung bewirkt wird. Ist dieser Zuwachs an Salzgehalt von einem Jahre zum anderen auch nur ein verschwindend kleiner, so summirt er sich doch im Laufe der Zeiten und muss eine Ansammlung salzreicheren,

¹⁾ Local kommen auch Abweichungen von der herrschenden Regel einer ständigen Abnahme der Temperatur nach der Tiefe vor. So hat z. B. der „Challenger“ in $65^{\circ} 42'$ s. Br. und $79^{\circ} 49'$ ö. Lge. am 14. Februar 1874, also im Hochsommer der südlichen Hemisphäre an der Oberfläche eine Temperatur von -1.2° und in der Tiefe von 91 Meter -1.7° , dagegen bei 366 Meter nur noch -0.8° angetroffen, während von 550 bis 730 Meter Tiefe sich sogar eine Temperatursteigerung von 0° bis auf $+0.4^{\circ}$ C. einstellte. Diese auffällige Erscheinung lässt sich wohl kaum anders als aus einer bedeutenden Zuströmung specifisch schwereren, relativ warmen Wassers aus einer niedrigeren Breite erklären, während die niedrige Temperatur der oberen Schichten auf das Schmelzen mächtiger, schwimmender Eismassen zurückzuführen ist.

specifisch schwereren Wassers in den tieferen Schichten, damit aber auch ein unterseeisches Abfliessen nach Gegenden des Oceans zur Folge haben, wo sich, wenn auch vielleicht gleich salzreiches, so doch wärmeres und daher auch specifisch leichteres Wasser vorfindet, das dann dem ersteren weichen oder, was wahrscheinlicher ist, mit demselben sich mengen und an seiner niedrigen Temperatur participiren muss.

Aus einem derartigen Vorgange, welcher sich ohne Unterbrechung fortsetzt, wird es erklärlich, dass überall dort, wo die grossen Mulden und Becken der offenen Oeane mit den Tiefen der Polarmeere in unmittelbarer Verbindung stehen, sich nothwendig im Laufe der Jahrtausende, seit welchen die gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse bestehen, auch eine ungeheure Menge kalten Polarwassers selbst bis zum Aequator hin ansammeln konnte.

Dass die alljährlich von den beiden Polarmeeren gegen die niederen Breiten in der Tiefe abfliessenden kalten Wassermassen bedeutend sein müssen, lässt sich aus zwei Gründen schliessen. Einmal bedarf es wegen der in den Oeanen der gemässigten und heissen Zone stattfindenden Verdampfung, durch welche jährlich eine Wasserschichte von 1—3 Meter Höhe in die Atmosphäre übergeht, und welche durch die Wässer der einmündenden Continentalströme und durch die über dem Meere stattfindenden Niederschläge nur unvollständig ersetzt wird, eines gewissen Zuflusses zur Ausgleichung; dann muss aber auch an die Stelle der den beiden Polarmeeren

zuströmenden warmen Wasser eine entsprechende Menge kalter treten. Da nun das Gesamtareal jener Meerestheile, wo überhaupt noch eine temporäre Abkühlung der oberflächlichen Wasserschichten auf einen dem Nullpunkte nahe stehenden oder unter denselben herabgehenden Grad möglich ist, höchstens ein Achtel des Gesamtflächenraumes aller Oeane beträgt, so muss nothwendig der unterseeische Zufluss aus den hohen nach den mittleren und niederen Breiten ein sehr energischer sein, wenn die sonst nothwendig eintretenden Niveau-differenzen wieder vollständig ausgeglichen werden sollen.

Noch sei angeführt, dass die grössten Tiefen des nördlichen atlantischen Oceans ein weniger kaltes Wasser aufzuweisen haben, als jene des südlichen. Während in dem ersteren — wenn wir von den dem Polarmeere nächst gelegenen Theilen absehen — die Grundtemperatur bereits in der mittleren Breite nicht mehr unter $1.7—1.8^{\circ}$ herabsinkt, findet sich $30—40^{\circ}$ südlich vom Aequator auf der amerikanischen Seite eine Grundtemperatur von $0.4—0.6^{\circ}$ unter dem Nullpunkte. Dieser auffällige Unterschied erklärt sich aus der Gestaltung des Seebodens der beiden Oceanhälften.

Im nördlichen atlantischen Ocean zieht sich von Schottland aus über die Far-Oerinseln und Island bis gegen Grönland hin ein breiter unterseeischer Rücken, dessen tiefste Punkte, von ein paar verhältnissmässig schmalen Rinnen abgesehen, kaum mehr als $500—600$ Meter unter dem Meeresspiegel liegen, so dass der Zufluss kalter Wasser von dieser Seite her jedenfalls ein be-

schränkter ist. Anders verhält es sich dagegen auf der amerikanischen Seite des südatlantischen Oceans. Hier besteht keine derartige Schranke, und die kalten Wässer des antarktischen Meeres können unbeirrt in alle Tiefen des ersteren vordringen. Beschränkter ist der Zufluss der kalten Polarwässer nach der afrikanischen Seite zu. Wie der nordatlantische Ocean durch den noch weit über die Azoren hinaus sich erstreckenden „Dolphinrücken“, welcher von dem die britischen Inseln, Island und Grönland verbindenden submarinen Plateau ausläuft, in eine westliche und in eine östliche Tiefenfurche geschieden wird, so geschieht Aehnliches im südatlantischen Ocean durch den meridional streichenden „Challengerrücken“. Von dieser submarinen Erhebung, welche übrigens noch zum guten Theile 2500—3500 Meter unter dem Meeresspiegel liegt, zieht sich zwischen dem 32.—35.^o s. Br. in bogenförmiger Krümmung ein Ausläufer zur afrikanischen Küste hin, welcher in Verbindung mit dem Hauptrücken für die von ihnen umschlossene Mulde insofern einen Damm gegen die kalten Polarwässer bildet, als von denselben in die letztere ungleich weniger gelangen kann wie in den westlich davon gelegenen Theil des Atlantic, welcher völlig unbeirrt mit den Tiefen des südlichen Eismeeres communicirt. Daher findet sich denn auch in der vorerwähnten Mulde auf der afrikanischen Seite bei Tiefen von 4000—5000 Meter noch eine Grundtemperatur von 1·5—1·8^o Wärme, während unter derselben Breite auf der amerikanischen Seite des Atlantic bei gleicher Tiefe die Grundtempe-

ratur schon auf 0.2 — 0.6° unter den Nullpunkt herabgesunken ist.

Was die Temperatur des Pacific betrifft, so kann es nicht auffallen, dass in demselben das kälte Wasser noch näher gegen die Oberfläche herantritt, und dass auch die obersten Schichten einen vergleichsweise niedrigeren Wärmegrad zeigen wie im atlantischen Ocean. Ist der Pacific auch gegen das nördliche Polarmeer nahezu vollständig abgeschlossen, so besteht dagegen zwischen ihm und dem antarktischen Meere ein so breiter und tiefgreifender Zusammenhang, dass ein vollkommen unbeirrtes Abfließen der kalten Südpolarwässer nach demselben stattfinden kann. Dass dem grossen Ocean im Ganzen eine geringere Erwärmung zukommen mag, wie dem Atlantic, scheint schon in dem Umstande begründet, dass bei dem ersteren die begrenzenden Continente viel weiter auseinander gerückt sind, wie bei dem letzteren, mithin der erwärmende Einfluss der Landmassen sich auch nur in geringerem Grade geltend machen kann.

Welche colossale Menge kalten Wassers im grossen Ocean aufgespeichert ist, zeigt die Thatsache, dass von der Challenger-Expedition zwischen dem Palaos- und Marianenarchipel unter dem 11.0 n. Br., also in der wärmsten Zone, eine Stelle mit der Tiefe von 8365 Meter angetroffen wurde, an welcher bei einer Oberflächenwärme von nahe 27° C. in der Tiefe von 1560 Meter nur mehr eine Temperatur von 2.5° , am Grunde aber nur 1.3° Wärme sich ergab, so dass hier also unter

einer Breite, wo alle tropischen Gewürze reifen, eine Wasserschichte von 6800 Meter Mächtigkeit existirt, deren Durchschnittstemperatur beiläufig $1.6—1.8^{\circ}$ C. über dem Nullpunkte steht. ¹⁾

¹⁾ Die nachfolgende vergleichende Zusammenstellung einiger (allerdings als noch nicht vollkommen feststehend anzusehender) Temperaturdaten wird die Wärmeverhältnisse des atlantischen und des grossen Oceans in deren verschiedenen Tiefen am besten zur Uebersicht bringen. Es findet sich die Temperatur von:

Im atlantischen Ocean

unter der Breite von		20 ⁰	15 ⁰	10 ⁰	5 ⁰	2.5 ⁰ C.	
33 ⁰ N.	bei	—	585	820	1150	2740	Meter Tiefe
21 ⁰ „	„	130	290	585	1280	2720	„ „
9 ⁰ „	„	50	100	305	880	2400	„ „
1 ⁰ „	„	77	135	310	660	2500	„ „
9 ⁰ S.	„	100	140	275	770	2740	„ „
21 ⁰ „	„	110	210	365	620	2470	„ „
36 ⁰ „	„	—	—	350	620	1550	„ „

Im grossen Ocean

unter der Breite von		20 ⁰	15 ⁰	10 ⁰	5 ⁰	2.5 ⁰ C.	
37 ⁰ N.	bei	—	73	350	640	1340	Meter Tiefe
25 ⁰ „	„	92	165	290	675	1480	„ „
20 ⁰ „	„	220	350	490	800	1480	„ „
10 ⁰ „	„	110	145	290	950	1750	„ „
6 ⁰ „	„	190	220	310	930	1600	„ „
9 ⁰ S.	„	210	275	365	860	1640	„ „
21 ⁰ „	„	145	350	455	825	1530	„ „
26 ⁰ „	„	—	290	420	860	1590	„ „
37 ⁰ „	„	—	—	275	820	1590	„ „

Entgegen fand G. Nares beiläufig 300 geographische Meilen westsüdwestlich von der letztbezeichneten Stelle des grossen Oceans in der fast binnenmeerartig durch Inseln abgeschlossenen Sulu- oder Mindorosee bei einer Oberflächentemperatur von 28.6° C. von der Tiefe von 730 Meter an bis zu dem 4660 Meter tiefen Grunde, also innerhalb einer 3900 Meter mächtigen Schichte, eine constante Temperatur von 10.3° C. Aus diesen Temperaturverhältnissen lässt sich schliessen, dass die Sulusee ein 4660 Meter tiefes Becken bildet, welches mit dem grossen Ocean nur durch höchstens 350—400 Meter tiefe Canäle zwischen den Inseln communicirt.

In noch ausgesprochenerer Weise tritt uns mittelbar die Bedeutung des Zusammenhanges der Polarmeere mit den Oceanen bei einer Vergleichung der Temperatur des Mittelmeeres mit jener des Atlantic oder jener des rothen Meeres mit der des indischen Oceans vor Augen.

Das Mittelmeer ist zwischen dem Cap Trafalgar und dem Cap Spartel durch einen submarinen Rücken von dem atlantischen Ocean geschieden, dessen tiefstliegende Theile höchstens 360—370 Meter unter dem Meeresspiegel, also in einer Tiefe liegen, wo der atlantische Ocean in der Breite der Meerenge von Gibraltar durchschnittlich noch $14-16^{\circ}$ C. aufweist. Hier ist mithin ein Einströmen kälteren Wassers als 14° von dieser Seite in das Mittelmeer nicht möglich. Nun haben in der That die neuesten Untersuchungen ergeben, dass im westlichen Theile des Mittelmeeres von 370

Meter an bis zur Tiefe von 2750 Meter eine vollkommen gleichbleibende Temperatur von 12.7° , im östlichen Theile von 550 Meter bis zum tiefsten Grunde, nämlich bis zu 3950 Meter sogar eine constante Wärme von 13.6° C. herrscht, während an der Oberfläche im Sommer die Temperatur $24—27^{\circ}$ C. beträgt. Nun ist zu bemerken, dass die Grundtemperaturen 12.7° , beziehungsweise 13.6° , nach dem früher Gesagten nicht von aus dem atlantischen Ocean eingeströmtem Wasser herrühren können, sondern ausschliesslich auf die zwischen 12 und 14° schwankende Wintertemperatur des Mittelmeergebietes zurückzuführen sind, bei welcher die oberflächlich abgekühlten Wasserschichten in die Tiefe sinken und sich hier, ähnlich wie in unseren Alpenseen, zu einer mächtigen Wassermasse von gleichbleibender Temperatur ansammeln. Vergleichen wir nun mit dem Mittelmeere einen der gleichen Breite angehörigen Theil des atlantischen Oceans, so stellt sich heraus, dass derselbe in der Tiefe von 1000 Meter schon um $6—7^{\circ}$, in der Tiefe von 2000 Meter um $9\frac{1}{2}$ bis $10\frac{1}{2}^{\circ}$, und in der Tiefe von 3950 Meter um $10\frac{1}{2}$ bis $11\frac{1}{2}^{\circ}$ C. kälter ist, wie das Mittelmeer.

Um endlich noch des durch die seichte Strasse Bab el Mandeb mit dem indischen Ocean oberflächlich zusammenhängenden rothen Meeres, des wärmsten Binnenmeerbeckens der Erde zu gedenken, sei angeführt, dass dasselbe bei einer Oberflächentemperatur von 28 bis 30° C. in der Tiefe von 1250 Meter noch 21.4° Wärme ergeben hat, während in dem nördlichen Busen des

indischen Oceans bei gleicher Tiefe höchstens nur noch eine Temperatur von 4—5⁰ C. anzutreffen ist.

In dem Vorhergehenden ist nun zunächst von Strömungen gesprochen worden, welche, hauptsächlich durch Winde hervorgerufen, in den oberen Schichten der Oeane ihren Verlauf nehmen und eine Art horizontalen Kreislaufes darstellen; dann wurde an den Meerestemperaturen nachgewiesen, wie in den oceanischen Tiefen ein ununterbrochener Austausch der kalten Polar- und der warmen Aequatorialwässer stattfindet, ein Austausch, welcher als eine Circulation im verticalen Sinne aufgefasst werden darf.

Nun mag sich wohl Jedem von uns noch die Frage aufdrängen, ob denn die bis nahe zum Nullpunkt, ja selbst unter denselben abgekühlten Wassermassen, welche sich über den tiefsten Gründen der Oeane bis zum Aequator hin angesammelt haben, fortan jeder weiteren Bewegung entrückt, ob sie bleibend an die Stelle ihrer letzten Ablagerung gebunden sind. Auch darüber giebt uns eine höchst beachtenswerthe Thatsache Antwort, und zwar im verneinenden Sinne. Es hat sich nämlich aus den zahlreichen Temperaturmessungen zur Evidenz herausgestellt, dass innerhalb des äquatorialen Gürtels, also gerade dort, wo man erwarten sollte, dass die Erwärmung von oben am tiefsten hinabreiche, dies in Wirklichkeit weder im grossen, noch im atlantischen Ocean der Fall ist, sondern hier vielmehr das kältere Wasser sich etwas näher gegen die Oberfläche herandrängt als in den

angrenzenden höheren Breiten. ¹⁾ Diese höchst auffällige Erscheinung lässt sich wohl dahin deuten, dass die aus den beiden kalten Regionen unterseeisch zufließenden Wassermassen niedrigster Temperatur in der Gegend des Aequators sich gegenseitig stauen und dadurch ein bis in die oberen Schichten sich fortpflanzendes, wenn auch schwaches Empordrängen kälteren Wassers bewirken.

Dass durch eine continuirliche, sei es auch noch so minimale Abgabe von Erdwärme an die dem Meeresgrunde unmittelbar auflagernde Schichte gleichfalls ein fortgesetzter Austausch der Wassertheilchen im verticalen Sinne vor sich geht, möge vorläufig noch als eine Hypothese hingenommen werden.

So findet denn ein unaufhörlicher, Alles umfassender Kreislauf des Flüssigen auf unserem Erdkörper statt; Theilchen um Theilchen des oceanischen Elementes gelangen aus den tiefsten Tiefen des Meeres wieder an dessen Oberfläche, von wo sie der warme Strahl der Sonne emporzieht zu den lichten Höhen der Wolken, die Fittiche des Windes sie forttragen nach fernen Ländern, bis sie als schimmernde Schneeflocken oder glitzernde Regentropfen wieder zur Erde herabgelangen, um schliesslich nach hunderte, ja tausende von Meilen langer Wanderung in den trüben Wogen irgend eines Stromes abermals der Stätte ihres Ursprunges zugeführt zu werden.

¹⁾ Siehe die Temperaturtabelle in der Note auf Seite 431.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1882

Band/Volume: [22](#)

Autor(en)/Author(s): Simony Friedrich

Artikel/Article: [Der Kreislauf der oceanischen Gewässer. 401-435](#)