

Ebenso fand er, daß am Meeresgrund das Wasser mehr Kohlensäure enthält, als an der Oberfläche. Dieser große Gehalt an Kohlensäure könne nun in ähnlicher Weise die Auflösung dieser Schalen vollziehen und sie in rothen Thon umwandeln.

Fragt man schließlich nach dem Ursprunge der Bimssteinmassen und ihre Zersetzungsprouducte, so ist es wohl als sicher anzunehmen, daß die meisten derselben der sub-aërischen vulkanischen Thätigkeit, also auch den Festländern und Inseln ihren Ursprung verdanken, indem sie durch Regen und Flußläufe von ihren, dem Meere stets nahe gelegenen Heimathstellen in die See überführt werden und dort zum Boden niederfinken, nachdem sie durch Oberflächenströmungen auf größere oder kürzere Entfernungen hin fortgeführt worden sind. Ein Theil dieser vulkanischen Trümmergesteine, die den Meeresboden bedecken, stammt aber sicherlich von den zahlreichen unterseeischen vulkanischen Ausbrüchen her, die namentlich im südlichen Stillen und Atlantischen Ocean sehr häufig vorkommen, oft weite Flächen des Meeres mit Feldern von Bimsstein und vulkanischer Asche anfüllen und der Schifffahrt zuweilen sehr hinderlich und gefährlich werden können.

3. Die Temperaturvertheilung in den Oceanen der Erde und die allgemeine oceanische Circulation.

Das Wasser des Meeres ist, wie alles Wasser, ein schlechter Wärmeleiter; eine Wärmemittheilung, sei es vertikal von oben nach unten, oder von unten nach oben, sei es horizontal, also seitlich, findet daher auf dem Wege der Leitung in keinem merklichen Maße statt. Die Temperatur des Wassers am Meeresboden wird deshalb in höherem Grade durch die ganze über ihm befindliche Wassermasse bestimmt, als durch die Temperatur des

Meeresbodens selbst, obgleich dieser um viele 1000 m dem Erdmittelpunkte näher ist, als die Ocean-Oberfläche. Während nun aber die Temperatur dieser letzteren und in geringen Tiefen unterhalb derselben direkt abhängig ist von der Einwirkung der Sonnenstrahlung, welche ihrerseits wiederum je nach der Entfernung vom Aequator und nach den Jahreszeiten verschieden ist, ferner von den Strömungen an der Oberfläche und in der Atmosphäre über derselben, — ist dies für die Temperatur des Wassers der größeren Meeresstiefen nicht der Fall.

Die direkt von der Sonne empfangene strahlende Wärme ist wegen des geringen Durchlassungsvermögens des Wassers für die Wärme (Diathermanzie) selbst in den tropischen Gegenden nur bis zu einer Tiefe von 146—183 m bemerkbar. Die Temperaturvertheilung in den Oceanen unterhalb dieser Tiefen ist daher vollständig unabhängig von den direkten Einwirkungen der Sonne und von den verschiedenen Jahreszeiten und Strömungen; sie wird vielmehr in horizontaler Richtung nur durch Uebertragung oder Vermischung der bewegten Wassermassen der Tiefen bedingt, und in senkrechter Richtung durch das Herabsinken des an der Oberfläche durch Erniedrigung der Temperatur, oder durch Vermehrung des Salzgehaltes schwerer gewordenen Wassers, oder durch das Empordrängen des Wassers der unteren Schichten, um das gestörte Gleichgewicht wieder herzustellen.

Nirgends ist das Wasser im Ocean in relativer Ruhe; es findet vielmehr sowohl eine auf- oder absteigende Bewegung der Wassertheilchen, als auch am Boden der Oceane und in den größeren Tiefen eine allgemeine, wenn auch langsame Fortschiebung der Wassermassen statt, welche, in Verbindung mit der schnelleren Wasserbewegung der Oceane an der Oberfläche, die

wir als Meeresströmungen kennen, die allgemeine oceanische Circulation hervorbringen.

Man hat in der Nähe der Polarmeere die Bodentemperatur des Wassers bis zu $-1\frac{1}{2}^{\circ}$ C., — in diesen selbst sogar unter -3° gefunden, in den mittleren und niedrigeren Breiten in einer Tiefe von 3500—5500 m $+2^{\circ}$ bis $+1^{\circ}$, am Aequator dagegen noch geringer, nämlich nur wenig über 0° . Die einfachste Erklärung dieser letzteren, für den ersten Augenblick befremdenden und überraschenden Thatsache scheint auch die einzig naturgemäße und richtige zu sein, nämlich die, daß in den unteren Schichten des Meerwassers von den Polen her ein Zufluß kalten (arktischen oder antarktischen) Wassers nach den äquatorialen Gegenden hin stattfindet, von wo zum Ersatz dafür das wärmere Wasser an der Oberfläche von dem Aequator nach den Polen zu abfließen muß. Mag nun dieser in den größeren Tiefen der Oeane unterhalb 2750 m bis abwärts zum Meeresboden, also bis zu Tiefen von 3500—7000 m und darüber, langsam aber stetig stattfindende Zufluß kalten Wassers, äquatorwärts von den Polen her, welches von dem antarktischen (südpolaren) Wasserbecken her sich am mächtigsten erweist, allein von den Wärmeunterschieden an den Polen und am Aequator herrühren (Carpenter, nach dessen Theorie die Oberflächenkälte der Polarmeere die „erste Ursache“ der vertikalen Circulation der Oeane ist) — oder von diesen in Verbindung mit den Unterschieden im specifischen Gewicht (v. Schleinig) — oder von dem Ueberschuß der Niederschlagsmenge über die Verdunstung und der dadurch erhöhten Wasseranhäufung der überwiegend, und von 50° südl. Br. an ausschließlich mit Wasser bedeckten Südhalbkugel (Byville Thomson); — jedenfalls haben die aus dem, für die kurze Zeit der betreffenden Forschungen (seit 1868)

(860)

ziemlich reichen Beobachtungsmaterial gewonnenen Thatsachen das Vorhandensein einer allgemeinen Circulation der oceanischen Gewässer außer Zweifel gesetzt.

Wie über die Tiefenverhältnisse, so auch über die Temperaturvertheilung in den Tiefen der Oeane haben die schon öfters erwähnten Expeditionen des „Challenger“, der „Gazelle“ und der „Tuscarora“ zuerst einiges Licht verbreitet. Die während dieser Forschungsreisen mit den jetzt so sehr vervollkommneten Apparaten der Messung der Wärme und des specifischen Gewichtes angestellten Beobachtungen haben in der That überraschende Ergebnisse geliefert, welche wohl im Stande waren, die in Betreff der wirklich bestehenden Temperatur- und Schwere-Verhältnisse der Meeresstiefen noch bis vor Kurzem herrschenden Ansichten zu überwinden und zu beseitigen.

Gestützt auf die Temperaturbeobachtungen von Sir James Ross auf seinen antarktischen Polarfahrten (1840—1843) hatte man bis noch vor wenigen Jahren fast allgemein der Ansicht beigepflichtet, daß die Temperatur in den Meeren vom Aequator an bis zu dem 55. und 57. Parallelkreis mit der Tiefe bis zu $+4^{\circ}$ C. abnehme, bei welcher Temperatur das Maximum der Dichtigkeit, wie bei dem süßen Wasser, in den unteren Schichten am Boden des Meeres stattfinden müsse; bei jenen Grenzkreisen nach den Polen zu zeige sich eine von oben bis unten gleichmäßige Wasserschicht von $+4^{\circ}$ C., weiter nach den Polen, in höheren Breiten, sogar eine mit der Tiefe zunehmende Temperatur, und jene circumpolare Mittellinie sei der obere Rand einer nach dem Aequator und nach den Polen zu schräg abwärts steigenden, gleich warmen Grundschicht. Fragt man sich aber, mit welchen Instrumenten und nach welchen Methoden diese Beobachtungen gemacht worden sind, so muß man

schon von vorn herein an der Richtigkeit der Ergebnisse derselben zweifeln, selbst wenn man das Irrige der ihnen zu Grunde liegenden Anschauungen noch nicht erkannt hätte. Sir James Ross und nach ihm alle späteren Beobachter der Temperaturen der Meeresstiefen bedienten sich solcher Thermometer, welche vor dem Einflusse des Druckes, dessen Zunahme eine Erhöhung der Temperatur mit sich bringt, nicht geschützt waren: sie gaben demgemäß für größere Tiefen zu hohe Temperaturen. Weil aber diese Resultate den bisher herrschenden theoretischen Ansichten über das Dichtigkeitsmaximum des Meerwassers bei $+4^{\circ}$ C. entsprachen, achtete man weder auf die, diesen widersprechenden, schon 1818 von Sir John Ross auf seiner arktischen Reise mit vor Druck geschützten Thermometern gemachten Beobachtungen, welche jenseits des nördlichen Polarkreises und in mäßigen Tiefen bis zu 900 m Temperaturen von $-3,6^{\circ}$ C. ergaben, während an der Oberfläche die Temperatur 0° und darüber war, — noch auf die später von Lenz (1823) und Du Petit Thouars (1836) mit eben solchen Thermometern gefundenen niedrigeren Bodentemperaturen. Die neueren Versuche von Desprez, Zöppritsch u. A. über die Temperatur des Gefrierpunktes des Meerwassers haben in der That aber ergeben, daß diese im ruhigen Zustande des Wassers $-3,7^{\circ}$ C. und im bewegten Zustande $-2,55^{\circ}$ C. beträgt.

Das für die zuverlässigeren Bestimmungen der Tiefsee-Temperaturen jetzt am meisten gebräuchliche Instrument, das Miller-Casella'sche Tiefseethermometer ist im Princip ein selbstregistrirendes Maximum- und Minimumthermometer, welches vermittelt zweier Schwimmer die höchste und die niedrigste Temperatur, welcher der Apparat ausgesetzt war, nachweist. Die Vorrichtung, um denselben vor der Wirkung des Wasserdruckes

in großen Tiefen zu schützen, besteht darin, daß die innere Kapsel des Minimumthermometers von einer zweiten Glaskapsel eingeschlossen ist, welche dazu dient, den starken Druck des Wassers in größeren Tiefen aufzunehmen. Dieses Tieffeethermometer kann daher im offenen Ocean überall angewandt werden, wo die Temperatur mit der Tiefe im Allgemeinen stetig abnimmt. Die in neuerer Zeit von Negretti und Zambra in London angefertigten Tieffeethermometer messen direct die Temperaturen der Wasserschichten, in die sie hineingebracht werden, und sind besonders da mit Erfolg anzuwenden, wo kältere Wasserschichten zwischen zwei wärmeren sich befinden, wie in den Polarmeeren.

Für die Bestimmung der Bodentemperaturen werden die Thermometer über dem Wasserschöpfapparat und dem Cylinder zum Heraufholen der Grundproben angebracht und mit der Lothleine wieder heraufgewunden. Für die Messungen der Temperaturen in verschiedenen Tiefen werden die sog. Temperaturreihen genommen. Es werden zu diesem Behuf in bestimmten Abständen von einander (von 10 bis 50, 100, 200 Fad. à 1,83 m) an der Lothleine Thermometer angebracht und mit diesen herabgelassen bis zu einer Tiefe von 1500 Faden, von welcher Tiefe ab bis zum Meeresboden die Temperaturen des Meereswassers sich nur wenig ändern; man läßt alsdann den Thermometern 10 Minuten Zeit, damit sie die jeder Tiefe entsprechenden Temperaturen anzunehmen; nachdem die Leine wieder aufgenommen ist, wird jedes Thermometer abgelesen und seine Temperatur notirt; so erhält man für eine bestimmte Lothungsstelle eine Temperaturreihe und aus dieser die Vertheilung der Temperatur an dieser Stelle für die verschiedenen Tiefen. Aus der Vergleichung einiger solcher Temperaturreihen, welche an verschiedenen Stellen des Meeres gewonnen sind, ist man im Stande, gewisse Schlüsse

auf die Temperaturvertheilung in den Ozeanen, sowohl in vertikaler, als in horizontaler Richtung zu ziehen. Die wichtigsten derselben lassen sich in folgenden Sätzen zusammenfassen:

1. Die Temperatur des Meereswassers nimmt im Allgemeinen von der Oberfläche bis zum Boden hin ab, zuerst mehr oder weniger rasch, dann langsamer bis zu der Tiefe von 400 bis 600 Faden (ca. 730—1100 m), wo eine durchschnittliche Temperatur von $+4^{\circ}$ C., die Temperatur der größten Dichtigkeit des süßen Wassers, herrscht, und von da noch langsamer bis zum Meeresboden, wo die Temperatur nicht nur in der gemäßigten Zone, sondern auch in den tropischen Theilen der Ozeane zwischen $0-2^{\circ}$ beträgt, während sie in den Polargebieten bis zu $-2,5^{\circ}$ herabsinkt. Während also die Bodentemperaturen sich innerhalb der Grenzen von $+2^{\circ}$ und -2° bewegen, schwankt die Oberflächentemperatur zwischen $+32^{\circ}$ C. in den tropischen Gegenden und -3° in dem Polarwasser.

2. Die Temperatur jedes Theiles des Meeresbodens und der über ihm liegenden mehr oder weniger mächtigen Wasserschicht, welche mit einem der beiden Polarmeere in freier Verbindung steht, ist niedriger, als diejenige, welche ihm nach den mittleren niedrigsten Wintertemperaturen an der Oberfläche zukäme, und ist nur wenig höher, als die des Meeresbodens in den Polarmeeren.

3. Die allgemeine Erniedrigung der Temperatur des Bodens und der größeren Tiefen des Meeres kann nicht von den vergleichsweise wenig mächtigen kalten Polar-Oberflächenströmen herühren, welche aus den Polarmeeren als Ersatz für die durch Driftströme aus niederen Breiten in sie hineingedrängten Wassermassen nach dem Aequator zu fließen, sondern von einer mächtigen, aber langsamen Wasserbewegung der gesammten unteren

Meereschichten von den Polen nach dem Aequator zu, deren Mächtigkeit vom Boden aufwärts gegen 2000 Faden (3660 m) beträgt, wobei das kalte Bodenwasser in den niedrigen Breiten und am Aequator selbst bis nahe an die Oberfläche empordringt.

4. Je größer und freier die Verbindung mit den Polar-meeren ist, desto niedriger sind an diesen Stellen die Tiefen- und Bodentemperaturen. Letztere sind deshalb in dem Stillen und Indischen Ocean in den entsprechenden Breiten und Tiefen im Ganzen genommen niedriger, als im Atlantischen Ocean, weil jene mit dem antarktischen Meere in freierer Communication stehen, als der Atlantische Ocean, und ebenso sind die südlichen Theile der Oceane kälter, als die nördlichen, weil die Communication mit dem Nordpolarmeere viel weniger frei (oder wie bei dem Indischen Ocean gar nicht vorhanden) ist, als die mit dem Südpolarmeere.

Durch lokale, physisch = geographische Zustände und Bodengestaltungen im Ocean bedingt, zeigen sich in gewissen Theilen der Oceane Erscheinungen, welche von den obigen allgemeinen Sätzen abweichen und für die biologischen Untersuchungen der Oceane, — welche hier nur kurz angedeutet werden können, — von dem höchsten Interesse sind. In den Polar-meeren kann zuweilen die Oberflächentemperatur niedriger sein, als in den unter ihr befindlichen Wasserschichten. So hat z. B. der „Challenger“ in 65° 42' südl. Br. und 79° 49' östl. Länge, dem südlichsten von ihm erreichten Punkte, am 14. Februar 1874 an der Oberfläche eine Temperatur von $-1,2^{\circ}$, in einer Tiefe von nur 50 Faden (91 m) eine solche von $-1,7^{\circ}$ angetroffen, welche bei 360 m Tiefe bis zu $-0,8^{\circ}$, bei 550—900 m bis zu $0-0,4^{\circ}$ stieg. Dies ist daraus zu erklären, daß das Oberflächenwasser bis zu 91 m Tiefe von geschmolzenen Eisbergen herrührt, und in

Folge dessen salzärmer, also leichter war, als das unter ihm befindliche salzreichere, wie sich auch aus den gleichzeitig vorgenommenen Messungen des specifischen Gewichtes ergibt. Ähnliche Erscheinungen sind auch in dem nördlichen Polarmeere von verschiedenen Beobachtern vorgefunden worden.

In den tieferen Binnenmeeren, welche, wie das Mitteländische Meer, durch eine unterseeische Wasserscheide von der Verbindung mit dem offenen Oceane abgeschlossen sind, zeigen sich ganz eigenthümliche Verhältnisse in Bezug auf die Temperaturvertheilung.

Am charakteristischsten in dieser Beziehung und am sorgfältigsten untersucht ist das Mittelmeer. Die Straße von Gibraltar, welche noch zwischen Gibraltar und Ceuta 914 m tief ist, erweitert sich allmählich nach ihrer westlichen Mündung zwischen Cap Trafalgar und Cap Spartel; hier bildet eine Bodenerhebung von 220 — 366 m Tiefe eine unterseeische Wasserscheide, welche von diesen Tiefen ab dem Wasser des Atlantischen Oceans den Eintritt in das Mittelmeer nicht gestattet. Das atlantische Wasser hat in dieser Tiefe eine Temperatur von $12,8^{\circ}$ bis $12,2^{\circ}$ C. und folgt unterhalb derselben den oben angeführten Gesetzen der Temperaturabnahme mit wachsender Tiefe. Das Wasser des Mittelmeeres dagegen ist von dieser Tiefe ab gleichmäßig warm bis zu seiner größten Tiefe von 2560 m im westlichen Theile und 3110 m im östlichen Theile, nämlich $12,8^{\circ}$ bezw. $13,6^{\circ}$, entsprechend der mittleren niedrigsten Wintertemperatur des Oberflächenwassers in beiden Theilen des Mittelmeeres, während die Sommertemperatur an der Oberfläche 24° bezw. 27° beträgt. Die Dicke dieser von der Sommerwärme erhitzten Schicht ist aber sehr gering; sie beträgt nur 91 m (50 Faden), denn in dieser Tiefe ist die Temperatur des Wassers

des Mittelmeeres schon bis zu $14,4^\circ$ bzw. $17,8^\circ$ herabgesunken. Hieraus folgt als Regel für die Temperaturvertheilung in solchen Binnenmeeren, welche, wie das Mittelmeer, durch eine unterseeische Wasserscheide von der freien Verbindung mit dem offenen Ocean abgeschnitten sind, daß die Wassertemperaturen in denselben zwar auch von der Oberfläche bis zu der Tiefe der Wasserscheide abnehmen, daß sie aber von dieser Tiefe an bis zum Boden hin gleichförmig bleiben und zwar gleich den durchschnittlichen niedrigsten Wintertemperaturen der betreffenden Meere. Dies ist für die Vertheilung des Thierlebens in diesen Meeren von großer Bedeutung. Ganz ähnliche Erscheinungen finden statt in dem heißen Rothen Meere und in dem kalten Schotskischen Meere.

Der westliche Theil des südlichen Stillen Oceans und der ostindische Archipel zeigen, wie schon oben erwähnt (s. S. 24), in den, von gewissen Tiefen ab von der Verbindung mit dem sie rings umgebenden Ocean abgeschlossenen Meeresbecken eine für die physische Geographie der Oeane und die Verbreitung des organischen Lebens in denselben in hohem Grade wichtige Erscheinung, welche zwar einerseits den oben beschriebenen in den Binnenmeeren analog ist, aber doch andererseits von einer anderen Ursache herrührt. Die Sulu- oder Mindoro-See zwischen der Nordost-Seite von Borneo, der Südwest-Spitze von Mindanao und dem Sulu-Archipel bildet das prägnanteste Beispiel für diese Erscheinung. Sir G. Nares hat hier im October 1874 und Januar 1875 wiederholt Reihentemperaturen genommen und dabei gefunden, daß die Temperatur von der Oberfläche bis zu 730 m von 28° bis zu $10,3^\circ$ abnahm und so verblieb bis zu der Bodentiefe von 4660 m, so daß hier eine Wasserschicht von mehr als 3700 m Mächtigkeit mit einer

gleichförmigen Temperatur von $10,3^{\circ}$ C. oder $50,5^{\circ}$ F. vorhanden ist (s. Diagramm Nr. 5). Diese kann aber nicht durch die

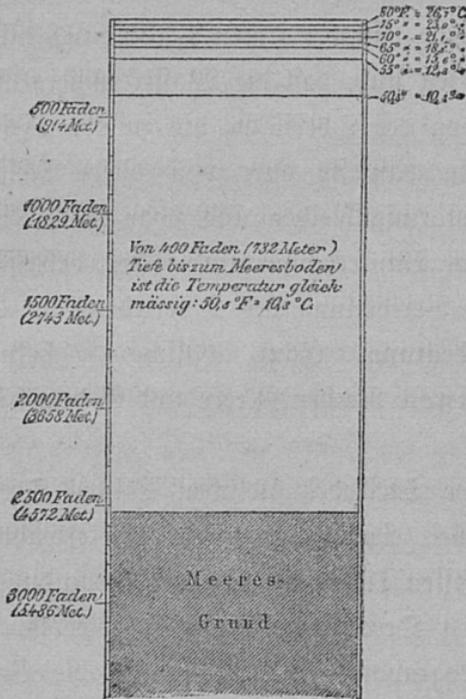


Diagramm Nr. 5.

Einwirkung der Winterkälte auf die Temperatur der tieferen Schichten erklärt werden, wie es bei dem Mittelmeere der Fall ist, denn die Sulu-See liegt 10° vom Aequator entfernt und ihre Durchschnittstemperatur beträgt für Januar und Februar 26° , so daß, wenn kein Zutritt von kälterem Wasser in diesen Tiefen stattfindet, die ganze Schicht eine Temperatur von 26° besitzen müßte. Die gleichförmige Temperatur von 10° C. in der ca. 3700 m mächtigen unteren Schicht kann vielmehr nur davon herühren, daß unterhalb der Tiefe von 360 m die Sulu-See durch unterseeische Riffe von der ihr benachbarten Celebes- und

China-See, in welchen schon bei 360 m Tiefe sich eine Temperatur von 10° vorfindet, abgeschlossen ist, und daß deshalb kein kälteres Wasser, als solches von 10° , in dieses Meerbecken hineindringen kann. Auch die in denselben vorkommenden Organismen zeigen die Abgeschlossenheit desselben von dem offenen Ocean an.

In der Melanesia-See zwischen den Neu-Hebriden und der Torres-Straße, in der Banda-, Celebes- und China-See treten ähnliche Erscheinungen auf, aber erst von größeren Tiefen (900 bis 1800 m) ab. —

Bei einer Betrachtung der durch die Temperaturreihen gewonnenen Ergebnisse über die Temperaturvertheilung in den großen Oceanbecken der Erde von der Oberfläche bis zum Meeresboden ist es wiederum der Atlantische Ocean in seinen verschiedensten Theilen, über welchen wir, Dank den Forschungen von Carpenter, Wyville Thomson, Mares, von Schleinitz, Mohn u. A. m., die werthvollsten Aufschlüsse in dieser Hinsicht erhalten haben.

Die in den Jahren 1868 und 1869 zur Erforschung der physikalischen und biologischen Verhältnisse der Meeresstiefen westlich und nordwestlich von den britischen Inseln ausgerüstete Expedition der „Lightning“ und der „Porcupine“ unter der wissenschaftlichen Leitung von Carpenter und Thomson hat zuerst die Existenz zweier großer Wasserbewegungen im Ocean, nach entgegengesetzter Richtung hin, nachgewiesen und den englischen Forscher Carpenter zur Aufstellung seiner Theorie über die allgemeine Circulation des oceanischen Wassers geführt.

Die zwischen den Shetlands- und Färöer-Inseln, oder zwischen 60° — 62° Nord-Breite und 2° — 8° West-Länge von Greenwich in Tiefen zwischen 900—1100 m gefundenen Boden-

temperaturen bewegten sich innerhalb der Grenzen von $-0,3^{\circ}$ bis $-1,3^{\circ}$ C., während in ganz nahe benachbarten Theilen des nordatlantischen Oceans in größeren Tiefen Temperaturen bis über $+6\frac{1}{2}^{\circ}$ gefunden wurden. Diese schmale und seichte kalte Wasserrinne, Lightning- oder Farö-Kanal genannt, hat auch in seiner Fauna einen arktischen Charakter, im Gegensatz zu der Fauna des benachbarten warmen Gebietes. Es wird hierdurch ein von Nordost nach Südwest fließender kalter Strom und neben ihm ein von Südwest nach Nordost fließender warmer Strom constatirt. Daß dieser letztere aber nicht der wahre Golf- oder Floridastrom sein kann, geht daraus hervor, daß der Golfstrom in dem mittelatlantischen Ocean sich bereits so weit horizontal ausgebreitet hat, daß er bei den Faröer-Inseln nicht bis zu einer Tiefe von 1100 m reichen kann; er ist vielmehr ein Theil der großen, nach Nordost gerichteten, warmen Strömung, welche an der Oberfläche des tropischen Theiles des Atlantischen Oceans ihren Ursprung hat und die noch häufig irrtümlich mit dem Namen Golfstrom, oder Golfstromtrift, bezeichnet wird. Dieses vergleichsweise warme Wasser fließt über den flachen Meerestheil zwischen Island und den Faröern in dem oberen Theil des Lightning-Kanals über die flache, im Durchschnitt nur 50 m tiefe Nordsee und über die Bänke unterhalb der Küste Norwegens bis nach Spitzbergen; es behält auch seine Wärme in der Tiefe bei, wenn es über eine unterseeische Erhebung, eine Flachsee, oder über Bänke fließt, erleidet aber eine merkliche Abkühlung von unten her, wenn es über eine eiskalte Unterlage fließt, wie es bei der Farö-Schetland-Rinne der Fall ist, namentlich im Sommer, wo der Gegensatz zwischen der Temperatur an der Oberfläche und in der Tiefe am größten ist. Professor Mohn in Christiania, welcher die norwegische

wissenschaftliche Expedition des Dampfers „Vöringen“ i. J. 1876 zwischen Norwegen und Island leitete, hat diese eigenthümlichen Wärmeverhältnisse in dem nördlichsten Theile des Atlantischen Oceans näher untersucht. Die Masse des warmen Wassers der Tiefe des Atlantischen Oceans wird auf die oberen Schichten beschränkt, sobald alle unterseeischen Querrücken zwischen Schottland und Island überschritten sind; diese selben Rücken sperren aber ihrerseits die mächtigen Massen eiskalten Wassers der sogen. Eismeertiefe ab und hindern sie, in die Tiefe des Atlantischen Meeres hinabzudringen; sie bewahren also diesem ihre wärmere Temperatur.

Die Bänke an der Westküste Norwegens, auf welche das warme, sich stets erwärmende Oberflächenwasser des Atlantischen Meeres geworfen wird, bis in die tiefen Fjorde hinein, bilden gleichfalls ein Wehr gegen die eiskalten Gewässer des Eismeeres, so daß selbst der kälteste Winter die erwärmende Kraft dieses atlantischen Wassers in keinem merklichen Grade zu beeinflussen vermag.

Die zwischen den Parallellkreisen von 40° Nord-Breite und 40° Süd-Breite ausgeführten Reihentemperatur-Messungen lassen folgende allgemeine Grundzüge der vertikalen und horizontalen Temperaturvertheilung in dem Atlantischen Ocean erkennen:

1. In den Tiefen von weniger als 2000 Faden (3660 m) ist die Temperatur am Meeresboden geringer, als irgend zwischen diesem und der Oberfläche; in allen Tiefen von mehr als 3660 m herrscht über drei Viertel des Atlantischen Oceans dieselbe Temperatur, wie an dem Meeresboden, so daß auf diesem großen Gebiete über dem Meeresboden eine oft viele Tausend Meter mächtige Wasserschicht von nahezu gleichförmiger Temperatur ruht. Denkt man sich eine Linie von Französisch-Guyana bis

zur westlichsten Insel der Azoren gezogen, und von da weiter nördlich, so ist östlich von dieser Linie die Bodentemperatur im ganzen Atlantischen Ocean in Tiefen über 3660 m gleichförmig $1,8^{\circ}$, und westlich von dieser Linie $1,7^{\circ}$. In dem übrigen Viertel des Atlantischen Oceans sind zunächst im Osten des Süd-Atlantik, südlich von jener Linie zwischen Tristan d'Acunha und dem Kap der guten Hoffnung niedrigere Bodentemperaturen, als in den anderen Theilen, nämlich zwischen $0,5^{\circ}$ und $1,1^{\circ}$ gefunden worden, und vor Allem im Westen desselben, in den Gebieten zwischen der Ostküste von Südamerika und einer Linie zwischen Tristan d'Acunha und Ascension, schwankt die Bodentemperatur (in Tiefen zwischen 900—5300 m) zwischen $-0,6^{\circ}$ und $+0,8^{\circ}$ und beträgt im Durchschnitt $0,3^{\circ}$, sie ist also um $1,4^{\circ}$ niedriger, als in dem nördlichen Westtheile des Atlantischen Oceans. Sehr niedrige Bodentemperaturen findet man selbst unter dem Aequator vor, ebenso auch in den ihm zunächst liegenden südlichen Breitenparallelen, nämlich in Tiefen von nur wenig über 4000 m zwischen $0,4^{\circ}$ und $0,9^{\circ}$. Aber nicht nur am Boden, sondern auch in einer bis fast 4000 m mächtigen Wasserschicht herrscht in den Aequatorialgegenden des Süd-Atlantischen Oceans eine auf den ersten Blick überraschend niedrige Temperatur. Die Meeresisotherme von $4,4^{\circ}$, welche im Nordatlantischen Ocean zwischen 20° und 36° Nord-Breite in Tiefen von 700—900 Faden (1280—1646 m) unterhalb der Oberfläche verläuft, steigt am Aequator bis zu einer Höhe von 300 Faden (550 m) unter der Oberfläche auf. Das kalte Wasser von $4,4^{\circ}$ bis nahezu 0° bildet hier eine Schicht von 4000 m Dicke.

2. Unterhalb der von der Sonnenwärme unmittelbar beeinflussten oberen Wasserschicht, welche nur bis zu 110—150 m

Tiefe reicht, ist alles Wasser im Nordatlantischen Ocean wärmer, als das Wasser in gleichen Tiefen am Aequator (bis 2743 m Tiefe um $2\frac{1}{2}^{\circ}$) und im Südatlantischen Ocean (bis zu derselben Tiefe um 4° und darüber).

Sehr deutlich zeigt dies z. B. der Verlauf der Meeres-Isotherme von $4,4^{\circ}$, welche im Nordatlantik innerhalb der Breiten von 20 bis 36° bis zu einer Tiefe von 1280—1646 m (700 bis 900 Fad.) hinabreicht, im Südatlantik innerhalb derselben Breiten südlich vom Aequator beträchtlich höher steigt, nämlich bis zu 660—590 m (360—300 Fad.), ebenso auch in dem tropischen Theil des Atlantischen Oceans zwischen 20° Süd-Br. und 20° Nord-Breite.

3. Der wahre Golf- oder Florida-Strom ist nur ein scharf begrenzter Fluß von stark erwärmtem Wasser im Ocean; er ist in der Nähe von Sandy-Hook ungefähr 60 Seem. (15 D. Meil.) breit und bei Halifax theilt er sich in verschiedene Streifen in Gestalt eines Delta's. — Die Tiefe desselben übersteigt nirgends 183 m (100 Fad.). Er ruht auf einer 366 m (von 274—640 m Tiefe) mächtigen Wasserschicht, welche eine Temperatur von $15,6^{\circ}$ bis $18,3^{\circ}$ besitzt, in den nächsten 550 m bis zu einer Tiefe von 1190 m nimmt die Temperatur sehr rasch, nämlich um $11,2^{\circ}$ ab, so daß die Isotherme von $4,4^{\circ}$ unterhalb des Golfstromes 1190 m tief liegt; von da bis zum Meeresgrunde erstreckt sich eine Schicht kalten Wassers von über 3660 m Mächtigkeit mit einer Bodentemperatur von $1,2^{\circ}$ — $1,6^{\circ}$ C. (s. Diagramm Nr. 6.)

4. An der Westseite des Nordatlantischen Oceans oberhalb der Tiefe von 823 m (450 Faden) ist das Wasser wärmer, als an der Ostseite, mit Ausnahme derjenigen Stellen, wo der kalte Labrador-Strom dieses Wasser von der amerikanischen Küste hinwegdrängt.

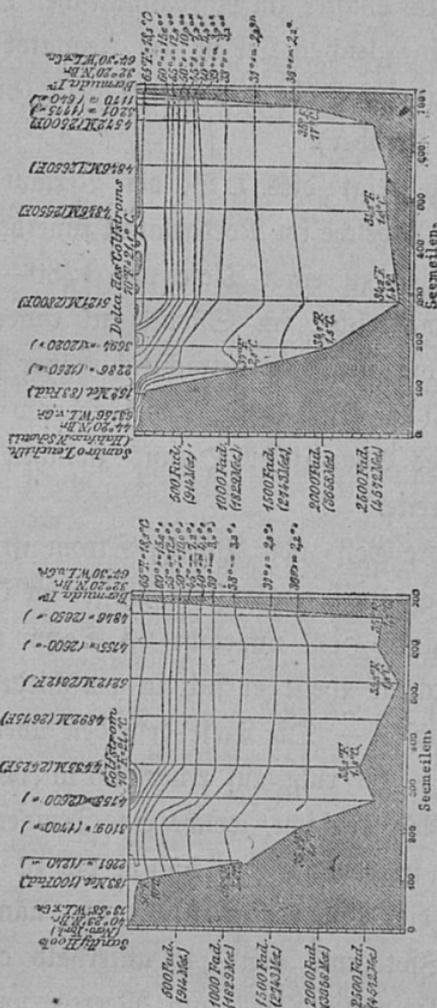


Diagramm Nr. 6.

5. Unterhalb der Tiefe von 823 m (450 Fad.) ist das Wasser an der Westseite kälter, als an der Ostseite; so liegen z. B. die Isothermen von $4,4^{\circ}$ bis $1,7^{\circ}$ im Westen um 366 m höher hinauf, als im Osten, und die Bodentemperaturen sind um $0,5^{\circ}$ niedriger.

6. Zwischen den Parallelen von 30° und 40° Nord-Br. erstreckt sich bis zu einer Tiefe von 550 m (300 Faden) und

(874)

über ein Gebiet von 200 Seemeilen Länge und 600 Seemeilen Breite eine warme Wassermasse mit einer Temperatur von mehr als 15,6 C. Diese warme Wassermasse hat bei ihrer weiteren Fortbewegung nach Nordost bis nach Norwegen u. s. w. den Namen Golfstrom=Drift erhalten, obwohl sie nicht ihren Ursprung in dem Golfstrom selbst, sondern höchst wahrscheinlich in der Fortführung des durch fortgesetzte Insolation stärker erwärmten tropischen Wassers unter der Oberfläche in höhere Breiten und in der Ablenkung desselben nach Nordosten hat.

7. In den Aequatorialgegenden selbst sind die Wasserschichten unter der Oberfläche bis zu 120—200 m wärmer, als in irgend einem Theil des Atlantischen Oceans, dahingegen sind die unteren Schichten bedeutend kälter, als die des Nordatlantischen Oceans und fast ebenso kalt wie die des Südatlantischen.

8. Die Temperaturabnahme von der Oberfläche bis zu geringen Tiefen (ca. 100 m) ist in den tropischen Theilen des Atlantischen Oceans am bedeutendsten und auffallendsten und beträgt in manchen Fällen 13° C. und darüber, — namentlich in den Monaten März und April, in welchen das Oberflächenwasser daselbst die höchste Temperatur, bis zu 29°, hat. Eine so rasche Temperaturabnahme innerhalb einer Distanz von 100 m findet nirgends, weder im Wasser- noch im Luftocean, noch innerhalb der Erde ein Analogon, und ist nur durch das Empordrängen des kalten antarktischen Wassers und die kräftige Insolation der Meeresoberfläche zu erklären. Die hohe Temperatur der oberflächennahen Schichten, verbunden mit den großen Niederschlagsmengen in den Aequatorialgegenden, verhindert, daß das Wasser an der Oberfläche dichter wird, als das unter ihr befindliche, und

somit hält sich das stark erwärmte Wasser an der Oberfläche, ohne sich mit dem kalten Tiefwasser zu vermischen.

Für den Stillen Ocean haben die Beobachtungen Belknap's auf der „Tuscarora“ i. J. 1874 ergeben, daß zwischen 22° und 32° Nord-Br. und 140° West-Länge bis 140° Ost-Länge (von Greenwich), also östlich und westlich von den Sandwich-Inseln bis Japan, das Wasser des nördlichen Stillen Oceans in seiner ganzen Masse kälter ist, als das des Nordatlantischen Oceans. Dasselbe findet man aus einer Vergleichung der Reihenemperaturmessungen des „Challenger“ in beiden Oceanen. Diese erstreckten sich im Stillen Ocean über den großen Theil desselben, welcher sich zwischen 40° Nord-Br. bis 40° Süd-Br. und 140° Ost- bis 90° West-Länge befindet, und lassen folgende allgemeine Grundzüge der Temperaturvertheilung in den Tiefen des Stillen Oceans erkennen:

1. Oberhalb der Tiefen von 366 m (200 Faden) sind die Temperaturen des Wassers im nördlichen Stillen Ocean höher, als im südlichen, während sie unterhalb dieser Tiefen bis zu 2743 m (1500 Fad.) in jenem niedriger sind, als in diesem.

2. Die Temperaturen der oberen Wasserschichten sind im westlichen Theil höher, als in dem mittleren und östlichen; die Temperaturen in größeren Tiefen sind in dem westlichen Theile am niedrigsten.

3. In einer Tiefe von 2743 m (1500 Faden) ist die Temperatur von 40° Nord-Br. bis zu 40° Süd-Br. nahezu dieselbe, nämlich $1,7^{\circ}$.

4. Von diesen Tiefen an bis zum Meeresboden sind die Temperaturen im südlichen Stillen Ocean etwas niedriger, als in dem nördlichen.

5. Die Bodentemperaturen sind im Allgemeinen niedriger, als im Atlantischen Ocean in denselben Tiefen und Breitenparallelen, und schwanken zwischen $0,5^{\circ}$ und $1,5^{\circ}$; aber nirgends findet man im Stillen Ocean so niedrige Bodentemperaturen, wie in der antarktischen Zunge des südatlantischen Oceans.

Der bei weitem größte Theil des Stillen Oceans, so namentlich der ganze östliche und mittlere Theil, steht bis zu seinem Boden in freier Verbindung mit dem südlichen Polarbecken; im westlichen Theil dagegen finden wir die unterseeisch abgeschlossenen Becken, welche von einer bestimmten Tiefe ab eine gleichmäßige Temperatur bis zum Boden bewahren.

Für den Indischen Ocean liegen noch zu wenige Beobachtungen vor, um aus ihnen ein Bild der Temperaturvertheilung in den Tiefen entwerfen zu können; doch haben die gleichzeitig mit den Messungen der Temperatur stattgefundenen Bestimmungen des spezifischen Gewichtes in verschiedenen Tiefen, welche an Bord der „Gazelle“ unter Leitung des Kapitäns von Schleinitz von Oktober 1874 bis Mai 1875 mit großer Sorgfalt ausgeführt worden sind, einige für die physische Geographie der Oeane in hohem Grade wichtige Fragen der Lösung nahe gebracht. Sie haben es nämlich mindestens sehr wahrscheinlich gemacht, daß schon eine geringe Differenz in dem wirklich angetroffenen, aber für die Temperatur nicht korrigirten, spezifischen Gewicht verschiedener Theile der Oeane Strömungen erzeugen könne; ferner daß, indem die Differenz im Salzgehalte tropischer und kalter Meere in Bezug auf das wirklich vorhandene spezifische Gewicht den Temperatur-Unterschieden entgegenwirkt, die Meeresströmungen in ihrer Stärke gemäßigt werden; endlich daß nach physikalischen Gesetzen eine Zone zulässig und wahrscheinlich ist, in welcher die Unterschiede im Salzgehalte diejenigen in den Tem-

peraturen aufwiegen, so daß Wassermassen von verschiedenen Temperaturen und von verschiedenem Salzgehalt neben einander im Gleichgewicht, also ohne alle merkbare Strömung, sein können. Eine solche Zone liegt im westlichen Theile des Indischen Oceans zwischen 40° und 45° Süd-Br. Aehnliche Zonen werden sich vermuthlich in allen Oceanen finden und feststellen lassen, wenn man erst die an sich freilich schwierigen Untersuchungen und Messungen des spezifischen Gewichtes des Meerwassers in verschiedenen Tiefen allgemein beachten und die Methoden derselben noch vervollkommen wird.

Der Chemiker der Challenger-Expedition, Mr. J. Buchanan, hat das Verhalten des spezifischen Gewichtes des Meerwassers in den drei großen Oceanbecken der Erde und in verschiedenen Tiefen neuerdings zum Gegenstande einer eingehenden Untersuchung gemacht und nachgewiesen, daß dasselbe in der Regel von der Oberfläche, oder von einer geringen Tiefe unterhalb derselben ab, bis zu einer Tiefe von 1450—1850 m hin abnimmt und dann bis zum Meeresboden hin wieder langsam zunimmt. Die Ursachen, welche die Aenderungen des spezifischen Gewichtes und des davon abhängigen Salzgehaltes an der Oberfläche in den verschiedenen Theilen der Oceane hervorbringen, sind meteorologischer Art und dieselben, welche die Bildung des luftförmigen und festen Zustandes des Wassers bedingen. In den Polarzonen wirkt das Eis für das Meerwasser als Concentrationmittel, indem sich das salzarme, fast süße Eis aus dem salzreicheren, in die Tiefe sinkenden Wasser ausscheidet. Zwischen beiden Polarzonen kann man für das Verhalten des spezifischen Gewichtes des Meerwassers fünf Zonen unterscheiden, von denen zwei (auf jeder Halbkugel eine), entsprechend dem dort vorherrschenden Nordost- und Südost-Passate, eine starke Ver-

dunstung des Meerwassers an der Oberfläche, also eine Zunahme des spezifischen Gewichtes und Salzgehaltes aufweisen, — eine Zone zwischen diesen beiden (die Calmen = Region) mit großen Niederschlägen und in Folge dessen mit geringerem spezifischem Gewicht des Wassers, — endlich zwei Zonen nördlich und südlich von den Passatregionen, in denen sich Verdunstung und Niederschlag so ziemlich balanciren.

Von dem Salzgehalte und der Temperatur des Meerwassers hängt zum großen Theile das organische Leben im Meere ab; dieser Theil der oceanischen Physik ist daher für die Erforschung der biologischen Verhältnisse der Meere von großer Wichtigkeit. Allerdings ist jetzt erst die Erkenntniß der eigentlichen Natur der Oeane sowohl an ihrer Oberfläche, als in ihren Tiefen, angebahnt worden, aber die bisher in einer verhältnißmäßig so kurzen Zeit gewonnenen Ergebnisse, welche wir hier in ihren wichtigsten Grundzügen darzulegen versucht haben, berechtigen zu der Hoffnung: daß die physische Geographie des Meeres sich der des Festlandes und des Luftoceans bald ebenbürtig an die Seite stellen und diesen Wissenschaftszweigen sogar den Schlüssel zu manchen bisher noch ungelösten Fragen und Problemen derselben gewähren wird.

Erläuterungen zu der Karte der Meerestiefen.

Die in dieser Karte der Meerestiefen niedergelegten Zahlen geben hauptsächlich eine Auswahl der von den drei großen Tiefsee-Expeditionen des „Challenger“, der „Gazelle“ und der „Tuscarora“ geloheten Tiefen in Metern; die von jedem dieser Schiffe ermittelten Tiefen sind durch Linien oder Punkte mit einander verbunden, und diese zeigen somit in großen Zügen die von ihnen zurückgelegten Routen; zur besseren Unterscheidung sind sie durch verschiedene Farben im Druck aus-