

# Die Tiefsee

und

ihre Boden- und Temperatur-Verhältnisse.

Von

Dr. G. von Boguslawski.

Mit einer Tiefenkarte der Oeeane der Erde und 6 Diagrammen im Text.

---

Berlin SW. 1878.

Verlag von Carl Habel.

(C. G. Lüdert'sche Verlagsbuchhandlung.)

33. Wilhelm-Strasse 33.

Das Recht der Uebersetzung in fremde Sprachen wird vorbehalten.



## Einleitung.

---

Ähnlich, wie die Tiefen des Himmelsraumes uns erst dann erschlossen und die physische Beschaffenheit der fernsten und fernsten Sterne und Nebelflecke in ihren Grundzügen erforscht werden konnten, als die raumdurchdringende Kraft der Fernröhre, Dank der erfolgreichen Verbindung der Theorie mit der Praxis, immer mächtiger wurde, und als die Spektralanalyse die Mittel an die Hand gab, die stoffliche Beschaffenheit jener den Retorten und Reagenzgläsern unzugänglichen Himmelskörper zu ergründen, — so konnten auch die früher für unergründlich gehaltenen Tiefen der Oeeane erst durch die in den letzten Jahren erreichte Vervollkommnung der für ihre Erforschung nöthigen Apparate und Methoden in erfolgreicher Weise untersucht werden.

Die Tiefseeforschung, dieser jüngste Zweig der physischen Geographie, ist in überraschend kurzer Zeit aus ihren ersten Anfängen bereits zu hoher Entwicklung gelangt und verspricht, innerhalb ihres jetzt über alle Meere sich erstreckenden Forschungsgebietes, bei ihrem weiteren Ausbau für die Physik der Erde, die Zoologie und die Geologie wichtige Ergebnisse zu liefern,

aus welchen diese Wissenschaften, jede für sich, für ihre eigene Entwicklung bedeutungsvolle Schlüsse ziehen können.

Bis noch vor einigen Jahrzehnten blieb die Erforschung der Meere lediglich an der Oberfläche derselben haften und war auch hier nur meist auf die Küstenstrecken längs der Continente und größeren Inseln, auf die Nähe der oceanischen Inseln und auf die von den Seefahrern fast ausschließlich durchsegelten Routen beschränkt. Die eigentliche Masse des Meeres, in dem Sinne des das Erdganze allumfassenden Oceanes, des „Ogen“ der alten Phönicier, genommen, blieb uns in Bezug auf die in seinen Tiefen herrschenden physikalischen und biologischen Verhältnisse bis in die jüngste Zeit fast gänzlich unbekannt.

Wie im Laufe dieses Jahrhunderts so mancher weiße Fleck aus unseren Landkarten, Dank der erfolgreichen Forschung unserer Reisenden, verschwunden ist, so ist jetzt der erste Anfang gemacht, dies auch bei den Oceanen zu erreichen. Allerdings sind hier die Schwierigkeiten für eine erfolgreiche Untersuchung und Aufdeckung aller Verhältnisse des Meeres noch größer, als bei den Forschungen zu Lande, da die Alles nivellirende Meeresoberfläche die über ihr liegenden Wasserschichten und den Meeresgrund gleichmäßig verhüllt. Bis noch vor wenigen Jahren hat der menschliche Scharfsinn und Forschergeist vergebens danach gestrebt, die Geheimnisse der Meerestiefen zu enthüllen, die Räthsel der steten Bewegungen der Meeressgewässer zu lösen und den Reichthum ihres organischen Lebens zu überschauen.

Während aber auf anderen naturwissenschaftlichen Gebieten der theoretischen Wissenserweiterung in vielen Fällen erst die praktische Nutzenanwendung, gefolgt ist, — als die allmählich heranreifende Frucht der theoretischen Forschung, — ist die physische Geographie des Meeres und namentlich die Tiefseeforschung

vorzugsweise durch bestimmte Forderungen des praktischen Lebens veranlaßt und angeregt worden. Die gesteigerten Handels- und Verkehrsbedürfnisse der neueren Zeit verlangten einerseits eine möglichst schnelle und zugleich sichere Reise über die Oeane und ließen andererseits eine, die Unterschiede zwischen Raum und Zeit aufhebende telegraphische Vermittelung zwischen den entferntesten Theilen der Erde über die sie trennenden Oeane hinweg durch die unterseeischen Kabel anstreben und endlich die in den letzten Jahren in den einzelnen Meeren zum Theil sehr beeinträchtigten Erfolge des Großfischereibetriebes wieder zu beleben und zu vermehren suchen.

Wie ganz anders, gegen früher, ist unsere jetzige Vorstellung von den Tiefen, der Gestaltung und Beschaffenheit des Bodens der Meere, von der Temperaturvertheilung in denselben von der Oberfläche bis zum Meeresgrunde, endlich von dem Thierleben in den Meeren bis zu den, früher als alles organischen Lebens entbehrend gehaltenen Tiefen der Meere! Mit Recht kann man aber, besonders bei der Neuheit und großen Jugend der Tiefseeforschung fragen, ob die Fundamentirung der durch die neueren Forschung entstandenen Ansichten über die Tiefseeverhältnisse wirklich so fest und sicher ist, daß sie uns berechtigt, die früher gehegten und von den damals in ihrem Fache bewährtesten Autoritäten aufgestellten und als erwiesen betrachteten Anschauungen fallen zu lassen und den neueren größeres Anrecht auf Vertrauen zu gewähren? Wir sind nun glücklicher Weise allerdings im Stande, diese Fragen bejahend beantworten zu können: die sichere Grundlage der neueren Tiefseeforschung ist uns durch die immer größer gewordene Vervollkommnung der bei derselben angewendeten Methoden und Instrumente gegeben. Diese beruht auf dem Principe der exacten Naturwissenschaft, die

Untersuchung der vorliegenden Gegenstände von allen Beobachtungsfehlern möglichst zu befreien und danach auch die angewendeten Hülfsmittel der Untersuchung möglichst zu vervollkommen und zuverlässiger zu machen. Dies gilt besonders von denjenigen Apparaten, welche zur Messung der Tiefen, der Temperaturen und des specifischen Gewichtes des Meerwassers in verschiedenen Tiefen, sowie zur Herausholung von Wasserproben und von Organismen aus den Meeresstiefen und endlich von Grundproben vom Meeresboden dienen.

Man mißt die Tiefen des Wassers mittels eines Lothes; für kleine Tiefen hat man das gewöhnliche Handloth, ein an einer dünnen Leine befestigtes Stück Blei, welches in das Wasser eines Flusses, See's oder des Meeres hinuntergelassen wird. Sobald das Loth den Boden berührt, vermindert sich das Gewicht, und derjenige, welcher die Leine durch die Hand gleiten läßt, bemerkt hieran, daß das Loth aufstößt: die straff senkrecht gehaltene Leine ist in Faden (à 6 Fuß) oder Meter eingetheilt und giebt, falls sie nicht durch Strömungen seitlich verschoben wird, die Tiefe des Wassers von der Oberfläche bis zum Boden desselben an. Für größere Tiefen genügt aber dieser einfache Apparat nicht, da das Gewicht der ausgelaufenen Leine im Verhältniß zum Gewichte des Lothes so bedeutend ist, daß das Berühren des Bodens durch das Loth nicht mehr fühlbar ist. Man hat daher für große Tiefen verschiedene andere Apparate angewendet, welche fast alle auf dem von dem Amerikaner Brooke, einem Schüler Maury's, i. J. 1854 zuerst angegebenen Princip der Loslösung des Gewichtes am Boden des Meeres beruhen und mehr oder weniger nur Verbesserungen — aber wesentliche — des Brooke'schen Apparates sind.

Die jetzt hauptsächlich in Anwendung kommenden Tiefsee-

lothe bestehen aus einem eisernen hohlen Stabe, welcher mit einer dünnen Lothleine (gewöhnlich von der Stärke eines kleinen Fingers, — die Amerikaner bedienen sich eines noch dünneren eisernen Pianodrahtes) in die Tiefe herabgelassen wird. Diese Lothleine ist in der für die meisten Lothungen ausreichenden Länge von 4000—6000 Faden (also 1—1½ geogr. Meilen oder 4—6 Seemeilen) auf einer großen Rolle auf dem Hintertheile des Schiffes aufgerollt und läuft von da über einen sogen. Patentblock (ein Gehäuse mit einer sich drehenden Metallscheibe darin) an der großen Raa. Um die durch die Schiffsschwankung veranlaßte ruckweise Anstrengung und damit das Zerbrechen der Lothleine zu verhindern, ist der oben erwähnte Block an einem sogen. Accumulator angehängt, welcher aus zwei Scheiben und einer Reihe von Gummibändern besteht, die, wenn das Gewicht der herabgelassenen Leine plötzlich zunimmt, sich dehnen und dadurch die stoßweise Anstrengung der Leine beseitigen. Diese selbst muß bei ihrer Dünne doch so stark sein, daß sie eine Zugkraft von 13 bis 14 Ctr. (650—700 kg) aushalten kann. Um das Gewicht des hohlen Stabes (des eigentlichen Lothes) zu vermehren und dadurch die größere Reibung, welche eine längere Leine bei dem Durchbrechen des Wassers ausübt, zu überwinden und demgemäß die Fallzeiten zu beschleunigen, werden ihm eine Anzahl gußeiserner Scheiben aufgestreift, welche eine solche Aufhänge-Einrichtung haben, daß sie sich bei dem Aufstoßen des Lothes auf den Meeresboden abstreifen und die eiserne Hülle allein an der Leine hängen bleibt. Ueber dem Lothe selbst werden an der Leine ein Wasserschöpf-Apparat und über diesem einige Thermometer, welche die Bestimmung haben, die Temperatur des Bodenwassers anzugeben, befestiget. Dieser ganze Apparat hängt an der Schiffseite senkrecht über dem Meere, so

daß das Loth frei in das Wasser fallen kann, sobald auf das Commando „Fallen“ die bis dahin festgehaltene Rolle losgelassen wird. Zuerst fällt das Loth mit sehr großer Geschwindigkeit durch das Wasser dem Meeresboden zu; in Folge der Reibung der Leine im Wasser vermindert sich aber nach und nach diese Geschwindigkeit nach einem durch die Erfahrung und viele Versuche bestimmten Verhältniß. Die Leine selbst ist eingetheilt von 25 zu 25 Faden (à 6 engl. Fuß oder 1,83 m) und hat bei je 100 Faden (183 m) eine besondere Marke. Die Zeit, wann das Loth zu fallen beginnt, wird nach Minuten und Sekunden notirt und die Zeit, wann je eine dieser Marken in das Wasser eintaucht, ebenfalls nach Sekunden. Aus der so gefundenen Geschwindigkeit des ablaufenden Lothes und aus dem empirisch hergeleiteten Verhältniß der Abnahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe in Folge der Reibung im Wasser kann man die Tiefe des Wassers bestimmen. Sobald nun das Loth den Boden berührt, lösen sich die Gewichte von der Leine und bleiben auf dem Meeresgrunde liegen; die Leine hört aber noch nicht zu gleicher Zeit auf abzulaufen, weil ihr eigenes Gewicht bei größeren Tiefen die Reibung im Wasser und auf den Rollen zu überwinden hat; es tritt aber, sobald die Gewichte nicht mehr wirken, ein Sprung in der Abnahme der Geschwindigkeit ein, und dieser Sprung giebt, genau nach Sekunden notirt, den Augenblick an, wann die Gewichte auf dem Boden angekommen sind. Das mechanische Moment bei dem Aufstoßen des Lothes, welches mit den aufgestreiften Gewichten bis zwei Centner schwer ist, genügt, um den hohlen Lothcylinder, an dessen unterem Ende sich ein sogen. Schmetterlings-Ventil befindet, 30 bis 60 cm tief in den meist weichen Meeresboden einzutreiben. Bei dem Emporwinden des Lothes schließt sich das Ventil wieder



von selbst und die Bodenprobe kommt, als Gegenstand für eine spätere Untersuchung, mit dem Lothcylinder herauf. Das Aufwinden der Lothleine erfolgt langsamer, als das Herunterlassen und nimmt bei einer Tiefe von 2000 Faden mehrere Stunden in Anspruch. Mit dem Lothe kommen auch die Thermometer (s. S. 43) und der Wasserichöpf-Apparat herauf; aus letzterem wird das Wasser durch einen Hahn in ein Gefäß abgelassen, um das specifische Gewicht zu bestimmen und, für eine spätere Analyse, in Flaschen gefüllt.

Borzugsweise sind es drei größere wissenschaftliche See-Expeditionen der neuesten Zeit, welchen wir die wichtigsten Ergebnisse der neueren Tiefseeforschung verdanken und welche den festen Grund für die künftigen Untersuchungen gelegt haben, auf welche diese, weiter bauend, so manche bisher noch nicht gelöste Probleme der Entscheidung nahe bringen können und werden. Diese Expeditionen sind die des englischen „Challenger“, der deutschen „Gazelle“ und der amerikanischen „Tuscarora“.

Der „Challenger“ (deutsch „Herausforderer“), eine Schraubenkorvette von 2000 tons, wurde im Jahre 1872 von der britischen Admiralität lediglich zu wissenschaftlichen Zwecken ausgerüstet, nachdem die Erfolge der Tiefsee-Expeditionen der „Lightning“ und der „Porcupine“ (in den Jahren 1868—1870) in der Nordsee und im atlantischen Ocean von den Färöern bis zum Meerbusen von Biskaya die Anregung zu einem größeren derartigen Unternehmen gegeben hatten. Hauptzweck der Challenger-Expedition war die Erforschung der physikalischen und biologischen Zustände der großen Oceanbecken der Erde. Der „Challenger“ stand bis zum Januar 1875 unter dem Commando des Capitän Sir George Nares, nach dessen Abberufung als Leiter der letzten großen englischen Nordpolar-Expedition mit den beiden

Schiffen „Alert“ und „Discovery“, unter dem des Capitän Frank Thomson. Der Chef des wissenschaftlichen Stabes war der bewährte Zoologe Sir Wyville Thomson, rühmlichst bekannt als Verfasser der kurz vor der Entsendung der Challenger-Expedition erschienenen „Depths of the Sea“. Mit ihm arbeiteten der, leider zu früh, während der Expedition am 13. September 1875, zwischen den Sandwich-Inseln und Tahiti, verstorbene, junge deutsche Zoologe Dr. v. Willemöes-Suhm, der Zoologe Moseley, der Geologe Murray und der Chemiker Buchanan. Die Tiefseelothungen und die Temperaturmessungen von der Oberfläche bis zum Meeresboden führten die Capitäne Nares und Thomson und der Commander Tizard aus.

Am 7. Dez. 1872 verließ der „Challenger“ den Hafen von Sheerness in England; die eigentlichen wissenschaftlichen Arbeiten begannen aber erst im Februar 1873 mit der ersten Durchkreuzung des Atlantischen Oceans von Ost nach West, nämlich von Teneriffa bis St. Thomas (14. Febr., bis 16. März 1873). Bis zum 28. Oktober 1873 durchforschte der „Challenger“ auf seiner Ausreise den Atlantischen Ocean, welchen er dabei viermal zwischen Europa, Afrika und Amerika durchkreuzte, in seinen Tiefen-, Temperatur- und Bodenverhältnissen. Von der Kapstadt aus bis Melbourne durchschnitt der „Challenger“, vom 17. Dezember 1873 bis 13. März 1874, den südlichen Indischen Ocean und drang dabei bis zur Grenze des antarktischen Polarkreises vor. Sodann erforschte das Schiff (von Juni bis November 1874) die physikalischen Verhältnisse des südlichen Stillen Oceans und des Indischen Archipels von der Ostküste Australiens aus bis Neuseeland, von da bis zu den Freundschafts- und Fidji-Inseln, und von diesen wieder westwärts über die Neuen Hebriden durch die Torres-Straße, die Banda-, Celebes- und

Sulu-See nach Manila und von da nach Hongkong, wo der „Challenger“ vom 16. November 1874 bis 6. Januar 1875 verweilte. Von hier aus wurden von Januar bis April 1875 Tiefseelothungen über die Philippinen bis zur Humboldt-Bai bei Neu-Guinea und von dort über die Admiralitäts-Inseln nach Japan ausgeführt. Am 16. Juni 1875 trat der „Challenger“ von Yokohama aus die Rückreise nach Europa an und untersuchte (Juni 1875 bis Januar 1876) die physikalischen und biologischen Verhältnisse des westlichen und mittleren Theiles des nördlichen Stillen Oceans und des mittleren und östlichen Theils des südlichen Stillen Oceans auf der Strecke zwischen Japan, Honolulu (Sandwich-Inseln), Tahiti (Gesellschaftsinseln), Juan Fernandez (die Robinson-Insel), Valparaiso bis zur Magellan-Straße. Von dieser aus durchkreuzte der „Challenger“ abermals in verschiedenen Richtungen den Atlantischen Ocean und langte am 26. Mai 1876, nach einer Abwesenheit von 2 Jahren 5 Monaten und 20 Tagen, wobei er im Ganzen 68,930 Seemeilen oder 17,232½ geographische Meilen, also mehr als den dreimaligen Umfang der Erde am Aequator zurückgelegt hatte, wieder in den Hafen von Sheerness zurück. Enthusiastischer Empfang und Ehrenbezeugungen aller Art wurden den Theilnehmern der Expedition von allen Seiten in hohem Maß gespendet, und wahrlich nicht ohne Verdienst.

Nicht minder haben solche aber auch die deutschen Offiziere und Gelehrten der deutschen Kriegskorvette „Gazelle“ verdient, welche im Sommer 1874 unter dem Commando des Capitäns zur See, Freiherr v. Schleinitz, zunächst damit beauftragt war, die zur Beobachtung des Venusdurchganges auf der Kerguelen-Insel bestimmten Mitglieder der astronomischen Expedition, nach dieser im südlichen Indischen Ocean gelegenen öden Insel zu

bringen, und von dort, nach der in der That glücklich und mit Erfolg gelösten Aufgabe, wieder zurück nach Mauritius zu führen. Während dieser Fahrt im Atlantischen und Indischen Ocean, wobei sie den letzteren im Süden desselben drei Mal durchkreuzten (von September 1874 bis März 1875) und während des Aufenthaltes bei den Kerguelen selbst (Oktober bis Dezember 1874 und Januar 1875), haben die Offiziere und Gelehrten der „Gazelle“, mit allen nöthigen Instrumenten und Anweisungen ausgerüstet, ganz ähnliche Tiefseeforschungen und wissenschaftliche Untersuchungen der Meere, wie der „Challenger“ ausgeführt, und dabei für die physische Geographie und Nautik in hohem Grade erfolgreiche Ergebnisse erzielt. Mit dieser rein wissenschaftlichen See-Expedition eines deutschen Kriegsschiffes, trat unsere deutsche Nation zum ersten Mal auf den Schauplatz der gemeinsamen, internationalen Thätigkeit zur Erforschung der physikalischen und biologischen Verhältnisse der Meere, und zwar als erfolgreicher Mitarbeiter. Vor allem haben hierzu beigetragen: der Commandant der „Gazelle“, Kapitän v. Schleinitz, welcher die Tieflothungen und Bestimmungen der Temperaturen und des specifischen Gewichtes des Seewassers in verschiedenen Tiefen ausführte, und der Schweizer Zoologe Dr. Studer, welcher als Naturforscher die „Gazelle“ begleitete und die zoologischen und geologischen Untersuchungen übernommen hatte. Von Mauritius durchkreuzte die „Gazelle“ (von März bis Mai 1875) den Indischen Ocean bis zur Westküste von Australien und hat dabei zum ersten Male mit den Hilfsmitteln der neueren Tiefseeforschung diesen Ocean in seinen physikalischen Verhältnissen näher untersucht. Die „Gazelle“ ging alsdann über Timor und Amboina durch die Molukken-See nach der Nordwestküste von Neu-Guinea und von da durch die bisher noch ziemlich unbe-

kannte Galevo-Straße in den Stillen Ocean. Die Tiefseeerscheinungen desselben, sowie mehrere der noch wenig oder gar nicht bekannten Inseln und Inselgruppen, zwischen dem Norden von Neu-Guinea und Brisbane in Australien, waren von Juli bis October 1875 der Gegenstand häufiger und erfolgreicher Untersuchungen, wobei außer naturwissenschaftlichen und geographischen Forschungen, noch wichtige anthropologische und ethnologische Beobachtungen und Sammlungen angestellt wurden. Von Brisbane aus segelte die „Gazelle“ über Auckland nach Neu-Seeland nach den Fiji-, Tonga- und Samoa-Inseln, und wendete von den letzteren aus, am 28. Dezember 1875, ihren Kiel wieder heimwärts. Am 1. Februar 1876 erreichte die „Gazelle“ die Magellan-Straße, traf am 16. Februar, mit dem ebenfalls auf der Heimreise begriffenen „Challenger“ zu Montevideo zusammen und erreichte endlich am 28. April den heimathlichen Hafen Kiel, nach fast zweijähriger Abwesenheit von Europa und nach einer in jeder Beziehung erfolgreichen Reise.

Der Vereinigte Staaten Dampfer „Tuscarora“ hat im Jahre 1874 unter dem Commando des Capitain George Belknap, die Tiefen-, Boden- und Temperaturverhältnisse des nördlichen Stillen Oceans zwischen Californien und Japan zu dem Zwecke, eine für ein unterseeisches Kabel zwischen den Vereinigten Staaten und Japan ausführbare Linie zu finden, näher untersucht, sowohl auf seiner südlichen Route von San Diego in Californien, über die Sandwich- und Bonin-Inseln bis Yokohama auf der Insel Nipon, als auch auf der nördlichen Route zwischen San Francisco über die Aleuten und Kurilen nach Japan. Im November 1874 wurde die „Tuscarora“ unter dem Capitain Erben zum zweiten Mal ausgesendet, um die oben erwähnte südliche Route, die sich als die vortheilhaftere

erwiesen hatte, nochmals zu untersuchen. Zu dem Zweck einer weiteren Kabellegung zwischen den Sandwich-Inseln und Australien hat Capitain Miller auf derselben „Tuscarora“ von December 1875 bis Februar 1876 gleichfalls Lothungen ausgeführt.

Außer diesen drei Schiffen, haben noch andere, deutsche, englische, schwedische, norwegische Schiffe, in Meeresgebieten von allerdings geringerer Ausdehnung wirkend, ihren Namen und die ihrer Führer und der Gelehrten an Bord derselben in die Annalen der Tiefseeforschung in ehrenvoller Weise eingeschrieben; sie werden bei dieser Darstellung der Ergebnisse der neuesten Tiefseeforschungen an geeigneter Stelle erwähnt werden.

### 1. Meerestiefen und Gestaltung des Meeresbodens.

Die älteren, mit noch unvollkommenen Apparaten angestellten Tieflothungen ergaben höchst übertriebene Tiefen der Océane. So wollte z. B. Capitän Denham während seiner Kreuzfahrten im Südatlantischen Océane im Jahre 1852 in  $36^{\circ} 49'$  Süd-Breite und  $37^{\circ}$  West-Länge, zwischen Tristan d'Acunha und Südamerika die Tiefe von 14100 m (7706 Faden oder 43382 par. Fuß) gelothet haben und Lieutenant Parker auf dem Schiffe „Congreß“, etwas westlich von dieser Stelle, in  $35^{\circ} 35'$  Süd-Breite und  $45^{\circ} 10'$  West-Länge sogar 15180 m (8300 Fad.). Schon Maury hat diese Tiefen auf 4000 bis 6000 Faden, oder 9300—11000 m reduciren wollen. Diese Angaben sind aber auch noch zu hoch gegriffen, denn wir besitzen gerade in der Nähe dieser beiden Lothungsstellen (nördlich und südlich von ihnen) Lothungen des „Challenger“ und der

(834)

„Gazelle“, die sie auf ihrer Heimreise genommen hatten, und welche Tiefen von nur 4400—5300 m ergaben, also nur ungefähr den dritten Theil jener oben erwähnten Tiefenangaben betragen.

Man nahm ferner früher an, daß die größeren Meeres-tiefen meist fern von den Küsten, mitten im offenen Ocean sich befinden, auch dies ist nach den neueren Tieflothungen nicht unbedingt der Fall. So sind z. B. in dem nördlichen Stillen Ocean die größten (überhaupt bis jetzt gelotheten) Tiefen nahe dem Asiatischen Continente, also an der Westseite des Stillen Oceans, bei der Küste von Japan gelothet worden. Hier fand die „Tuscarora“ im Juni 1874 zwischen  $38^{\circ}$ — $45^{\circ}$  Nord-Breite und  $142^{\circ}$ — $152^{\circ}$  Ost-Länge Tiefen von über 4000 Faden (7315 m). Etwa 100 Seemeilen (60 auf 1 Grad des Aequator) von der Sandy-Bai an der Südost-Küste von Nipon sank das Loth bis zu 6267 m auf den Meeresboden und etwas weiter bis 8490 m, ohne den Grund zu erreichen, während dicht vorher, etwas näher an der Küste, nur 3352 m gelothet wurden.

Die größte überhaupt bis jetzt gemessene Tiefe wurde von der „Tuscarora“ in  $44^{\circ}55'$  Nord-Breite und  $152^{\circ}26'$  Ost-Länge zu 8513 m (4655 Fad.) gelothet, also nur etwas über 300 m weniger tief, als der höchste Berg der Erde, Gaurisankar im Himalaja, hoch ist, nämlich 8840 m. Tiefen über 8000 m hat der „Challenger“ ebenfalls im westlichen Theile des nördlichen Stillen Oceans zwischen den Inselgruppen der Marianen und Carolinen gefunden. Nach allen bisher erhaltenen Lothungen scheint der westliche Theil des nördlichen Stillen Oceans größere Tiefen aufzuweisen, als der mittlere und östliche Theil desselben und der ganze südliche Stille Ocean, und als alle anderen Oceane

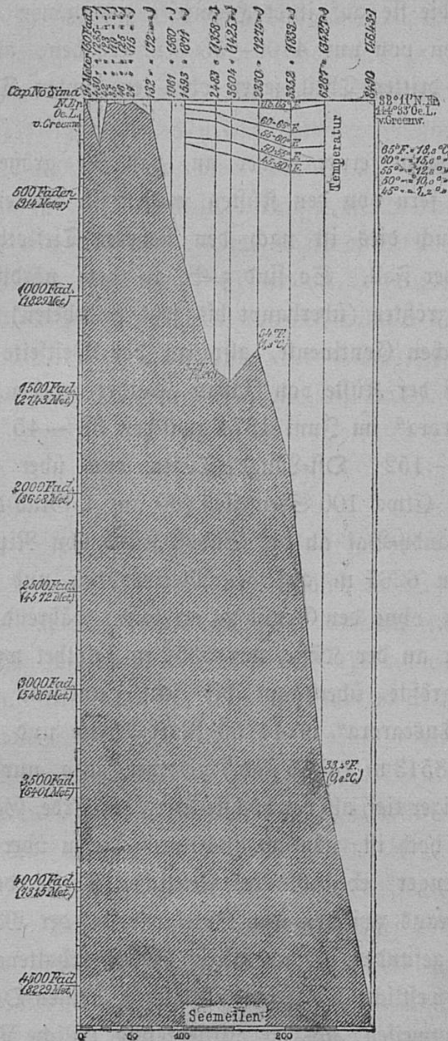


Diagramm Nr. 1.  
Länge und Tiefe 65 : 1.

(936)



überhaupt, also das hauptsächlichste Depressions-Gebiet der ganzen Erdoberfläche zu sein.

Der Atlantische Ocean zeigt ebenfalls die bemerkenswerthe Thatsache, daß die größten Tiefen desselben in der Nähe vom Festlande, oder von Inseln, und zwar an der Westseite des Oceans, liegen. Die größte atlantische Tiefe ist nämlich vom „Challenger“ nur 85 Seemeilen nördlich von St. Thomas gelothet worden zu 7086 m (3875 Faden); von St. Thomas bis zu den Bermuda-Inseln sind Tiefen von 5500 bis über 6000 m, welche im ganzen östlichen und südlichen Theile des Atlantischen Oceans sich nur sehr vereinzelt, oder gar nicht vorfinden (s. Tiefenkarte). Rund um die Bermuda-Inseln sind Tiefen von über 5000 m, so daß hier steil aus dem Meeresgrunde, wie eine Säule auf einer sehr kleinen Basis, ein unterseeischer Berg bis an die Meeresfläche emporragt, dessen Gipfel die Bermuda-Inseln bilden.

Nur im südlichen Stillen Ocean liegen, soweit unsere jetzige Kenntniß der Meerestiefen reicht, die tiefsten Stellen nahe der Mitte desselben zu, und im Indischen Ocean an der Ostseite desselben, nahe dem australischen Continente.

Ganz dicht bei den Küsten der Festländer und Inseln ist der Meeresboden allerdings eine Fortsetzung des angrenzenden festen Landes, aber die Entfernung des Anfanges des eigentlichen oceanischen Beckens von dem Festlande ist verschieden — bei den Steilküsten sehr gering, bei den Flachküsten größer. Letztere erstrecken sich in sanften Neigungen noch weit in das Meer hinein, und erst allmählich vertieft sich der Meeresboden zu dem weiten oceanischen Becken. Festländer und Inseln hängen, durch flache, seichte Meerestheile oder unterseeische Bodenerhebungen verbunden, mit einander zusammen und bilden so unter sich

gemeinsame Gebiete der Erhebung, — im Sinne der Entfernung vom Erdmittelpunkte aus genommen — welche die großen Oceanbecken, im ähnlichen Sinne als Vertiefungs-Gebiete aufzufassen, von einander trennen. So hängen z. B. die britischen Inseln, einschließlich der Hebriden, der Orkney- und Shetlands-Inseln durch das im Durchschnitt nur 50 m tiefe, seichte Becken der Nordsee mit dem Festland von Europa zusammen; — so ferner der asiatische und amerikanische Continent durch die kaum 100 m tiefe Behringsstraße, Australien mit Tasmanien (Van- diemens-Land) und Papua (Neu = Guinea); — so ist endlich Europa mit Afrika durch die unterseeische Bodenschwelle bei Gibraltar von 220 bis 366 m Tiefe verbunden u. s. w.

Anders verhält es sich bei den Steilküsten, welche mehr oder weniger jäh in das Meer abfallen und schon in geringen Abständen von ihnen bedeutende Meerestiefen finden lassen, die dem eigentlichen oceanischen Becken angehören. So ist z. B. die äußere Grenze der californischen Küste Nordamerika's schon in einem Abstände von 30 bis 50 Seemeilen von der Küste zu suchen. Dies zeigt sich besonders deutlich bei der Lothungslinie von San Francisco bis 200 Seem. westlich davon, wo von der „Tuscarora“ in Entfernungen von ca. 30, 60, 150 und 190 Seemeilen Tiefen von bez. 283, 3157, 4128 und 4468 m gelothet wurden. (s. Diagramm Nr. 2.)

Ebenso haben die Lothungen an den Küsten von Peru und Chile bereits große Meerestiefen nur wenige Seemeilen von ihnen entfernt (s. Tiefenkarte), ergeben, welche zeigen, daß hier die Anden Südamerika's steil in das Meer abfallen.

Die einzelnen großen Oceanbecken der Erde sind in ihren Tiefen und Bodengestaltungen wesentlich von einander verschieden, so daß eine getrennte Darstellung derselben nöthig erscheint.

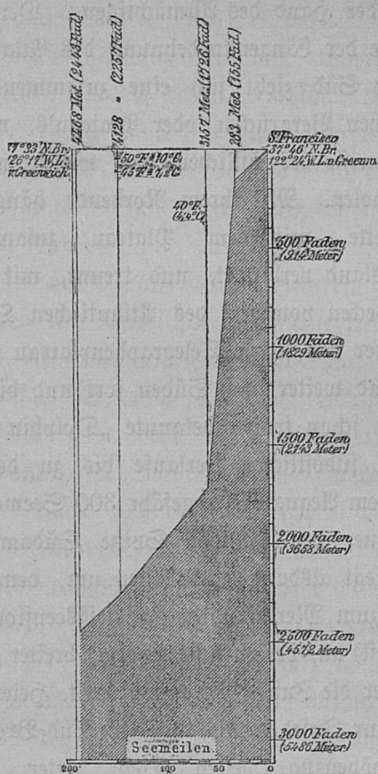


Diagramm Nr. 2.

Länge und Tiefe 66 : 1.

Das Becken des Atlantischen Oceans. Ganz anders gestaltet sich jetzt für unser geistiges Auge das Bild, welches wir uns vom Boden des atlantischen Oceans vorstellen können, als das früher von Maury so phantastisch geschilderte, wonach „das Becken des Atlantischen Oceans ein Trog ist, welcher die alte und neue Welt trennt, von Pol zu Pol sich erstreckt und eine Oceanfurche bildet, in die harte Rinde unseres Planeten

eingelerbt von der Hand des Allmächtigen.“ Denn gerade durch die ganze Mitte der Längenausdehnung des Atlantischen Oceans von Nord nach Süd zieht sich eine zusammenhängende Kette von unterseeischen Bergrücken oder Plateau's, welche in ihrer S-Form die Umrisse der östlichen und westlichen Küsten dieses Oceans wiederholen. Mit ihrem Nordende hängt diese unterseeische Bergkette mit dem Plateau zusammen, welches Europa mit Island verbindet, und trennt, mit diesem vereint, das arktische Becken von dem des Atlantischen Oceans; sie setzt alsdann sich über das sogen. Telegraphenplateau zwischen Irland und Neufundland weiter nach Süden fort und bildet südlich von den Azoren das schon früher bekannte „Dolphin rise“, wird in ihrem weiteren südöstlichen Verlaufe bis zu den St. Paul's Felsen (unter dem Aequator, ungefähr 300 Seemeilen nordöstlich vom Cap Roque, der östlichen Spitze Südamerika's) immer schmaler und biegt alsdann nach Osten um, dem Umkreise des Aequators bis zum Meridian der Insel Ascension folgend; von diesem ( $14^{\circ}$  West) an, verläuft sie wieder, breiter werdend, direkt nach Süden über die Inseln Ascension, St. Helena und Tristan d'Acunha bis zur Insel Gough in  $40^{\circ}$  Süd-Breite. Ob dieser unterseeische Höhenzug, dessen Tiefe unter der Oberfläche zwischen 1000—2000 Faden (1830—3660 m) beträgt, sich noch weiter nach Süden zu fortsetzt und mit dem antarktischen Plateau zusammenhängt, oder nicht, läßt sich für jetzt bei dem Mangel an vorhandenen Lothungen nicht entscheiden; das Letztere scheint indessen das Wahrscheinlichere zu sein, wie sich aus den Betrachtungen über die Temperaturen der Meerestiefe ergeben wird.

Fast alle Inseln, welche sich auf diesem unterseeischen Plateau über die Meeresoberfläche erheben sind vulkanischen

Ursprunges, so die 2600 m hohe einsame Felseninsel Tristan d'Acunha, ferner Ascension, 800 m hoch, und die Azoren, auf welchen der Pico sich bis zu 2350 m erhebt. Ungefähr in 10° Nord-Breite bei der südöstlichen Beugung des unterseeischen Höhenzuges zweigt sich von diesem eine unterseeische Erhebung ab, welche das centrale Plateau mit der Küste Süd-Amerika's bei Cap Orange verbindet.

Durch diese axiale unterseeische Bergkette und ihre Abzweigung ist der Atlantische Ocean in drei tiefe Thäler, oder Becken getheilt: ein östliches, welches sich vom Westen Irlands bis nahe zum Cap der guten Hoffnung erstreckt (nur unterbrochen von einer erst neuerdings aufgefundenen Erhebung) welche Madeira und Portugal mit einander verbindet), mit einer durchschnittlichen Tiefe von 4575 m (2500 Faden); — ein nordwestliches Becken, zwischen den Antillen, Bermuden und Azoren, mit einer durchschnittlichen Tiefe von 5490 m (3000 Fad. und der größten Tiefe des Atlantischen Oceans überhaupt, — endlich die aus dem antarktischen Ocean herkommende durchschnittlich 5490 m tiefe Rinne zwischen der Ostküste von Südamerika und dem centralen unterseeischen Höhenzuge, der sein Nordende beim Cap Orange erreicht.

Die beiden umstehenden Diagramme 3 und 4 zeigen zwei Durchschnitte quer durch den Atlantischen Ocean (einen für den nördlichen und den zweiten für den südlichen Theil desselben) nach den Lothungen des „Challenger“ in den Jahren 1873 und 1876; die Azoren und die Insel Tristan d'Acunha sind die beiden äußersten über das Meeresniveau sich erhebenden Berggipfel des den ganzen Atlantischen Ocean von Süd nach Nord durchziehenden unterseeischen Bergrückens.

Das Becken des Stillen Oceans. Theilt man den

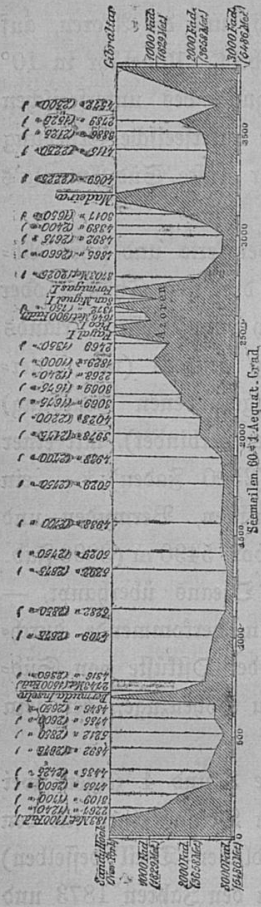


Diagramm Nr. 3.  
Länge und Tiefe 1300 : 1.

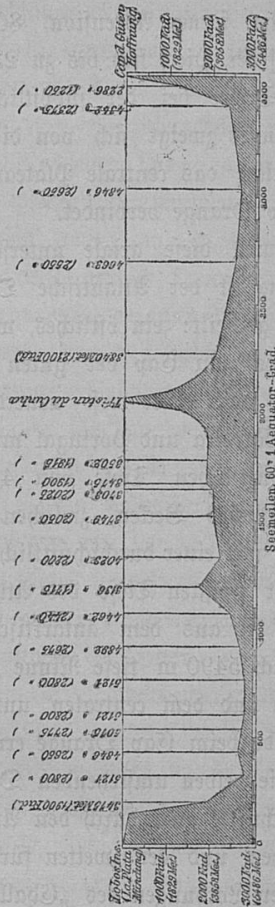


Diagramm Nr. 4.  
Länge und Tiefe 1200 : 1.

Stillen Ocean durch eine Linie längs des Meridians von 150° West-Länge in zwei Theile, so zeigen diese einen ganz entgegen-gesetzten Charakter. Der östliche, Amerika zugewandte Theil bietet eine große, ununterbrochene Fläche Wassers, fast entblößt von Inseln, während der westliche, Asien und Australien zu-

(842)

gekehrte Theil, zwischen den Parallelkreisen von  $30^{\circ}$  Nord- und  $30^{\circ}$  Süd-Breite aus einem Gewirre von einzelnen Meeren, die von einander durch Insel-Reihen oder -Gruppen, die über die Oberfläche des Meeres emporragenden Punkte zahlreicher unterseeischer Erhebungen, getrennt sind. Obgleich, wie unsere Tiefenkarte zeigt, noch ausgedehnte Stellen im Stillen Ocean nicht ausgelothet sind, namentlich im östlichen Theile, zwischen  $20^{\circ}$  Nord- und  $30^{\circ}$  Süd-Breite und  $80^{\circ}$  —  $140^{\circ}$  West-Länge, so vermögen doch die Lothungen des „Challenger“, der „Gazelle“ und der „Tuscarora“ in verschiedenen Schnitten, sowohl der Länge, als der Breite nach gerichtet, uns eine Vorstellung von der allgemeinen Bodengestaltung des Stillen Oceans zu gewähren.

Von den Küsten Nordamerika's an nehmen die Tiefen des östlichen Theiles des Stillen Oceans bis über 5000 m zu, nordöstlich von den Hawaii- oder Sandwich-Inseln. Der Meeresboden zwischen diesen Inseln und Californien ist ein Becken mit steilen Abhängen und vergleichsweise ebenem Boden. Diese Tiefen von 5000 m und darüber findet man an mehreren Stellen des mittleren Stillen Oceans, und diese bilden mehrere Depressions-Gebiete. Die tiefste Einsenkung ist aber — wie schon Eingangs erwähnt — dicht an der Küste Japans, mit Tiefen von 6000 bis über 8000 m (s. Tiefenkarte); sie erstreckt sich noch weiter nach Westen und südlich von den Kurilen und Aleuten, — erst wieder näher dem amerikanischen Continente flacht der Boden allmählich ab.

Im Gegensatz zu dem gleichförmig ebenen Boden der amerikanischen Seite des Stillen Ocean-Beckens ist der Boden der asiatischen Seite desselben ungleichförmiger gestaltet, indem zwischen Honolulu und den Bonin-Inseln (südöstlich von Japan)

unterseeische Bodenerhebungen (von 2000 — 3000 m unter der Meeresoberfläche), — 7 an der Zahl, von denen die eine, die Marcus-Insel sich wenig über die Meeresoberfläche erhebt, — mit Vertiefungen abwechseln, welche 5000 m und darüber unter die Meeresoberfläche hinabreichen.

In dem südlichen Theile des Stillen Oceans ergeben die Lothungen des „Challenger“ die Wahrscheinlichkeit für die Existenz eines untergefenkten Plateau's, welches die Gesellschafts-Inseln, die niedrigen Inseln, die Marquesas-Gruppe, ferner die Oster-Insel und die Robinson-Insel Juan Fernandez mit den Küsten von Chile und Patagonien verbindet. Dagegen zeigten die westlich und südlich von dem Kurse des „Challenger“ genommenen Lothungen der „Gazelle“ (i. Tiefenkarte) deutlich das Vorhandensein einer Einsenkung des Bodens des südlichen Stillen Oceans, mit Tiefen von 5000 bis 5500 m, und zwar zwischen Neu-Seeland, den Freundschafts- und Salomo-Inseln im Westen, den Cook- und Tubuai-Inseln im Norden und dem südlichen Patagonien im Osten; nach Süden zu steigt der Boden zu dem unterseeischen Plateau des großen Südoceans an, welcher sich längs des 60. Parallelkreises bis zum südlichen Polarkreise rund um die Erde erstreckt, die südlichen Erweiterungen der drei Oeane, des Atlantischen, Stillen und Indischen Oceans bildet und deren freie Communication mit einander vermittelt.

Charakteristisch für den westlichen Theil des südlichen und mittleren Stillen Oceans und den an ihn grenzenden ostindischen Archipel sind die durch unterseeische, in sich geschlossene Berg-rücken von der freien Communication mit der übrigen Masse des Oceans unterhalb der Tiefe dieser Berggründen abgesperrten Wasserbecken, die bis in große Tiefen hinabreichen und eigen-



thümliche Erscheinungen in der Temperaturvertheilung von der Oberfläche nach der Tiefe zu zeigen, auf welche wir später zurückkommen werden. Solche unterseeisch von einer bestimmten Tiefe ab von dem übrigen Ocean abgeschlossenen Meeresbecken sind das sogen. Korallenmeer an der Ostküste von Australien (die Melanesia=See) die Banda-, Celebes- und Sulu=See und das Südchinesische Meer.

Das Becken des Indischen Oceans. In seinem südlichsten Theile, zwischen den Parallelen von  $35^{\circ}$ — $55^{\circ}$  Süd=Breite und den Meridianen von  $35^{\circ}$ — $80^{\circ}$  Ost=Länge erstreckt sich ein unterseeisches Plateau von durchschnittlich 2750 m Tiefe unter der Meeresoberfläche; es umfaßt die Inseln St. Paul und Amsterdam, die Prinz=Edwards= und Crozet=Inseln, die Kerguelen=Gruppe, die Heard= oder Macdonald=Inseln, sämmtlich vulkanischen Ursprunges; dieses Plateau scheint nur eine nördliche Fortsetzung des großen antarktischen unterseeischen Plateau's zu sein.

Das Hauptbecken des Indischen Oceans mit einer durchschnittlichen Tiefe von 3500—4500 m erstreckt sich von dem Meridian des Cap der guten Hoffnung bis zu der Ecke zwischen Java und Nordwest=Australien, wo die größten Tiefen des Indischen Oceans angetroffen worden sind, bis zu 5000 m und darüber. Große Tiefen von über 4000 m findet man auch noch im Indischen Ocean zwischen  $20^{\circ}$  Süd=Breite und  $10^{\circ}$  Nord=Breite und den Meridianen von  $50^{\circ}$ — $100^{\circ}$  Ost; weniger tief sind die Meerbusen von Arabien und Bengalen, noch flacher (nicht über 2000 m) ist das Rothe Meer. Südlich der Süd=Küste von Australien erstreckt sich ein Depressions=Gebiet bis jenseits des Süden des von Tasmanien und steht augenscheinlich in Verbindung mit dem tiefen Kanal zwischen Australien und

Neuseeland und mit dem großen Depressions-Gebiet des südlichen Stillen Ozeanes, welches durch die „Gazelle“ aufgeschlossen ist.

Bei allen den drei bisher betrachteten großen Oceanbecken, dem Atlantischen, dem Stillen und Indischen Ocean, trifft man, wie aus dem Obigen und der beigelegten Tiefenkarte zu ersehen ist, längs des 50. südlichen Parallelkreises, zwischen welchem und dem südlichen Polarkreise sich der sogen. Südocean (Südsee) erstreckt, abwechselnd größere Vertiefungen von 4500 bis nahe an 6000 m Tiefe und unterseeische Bodenerhebungen bis zu 2500—3500 m Tiefe unter der Meeresoberfläche.

Das Becken des südlichen Polarmeeres. Die einzigen in diesem Becken erhaltenen Lothungen verdanken wir Sir James Ross, welche er während seiner berühmten Südpolar-Reisen in den Jahren 1840—1843 genommen hatte. Sie erreichen meistens nur eine Tiefe von ungefähr 1000 m und deuten auf eine allgemeine Erhebung des Meeresbodens des Südozeanes bis zu dem südlichen Polarkreise und jenseits desselben hin. Die ausgedehnte Eisbildung in diesem Oceane und die von zahlreichen Seefahrern, wie James Ross, Wilkes, Dumont d'Urville, Bellingshausen u. A. m., gemachten Entdeckungen von festem Land in demselben sind sichere Anzeichen dafür, daß, wenn auch nicht gerade ein großer antarktischer Continent anzunehmen ist, doch jedenfalls beträchtliche Gebiete von zusammenhängendem, festem Lande, nahe dem Südpole der Erde, vorhanden sind, die sich, wie in den Bergketten und Vulkanen (Erebus und Terror) im Victoria-Land bis zu Höhen von 3000—4500 m erheben. Die Eismassen des antarktischen Ozeanes erstrecken sich als Packeis und Eisberge bis zu 100 m Höhe noch weit in die südlichen Theile der anderen Oceane durch Vermittelung des Süd-

oceanes hinein und sind die Hauptlagerstätten für das kalte Wasser, welches nahezu zwei Drittel der ganzen Masse der drei großen Océane der Erde erfüllt.

Das Becken des nördlichen Polarmeeres. Durch das Plateau zwischen Europa und Island ist das nördliche Polarmeer von dem Atlantischen Ocean getrennt und durch die flache Schwelle der an sich schon schmalen Bering's-Straße von dem Stillen Ocean. Es ist ein weites, durch die Landmassen der großen östlichen und westlichen Continente, Grönland (dessen Inselnatur neuerdings festgestellt ist) mit eingeschlossen, umsäumtes Becken, dessen Boden an seiner asiatischen und amerikanischen Seite eine Fortsetzung der ausgedehnten Ebenen jener beiden Continente ist, dagegen zwischen Grönland, Island, Norwegen und Spitzbergen seine größte Tiefe erreicht. Dieser Theil des nördlichen Polarmeeres ist auch bis jetzt am meisten in seinen Tiefen und Temperaturverhältnissen untersucht worden durch deutsche, schwedische, norwegische und englische Forscher. Zwischen den norwegischen Küstenbänken, der Nordseebank und dem unterseeischen Bergrücken zwischen den Faröer-Inseln und Island senkt sich die von Norden her kommende „Eismeertiefe“ schroff hinab zu einer Tiefe, welche mitten zwischen Island und Norwegen im 60. Breitengrad 3400 m erreicht. Die bei den Temperaturverhältnissen des Meeres zu erwähnende sogen. Farö-Schetland-Rinne mit ihrem kalten Wasser zwischen den Gebieten warmen Wassers ist ein Arm dieser Eismeertiefe, die gegen Südwest hin in die flacheren Theile des Meeresbodens einschneidet. Außerhalb der West- und Nordküste Spitzbergens, fällt der Boden rasch gegen die Eismeertiefe ab, die mitten zwischen Grönland und Spitzbergen fast 4850 m erreicht (s. Tiefenkarte). Dagegen bildet das ganze Nowaja-Semlja-Meer ebenso, wie die Nordsee, eine seichte Bank.

Die große Depression des arktischen Beckens, die Eismeertiefe, bildet eine langgestreckte Rinne, welche von den Gegenden nördlich von 80° Breite sich zwischen Grönland und Spitzbergen hinabschiebt, bei der Insel Jan Meyen sich in zwei Arme theilt, von denen der östliche, längere sich zu der engen Farö-Schetland-Rinne zusammenzieht.

## 2. Die Beschaffenheit des Meeresbodens.

Die genaue Kenntniß der Beschaffenheit des Meeresbodens hat nicht nur für die Aufgaben der Geologie eine wissenschaftliche Bedeutung, indem die neubildenden und verändernden geologischen Prozesse der Gegenwart sich auf dem Meeresgrund beständig fortsetzen, und weil wichtige geologische und biologische Vorgänge der älteren Vergangenheit durch sie ihre Erklärung finden, — sondern auch eine rein praktische für die Interessen der Schifffahrt, weil der Boden des Meeres als Ankergrund von sehr verschiedenem Werth ist, und weil den Schiffern bei der Annäherung an Küsten, bei dem Einlaufen in Häfen und in der Nähe gefahrvoller Stellen die Kenntniß der Bodenbeschaffenheit zu ihrer Orientirung öfters unentbehrlich ist. Deshalb sind auch auf den See- und Küstenkarten und den Hafenplänen neben den Tiefenangaben gewisse Merkmale über die Beschaffenheit des Meeresgrundes eingetragen.

Man hat sogar versucht, nach Art der geologischen Karten des Festlandes, auch solche für den Meeresboden zu entwerfen, welche durch verschiedene Farben die verschiedenartige mineralische Beschaffenheit der submarinen Felsgebilde und der Ablagerungen der geologischen Jetztzeit auf dem Meeresgrund bezeichnen. Dies ist aber bisher nur für die Binnenmeere und die Küsten der Continente ausgeführt worden, so u. A. von Delessé für die

Küsten Frankreichs — und von der „United States Coast Survey“ für die Ostküste von Nord-Amerika.

In den offenen Ozeanen aber haben erst die neueren Tiefseelothungen und die Gewinnungen und Untersuchungen von Bodenproben der unterseeischen Geologie oder der Lithologie des Bodens der Meere die Bahn gebrochen und zum Theil auch schon geebnet. Im Jahre 1854 brachte Brooke mit seinem Apparat aus mehr als 2000 m Tiefe eine Probe von Kalkschlamm herauf, die bei mikroskopischer Untersuchung zeigte, daß dieser Kalkschlamm fast ganz und gar aus den Kalkschalen von den zu den Foraminiferen gehörenden *Globigerina bulloides* und *Orbulina universa* bestand.

Dieser selbe Schlamm, den man Globigerinen-Schlamm nannte, wurde später an vielen anderen Stellen des Atlantischen Ozeans gefunden, so von Capitän Dayman von dem englischen Kriegsdampfer „Cyclop“, im Sommer 1857 in Tiefen von 3100 bis 4900 m auf der Lothungslinie zwischen Irland und Neufundland, die behufs der Kabellegung zwischen England und Nordamerika genommen war, — so von Dr. Wallich, i. J. 1860, auf der Lothungslinie des „Bulldog“ zwischen Island, Grönland und Neufundland in Tiefen von 1000—3660 m; — ferner von Nordenfjöld im J. 1868 in der Umgebung von Spizbergen bis in Tiefen von 3800 m, und so noch an vielen anderen Stellen des Atlantischen Ozeans.

Als die Tiefseelothungen sich auch über andere Ozeane erstreckten, fand man auf dem Meeresgrunde derselben zum Theil denselben Globigerinenschlamm wie im Atlantischen Ozean, — zum Theil aber auch in allen Ozeanen noch andere Bestandtheile des Meeresbodens in verschiedenen Tiefen. Namentlich war es die „Challenger-Expedition“, welche uns

reichen Aufschluß über die Beschaffenheit des Meeresbodens in den verschiedenen Océanen gab.

Die auf dem Meeresboden befindlichen Ablagerungen lassen sich nach John Murray, dem Geologen der Challenger-Expedition, in 5 Abtheilungen gruppiren, nämlich in 1) Küstenlagerungen, 2) Globigerinenschlamm, 3) Radiolarienschlamm, 4) Diatomeenschlamm und 5) rothe und grüne Thone.

Die Küstenablagerungen finden sich nahe bei den Continenten und größeren Inseln und erhalten ihre hauptsächlichsten Merkmale durch die Gegenwart der Trümmer der anliegenden Länder und des durch die Flüsse in das Meer hinabgeführten Materiales. In einigen Fällen dehnen sich diese Ablagerungen, durch Strömungen begünstigt, bis 150 Seemeilen von der Küste entfernt aus. So werden z. B. die Schlicktheile des Amazonas und des Orinoco in Südamerika durch den Aequatorialstrom weit nach Nordwest hin fortgeführt; so wird der gelbe Schlamm des Hoang-ho so weit in das Meer hineingeführt, daß davon das „Gelbe Meer“ seinen Namen erhalten hat. Es sind in diesen Küstenablagerungen, je nach der geologischen Beschaffenheit der das Meer begrenzenden Länder und Inseln verschieden gefärbte und zusammengesetzte Schlammarten zu unterscheiden. Am weitesten verbreitet sind die grünen und blauen Schlamm Massen, welche sich größtentheils nahe den meisten Continenten und größeren Inseln vorfinden, deren Küste aus älteren und krystallinischen Gesteinen bestehen.

Dieser grüne und blaue Thon findet sich in allen durch unterseeische Erhebungen abgeschlossenen Meeresbecken, wie in der Sulu-, Banda-, Celebes- und China-See. Außerdem bedeckt dieser Schlamm den Meeresboden bei den Küsten von Portugal, von Guinea bis zur Capstadt in Afrika, von Halifax

bis New-York in Nord-Amerika, an der Ostküste des südlichen Süd-Amerika, ferner bei der antarktischen Eisbarriere, bei Australien, Neuseeland, Neuguinea, den Philippinen und bei Japan. Der blaue Schlamm erstreckt sich bis zu Tiefen von 5120 m, aber ausnahmsweise auch bei St. Thomas bis zu der größten im Atlantischen Ocean gelotheten Tiefe von 7086 m.

Die grauen Schlamm- und Sandmassen werden als Trümmer der vulkanischen Gesteine nahe bei den vulkanischen Inseln gefunden mit Stücken von Bimstein und Lava und zuweilen auch mit Schalen von oceanischen Organismen. Die Farbe des Schlammes ist gewöhnlich grau, der Sand ist aber schwarz oder schieferfarbig. Da, wo die Trümmer von augitischer Lava vorhanden sind, wie bei den Sandwich-Inseln (noch in 200 Seem. Abstand von ihnen), den Canarischen Inseln u. s. w. werden auch in diesem Schlamm Stücke von Braunstein (Mangansuperoxyd) vorgefunden. Die größte Tiefe, bis zu welcher dieser graue Schlamm angetroffen worden ist, beträgt 5258 m etwas südlich von den Sandwich-Inseln.

Längs der Ostküste von Südamerika zwischen dem Cap San Roque bis Bahia trifft man auf dem Meeresgrund einen rothen Schlamm an, welcher sich wesentlich von dem blauen Schlamm an den meisten anderen Küsten der Contiente und großen Inseln unterscheidet und von den ockerhaltigen Massen herrührt, welche die großen südamerikanischen Ströme in den Atlantischen Ocean führen. Die größte Tiefe dieses rothen Schlammbodens ist 3749 m bei Pernambuco. Weiter südlich, südöstlich von Bahia geht dieser rothe Schlamm in einer Tiefe von 3932 m in rothen Thon über.

In der Nähe von Korallenriffen besteht der Meeresboden aus Korallenschlamm, welcher durch eine große Menge von

amorpher, kalkiger Masse, durch Trümmer von Korallenriffen und durch viele große, kalkschalige Foraminiferen-Formen etc. charakterisirt ist.

Auch die „Tuscarora“ hat bei ihren Erhebungen zwischen den Sandwich- und Bonin-Inseln, im März und April 1874, sowohl bei diesen Inselgruppen, als auch bei den oben (s. S. 24) angegebenen 7 Erhebungen zwischen beiden, in Tiefen von 2011—4023 m Korallenschlamm, sowie Stücke von Korallenkalk und Lava gefunden. Diese letztere Thatsache, in Verbindung gebracht mit der von Darwin aufgestellten und von Dana bestätigten Theorie des Wachstums der Korallen, setzt es außer Zweifel, daß das weite Gebiet des nördlichen Stillen Oceans zwischen den Sandwich-Inseln und Japan ein Gebiet einer großen und schnellen Senkung innerhalb einer sehr neuen geologischen Epoche ist. Denn, wie wollte man sonst die Gleichförmigkeit erklären, mit welcher sich bei jeder Erhebung des Bodenprofils zwischen den Sandwich-Inseln und Japan Anzeichen von Korallen zeigen, wenn man nicht annehmen wollte, daß jede dieser unterseeischen Erhebungen — wenn sie nicht gar über die Meeresfläche emporragten — doch derselben hinreichend nahe war, um den riffbauenden Korallen die Existenz zu gestatten, deren Tiefengrenzen bekanntlich 36 m beträgt. Während aber in der Bermuda-Gruppe, wie in vielen anderen Fällen, das Sinken des Bodens so allmählich stattgefunden hat, daß das Wachstum der Korallen nach oben dazu gedient hat, die Erzeugnisse ihres Lebensprocesses bis zur Oberfläche zu bringen, — muß das Aufhören ihres Wachstums auf den 7 Boden-erhebungen im Stillen Ocean ein Anzeichen für ein so rasches Sinken dieses Gebietes sein, daß das Wachstum der Korallen nach oben mit dem Sinken des Bodens nach unten nicht hat



gleichen Schritt halten können und die Korallen alsbald abstarben, als sie tiefer und tiefer sanken.

Die Sandwich-Inseln bilden bekanntlich einen vulkanischen Herd, ebenso sind die Bonin-Inseln vulkanisch; es ist also wahrscheinlich, daß jene 7 Erhebungen, auf denen Lavastücke gelothet wurden, ehemals eine Kette von submarinen Vulkanen bildeten.

Dieser Schnelligkeit des Sinkens des Bodens des nördlichen Stillen Oceans, in Folge vulkanischer Actionen, ist es auch vielleicht beizumessen, daß in ihm die zahlreichen kleinen Koralleninseln fehlen, welche für die tropischen und südlichen Theile des Stillen Oceans so charakteristisch sind. So können also die Tieflothungen nicht unwichtige Schlaglichter auf die geologische Vergangenheit und auf die Bedingungen der jetzigen Gestaltung der Erdoberfläche werfen.

Der oben erwähnte Globigerinen-Schlamm besteht seiner Hauptmasse nach aus den sogen. Globigerinen, kalkschaligen Wurzelsüßern (Rhizopoden), zu der Gruppe der Polythalamien oder Foraminiferen gehörend. Diese Globigerinen, oder wenigstens ihre Schalen trifft man fast über dem ganzen Boden aller Oeane an, nur in der Arasura-See am westlichen Eingang der Torres-Straße scheinen sie ganz zu fehlen. Aber nur da, wo sie die Hauptmasse aller Bodenablagerungen bilden, geben sie denselben den Namen Globigerinen-Schlamm. Er ist in allen Oeanen zwischen Tiefen von 250—2900 Faden oder 457—5303 m vertreten, doch nicht in den unterseeisch-abgeschlossenen Meeresbecken, und auch nicht in dem südlichen Indischen Ocean, südlich von 50° Süd-Breite und im nördlichen Stillen Ocean nördlich von 10° Nord-Breite. In einigen Fällen lagert der Globigerinen-Schlamm unmittelbar auf dem rothen Thon, in anderen Fällen aber sogar unter demselben;

dies letztere scheint auf eine spätere Senkung hinzudeuten, nachdem die Globigerinen-Schalen schon abgelagert waren.

Die genaueren Untersuchungen dieses Globigerinenschlammes, in Bezug auf seine etwaigen lebenden organischen Bestandtheile, namentlich durch den Chemiker der Challenger-Expedition, J. S. Buchanan, haben die Nichtexistenz jedes andern lebenden Organismus — mag er auf einer noch so niedrigen Stufe der thierischen Organisation stehen — klar erwiesen. Der Bathybius-Schlamm (von *βαθύς* = tief und *βίος* = Leben), oder der lebendige Schlamm der Meeresstiefen, der Urschleim oder das Protoplasma Oken's, der von Huxley 1857 zuerst genau untersucht und Bathybius Haeckelii genannt worden war, und dessen Existenz von Wallich, Carpenter, Sir Wyville Thomson und von unserem deutschen Landsmann Haeckel bestätigt war, existirt in Wirklichkeit nicht, weder als organisches Wesen, noch als Bestandtheil des Meeresgrundes. Der sogen. „Bathybius“ findet sich in der That niemals in den frischen Meeresgrund-Proben, welche stets Seewasser enthalten, vor, sondern nur in solchen, welche in Alkohol conservirt waren. Wird nämlich Seewasser mit Alkohol vermischt, so scheidet sich der im Seewasser gelöste Gyps (schwefelsaurer Kalk) als feinflockige, weiße Masse aus, welche langsam niedersinkt und unter dem Mikroskop todtem Protoplasma sehr ähnlich sieht. Gießt man Weingeist in ein mit Meerwasser gefülltes Gefäß, so entsteht eine amorphe, flockige Masse. Löst man diese wieder in Seewasser auf und läßt das Wasser alsdann verdampfen, so entstehen Krystalle von der wohlbekanntem Form der Gypskrystalle, und die amorphe Masse bleibt verschwunden. Der Bathybius ist also hiernach nichts weiter, als ein Plasma-ähnlicher Niederschlag; sein Name ist von den Chemikern zur Bezeichnung eines

solchen Niederschlagess allenfalls zu übernehmen, — der Zoologie und der Tiefseeforschung ist er für immer entrückt.

Die dritte große Abtheilung der Ablagerungen des Meeresbodens wird von dem Radiolarien-Schlamm gebildet. Die Radiolarien bilden die höher entwickelte zweite Ordnung der Klasse der Rhizopoden. Sie sind mit einer Kieselschale gepanzert und dürften nach Haeckel als die formenreichsten unter allen Organismen anzusehen sein, insofern innerhalb derselben alle die verschiedenen geometrischen Grundformen vorkommen, welche überhaupt von den Organismen gebildet werden. Die meisten dieser Radiolarien kommen eben so häufig in dem Oberflächenwasser der Meere vor, als in den tiefsten Meeresgründen: doch sind sie in dem Stillen Ocean noch häufiger, als in dem Atlantischen, namentlich in den äquatorialen Meerestheilen. Die Kieselpanzer dieser Organismen werden auf dem Boden fast aller Meere gefunden; selbst da, wo sie bei der ersten Prüfung der Bodenbestandtheile zu fehlen scheinen, läßt sie eine spätere sorgfältigere Untersuchung erblicken. Aber dennoch kommen sie nur in einigen begrenzten Gebieten in so großer Menge vor, daß die Bodenablagerung durch sie charakterisirt wird und man sie nach ihr benennen kann, so in dem westlichen und mittleren Theil des Stillen Oceans, und zwar in Tiefen zwischen 2350 bis 4575 Faden oder 4298—8366 m. Letztere Tiefe ist die größte vom „Challenger“ gelothete Tiefe überhaupt und ist in  $11^{\circ} 43'$  Nord-Breite und  $143^{\circ} 16'$  Ost-Länge, zwischen Neu-Guinea und Japan gelothet worden. Zwischen den Sandwich- und Gesellschafts-Inseln wechseln Gebiete des Radiolarien-Schlammes mit solchen des Globigerinenschlammes ab. In dem südlichen Stillen Ocean und im Atlantischen Ocean ist der Radiolarien-Schlamm wenig oder gar nicht vorhanden und in

dem südlichen Indischen Ocean wird er durch den Diatomeen-Schlamm ersetzt.

Dieser Diatomeenschlamm, aus kieselpanzerigen, einzelligen, mikroskopischen Organismen (Algen) bestehend, wurde vom „Challenger“ zwischen den Mac-Donald-Inseln und der Giskante (zwischen  $53^{\circ}$ — $63^{\circ}$  Süd-Br.) im südlichen Indischen Ocean in Tiefen von 2304—3612 m oder 1260—1975 Faden gefunden. Lebende Diatomeen wurden südlich von den Crozet-Inseln in großer Anzahl angetroffen und mehr oder weniger zahlreich in allen anderen Meeren.

Der Tieffeethon oder die rothen und grauen Thone sind die am weitesten verbreiteten und in Tiefen von über 3660 m vorgesundenen oceanischen Ablagerungen: im Atlantischen Ocean von 4298—5760 m und im Südindischen und Stillen Ocean von 3660—7132 m. Sie sind von grauer, meist aber rother oder dunkelchokoladenbrauner Farbe, in Folge ihres Gehaltes von Eisenoryd oder Manganoryd. Die meisten dieser Ablagerungen enthalten, wenn auch wenig, aber doch immer etwas kohlensauren Kalk in der Form von Globigerinenschalen; dagegen sind die Reste von kieseligen Organismen in manchen Theilen der Oceane, wie z. B. im nordwestlichen Stillen Ocean, so zahlreich, daß diese Ablagerungen, wie oben erwähnt, Radiolarienschlamm genannt worden sind. Alle Tieffeethone enthalten überdies mikroskopisch kleine, weiße und gefärbte Mineralpartikelchen, wie z. B. Quarz, Glimmer, Bimsstein, Lava, Braunstein. Dieser letztere (Mangan-superoxyd) ist in allen Tieffeethonen vorhanden, in Gestalt von Körnern, zuweilen einzeln zerstreut, zuweilen aber auch die Hälfte der ganzen Thon-Ablagerung bildend. In solchen großen Mengen kommen diese manganhaltigen Substanzen vor bei den Canarischen Inseln,

zwischen diesen und St. Thomas mitten im Ocean, ferner südwestlich von Australien, nördlich und südlich von den Sandwich-Inseln, nördlich von Tahiti und zwischen dieser Insel und Valparaiso.

Bimsstein und Lava scheinen allgemein über die tiefsten Stellen des Meeresbodens verbreitet zu sein, und in manchen Stellen sogar so häufig, daß die Thonmasse fast ganz aus den Trümmern von Bimsstein besteht, so z. B. südlich von den Freundschafts-Inseln in 25° Süd-Breite und 173° Ost-Länge in einer Tiefe von 2900 m. Murray will aus der Thatsache, daß Bimsstein oder blasige Lava in allen Arten von Ablagerungen, vorzugsweise aber in der Nähe von vulkanischen Inseln und in den Tiefseeethonen, angetroffen sind, schließen, daß die Trümmer derselben bis in die feinsten Partikelchen die Hauptquellen für die thonigen Ablagerungen sind. Diese müssen ferner, nach seiner Ansicht, sehr langsam sich niedergeschlagen haben, wie aus den mit Braunstein mehr oder weniger dicht inkrustirten Zähnen und Knochen von Haifischen und Cetaceen, die sich am Boden dieser rothen Thone häufig vorfinden, hervorzugehen scheint. Nach dieser Anschauung und Auffassung würden also die rothen Thone des Meeresbodens unorganischen Ursprunges sein. Nach einer anderen Ansicht, welche Sir Wyville Thomson früher aufgestellt hat und auch jetzt noch zum Theil vertheidigt, sollen diese rothen Thonmassen des Meeresgrundes, ebenso wie der Globigerinenschlamm, organischen Ursprunges sein. Der Chemiker der Challenger-Expedition, J. S. Buchanan, hatte nämlich versuchsweise Globigerinenschlamm mit schwachen Säuren behandelt und dabei gefunden, daß dadurch der Kalkgehalt allmählich abnahm und schließlich eine kleine Menge von rother Substanz übrig blieb, die mit dem rothen Thon des Meeresbodens übereinstimmte.

(857)

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 Zerlegungsproducte, 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 nieder sinken, 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  $-3^{\circ}$  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  $0^{\circ}$ . 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  $50^{\circ}$  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  $0^{\circ}$  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 mittelst 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  $-2^{\circ}$  bewegen, schwankt die Oberflächentemperatur zwischen  $+32^{\circ}$  C. in den tropischen Gegenden und  $-3^{\circ}$  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 Südpolar-meere.

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  $24^{\circ}$  bezw.  $27^{\circ}$  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  $28^{\circ}$  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  $10,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ . oder  $50,5^{\circ}\text{ }^{\circ}\text{F}$ . vorhanden ist (s. Diagramm Nr. 5). Diese kann aber nicht durch die

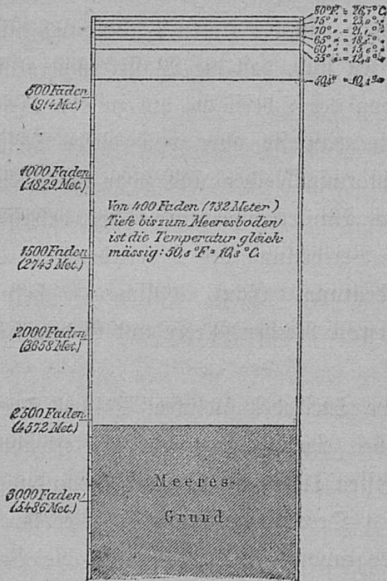


Diagramm Nr. 5.

Einwirkung der Winterkälte auf die Temperatur der tieferen Schichten erklärt werden, wie es bei dem Mittelmeere der Fall ist, denn die Sulu-See liegt  $10^{\circ}$  vom Aequator entfernt und ihre Durchschnittstemperatur beträgt für Januar und Februar  $26^{\circ}$ , so daß, wenn kein Zutritt von kälterem Wasser in diesen Tiefen stattfindet, die ganze Schicht eine Temperatur von  $26^{\circ}$  besitzen müßte. Die gleichförmige Temperatur von  $10^{\circ}\text{ }^{\circ}\text{C}$ . 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  $10^{\circ}$  vorfindet, abgeschlossen ist, und daß deshalb kein kälteres Wasser, als solches von  $10^{\circ}$ , 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  $60^{\circ}$ — $62^{\circ}$  Nord-Breite und  $2^{\circ}$ — $8^{\circ}$  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  $20^{\circ}$  und  $36^{\circ}$  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  $0^{\circ}$  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  $4^{\circ}$  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  $36^{\circ}$  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  $20^{\circ}$  Süd-Br. und  $20^{\circ}$  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.

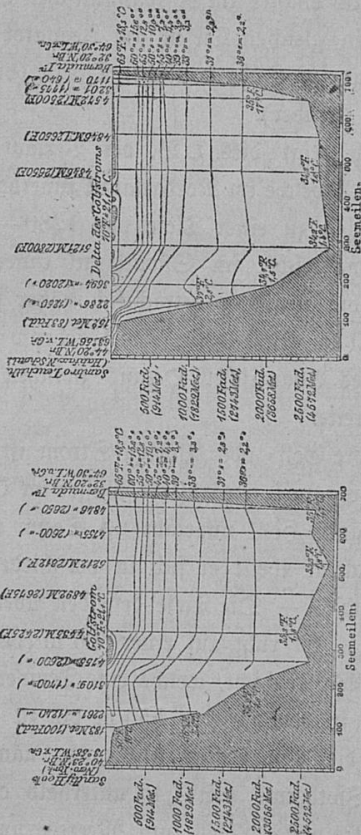


Diagramm Nr. 6.

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  $30^{\circ}$  und  $40^{\circ}$  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 Oberflächenschichten, 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  $22^{\circ}$  und  $32^{\circ}$  Nord-Br. und  $140^{\circ}$  West-Länge bis  $140^{\circ}$  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  $40^{\circ}$  Nord-Br. bis  $40^{\circ}$  Süd-Br. und  $140^{\circ}$  Ost- bis  $90^{\circ}$  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  $40^{\circ}$  Nord-Br. bis zu  $40^{\circ}$  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  $40^{\circ}$  und  $45^{\circ}$  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 Ozeanbecken 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 Oeane 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-

gezeichnet: rothe Zahlen und Linien bedeuten die Tieflothungen und Routen unserer deutschen „Gazelle“ (1874—76), blaue die des englischen „Challenger“ (1873—76), grüne die der amerikanischen „Tuscarora“ (1874/75). Dieselbe Farbe haben die Tiefenangaben des amerikanischen Dampfers „Essex“ (1878) quer durch den süd-atlantischen Ocean von San Paul de Loanda bis Rio de Janeiro, und des Dampfers „Dacia“ (1878) an der Westküste von Südamerika, und blaugedruckt sind die Angaben der „Valourous“ (1875) zwischen Grönland und Irland. Schwarz gedruckt sind die Zahlen, welche die von verschiedenen Schiffen gelotheten Tiefen angeben, unter denen besonders die in dem nördlichen Polarmeere (nach Koldewey, Mohn, v. Otter, Weyprecht) zwischen Grönland, Norwegen, Spitzbergen und Nowaja-Semlja als neu hervorzuheben sind.

Bei dem kleinen Maßstab, der uns für diese Karte zu Gebote stand, konnten natürlich nur wenige von der Gesamtsumme der vorhandenen zuverlässigen Lothungen in dieselbe eingetragen werden; sie vermögen aber gleichwohl ein einigermaßen anschauliches Bild von der Vertheilung der Tiefen in den großen Oceanbecken der Erde zu gewähren.

Die in die Karte der Meerestiefen eingezeichneten Routen der „Gazelle“ des „Challenger“ und der „Tuscarora“ vertheilen sich der Zeit nach, wie folgt.

1. S. M. S. „Gazelle“, Capit. z. See Frhr. v. Schleinitz.
  - 1874 Juni 21. aus Kiel; Juni 21.—28. von Kiel nach Plymouth; Juli 4. bis Sept. 26. von Plymouth über Madeira, Cap Verde'schen Inseln, Monrovia (Afrika), Ascension, Banana (Congo) bis Capstadt; Sept. 26. bis Oct. 3 bei Capstadt; Oct. 3.—26. von Capstadt bis Kerguelen; Oct. 26. bis Dec. 3. bei Kerguelen (Betsy Cove); Dec. 23. bis
  - 1875 Jan. 10. von Betsy Cove in dem Indischen Ocean bis 40° S.-Breite und zurück nach Kerguelen; Jan. 25.—29. südlich bis 52° S.-Breite und zurück nach Kerguelen; Febr. 5.—26. von Kerguelen über St. Paul und Amsterdam bis Mauritius; Februar 26. bis März 15. bei St. Louis auf Mauritius; März 15. bis April 23. von Mauritius bis Dirk-Hartog-Insel (West-Australien); April 24. bis Juni 2. von Dirk-Hartog-Insel über Roepang auf Timor (Mai 14.—26.) bis

Amboina (Ceram); Juni 2.—11. bei Amboina; Juni 11. bis Sept. 29. von Amboina über Mc-Cluer-Bai (Westküste von Neu-Guinea), Anachoreten-Insel, Neu-Hannover, Neu-Irland, Neu-Britannien und Salomo-Inseln, Curtis (Ostküste von Australien) bis Brisbane; Sept. 29. bis Oct. 20. bei Brisbane; Oct. 20.—29. von Brisbane bis Auckland (Neu-Seeland); Oct. 29. bis Nov. 11. bei Auckland; Nov. 11.—26. von Auckland bis Levuka auf Ovalau (Fiji-Inseln); Decbr. 3. bis 24. von Levuka über Tongatabu (Tonga-Archipel) bis Apia (Samoa-Archipel); Decbr. 24.—28. bei Apia; Decbr. 28. bis 1876 Febr. 15. von Apia bis zur Magellan-Straße und durch diese bis Montevideo; Febr. 15.—19. bei Montevideo; Febr. 19. bis April 19. von Montevideo über die Azoren nach Plymouth; April 27. in Kiel.

2. S. B. M. S. „Challenger“, Capitän Sir G. Nares (bis Januar 1875) und Capitän Frank Thomson.

1872 Decbr. 7. bis Febr. 3. von Sheernez über Portsmouth, Lissabon und Gibraltar nach Madeira; Febr. 5. bis März 16. von Madeira über Teneriffa nach St. Thomas; März 24. bis April 4. von St. Thomas bis Bermuda; April 21. bis Mai 9. von Bermuda via New-York bis Halifax; Mai 19. bis 31. von Halifax bis Bermuda; Juni 13. bis Juli 16. von Bermuda über die Azoren (Juli 4.—9.) bis Madeira; Juli 17. bis Sept. 14. von Madeira über die Cap Verde'schen Inseln (Juli 27. bis Aug. 9.) und St. Paul's Rock (Aequator) bis Bahia; Sept. 14.—25. bei Bahia; Sept. 25. bis Oct. 28. von Bahia bis Capstadt; Oct. 28. bis Decbr. 17. bei Capstadt; Decbr. 17. bis

1874 März 13. von Capstadt über die Crozet-, Kerguelen-, Macdonald-, Inseln durch den südlichen Indischen Ocean (bis 66° S.-Br.) bis Melbourne; April 1.—6. von Melbourne bis Sydney; April 6. bis Juni 8. bei Sydney; Juni 8.—28. von Sydney bis Wellington (Neu-Seeland); Juli 7. bis Novbr. 16. von Wellington über Tongatabu und Fiji-Archipel, Raine-Insel, durch Torres-Straße in die Arafura-, Banda-, Celebes- und Sulu-See, über die Sulu-Inseln und Manila (Philippinen) bis Hongkong; Novbr. 16. bis

- 1875 Jan. 6. bei Hongkong (Wechsel des Commando's); Jan. 6. bis März 3. von Hongkong über Manila, Zebu (Philippinen) durch die Sulu- und Celebes-See bis zur Humboldt-Bai und Admiraltäts-Inseln an der Nordküste von Neu-Guinea; März 10. bis April 11. von den Admiraltäts-Inseln bis Yokohama (Nipon, Japan); April 11. bis Juni 16. bei den Küsten der japanischen Inseln; Juni 16. bis Juli 27. von Yokohama bis Honolulu (Sandwich-Inseln); Aug. 11. bis Sept. 18. von Honolulu bis Tahiti (Gesellschafts-Inseln); Oct. 3. bis Nov. 19. von Tahiti über Juan Fernandez (Robinson-Insel) bis Valparaiso; Nov. 19. bis Decbr. 11. bei Valparaiso; Decbr. 11. bis
- 1876 Februar 15. von Valparaiso durch den Messier-Kanal und die Magellan-Straße über die Falkland-Inseln bis Montevideo; Febr. 25. bis Mai 27. von Montevideo über Ascension, die Cap Verde'schen Inseln und Azoren bis Sheerness.
3. B. St. D. „Tuscarora“, Commander Belknap.
- 1873 September von San Francisco bis Cap Flattery; December von San Francisco bis San Diego (Californien);
- 1874 Januar von San Diego bis Sandwich-Inseln; März und April von Honolulu bis Japan; Juni bei Japan; Juli bis October von Hakodate über die Kurilen und Aleuten bis San Francisco; November und December (unter dem Commando von Capt. Erben) von San Francisco bis Honolulu.
- 1875 Decbr. 6. (unter dem Commando von Capt. F. N. Miller) bis
- 1876 Februar 9. von den Sandwich-Inseln über die Phoenix- und Fiji-Inseln bis Brisbane in Ost-Australien.

Als weitere Erläuterungen zu den in der Tiefenkarte niedergelegten Tiefenzahlen nach neueren Messungen im nördlichen Atlantischen Ocean und im nördlichen Polarmeer seit 1868 mögen folgende Angaben dienen:

1. Die für die neueren Tiefseeforschungen bahnbrechenden Expeditionen der „Lightning“ (1868) und der „Porcupine“ (1869 und 1870) hatten folgenden Verlauf.

„Lightning“ (wissenschaftliche Expedition, geleitet von Prof. Wyville Thomson und Dr. Carpenter) August und

September 1868 zwischen den Hebriden und Färöe-Inseln 58°—62° N.-Br. und 4°—13° W.-Lg.).

„Porcupine“, Capt. Galver (wissenschaftliche Expedition, geleitet von Prof. Wyville Thomson, Dr. Carpenter und Mr. Gwynn Jeffreys), 1869 und 1870. I. Zwischen Irland und Rockal-Bank, 1869 Mai 18. bis Juli 13. II. Südlich von Irland und westlich von Frankreich. 1869 Juli 1.—31. III. Zwischen den Hebriden, Schetlands und Färöe-Inseln, 1869 Aug. 15. bis Sept. 13. IV. Zwischen England und den Westküsten von Spanien und Portugal durch die Straße von Gibraltar, längs der Nordküste von Afrika bis Malta und Sicilien, zurück bis zur Straße von Gibraltar. 1870 Juli 4. bis October 8.

2. Vierte schwedische Nordpolar-Expedition unter Capt. v. Otter und Prof. Nordenskjöld zwischen Norwegen und Spitzbergen und weiter nördlich bis 82° N.-Br. 1868 Juli 20. bis Oct. 19.

3. Erste deutsche Nordpolar-Expedition unter Capt. Koldewey mit dem Schiffe „Germania“ zwischen Norwegen, Grönland und Spitzbergen. 1868 Mai 24. bis Sept. 20.

4. Zweite deutsche Nordpolar-Expedition zwischen Norwegen und Grönland unter Capt. Koldewey („Germania“) und Capitän Hegemann („Hansa“). 1869 Juni 15. bis 1870 Sept. 11.

5. Oesterreichisch-Ungarische Nordpolar-Expedition auf dem „Tegetthoff“ unter Lieut. Weyprecht und Payer. 1872 Juni bis 1874 Mai.

6. Expedition von F. Br. M. S. „Valourous“, Capitän Loftus Jones zwischen Disco (Westküste von Grönland) und England. Juli und August 1875.

7. Englische Nordpolar-Expedition der „Alert“ und „Discovery“ unter Capt. Sir G. Nares.

8. Norwegische Tiefsee-Expeditionen auf dem Dampfer „Böringen“, Capitän Wille unter wissenschaftlichen Leitung des Professor Dr. Mohn: (1.) 1876. Zwischen Norwegen und Island. Juni 1. bis August 26. (2.) 1877. Zwischen Norwegen und Jan Meyen. Juni 11. bis August 23. (3.) 1878. Zwischen Norwegen, der Bären-Insel und Spitzbergen. Juni 15. bis August 23.

9. Expeditionen der „Pommerania“, Corv.-Capt. Hoffmann,

unter der wissenschaftlichen Leitung der „Commission zur wissenschaftlichen Untersuchung der deutschen Meere in Kiel“ in der Ostsee (1871 Juli 6. bis August 21) und in der Nordsee (1872 Juli 21. bis Septbr. 9).

Die in den einzelnen Oceanen der Erde größten, mit zuverlässigen Apparaten bis jetzt gelotheten Tiefen sind:

Ocean	Breite	Länge v. Gr.	Tiefe in m
Nördlicher Atlantischer Ocean	19° 41' N.	65° 7' W.	7086
Südlicher Atlantischer Ocean .	19° 55' S.	24° 50' W.	6006
Nördlicher Stiller Ocean . . .	44° 55' N.	152° 26' D.	8513
Südlicher Stiller Ocean . . .	36° 21' S.	153° 8' W.	5422
Indischer Ocean . . . . .	16° 11' S.	117° 32' D.	5523
Nördliches Polarmeer . . . .	79° N.	2° W.	4846