

INTERNATIONALE REVUE DER GESAMTEN HYDROBIOLOGIE UND HYDROGRAPHIE

Band V

Nr. 1

Juni 1912

A. Originalmitteilungen.

Das Bodenwasser und die Abkühlung des Meeres.

Von

Fridtjof Nansen.

Mit 12 Abbildungen im Text.

1. Das Bodenwasser und seine Bildung.

Die Bildung der ungeheuren Wassermassen, welche mit einem allgemeinen Namen das Bodenwasser des Meeres genannt werden, ist ein Prozeß, dem, meiner Meinung nach, die Ozeanographen noch lange nicht die Aufmerksamkeit geschenkt haben, die er verdient. Dieses Bodenwasser macht einen ganz überwiegenden Teil des Wasservolumens aus, das die Meeresbecken der ganzen Welt füllt.

Dasselbe ist überall verhältnismäßig kalt; durch unsere Untersuchungen im Norwegischen Nordmeere während der Fahrt mit „Michael Sars“ im Jahre 1900 und durch meine Untersuchungen der Wasserproben, die Kapitän Roald Amundsen im Jahre 1901 aus dem Eismeer mitbrachte, wurde nachgewiesen, daß dies Bodenwasser in allen Teilen des Norwegischen Meeresbassins — sowohl im Norden zwischen Grönland und Spitzbergen, wie im Süden in der tiefen Mulde nördlich der Färöer und im Westen von Norwegen — eine ganz merkwürdige Gleichartigkeit des Salzgehalts und der Dichte zeigt; so groß ist diese Gleichartigkeit, daß mit unseren jetzigen Methoden Wechsel in diesem

Salzgehalt, das sich meistens zwischen 34,90 und 34,92‰ hält, nur sehr schwer nachgewiesen werden können.

Eine richtige Auffassung dieses Verhältnisses ist für unser Verständnis der Mechanik des Meeres überhaupt von fundamentaler Bedeutung; die fast homogene Dichte dieser Bodenschicht ist selbstverständlich für die Dichte aller darüber liegenden Meeresschichten von entscheidender Bedeutung, indem sie die obere Grenze bedingt, bis zu welcher diese steigen kann.¹⁾

¹⁾ Die schwedischen Ozeanographen, Prof. Otto Pettersson, Lizentiat N. Zeilon, Hr. V. Söderberg und die „Svenska Hydrofisk-Biologiska Kommissionen“ [1911] scheinen die weitreichende Bedeutung dieser Entdeckung noch nicht aufgefaßt zu haben. Ich wies, namentlich in „Northern Waters“ [1906], darauf hin, daß dies Bodenwasser nach der Entdeckung der großen Gleichartigkeit in seinem Salzgehalt als eine Art Normalwasser zur Kontrolle und möglichen Korrektur der Salzgehaltsbestimmungen früherer Expeditionen, vor dem Jahre 1900 gebraucht werden könnte; auf Grund dessen wies ich bedeutende Ungenauigkeiten in Wasserbestimmungen sowohl aus dem nördlichen Norwegischen Nordmeere (westlich von Spitzbergen), wie aus südlicheren Gegenden durch verschiedene Expeditionen nach, was wegen der früher angewandten ungenügenden Methoden nicht anders zu erwarten war. Die Richtigkeit dieser Kritik wurde durch die ausgezeichnete Arbeit von Dr. Helland-Hansen und Koefoed, über die Hydrographie der Belgica-Expedition im Jahre 1905 [1909] sowie durch Helland-Hansens und meine Arbeit „The Norwegian Sea“ [1909] bestätigt und bekräftigt. Die Berechtigung dieser Kritik darf also nun wohl als entschieden angesehen werden. Aber nichtsdestoweniger sprechen die vorhin genannten schwedischen Ozeanographen und die „Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionen“ in ihrer Arbeit „Hydrographische Beobachtungen“ der schwedischen Expedition nach Spitzbergen 1908 [Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar 1911, Bd. XLV, Nr. 9], sich dahin aus, daß sie die früheren schwedischen Angaben über erstaunlich hohe Salzgehalte im Golfstromwasser westlich von Spitzbergen auch weiter aufrecht erhalten, und es scheint, als ob sie auch frühere hohe Salzgehaltsbestimmungen des Bodenwassers im Norwegischen Nordmeere, die durch Östergren, Åkerblom u. a. gemacht wurden, nicht für irrig halten. Die verehrten Forscher befinden sich hier in einem doppelten Irrtum. Erstens sehen sie nicht ein, daß z. B. ein Salzgehalt von 35,29‰ mit einer Temperatur von 2,5° C in einer Tiefe von 400 m überall im Norwegischen Nordmeere eine physische Unmöglichkeit ist, die eines weiteren Nachweises nicht bedürfte. Dieses Wasser würde nämlich eine Dichte (σ_t) von 28,18 haben, die Dichte der darunter liegenden Wasserschichten viel niedriger sein muß wegen des niedrigeren Salzgehalts und sogar die des Bodenwassers kann nur ungefähr 28,10 betragen und keinesfalls 28,12 überschreiten. Zweitens wissen sie nicht, daß falls ihre eigenen und andere frühere Salzgehaltsbestimmungen richtig wären, so müßten deren Werte, zufolge der Formeln, die früher zur Berechnung des Salzgehalts benutzt wurden, höher sein als die Salzgehaltswerte, die wir jetzt brauchen (nach Berechnung mit Martin Knudsens Tabellen).

Außerdem ist zu beachten, daß in dem Atlantischen Strom, westlich der Lofoten, nie in den fünf Jahren 1900—1904, wenn Schnitte davon gemacht wurden, ein Salzgehalt so hoch wie 35,29‰ gefunden wurde. Auf dem langen Weg von der

Nach den genannten Untersuchungen war anzunehmen, daß das Bodenwasser anderer Meere ebenfalls sehr homogen ist, und daß die zum Teil großen Wechsel in seinem Salzgehalt und spezifischen Gewicht in naheliegenden Gegenden, die sich aus früheren Untersuchungen ergeben sollten, ganz überwiegend auf Beobachtungsfehlern beruhen. Das hat sich auch bestätigt.

Gegend dieser Schnitte an bis Spitzbergen wird das Atlantische Wasser sehr stark mit salzärmerem Wasser gemischt. Auch deshalb existiert folglich keine Wahrscheinlichkeit dafür, daß westlich von Spitzbergen ein Salzgehalt von 35,29‰ angetroffen werden kann, falls er nicht durch Eisbildung entstanden wäre, was aber in dem warmen Strom nicht möglich ist.

Dies wird zur Beleuchtung der unglücklichen Argumentation der schwedischen Forscher über diesen Punkt genügen.

Übrigens scheinen diese Verfasser über die Werte der Salzgehalte, die die schwedischen Forscher und andere nach den verschiedenen Formeln ausrechneten, die in früherer Zeit, vor Martin Knudsens Tabellen, gebräuchlich waren, etwas unklare Begriffe zu haben. Auf der einen Seite halten sie also ihre alten Werte ohne jede Reduktion als vollkommen vergleichbar mit modernen Salzgehaltswerten aufrecht; aber auf der anderen Seite behaupten sie [1911, S. 7], daß „Nansens Behauptung . . ., daß die hohen Salzgehalte, welche er durch die areometrische Methode in dem polaren Tiefwasser gefunden hatte, um ungefähr 0,08 höher seien als die von schwedischen Hydrographen durch Titrieren erhaltenen, ist auch hinfällig, und beruht auf Unbekanntschaft mit den analytischen Methoden, welche in unserem Laboratorium angewandt werden.“ Nun verhält es sich aber so, daß Bestimmungen nach der von mir angewandten Methode, wenn sie richtig sind, Salzgehaltswerte ergeben müßten, die um 0,15 oder 0,16‰ höher wären als die entsprechenden Werte, die durch die von Martin Knudsen für seine Tabellen benutzten Formeln ausgerechnet werden. Hierauf habe ich schon längst [1902, S. V.] aufmerksam gemacht, und von der Richtigkeit meiner Behauptung kann man sich durch eine einfache Berechnung leicht überzeugen. Beispiel: Wasser mit dem spezifischen Gewicht $S \frac{17,5^\circ \text{C}}{17,5^\circ \text{C}} = 1 \cdot 02680$ oder $\sigma_0 = 28,19$ müßte nach meinen früheren Tabellen [1902] einen Salzgehalt von 35,24‰ haben, während der Salzgehalt nach Knudsens Tabellen 35,08‰ ausmacht, also ein Unterschied von 0,16‰. Ferner: Wasser mit $S \frac{17,5^\circ \text{C}}{17,5^\circ \text{C}} = 1 \cdot 02660$ und $\sigma_0 = 27,99$ sollte nach meinen Formeln 34,98‰ Salzgehalt haben, aber nach Knudsen = 34,83‰, also ein Unterschied von = 0,15‰. Hierüber läßt sich nicht streiten und es ist wohl auch eine, den meisten Ozeanographen, die sich mit diesen Fragen beschäftigt haben, bekannte Tatsache. Es deutet also auf einen hohen Grad von Unklarheit, behaupten zu wollen, daß die schwedischen Salzgehaltswerte sowohl mit den durch die Knudsenschen Tabellen gewonnenen, wie auch mit den durch die von mir angewandte Methode erhaltenen gleichlautend wären; sie können doch auf alle Fälle nur den einen von beiden Werten gleich sein. Die Sache verhält sich aber so, daß sie zwischen diesen beiden Werten liegen, und es zeigt sich, daß meine Behauptung, meine Salzgehaltswerte wären um etwa 0,08‰ höher als die der schwedischen und dänischen Ozeanographen erstaunlich richtig ist; tatsächlich sollten sie um etwa 0,10‰ höher sein.

Wegen der niedrigen Temperatur des Bodenwassers nahm man allgemein an, daß es Polarwasser wäre, das in den nördlichen und südlichen Polarregionen abgekühlt, nun am Boden entlang den Äquatorialgegenden der Meere zustrebte. Ja, Prof. Otto Pettersson hat sogar der Anschauung Ausdruck gegeben, daß die Entstehung dieses Bodenwassers auf direkte Abkühlung des Meeres durch Schmelzen des Polareises zurückzuführen sei; diesem Schmelzen legt er für das Zustandekommen der Zirkulation des Meeres eine hervorragende Bedeutung bei, ein Irrtum, auf den ich früher schon mehrmals aufmerksam gemacht und auf den ich später in dieser Abhandlung zurückkommen werde.

In einer früheren Arbeit, „Northern Waters“ [1906] behandelte ich die Bildung des Bodenwassers, besonders im Norwegischen Nordmeere eingehender, und zeigte die Unhaltbarkeit der Behauptung, daß es Polarwasser, in des Wortes eigentlicher Bedeutung, sein sollte, ebenso daß das Bodenwasser unmöglich unter den kalten aber auf Grund ihres geringen Salzgehalts leichten Wassermassen des Polarstromes, die die Oberfläche des Meeres bedecken, gebildet werden könnte. Diese leichten Oberflächenschichten beschützen im Gegenteil die darunter liegenden wärmeren Wassermassen wie eine Wärme isolierende Schicht, indem sie verhindern, daß diese an die Oberfläche kommen und durch Ausstrahlung abgekühlt werden, und dadurch eine nennenswerte Vertikalzirkulation durch Konvektionsströme in diesen darunterliegenden wärmeren Wassermassen unmöglich machen. Dies Verhältnis kann nicht nur für das Norwegische Nordmeer allein charakteristisch sein, sondern muß sich natürlich überall da vorfinden, wo Polarströme mit verhältnismäßig leichtem Oberflächenwasser sowohl in arktischen wie antarktischen Meeren auftreten.

Diese Oberflächenschichten schützen demnach das Meer vor Abkühlung und verhindern die Bildung des Bodenwassers, und nicht umgekehrt.

Bedenken wir, in welcher Weise sich die Erdoberfläche im Ganzen abkühlt, so muß das auch einleuchtend sein. Die Abkühlung ist auf Ausstrahlung in den Weltraum zurückzuführen. Die Abkühlung der Wassermassen des Meeres durch diese Ausstrahlung wird durch die Vertikalzirkulation — Konvektionsströme — wesentlich erleichtert und befördert, indem diese fortwährend neue Wassermassen aus der Tiefe an die Oberfläche führen, wo sie durch Ausstrahlung Wärme abgeben, bis sie durch neu aufsteigende Wassermassen ersetzt werden. Denken wir uns, daß diese Vertikalzirkulation zum Stillstand gebracht werden könnte, und das Meer nur durch Leitung von Wärme an die ausstrahlende

Oberfläche abgekühlt würde, da würde diese Abkühlung aller unter der Oberfläche liegenden Schichten selbstverständlich ungeheuer langsam vor sich gehen, in ähnlicher Weise wie die der festen Erdrinde, und die Temperatur müßte da nach der Tiefe des Meeres zu rasch ansteigen und nicht, wie jetzt, umgekehrt. Ebenso würde dann zwischen kontinentalem und maritimem Klima kein wesentlicher Unterschied bestehen, indem natürlich dieser Unterschied wesentlich auf der Vertikalzirkulation des Meeres beruht, durch die beständig neue Wassermassen an die Oberfläche gebracht werden, um dort Wärme an die Atmosphäre abzugeben; auf diese Weise wird das Oberflächenwasser verhindert sich weiter abzukühlen als bis zu einer Temperatur, wo seine Dichtigkeit anfängt größer zu werden als die des darunterliegenden Wassers.

Ist aber die Meeresoberfläche von leichteren Schichten bedeckt, die mit Flußwasser vermischt sind, so wie an den Küsten oder in den Polargegenden, da wird diese Vertikalzirkulation mehr oder weniger verhindert; die Oberfläche kann dann bedeutend mehr abgekühlt, sogar mit einer Eisschicht bedeckt werden, auf der wieder eine Schneeschicht liegen kann; die Abkühlung der Oberfläche durch Ausstrahlung gleicht dann mehr der Abkühlung der festen Erdoberfläche und das Winterklima dieser Meere nähert sich dem Kontinentalklima, was indessen wieder in sich schließt, daß die Meereswassermassen unter der Oberfläche sich viel weniger abkühlen.¹⁾

Es könnte scheinen, als ob in diesem einfachen Verhalten dadurch eine Unregelmäßigkeit herbeigeführt werden könnte, daß dem Meere sozusagen akkumulierte „Kälte“ zugeführt wird, in Form von Eis das sich durch Abkühlung über den Polarländern bildete. Im Norwegischen Nordmeere und im Nordpolbassin hat dies keine Bedeutung. Das von Novaja Semlja, Franz-Josephs Land und Spitzbergen kommende Gletschereis ist so wenig, daß es nicht in Betracht kommt. Von Grönland kommt natürlich viel mehr, doch ist im Norwegischen Nordmeer von diesem Eis nur sehr wenig vorhanden; es hält sich nur an der Ostküste von Grönland und ist im Verhältnis zum Volumen des Meeres von so verschwindender Masse, daß auch ihm keine nennenswerte Bedeutung beigelegt werden kann, besonders weil es hauptsächlich in den Wassermassen der Polarströmung schwimmt und nur in geringer Menge in die darunter liegenden wärmeren Wasserschichten gelangt. In diesen Fällen könnten die Eisberge dazu beitragen kaltes Bodenwasser zu bilden;

¹⁾ Schon Wojeikoff hat im Jahre 1833 gezeigt, daß, sobald eine Eisdecke auf der Meeresoberfläche gebildet ist, sie das darunter befindliche Wasser vor stärkerem Wärmeverlust schützt [vgl. O. Kummel, II, 1911, S. 493 f.].

dies kann aber nur in sehr geringem Maßstabe geschehen. Auch an der südlichen Ostküste von Grönland und im Labradorstrom macht sich dasselbe Verhältnis geltend, und dem Schmelzen der grönländischen Eisberge kann also auch in Bezug auf die Abkühlung des nördlichen Atlantischen Ozeans nur eine verschwindende Bedeutung zugeschrieben werden. In den antarktischen Meeresgebieten ist zwar mehr Gletschereis, aber hier ist auch das Volumen des Meeres ungleich größer. Zwar kann ein solcher einzelner antarktischer Eisberg mit seinen Massen großen Eindruck machen, aber sehen wir die Ausdehnung der antarktischen Landeisdecke und ziehen wir in Betracht, daß das Quantum Eis, das von dort alljährlich den umliegenden Meeren zugeführt werden kann, von den jährlichen Niederschlägen abhängig ist, so kann man verstehen, daß die Abkühlung die auf diese Weise dem Weltmeer zugeführt werden kann, von geringer Bedeutung ist, indem das Volumen des jährlich zugeführten Eises, verglichen mit den Wassermassen des südlichen Eismeres verschwindend klein ist.

Ich zeigte in meiner früher erwähnten Arbeit [1906], daß das Bodenwasser des Norwegischen Meeres außerhalb des Polarstromgebiets gebildet werden muß, aber nahe dessen äußerer Grenze, wesentlich auf einem verhältnismäßig kleinen Areal nordöstlich von Jan Mayen, zwischen dieser Insel und Spitzbergen, und es entsteht durch Ausstrahlung von der Oberfläche im Winter und Frühjahr. Dies Areal bildet wahrscheinlich den mittleren Teil einer zyklonischen Bewegung der Wassermassen in diesem nördlichen Teil des Norwegischen Meeres zwischen Grönland und Spitzbergen. [Vgl. Helland-Hansen und Nansen, 1909, S. 316 ff.]. Möglicherweise entsteht auch gleichzeitig einiges Bodenwasser derselben Art außerhalb der äußeren Grenze des Polarstroms zwischen Jan Mayen und Island.

Die Richtigkeit der hier besprochenen Ansicht über die Entstehung des Bodenwassers ist durch die ergänzenden Beobachtungen in Helland-Hansens und meiner Arbeit „The Norwegian Sea“ [1909, S. 323 ff.] endgültig festgestellt worden. Die Temperaturbeobachtungen und Wasserproben, die während verschiedener Jahre im März, April und Mai eingesammelt wurden, zeigen nämlich, daß Wasser mit demselben Salzgehalt und sogar etwas niedrigerer Temperatur wie das Bodenwasser während der Frühjahrsmonate häufig an der Oberfläche der oben genannten Gegenden vorkommt, eben dort, wohin wir die Entstehung des Bodenwassers verlegen. Hiermit ist aber der entscheidende Beweis dafür geliefert, daß das Bodenwasser in diesen Gegenden Verbindung mit der Oberfläche hat.

Alle Behauptungen, daß dies Bodenwasser in irgendwie erwähnenswerter Menge durch Eisschmelzung oder durch den Polarstrom entstünde, oder daß es sogar Polarwasser aus dem Nordpolbassin wäre, müßten daher wohl verstummen.

Der Prozeß der Bildung des Bodenwassers im Norwegischen Meere ist in Kürze etwa folgender: Im Herbst, wenn die Temperatur der Atmosphäre unter die Temperatur der Meeresoberfläche sinkt, so daß die Wärmezufuhr vom Meere zur Atmosphäre geht, bestehen die Oberflächenschichten in der genannten Gegend zwischen Jan Mayen und Spitzbergen aus Wasser, dessen Salzgehalt durch Beimischung von salzarmem Wasser stark reduziert ist. Dieses salzarme Wasser ist zum Teil durch Eisschmelzung im Laufe des Sommers entstanden, wahrscheinlich stammt es in gewissem Grade aber auch von den Polarströmen, die sich ausgebreitet haben; endlich kommt auch die Beimischung von Niederschlagswasser dazu. Der Salzgehalt des Oberflächenwassers ist demnach im Anfang des Winters zu niedrig, als daß das Bodenwasser durch Abkühlung direkt aus diesem Wasser entstehen könnte. Auf Grund seines niedrigen Salzgehaltes wird es nämlich selbst bei Abkühlung bis zum Gefrierpunkt keine so große Dichte erreichen, daß es sehr tief in die darunterliegenden Wassermassen mit höherem Salzgehalt sinken könnte. Eine begrenzte Vertikalzirkulation wird doch entstehen, wodurch salzreicheres Wasser von den untenliegenden Schichten nach der Oberfläche gebracht wird, und in der Weise wird der Salzgehalt des Oberflächenwassers allmählich erhöht, und die Vertikalzirkulation kann allmählich tiefer und tiefer reichen. Für eine Änderung in dieser Richtung ist aber auch die Eisbildung von großer Bedeutung. Diese kann in der Oberflächenschicht sehr schnell geschehen, weil die Oberflächenschicht wegen ihres niedrigen Salzgehalts nicht sinken kann, und daher durch Ausstrahlung bis zum Gefrierpunkt abgekühlt wird.

Durch Ausscheidung des Eises wird aber der Salzgehalt in den genannten Wasserschichten fortwährend steigen, bis er den Wert erreicht, der nötig ist, damit das Wasser an der Oberfläche ebenso schwer wird wie das darunterliegende, und von diesem Augenblick an kann dann eine nennenswerte Vertikalzirkulation anfangen. Diese kann dann, indem die Abkühlung weitergeht und die Eisbildung fortschreitet, immer tiefer und tiefer dringen, bis sie schließlich die dazwischenliegende Schicht durchbricht und das Bodenwasser erreicht.¹⁾

¹⁾ Der Einfluß der Eisbildung auf die Zunahme des Salzgehalts in den unteren Wasserschichten fällt bei Meeren von geringer Tiefe besonders in die Augen, wo, wie ich beim Barentzmeere zeigte, [1906, S. 30—49] ein Bodenwasser entstehen kann,

Da die Eisdecke in den genannten Meeresgebieten, wo das Bodenwasser entsteht, niemals in größerer Ausdehnung zusammenhängend bleibt, sondern fortwährend aufgebrochen und vom Winde fortgeführt wird, so werden immer neue Teile der Meeresoberfläche von der Eisdecke befreit und durch direkte Ausstrahlung einer schnellen Abkühlung ausgesetzt.

Hieraus ergibt sich, daß die Eisbildung in der Oberflächenschicht des Meeres und nicht (wie Einzelne behaupten) die Eisschmelzung eine wirksame Förderung der Bildung des Bodenwassers im Norwegischen Meere ergibt. Die Eisschmelzung wirkt eher hindernd auf diesen Vorgang, indem sie zur Bildung der gemischten, leichteren Oberflächenschicht im Lauf des Sommers beiträgt.

Noch ein anderer Umstand hat möglicherweise einige Bedeutung für den genannten Vorgang. Ich habe schon früher nachgewiesen [1902, S. 398], daß wegen der Erwärmung des Oberflächenwassers im Sommer und seiner Abkühlung im Winter, ein Wechsel in der Breite der Strömungen an der Oberfläche entstehen muß. Auf Grund des abbiegenden Einflusses der Erdrotation auf Wassermassen, die in Bewegung sind, wird die leichtere sich verhältnismäßig schnell bewegende Oberflächenschicht der Strömungen auf der nördlichen Halbkugel nach rechts gedrängt und staut sich gegen die Bänke auf, an denen entlang sich die Strömung bewegt, so lange, bis Gleichgewicht dadurch erreicht ist, daß der Auftrieb dieses aufgestauten Wassers, oder die Tendenz über das schwerere Wasser hinüberzufließen so groß wird, daß sie der ablenkenden Kraft der Erdrotation gleichkommt. Wenn nun die leichtere Oberflächenschicht im Winter durch Abkühlung schwerer wird, muß dieses Gleichgewicht gestört werden, insofern als die Bewegungsgeschwindigkeit des Wassers die gleiche ist wie vorher. Um das Gleichgewicht dann wiederherzustellen, müssen die Oberflächenschichten sich nach rechts bewegen, bis die Aufstauung so groß wird, daß der Auftrieb der ablenkenden Kraft gleich wird, hierdurch aber verringert sich die Ausbreitung des

das bei einer Temperatur nahe dem Gefrierpunkt einen viel größeren Salzgehalt als das Wasser hat, das in dasselbe Meeresgebiet hineingeführt wird. Ich erwähnte auch die Möglichkeit, daß der merkwürdig hohe Salzgehalt, den das Bodenwasser im Nordpolbassin nach meinen leider mangelhaften Bestimmungen haben sollte, durch die Zufuhr von Wasser, dessen höherer Salzgehalt in dieser Weise entstanden ist, zu erklären wäre. Die früher genannten schwedischen Ozeanographen haben indessen die Bedeutung dieser Eisbildung für die Zunahme des Salzgehalts nicht aufgefaßt, indem sie noch immer in ihrer oben genannten Arbeit [1911, S. 7] behaupten, daß es unbegreiflich wäre, wie das Bodenwasser in einem Meeresbecken einen höheren Salzgehalt haben könnte als das in dasselbe Meeresgebiet einströmende Wasser.

Oberflächenwassers der Strömungen und es ließe sich denken, daß deshalb auch das Oberflächenwasser gerade in der Mitte der zyklonischen Bewegung, wie wir sie im nördlichen Norwegischen Meere haben, auf größeren Strecken sozusagen weggeschäumt wurde. Dadurch verringert sich also die leichtere Oberflächenschicht und eine tiefgreifende Vertikalzirkulation kann leichter entstehen.

Ich habe früher mehrmals die Wirkungen der adiabatischen Erwärmung und Abkühlung des Wassers im Meere durch Sinken in die Tiefe oder Steigen aus der Tiefe an die Oberfläche besprochen [vgl. 1901 und 1902]. Es kommt mir vor, als ob die Ozeanographen bisher dieses Verhältnis allzu wenig berücksichtigt haben,¹⁾ das in den wärmeren Meeren besonders bemerkbar ist, wo die Temperatur auch in größeren

¹⁾ Dasselbe hat auch vor kurzem Dr. Helland-Hansen [1911, S. 448] hervorgehoben. Das Richtige wäre natürlich, wie Helland-Hansen meint, daß man die Dichte der vertikalen Reihen der Tabellen, nicht nach der Temperatur in situ, sondern nach der potentiellen Temperatur (d. h. reduziert auf den Druck einer Atmosphäre) berechnet. Sonst geben die Tabellen leicht falsche Vorstellungen von den Gleichgewichtsverhältnissen.

Ich bin darauf aufmerksam gemacht worden, daß Herr Cand. mag. J. N. Nielsen aus Kopenhagen, neulich in einer besonderen Abhandlung die Steigerung der Temperatur nach dem Boden zu im Mittelmeer erwähnt und dies als neue Entdeckung mit der adiabatischen Wirkung auf sinkendes Wasser in Verbindung setzt (Bulletin de l'Institut Océanographique, No. 209, Monaco, 18. Mai 1911). Am Schluß seiner Abhandlung erwähnt Herr Nielsen Dr. Helland-Hansen und mich in einer Weise, die den Eindruck geben kann, daß wir nicht auf die adiabatische Temperatursteigerung bei den Sinken des Wassers aufmerksam gewesen wären, trotzdem in meiner Abhandlung [1906, S. 86f.], die Nielsen selbst zitiert, diese Steigerung in Verbindung mit dem Sinken des Bodenwassers von der Oberfläche ausdrücklich erwähnt ist, wie ja auch schon längst die adiabatischen Temperaturveränderungen des sinkenden und steigenden Wassers von mir in die ozeanographische Diskussion eingeführt worden sind [1901, 1902]. Dazu kommt noch, daß Dr. B. Helland-Hansen im Januar 1911, in Kopenhagen eine Unterhaltung mit Dr. J. Schmidt, dem Leiter der dänischen Mittelmeer-Expedition hatte. Dr. Schmidt erzählte damals, daß sein Kollege Nielsen eine Temperatursteigerung, ohne eine entsprechende Steigerung des Salzgehalts nach dem Boden des Mittelmeeres zu gefunden hätte. Herr Nielsen könnte sich gar nicht erklären, wie es möglich wäre, daß die Dichte in der Weise mit der Tiefe abnähme; er hätte daher wiederholte Bestimmungen der Salzgehalte gemacht, aber ohne Fehler entdecken zu können. Helland-Hansen teilte Dr. Schmidt mit, daß dies sich sehr einfach durch die adiabatische Wirkung erklären läßt, und folglich keine Störung des Gleichgewichts andeutet; er fügte hinzu, daß er selbst ähnliche Verhältnisse in den tiefen Schichten des Atlantischen Ozeans gefunden hätte. Dr. Helland-Hansen war damals auf der Reise nach Berlin, wo er kurz nachher (am 4. Februar 1911) in seinem Vortrag in der Gesellschaft für Erdkunde, über die Forschungen der „Michael Sars“-Expedition im Atlantischen Ozean 1910, auch die Temperatursteigerung in der Tiefe und die adiabatische Wirkung erwähnte.

Tiefen verhältnismäßig hoch ist. Gewiß ist sie in den nördlichen Meeren von geringerer Bedeutung, da die Temperatur des Wassers hier niedrig ist, der thermische Ausdehnungskoeffizient des Wassers klein und infolgedessen auch die adiabatischen Veränderungen gering sind, aber auch hier haben sie ihre Bedeutung und müssen, wie ich schon früher aussprach [1906, S. 86 f.], bei der Diskussion über die Entstehung des Bodenwassers berücksichtigt werden, indem die Temperatur des Wassers nach dem Sinken von der Oberfläche zum Boden zu etwas erhöht wird.¹⁾ Die Folge davon ist, daß sich das Oberflächenwasser bis zu Temperaturen abkühlen muß, die niedriger sind, als die Temperatur des Wassers nahe dem Boden, um dieselbe relative Dichte (d. h. unter gleichem Druck) zu erreichen wie dieses. Wenn Wasser mit einem Salzgehalt von $34,92\text{‰}$ und einer Temperatur von $-1,50^{\circ}\text{C}$ von der Oberfläche bis zu einer Tiefe von 3000 m sinkt, müßte die Temperatur nach den von Professor V. Walfrid Ekman [1905, S. 7] ausgerechneten Tabellen bis auf $-1,34^{\circ}\text{C}$ steigen. Wenn daher das Oberflächenwasser dieselbe Temperatur hatte, wie das Wasser am Boden, $-1,3^{\circ}\text{C}$, würde also das gesunkene Wasser leichter werden als das umstehende Wasser am Boden, das heißt mit anderen Worten, es könnte nicht bis dahin

Herr Nielsen scheint sonst nicht die Bedeutung der obengenannten adiabatischen Verhältnisse in ihrer ganzen Ausdehnung aufgefaßt zu haben; denn nicht nur wird die Temperatur des sinkenden Wassers gesteigert, sondern tiefe Wasserschichten mit homogenen Salzgehalt können durch Erwärmung vom Boden auch eine höhere Temperatur als die höherliegenden Schichten erhalten, ohne daß das Gleichgewicht gestört wird. Dies muß dazu führen, daß wo das tiefe Wasser verhältnismäßig ruhig ist, die Temperatur geneigt sein wird, mit der Tiefe langsam zu steigen, ganz gleich wie die Temperaturverhältnisse ursprünglich waren, und woher das tiefe Wasser kam.

¹⁾ Im Nordpolbecken fand ich eine Temperatursteigerung in der Nähe des Bodens, von $-0,81^{\circ}\text{C}$ in der Tiefe von 2900 m bis zu $-0,69^{\circ}$ über dem Boden in 3800 m Tiefe. In meiner Arbeit darüber [1902, S. 341] sage ich, daß diese Steigerung von $0,12^{\circ}\text{C}$ nicht allein durch die adiabatische Temperatursteigerung des Wassers wegen des Sinkens erklärt werden kann, denn diese Steigerung würde zu gering sein, und ich schätzte sie in diesem Falle auf nur $0,02^{\circ}\text{C}$. V. W. Ekmans spätere Berechnungen [1905, S. 7] zeigen aber, daß dieser Wert zu niedrig ist. Falls Wasser von $-0,81^{\circ}\text{C}$ von einer Meerestiefe von 2900 m bis zu 3800 m sinkt, sollte nach seiner Tabelle die adiabatische Temperatursteigerung ungefähr $0,08^{\circ}\text{C}$ betragen. Der größte Teil der beobachteten Steigerung nach dem Meeresboden zu in den tiefsten Wasserschichten des Nordpolbeckens könnte folglich in dieser Weise erklärt werden. Es zeigt sich also, daß Meereswasser mit einer Temperatur von ungefähr $-0,8^{\circ}\text{C}$ in einer Tiefe von 3800 m bis auf eine Temperatur von ungefähr $0,08^{\circ}\text{C}$ oder beinahe $0,09^{\circ}\text{C}$ höher als die Temperatur in 2900 m durch die innere Erdwärme erwärmt werden kann, ohne daß das Gleichgewicht gestört wird, trotzdem der Salzgehalt homogen ist.

sinken. Um das tun zu können, müßte es von Anfang an eine Temperatur von unter $-1,46^{\circ}$ C haben. Dies scheint auch mit den gemachten Beobachtungen gut übereinzustimmen, indem die Temperatur an der Oberfläche, wo das Bodenwasser entsteht, sehr niedrig zu sein scheint [vgl. Helland-Hansen und Nansen, 1909, S. 324 ff.].

Es liegt in der Natur der Sache, daß ein in der vorhin besprochenen Weise entstandenes Bodenwasser einen außerordentlich gleichartigen Salzgehalt bekommen muß. Wenn z. B. Wasser mit etwas niedrigerem Salzgehalt als dem des Bodenwassers eine höhere Dichte durch Abkühlung zu niedrigeren Temperaturen bekommen hat, so wird dies Wasser zwar sinken können, aber durch Wärmeleitung und Kontakt wird es nach und nach zur selben Temperatur erwärmt wie das umgebende Wasser, es wird demnach leichter als dieses und muß wieder steigen. Wenn im Gegenteil Wasser mit höherem Salzgehalt als dem des Bodenwassers durch Abkühlung eine wenig höhere Dichte bekommen hat, so wird die Temperatur doch höher sein; aber während des Sinkens wird es nach und nach durch Kontakt und Wärmeleitung abgekühlt, und muß dann noch schwerer werden als das Bodenwasser, es muß zu Boden sinken und in dem Fall anfangen, eine neue unterste Bodenwasserschicht mit höherem Salzgehalt zu bilden. Beide Prozesse gehen im Meere vor sich, aber wegen der ungeheuer langsamen Zirkulation in den Bodenwassermassen und der daraus folgenden gleichartigen Temperatur muß demnach der Salzgehalt eines großen Teils dieser Wassermassen, wie gesagt, außerordentlich gleichartig sein.

Es ist klar, daß unterseeische Rücken, die die Meeresbecken trennen, dem schweren Bodenwasser, das tiefer liegt als das Niveau der Sattelhöhe dieser Rücken, unübersteigliche Hindernisse bietet. Als Beispiel läßt sich der unterseeische Rücken von Schottland über die Färöinseln und Island bis Grönland erwähnen. Dieser bietet dem Vordringen des kalten Bodenwassers im Norwegischen Meere mit einer Temperatur von unter -1° C in den Atlantischen Ozean unübersteigliche Hindernisse. Meeresbecken, die in dieser Weise nach allen Seiten hin abgegrenzt sind, müssen daher ihr eigenes Bodenwasser haben, das in höherem oder geringerem Grade innerhalb ihres eigenen Gebietes entstanden ist.

Wenn aber das Wasser, das in den tieferen Schichten eines Meeresbeckens vorkommt, leichter ist als das Wasser in einem angrenzenden Bassin, in gleicher Höhe mit der Sattelhöhe der trennenden Schwellen, da wird natürlich das schwerere Wasser aus dem angrenzenden Bassin über die Schwelle strömen können und die Neigung zeigen, eine homogene Wassermasse zu bilden, die alle Tiefen unter dem Niveau der

Sattelhöhe der Schwelle füllt. Auf diese Weise entsteht z. B. das merkwürdig homogene Bodenwasser in den norwegischen Fjorden, das sich, wie meine Untersuchungen zeigten, von Jahr zu Jahr fast unverändert hält. Etwas derartiges ist in großen Meeresgebieten nicht leicht denkbar, wie z. B. dem nördlichen Atlantischen Ozean, wo das über die Schwelle einströmende Wasser wohl zwar zur Entstehung des Bodenwassers beitragen kann, wo aber auch andere Faktoren sich geltend machen.

2. Das Bodenwasser im Nördlichen Atlantischen Ozean und seine Entstehung.

Es scheint von vornherein klar, daß die Entstehung des Bodenwassers in allen Meeresbecken, wo es sich innerhalb seines eigenen Gebiets entwickelt, irgendwie in ähnlicher Weise vor sich gehen muß wie im Norwegischen Meere. Die Bedingungen müssen überall dieselben sein: Abkühlung der Meeresoberfläche in größeren Gegenden bis zu Temperaturen, die niedriger sind, als die des Bodenwassers, und Oberflächenschichten mit Salzgehalten, die im Lauf des Winters die gleichen werden wie die Salzgehalte des Bodenwassers. Sollte der Salzgehalt des Oberflächenwassers im Anfang des Herbstes niedrig sein, so muß er entweder durch Eisbildung oder durch Vertikalzirkulation erhöht werden, oder das Oberflächenwasser im Lauf des Winters auf andere Weise fortgeführt werden können, so daß das darunterliegende salzigere Wasser an die Oberfläche kommt.

Damit die Abkühlung eine wirksame Vertikalzirkulation bis in die großen Tiefen hinab zustande bringen kann, ist es auch nötig, daß die Horizontalzirkulation in dem besprochenen Gebiet nicht allzu lebhaft ist, und die zentralen Teile der zyklonischen Bewegung im Meere bieten daher besonders günstige Bedingungen, indem solchen Gebieten nicht immerfort neue Quanta wärmeren Wassers aus wärmeren Gegenden zugeführt werden.

Überall, wo wir Gebiete finden, wo das Oberflächenwasser im Lauf des Winters die genannten Bedingungen aufweist: gleicher Salzgehalt wie der des Bodenwassers, gleiche, oder besser, etwas niedrigere Temperatur, — können wir sicher sein, daß dort Bodenwasser gebildet wird.

Im Atlantischen Ozean können wir nur im nördlichen und in den südlichen Teilen erwarten solche Gebiete zu treffen, jedoch außerhalb der Gegenden, wo die salzarmen Wassermassen der Polarströmungen die Meeresoberfläche das ganze Jahr hindurch bedecken.

Im nördlichen Atlantischen Ozean finden wir, daß längs der Südseite des unterseeischen Rückens von Schottland bis Grönland das Oberflächenwasser eine viel zu hohe Temperatur hat, um von Schottland bis westlich von Island die Bildung von Bodenwasser zu ermöglichen. Nach der Grenze des ostgrönländischen Polarstroms zu ist dagegen das Verhältnis anders. Hier sind die Salzgehalte noch immer verhältnismäßig hoch — nach den wenigen und mangelhaften vorliegenden Untersuchungen könnten sie auf etwas über 34,90‰ angenommen werden, — und die Temperaturen sind während der ersten Frühjahrsmonate, von denen wir Beobachtungen besitzen, ziemlich niedrig. Hier scheinen demnach die Bedingungen für die Entstehung von Bodenwasser im Atlantischen Ozean vorhanden zu sein, und ähnliche Bedingungen kommen vielleicht auch noch südlich und südwestlich von Grönland vor, obgleich die Salzgehalte in den Oberflächenschichten in der Gegend zwischen Grönland und Labrador durchweg recht niedrig zu sein scheinen.

Um u. a. genaue Untersuchungen über das Bodenwasser und seine Entstehung im nördlichen Atlantischen Ozean machen zu können, unternahm ich im Sommer 1910 eine Fahrt mit dem norwegischen Kanonenboot „Frithjof“, das die Regierung mir zu diesem Zweck gütigst zur Verfügung gestellt hatte. Der Weg sollte von Irland in nordwestlicher Richtung nach der Ostküste von Grönland zu gehen, bis etwa zum 62.° n.Br. und 34.° ö.L., und von da nach der Ostküste von Island usw. Leider kamen wir wegen Kohlenmangels nicht so weit wie gehofft, und ich kam deshalb nicht dazu, das Gebiet östlich von Grönland zu untersuchen, das ich mir als den eigentlichen Entstehungsort des Bodenwassers im nördlichen Atlantischen Ozean vorstelle, insofern die Entstehung an der Oberfläche vor sich geht. Ich denke mir, daß in dieser Gegend eine besondere zyklonische Bewegung der Wassermassen herrscht, die ihr Zentrum etwa am 62.° n.Br. und dem 36. oder 37.° w.L. haben könnte. Eine derartige zyklonische Bewegung erscheint ja schon zufolge Martin Knudsens bekannten Untersuchungen des Irmingerstroms und deren westlicher Abzweigung, während der „Ingolf“-Expedition, als wahrscheinlich. Bekanntlich haben ja die Ozeanographen eine viel größere zyklonische Bewegung in dieser Gegend der nordwestlichen Atlantischen Meere angenommen (vgl. O. Krümmel). Meine Untersuchungen des Bodenwassers im Atlantischen Ozean bestärken die Wahrscheinlichkeit meiner Annahmen in dieser Richtung. Durch Dr. Helland-Hansens Untersuchungen und Bestimmungen des Bodenwassers weiter südlich im Atlantischen Ozean, die er während Murrays und Hjorts Expedition, auch im Sommer 1910, an Bord des „Michael

Sars“ vornahm, ist dies in noch höherem Grade bestätigt worden; er fand nämlich, daß das Bodenwasser in der westlichen Mulde des Atlantischen Ozeans, zwischen Nordamerika und dem unterseeischen Rücken, auf dem die Azoren liegen, einen Salzgehalt von ungefähr 34,90 ‰ mit einer Temperatur in situ von ungefähr 2,4° C (was 1,9° C bei einem Druck von einer Atmosphäre entspricht), aufweist. Der Salzgehalt ist also merkwürdigerweise hier genau der gleiche wie der des Bodenwassers im Norwegischen Meere, während dagegen die Temperatur eine bedeutend höhere ist.

Eine Zusammenstellung älterer zuverlässiger Untersuchungen des Wassers nahe dem Meeresboden¹⁾ im nördlichen Atlantischen Ozean ergibt, daß die Temperatur des Bodenwassers in den tiefsten Schichten, bei einer Tiefe von 3000 m und mehr, im großen und ganzen wahrscheinlich ungefähr 2,3° C bis 2,5° C in der westlichen Mulde von Westindien und nördlich bis gegen Grönland (wo sie aber niedriger ist) beträgt, während die entsprechende Temperatur in der östlichen Mulde zwischen den Azoren und Afrika und in nordwestlicher Richtung der Küste von Europa möglicherweise zum Teil etwas höher ist, ungefähr 2,5° C und 2,6° C.

Zur Beurteilung des Salzgehalts dieses tiefsten Bodenwassers liegen verhältnismäßig wenig Beobachtungen vor, die nach unseren modernen Ansprüchen genau genug sind, da die Methoden der älteren Zeit zu große Fehlerquellen hatten, aber nach den, wie es scheint, zuverlässigsten Bestimmungen von Martin Knudsen während der dänischen „Ingolf“-Expedition war der Salzgehalt im Meere südlich von Grönland wahrscheinlich ungefähr 34,9 ‰, und dies scheint mit dem Salzgehalt des

¹⁾ Derartige Untersuchungen wurden hauptsächlich während folgender Reisen ausgeführt:

S. „Porcupine“ 1869.	S. M. S. „Vitiaz“ 1886—1889.
S. „Challenger“ 1873—1876.	S. „National“ 1889.
S. M. S. „Gazelle“ 1874—1876.	S. „Waterwitch“ 1894—1895.
S. „Valorous“ 1875.	S. „Ingolf“ 1895 und 1896.
S. M. S. „Elisabeth“ 1876.	S. „Valdivia“ 1898—1899.
S. „Jupiter“ 1878—1882.	S. „Gauss“ 1903—1905.
S. „Gulnare“ 1880.	S. „Thor“ 1903—1905, 1908—1909.
S. „Memphis“ 1882.	S. M. S. „Planet“ 1906—1907.

Für die Beurteilung des Salzgehalts des Bodenwassers im Atlantischen Ozean können nur die Bestimmungen von den Expeditionen nach 1900, also die des „Planet“, „Thor“ und „Gauss“, als genau genug angesehen werden, da man vor dieser Zeit zum Titrieren kein Normalwasser benutzte und die Methoden ungenügend waren. Indessen sind die Bestimmungen von der „Ingolf“-Expedition im ganzen merkwürdig gut.

tiefen Bodenwassers weiter südlich im Atlantischen Ozean, zwischen den Azoren, Newfoundland und Irland, wie ihn Dr. Helland-Hansen im Jahre 1910 auf der „Michael Sars“-Expedition von Murray und Hjort fand, merkwürdig gut übereinzustimmen. Helland-Hansens Salzgehalte des tiefsten Bodenwassers zwischen 3000 und 5000 Meter schwanken etwas zwischen 34,88 und 34,92 ‰, gerade so wie wir es im Norwegischen Meere gefunden haben.

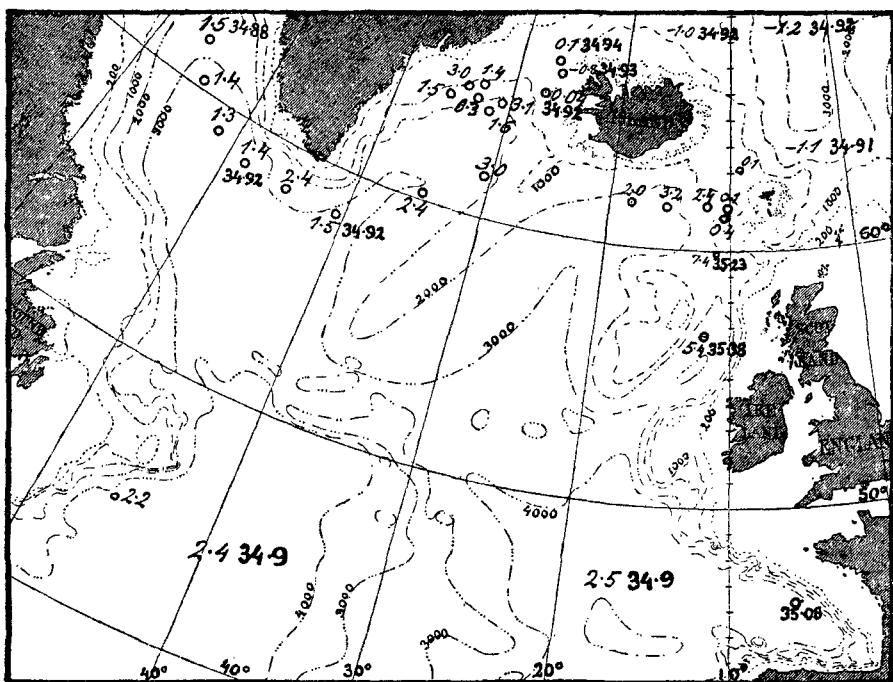


Fig. 1. Bodentemperaturen und Salzgehalte im Nördlichen Atlantischen Ozean und im Norwegischen Meere.

Schon Tizard¹⁾ wies nach, daß verhältnismäßig kaltes Bodenwasser südlich über den Wyville-Thomsonrücken von der Färö-Shetlandrinne und in den Atlantischen Ozean fließt, an einer Stelle, wo die Satteltiefe 550 m beträgt; dieses Wasser vermischt sich jedoch schnell mit den Bodenwassermassen des Atlantischen Ozeans, und sein Einfluß müßte demnach bald verschwinden.

Sehen wir die von der „Ingolf“-Expedition beobachteten Boden-

¹⁾ Proc. Roy. Soc., Bd. XXXV, S. 202. London 1883.

temperaturen und Salzgehalte an der Südseite des Färö-Island-Grönlandrückens genauer an, so finden wir doch Züge, die auf ähnliche Verhältnisse schließen lassen.

Westlich von den Färöern sind z. B. zwei Stationen (42 und 43 [vgl. M. Knudsen, 1899, Taf. XXXI]), wo die Bodentemperaturen in

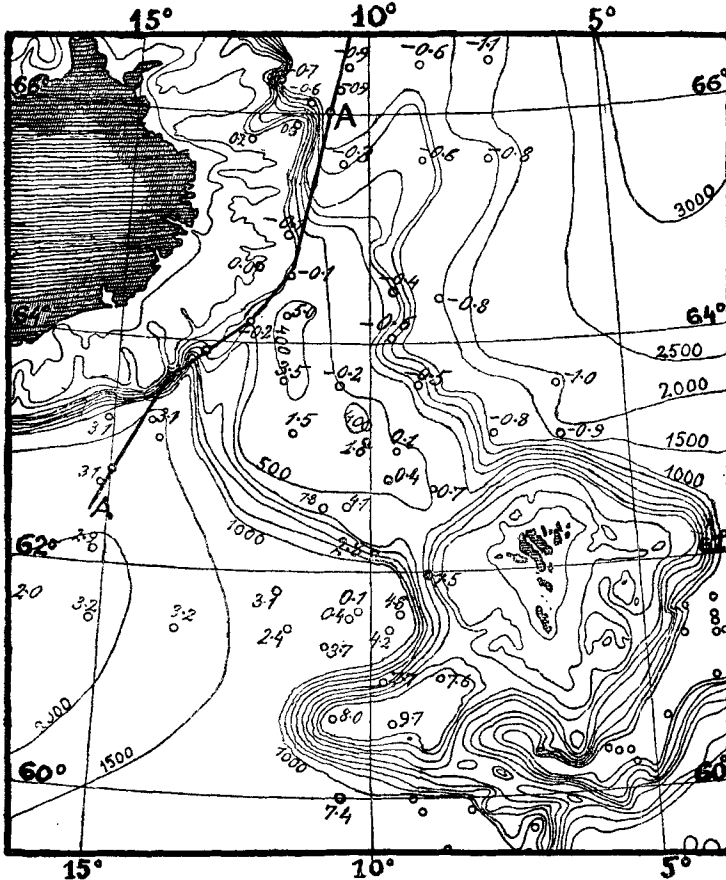


Fig. 2. Bodentemperaturen auf dem Färöer-Island-Rücken und in seiner Nähe. Die Isobathen sind für jede 100 bis 1000 m gezeichnet, dann für jede 500 m.

1177 und 1214 m Tiefe $0,4^{\circ}\text{C}$ und $0,05^{\circ}\text{C}$ ($=0,1^{\circ}$) betragen (siehe Fig. 2) und der Salzgehalt ungefähr $34,90\text{‰}$ ¹⁾ sein sollte; dagegen sind die Bodentemperaturen ein wenig weiter östlich in ähnlichen Tiefen $4,8^{\circ}\text{C}$ und $4,2^{\circ}\text{C}$, mit höheren Salzgehalten ($35,14\text{‰}$ [?]), und etwas nach Westen,

¹⁾ Alle Salzgehalte sind hier auf die Werte nach M. Knudsens Tabellen reduziert worden.

in 1356 m Tiefe, beträgt die Temperatur $2,4^{\circ}\text{C}$ mit einem Salzgehalt von $35,03\text{‰}$ (?). Es kann, wie auch Martin Knudsen meint, kein Zweifel darüber herrschen, daß dies kalte Wasser mit niedrigerem Salzgehalt aus dem Norwegischen Meer über den Färö-Islandrücken gekommen und an der Südseite dieses Rückens gesunken ist. Spätere Tiefenkarten [vgl. Helland-Hansen und Nansen, 1909, Taf. I; vgl. auch Nansen, 1904, Taf. XXII, Schnitt Nr. 46] zeigen dann auch, daß die beiden genannten Stationen direkt südwestlich, dicht an einem Sattel dieses Rückens liegen, wo die Satteltiefe bis zu mehr als 500 m hinabgeht [siehe Fig. 2]. Es ist interessant, daß der von Martin Knudsen gefundene Salzgehalt dieses kalten, nach Süden zu sinkenden Wassers $34,90\text{‰}$ beträgt, oder genau derjenige, den wir als charakteristischen Salzgehalt des Bodenwassers im Norwegischen Meere kennen. Die späteren dänischen Untersuchungen mit dem Dampfer „Thor“ auf dem Färö-Islandrücken in den Jahren 1903, 1904 u. 1905 bekräftigen diese Beobachtung, daß verhältnismäßig kaltes Bodenwasser aus dem Norwegischen Meere über diesen Rücken in die Tiefe des Atlantischen Ozeans strömt; sie zeigen ferner, daß das wahrscheinlich andauernd geschieht, und an mindestens zwei Stellen des Rückens, nämlich außer an dem eben genannten Sattel westlich der Färöer auch an einem ähnlichen, aber kaum so tiefen Sattel, mitten auf dem Rücken. Dies geht u. a. deutlich genug aus den verschiedenen Schnitten hervor, die Helland-Hansen und ich aus den dänischen Untersuchungen, in Verbindung mit den norwegischen, zusammengestellt haben [siehe 1909, Taf. XXIB, Fig. 4, 6, 7; Taf. XXII, Fig. 5; Taf. XXIV B, Fig. 6], wie auch aus unseren Karten für 400 m vom August 1902, Mai 1903 und Mai 1904 [1909, Taf. VII, IX, X und XII].

Herr J. N. Nielsen, der das dänische Untersuchungsmaterial bearbeitete, äußert sich sogar dahin [1907, S. 13], daß diese verhältnismäßig kalten Wassermassen aus dem Norwegischen Meere „move down the southern slope of the ridge and form the bottom-water in the northern basin of the Atlantic Ocean;“ dadurch sollten sie die Ursache bilden, „of the lower temperature of the bottom-water in the eastern part of this basin.“ Damit dürfte aber doch dem einströmenden Wasser allzu große Bedeutung beigemessen werden, wenn es auch sicher zu den Bodenwassermassen des nordöstlichen Atlantischen Ozeans einen wichtigen Beitrag liefert.

Während der Untersuchungsfahrt mit „Fridtjof“ im Jahre 1910 machte ich, um diese Verhältnisse näher zu ergründen, eine Reihe Beobachtungen in verschiedenen Tiefen, vom Atlantischen Ozean in

nördlicher Richtung nach der Bank östlich von Island zu. Ich fand da, daß die Temperatur der Wasserschichten in der Nähe des Färö-Islandrückens abnahm und ihre Dichte sehr schnell zunahm, und es zeigte

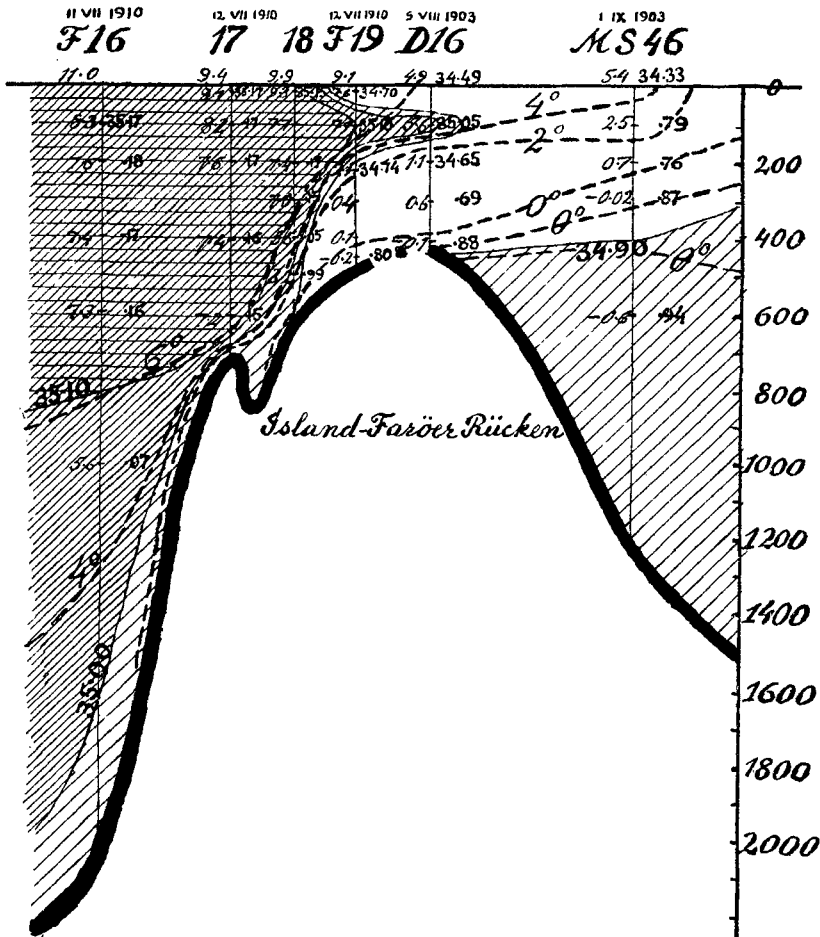


Fig. 3. Vertikaler Schnitt längs Linie A der Fig. 2. F16 bis F19 Stationen des „Fridtjof“ in 1910. D16 Station des „Thor“ im Jahre 1903. MS Station des „Michael Sars“ im Jahre 1903.

sich, daß das kalte und schwere Wasser aus dem Norwegischen Meere, am Boden entlang, über diesen Rücken strömen und längs dessen Südabhang, nach der Tiefe des Atlantischen Ozeans zu, sinken muß. Dies geht u. a. deutlich aus dem Verlauf der Isothermen und Isohalinen auf dem Schnitt Fig. 3 hervor, die nach meinen Observationen, in Ver-

bindung mit den Observationen an der dänischen Station D 16 [von „Thor“] und der Norwegischen Station M S 46 [von „Michael Sars“] im August und September 1903, gezeichnet worden sind.

Gehen wir nun zu dem Rücken zwischen Island und Grönland über, so finden wir, daß auch dort verhältnismäßig kaltes Bodenwasser über den Sattel dieses Rückens aus dem Norwegischen Meere in den Atlantischen Ozean hineinfließen muß. An vier Stationen auf der Südseite des Rückens fand die „Ingolf“-Expedition auffallend niedrige

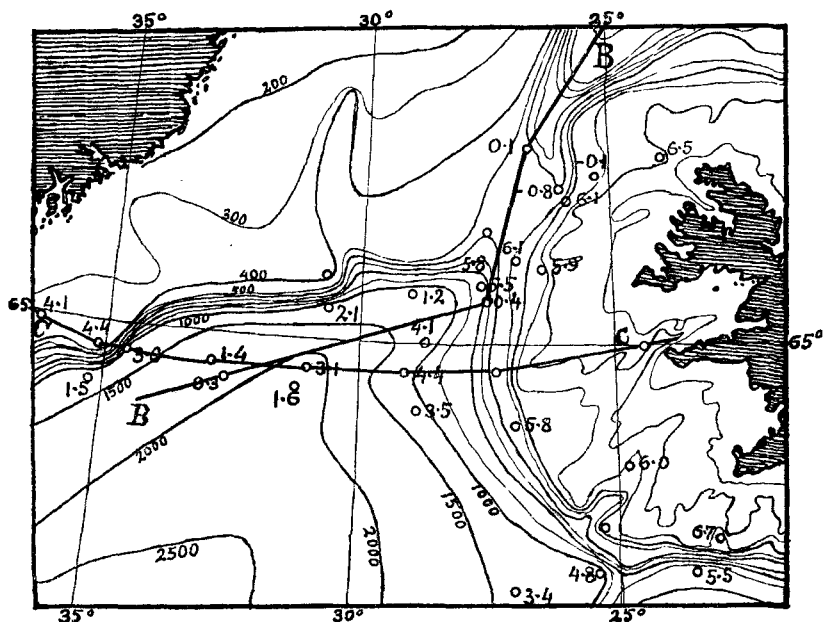


Fig. 4. Bodentemperaturen auf dem Island-Grönland-Rücken und in seiner Nähe. Die Isobathen sind für jede 100 bis 1000 m gezeichnet, dann für jede 500 m.

Temperaturen; es waren die Stationen 11 [2448 m], 12 [1958 m], beide vom Jahre 1895, 92 [1838 m] und 93 [1444 m] vom Jahre 1896. Die Bodentemperaturen waren hier in der gleichen Reihenfolge: $1,6^{\circ}\text{C}$, $0,3^{\circ}\text{C}$, $1,4^{\circ}\text{C}$ und $1,5^{\circ}\text{C}$ [siehe Fig. 4], während andere Bodentemperaturen in der Nähe über 2°C , zum Teil über $3,1^{\circ}\text{C}$ waren, sogar in annähernd gleichen Tiefen. Die gefundenen Salzgehalte am Boden waren an den genannten Stationen wechselnd: $34,92\text{‰}$, $35,01\text{‰}$ [?], $34,88\text{‰}$, $35,05\text{‰}$ [?]. Wir können wohl jetzt als sicher annehmen, daß die Salzgehalte hier für dies Bodenwasser ziemlich annähernd gleichartig waren, und aller Wahrscheinlichkeit nach ist der Wert zwischen $34,88$ und $34,92\text{‰}$ ge-

wesen. Auf dem nördlichen Abhange des Island-Grönlandrückens nahmen wir im Jahre 1900 mit „Michael Sars“ eine Station [Nr. 13] auf $66^{\circ} 42' \text{ n.Br.}, 26^{\circ} 40' \text{ n.L.}$, in einer Tiefe von 550 und 576 m¹⁾. Wir fanden dort

in 300 m	0,94 °C	34,90 ‰
„ 400 m	0,88 „	34,94 „
„ 500 m	0,14 „	34,94 „
„ 550 m	0,14 „	34,94 „

Die Satteltiefe auf dem Rücken kann nicht mit Sicherheit angegeben werden, da die Lotungen nicht zahlreich genug waren; möglicherweise war aber diese Station in der Nähe der Satteltiefe, die dann auf 550 m festgesetzt werden dürfte.

Man kann sehen, daß in diesem Fall über dem Boden des Sattels eine Schicht von reichlich 250 m Dicke war, mit einer Temperatur von zwischen 1° und 0°C und augenscheinlich annähernd demselben Salzgehalt wie im Bodenwasser des Norwegischen Meeres. Da dies Wasser bedeutend schwerer ist als das Wasser auf demselben Niveau oder sogar auch als das Bodenwasser im Atlantischen Ozean südlich von dem Rücken, ist es natürlich, daß es über den Rücken fließen und längs dessen Südabhangs sinken muß. Gerade auf der Strecke zwischen unserer Station 13 und den oben genannten Stationen der „Ingolf“-Expedition war bei deren Station 96, mit 1384 m Tiefe die Bodentemperatur $1,2^{\circ}\text{C}$ (Salzgehalt 35,07 ‰, ist augenscheinlich zu hoch).

Hiernach scheint man als sicher annehmen zu können, daß über den Sattel des Island-Grönlandrückens ein nicht geringes Quantum verhältnismäßig kalten Wassers, mit Temperaturen von 1°C bis 0°C aus dem Norwegischen Meere in den Atlantischen Ozean strömt, wo es zur Bildung des Bodenwassers in dessen westlicher Mulde beiträgt. Der Salzgehalt dieses kalten Wassers sollte, zufolge unseren Bestimmungen von unserer Station 13, ungefähr 34,94 ‰ betragen, kann aber möglicherweise auch etwas weniger, etwa 34,90 ‰, sein.

Daß derartige Wasser über den Island-Grönlandrücken strömt, wird u. a. durch eine spätere dänische Untersuchung mit dem Dampfer „Thor“, vom Juni 1904, Station 59 [$65^{\circ} 21' \text{ n.Br.}, 26^{\circ} 50' \text{ w.L.}$, siehe Fig. 5, T 59] bestätigt, wo in einer Tiefe von 765 m ein Bodenwasser von $0,04^{\circ}\text{C}$ und 34,92 ‰ Salzgehalt gefunden wurde [vgl. J. N. Nielsen, 1905, S. 5].

¹⁾ Vgl. Helland-Hansen und Nansen, 1909, S. 364, Taf. XIV B, Fig. 2.

Figur 5 stellt einen Schnitt quer über den Sattel des Island-Grönlandrückens längs Linie B der Figur 4 dar, durch Station 12 des „Michael Sars“ [August 1900], Station 59 des „Thor“ [Juni 1904] und Station 12 des „Ingolf“ [Mai 1895]. Um ein typisches Bild von der

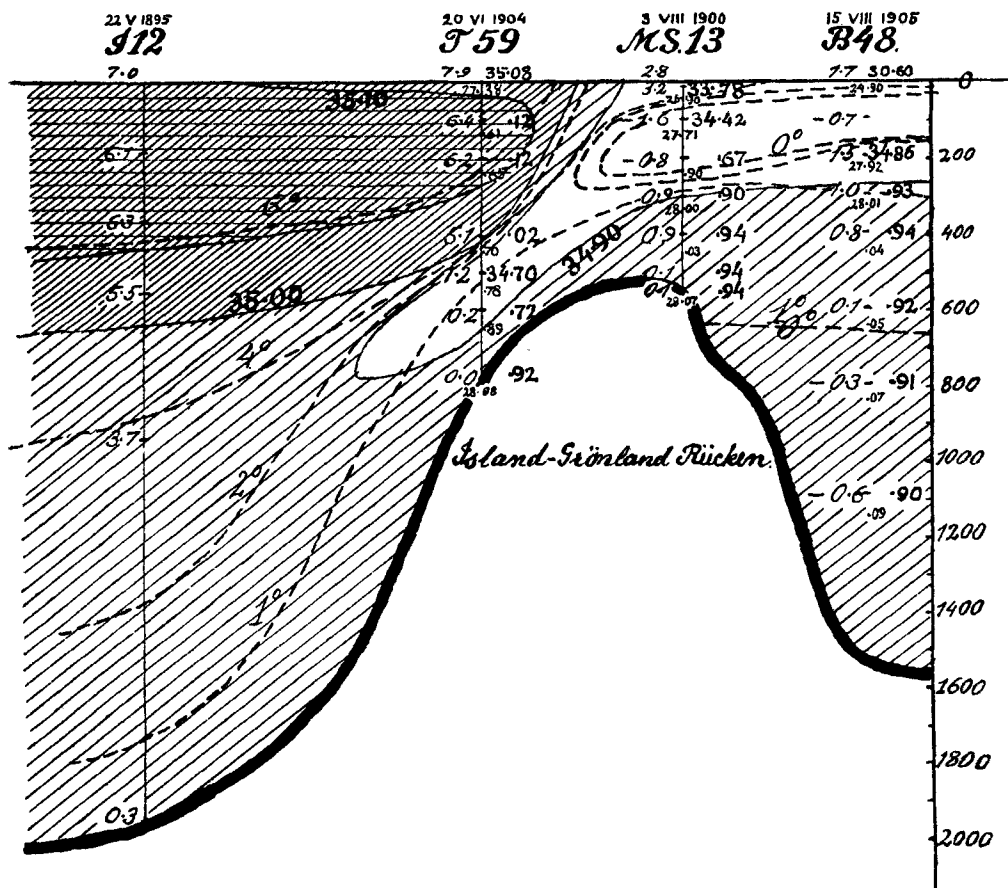


Fig. 5. Vertikaler Schnitt längs Linie B der Fig. 4. I 12 Station des „Ingolf“ von 1895. T 59 Station des „Thor“ von 1904. M S 13 Station des „Michael Sars“ von 1900. B 48 Station der „Belgica“ von 1905.

vertikalen Verteilung der Temperatur und des Salzgehalts im Ostgrönlandstrom und den unterliegenden Schichten im Norwegischen Meere zu geben, sind in dem nördlichen Teil des Schnittes [auf der rechten Seite der Figur] auch die Beobachtungen auf Station 48 der „Belgica“ vom August 1905 eingefügt, trotzdem diese Station weiter nördlich zwischen Jan Mayen und Grönland liegt.

Dieser Schnitt zeigt, wie das verhältnismäßig kalte Wasser über den Island-Grönlandrücken südwärts strömt und in die Tiefe des Atlantischen Meeres hinabsinkt, und die wahrscheinliche Ursache der

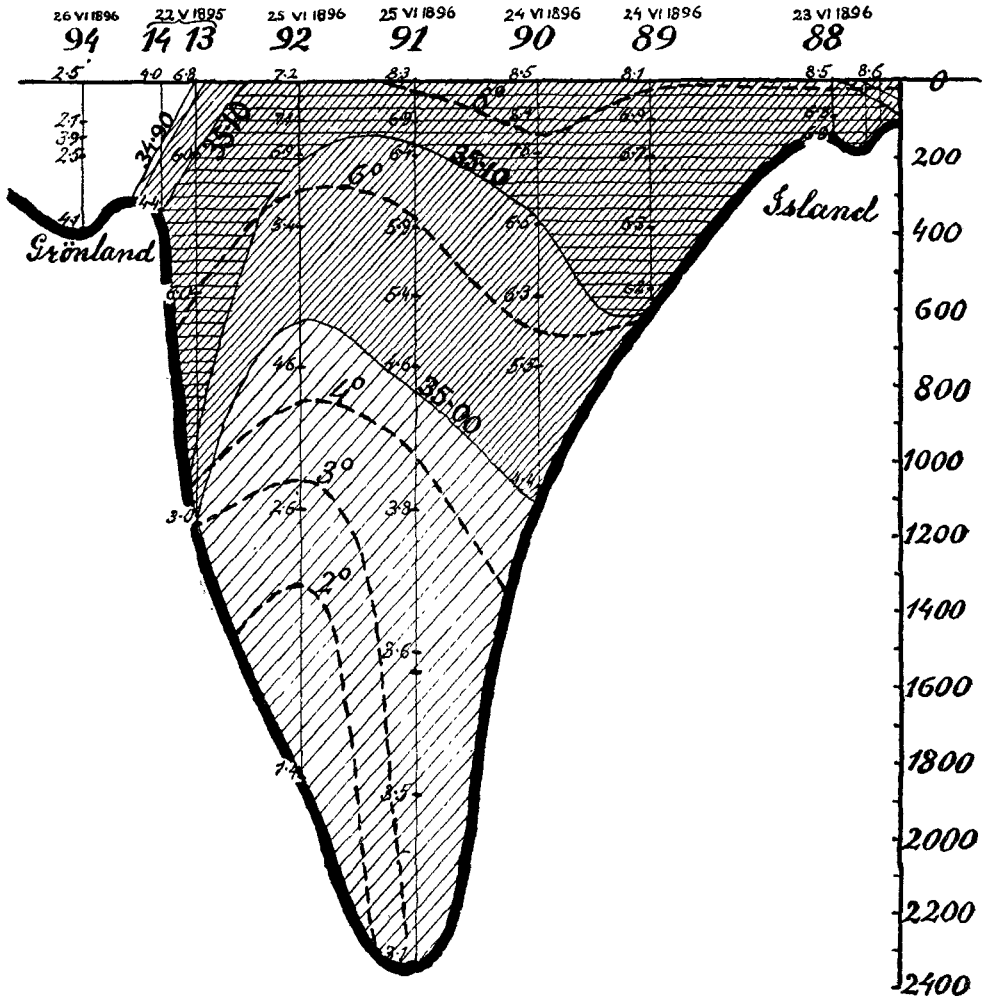


Fig. 6. Ein vertikaler Schnitt der „Ingolf“-Expedition von 1896 (und 1895) längs Linie C der Fig. 4. Die Isohalinen sind etwas willkürlich nach Wahrscheinlichkeit gezogen.

beobachteten niedrigen Bodentemperaturen in dieser Gegend auf der Südseite des Rückens ist.

Durch die ablenkende Wirkung der Erdrotation muß dieses südwärts fließende Wasser nach rechts, d. h. westwärts getrieben werden,

und daher muß es sich am westlichen oder grönländischen Abhang des Sattels entlang bewegen. Dies tritt sehr schön hervor in Helland-Hansens und meinem Schnitt [1909, Taf. XIV B, Fig. 2], wo Station 13 gerade auf der westlichen Seite des Sattels oder der Rinne liegt. Die schräge Stellung der Isopyknen zeigen wahrscheinlich, daß das untere Wasser sich in Bewegung südwärts befindet und gegen den Abhang auf seiner rechten, d. h. westlichen Seite, aufgestaut ist.

Figur 6 stellt einen Schnitt längs Linie C der Figur 4 dar; der Schnitt geht durch die Stationen 88 bis 94 und 13 und 14 der „Ingolf“-Expedition [vgl. M. Knudsen, 1899, Taf. XXIII, Schnitt XI]. Wir sehen auch hier, wie das verhältnismäßig kalte Bodenwasser mit Temperaturen unter 3°C und 2°C gegen den grönländischen kontinentalen Abhang gepreßt wird, was anzudeuten scheint, daß dies Wasser sich in Bewegung südwärts befand.

Am wahrscheinlichsten dürfte es sein, daß dies verhältnismäßig kalte Bodenwasser seinen Weg in der Tiefe nach Süden zu, längs des kontinentalen Abhangs in der Nähe der Ostküste von Grönland, fortsetzt, dann südlich um Kap Farvel herum und hinein in die Tiefe der südlichen Davisstraße. Dies scheint auch durch die Bodentemperaturen bestätigt zu werden, die während der Reise der „Ingolf“-Expedition nach der Davisstraße 1895 gesammelt wurden, indem alle Temperaturen aus größeren Tiefen als 3000 m südlich und südwestlich von Grönland weniger als 2°C oder von $1,3$ bis $1,5^{\circ}\text{C}$ betragen. Die Salzgehalte waren, mit Ausnahme von einem, der augenscheinlich nicht richtig angegeben ist, $34,92\text{‰}$.

Das Vorhandensein niedriger Bodentemperaturen in diesem Teil des Atlantischen Ozeans bestätigen auch frühere englische Beobachtungen, die Temperaturen zwischen $0,8^{\circ}\text{C}$ und $1,3^{\circ}\text{C}$ in 3100 m und 3500 m Tiefe ergeben¹⁾.

Außer dem oben genannten, verhältnismäßig kalten und schweren Bodenwasser, das aus dem Norwegischen Meere in den Atlantischen Ozean strömt, kann noch das schwere Wasser einer ganz anderen Art erwähnt werden, das aus dem Mittelmeere durch die Straße von Gibraltar in den Atlantischen Ozean strömt. Schon Dr. Carpenter wies im Jahre 1870 das Vorhandensein dieses Unterstroms in der Meerenge von Gibraltar nach. Dies Wasser wurde während der dänischen Expedition mit „Thor“ nach dem Mittelmeere, Winter 1908—1909, und

¹⁾ Vgl. Alexander Buchanans Karte über Bodentemperaturen im „Challenger Report“, Summery of Results, Appendix: Oceanic Circulation. Map 15.

während der „Michael Sars“-Expedition im Sommer 1910 untersucht. Es zeigt sich, daß über die Schwelle von Gibraltar ein Wasser mit Salzgehalt von über 36,5 ‰ und einer Temperatur von über 11,0°C strömt. Es sinkt längs des Abhangs nach der Tiefe des Atlantischen Ozeans zu und breitet sich als horizontale Schicht in einer Tiefe von ungefähr 1000—1200 m aus. Auf Grund der ablenkenden Wirkung der Erdrotation muß dies Wasser während seiner Bewegung wesentlich nördlich gedrängt werden, längs des kontinentalen Abhangs von Europa. Die Wirkungen desselben lassen sich in der Bucht von Biscaya nachweisen, und ich habe sogar Spuren dieses Wassers in der Rinne zwischen Irland und Rockall gefunden. Da dies verhältnismäßig warme Wasser wegen seines hohen Salzgehalts eine gleiche Dichte besitzt wie viel kälteres atlantisches Wasser mit seinem niedrigeren Salzgehalt, so ist diese Schicht aus dem Mittelmeere, wenn sie ihre Gleichgewichtslage in der atlantischen Tiefe gefunden hat, dauernd von kälterem Wasser ober- und unterhalb umgeben. Nach und nach muß es sich abkühlen und dann tiefer sinken und teilweise mit dem darunterliegenden Wasser vermischen. In dem Grade als die Abkühlung fortschreitet, können Teile dieses Wassers sehr tief sinken, und es läßt sich denken, daß es dadurch den Salzgehalt des Bodenwassers an dieser Seite des Atlantischen Bassins vermehren kann.

Nach dem oben Dargestellten wird es klar, daß an mindestens vier oder fünf Stellen des unterseeischen Rückens zwischen Schottland und Grönland, wo dieser seine Satteltiefen hat, verhältnismäßig kaltes Wasser mit Temperaturen zwischen 0°C und 2°C und Salzgehalten von ungefähr 34,92 oder 34,90 ‰ über diesen Rücken und seinen Südabhang in den Atlantischen Ozean strömt, wo es zur Bildung des Bodenwassers beiträgt. Das größte Quantum dieser Art Wasser aus dem Norwegischen Meere strömt wahrscheinlich über den Island-Grönlandrücken.

Die Frage ist nun, ob dieser Zufluß von kaltem Wasser genügend ist, um die Entstehung der mächtigen Massen kalten Bodenwassers zu erklären, die den nördlichen Atlantischen Ozean füllen. Ich halte das nicht für wahrscheinlich. Die große Masse dieses Wassers hat, wie erwähnt, Temperaturen von ungefähr 2,4°C oder mehr, und dessen Salzgehalt ist ungefähr 34,90 oder 34,92 ‰, in der östlichen Mulde ist er bis weilen zum Teil wahrscheinlich etwas höher. Dies Wasser im nördlichen Atlantischen Ozean kann im wesentlichen nicht durch Einstömen von Bodenwasser aus den südlichen Meeren entstehen, da das Bodenwasser derselben einen viel niedrigeren Salzgehalt — zwischen 34,69 ‰ und

34,74‰, und Temperaturen zwischen 0°C und 2°C — in größeren Tiefen als 3000 m aufweist. [Vgl. Drygalskis Untersuchungen während der „Gauss“-Expedition 1903 und Brenneckes Untersuchungen während der „Planet“-Expedition 1906—1907.]

Eine Temperatur von 2,4°C bei Wasser aus 3000 m Tiefe sollte auf Grund der adiabatischen Veränderungen 2,13°C an der Oberfläche entsprechen. Setzt man ein Salzgehalt von 34,90‰ voraus, so müßte dies Wasser eine Dichte [σ_t] von ungefähr 27,91 besitzen. Wenn das Oberflächenwasser irgendwo innerhalb dieses Meeresgebiets durch Abkühlung im Laufe des Winters eine höhere Dichte erreicht, wären also die Bedingungen für die Entstehung von Bodenwasser zugegen. Wie früher erwähnt, ist es wahrscheinlich, daß dies in dem Meeresgebiet südöstlich und südlich von Grönland geschieht.

Als Beispiel mögen folgende Oberflächenobservationen gelten, die im April 1906 auf einer Fahrt von Dänemark nach Grönland gemacht wurden:¹⁾

1906	N. Br.	W. L.	t°C	S ‰	σ_t
13. April	59° 36'	36° 11'	3,5	34,90	27,78
14. "	° 24'	38° 09'	2	35,07 (?)	96
14. "	58° 33'	39° 17'	0,0	34,92	28,06 (?)
15. "	57° 44'	41° 11'	1,6	35,07 (?)	07 (?)
15. "	° 30'	42° 40'	2,5	34,99	27,95
16. "	° 27'	45° 42'	2	35,16 (?)	28,10 (?)
16. "	58° 24'	46° 53'	3,6	34,99	27,84
17. "	59° 34'	48° 46'	1	90	82
17. "	60° 18'	49° 26'	1,2	23	43
17. "	61° 17'	50° 35'	0,0	33,66	04

Diese Observationen sind auch in Figur 7 dargestellt.

Auf meine Frage hat mir Herr Martin Knudsen freundlichst mitgeteilt, daß die Wasserproben in kleinen Fläschchen mit guten, ausgewählten Korkpfropfen aufgehoben waren.

Nach Helland-Hansens und meinen vielen und wiederholten Erfahrungen kommt immer ein wenig (und in einzelnen Fällen sogar sehr viel) Verdunstung vor, wenn Wasserproben in solch kleinen Flaschen mit Korkpfropfen einige Zeit aufgehoben werden, auch wenn nur ausgewählte, gute Pfropfen benutzt werden. In diesem Falle sind wohl wahrscheinlich die Wasserproben sogar eine längere Zeit aufbewahrt worden, ehe sie titriert wurden. Es ist daher wahrscheinlich, daß

¹⁾ Siehe Bulletin Trimestriel, Année 1905—1906. Publié par le Bureau du Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer. Copenhague 1909.

mehrere der oben mitgeteilten Salzgehalte zu hoch sind; z. B. ist der Salzgehalt von $35,16\text{‰}$ am 16. April ganz unmöglich, und in derselben Beobachtungsreihe werden z. B. auch Salzgehalte von $35,57\text{‰}$ und $35,66\text{‰}$ an der Meeresoberfläche südlich und südwestlich von den Färöern mitgeteilt, welche kaum möglich sind.

Trotzdem die mitgeteilten Salzgehalte also nicht als zuverlässig angesehen werden dürfen, so scheinen diese Beobachtungen doch wenigstens zu zeigen, daß das Oberflächenwasser des Meeres südöstlich von Grönland am Ende des Winters eine Dichte haben kann, die beinahe dieselbe wie die des Bodenwassers ist, und die Bedingungen für Entstehung des Bodenwassers sind hier also vorhanden.

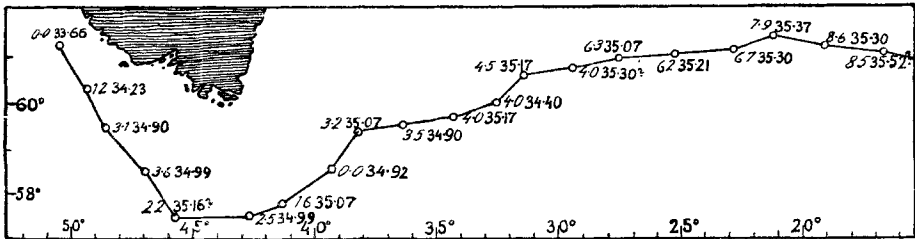


Fig. 7. Oberflächenbeobachtungen vom 9. bis 17. April 1906, auf einer Fahrt von Dänemark nach Grönland.

Ähnliche Oberflächenbeobachtungen von derselben Meeresgegend liegen auch vom April 1898 und 1899 vor¹⁾. Sie geben aber durchschnittlich höhere Temperaturen und niedrigere Salzgehalte an, als die oben erwähnten südöstlich und südlich von Grönland; aber auch diese Beobachtungen zeigen eine unverkennbare Annäherung des Oberflächenwassers an die Temperatur und den Salzgehalt [und folglich die Dichte] des Atlantischen Bodenwassers. So finden wir dort z. B. Temperaturen von etwa $3,0^{\circ}\text{C}$ mit Salzgehalten von über $34,0\text{‰}$ verbunden.

Die von Martin Knudsen veröffentlichten [1905] Oberflächenobservationen im nördlichen Atlantischen Meere für 1900—1904 zeigen eine ähnliche Neigung in der Gegend nach Grönland zu; z. B. wurden $3,5^{\circ}\text{C}$ und $35,1\text{‰}$ am 18. April 1901 ungefähr in $59^{\circ}35'\text{n.Br.}$, $33^{\circ}15'$

¹⁾ Siehe C. F. Wandel, Martin Knudsen und C. Ostenfeld: „Iagttagelser over Overfladevandets Temperatur, Saltholdighed og Plankton paa islandske og grønlandske Skibsruter i 1898“, und derselbe 1899. Kopenhagen 1899 und 1900. Die Salzgehaltswerte dieser beiden Abhandlungen müssen für 1898 um ungefähr $0,13\text{‰}$, und für 1899 um ungefähr $0,05\text{‰}$ reduziert werden [vgl. M. Knudsen, 1905, S. 4].

w. L. beobachtet. Dies entspricht einer Dichte von 27,76, die sich der Dichte 27,91 des Bodenwassers nähert.

Beobachtungen aus späteren Monaten in den verschiedenen Jahren zeigen, daß die Oberflächentemperaturen während des Sommers steigen, die Salzgehalte aber stark sinken. Schon im Mai sind die Temperaturen an der Oberfläche bedeutend höher als im April und die Salzgehalte niedriger, aber im Juni und Juli noch viel mehr. Die Hauptursache ist offenbar, daß die Oberflächenschichten durch Niederschlag verdünnt werden. Da sie zu derselben Zeit durch die Sonnenstrahlung erwärmt werden, werden sie viel leichter als die unterliegenden Schichten und keine Vertikalzirkulation kann die Salzgehaltsdifferenzen wie im Winter ausgleichen. Verfolgen wir aber diese Entwicklung in der entgegengesetzten Richtung, scheint es möglich, daß vor der Zeit der erwähnten Beobachtungen, im April, die Temperaturen an der Meeresoberfläche in derselben Gegend noch niedriger und die Salzgehalte noch höher waren.

Es ist jedoch ersichtlich, daß die hier mitgeteilten Beobachtungen an der südlichen Außenkante des Areal in diesem Teil des Meeres östlich und südöstlich von Grönland liegen, von dem anzunehmen ist, daß es am Schluß des Winters oder im April die niedrigsten Oberflächentemperaturen hat und gleichzeitig Salzgehalte wie das Bodenwasser.

Leider haben wir nur sehr wenige Observationen aus dieser Meeresgegend, die überhaupt nur wenig bekannt ist, es scheint mir jedoch, daß nach den Beobachtungen, die man bis jetzt aus den angrenzenden Gebieten kennt, alles darauf hindeutet, daß hier die von mir angenommenen Verhältnisse vorhanden sind. Ich meine deshalb, daß als sicher anzunehmen ist, daß in dieser Gegend ein bedeutender Teil des Bodenwassers des nördlichen Atlantischen Ozeans entsteht.

In Fig. 8 habe ich eine hypothetische Darstellung gegeben, wie ich mir die gewöhnliche Verbreitung von Temperatur und Salzgehalt an der Oberfläche des nördlichen Atlantischen Meeres Anfang April denke. Diese Darstellung stützt sich zum Teil auf die obengenannten Beobachtungen von 1898 und 1899, von 1900—1904 (von M. Kundsén publiziert [1905]) und auf die Beobachtungen in dem Bulletin des Internationalen Bureaus aus den späteren Jahren. Sie darf aber nur als ganz hypothetisch und unsicher angesehen werden, besonders was die Gegend zwischen Island und dem südlichen Grönland betrifft. Nach dieser Darstellung sollte aber hier ein Areal sein, daß sich wahrscheinlich in der Mitte einer zyklonischen Bewegung befindet, und wo die Temperatur unter 2° C ist, und der Salzgehalt zwischen 34,88 und

34,95‰. Hier sollten folglich die Bedingungen für Entstehung des Bodenwassers vorhanden sein.

In Fig. 9 gebe ich eine ganz hypothetische Darstellung der horizontalen Zirkulation an der Oberfläche desselben Meeres im April, auf die Karte Fig. 8 gestützt. Nach dieser Darstellung haben wir also eine große zyklonische Bewegung in der Gegend zwischen dem Labradorstrom und der Rockall Bank und Island, und eine kleinere mehr lokale

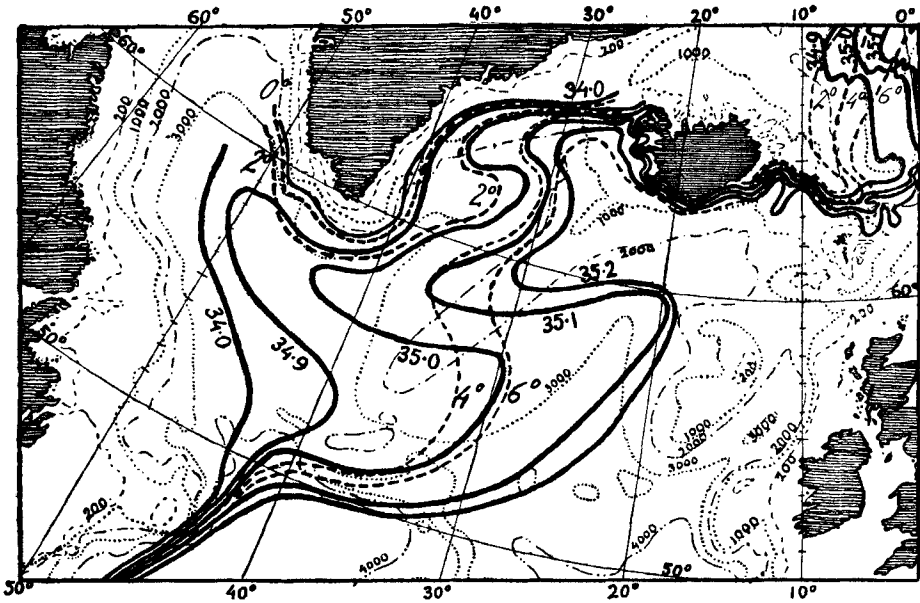


Fig. 8. Hypothetische Darstellung der Verbreitung von Temperatur und Salzgehalt an der Oberfläche des Nördlichen Atlantischen Ozeans Anfang April.

zyklonische Bewegung zwischen Island und Südgrönland. Die geschlossene punktierte Linie in dieser Gegend bezeichnet das Areal, wo Bodenwasser wahrscheinlich an der Oberfläche gebildet werden kann.

Ich möchte noch hinzufügen, daß nach dem, was früher in dieser Abhandlung mitgeteilt ist, ich es für wahrscheinlich halte, daß das über den Island-Grönland-Rücken einströmende kalte Bodenwasser dazu beiträgt, die tiefste Schicht in der westlichen Mulde des nördlichen Atlantischen Ozeans zu bilden. Zur Bildung dieser tiefsten kalten Schichten kann auch das Oberflächenwasser mit gleichem Salzgehalt, das bis auf annähernd 0° abgekühlt ist, beitragen, indem dies Wasser zuzeiten die Tiefe unter der wärmeren Bodenwasserschicht erreicht. Oberflächen-

wasser mit demselben Salzgehalt, das jedoch nicht so stark abgekühlt ist, — nehmen wir an bis auf etwa 2°C — sinkt indessen auch und trägt zur Entstehung der wärmeren Bodenwasserschicht mit Temperaturen von ungefähr $2,4^{\circ}$ und mehr bei; dies scheint die Hauptmasse des Bodenwassers im nördlichen Atlantischen Ozean zu bilden. Natürlich kann sich auch das kälteste, tiefste Bodenwasser zu solch wärmerem Wasser verändern, wenn es nach und nach erwärmt wird, teils von

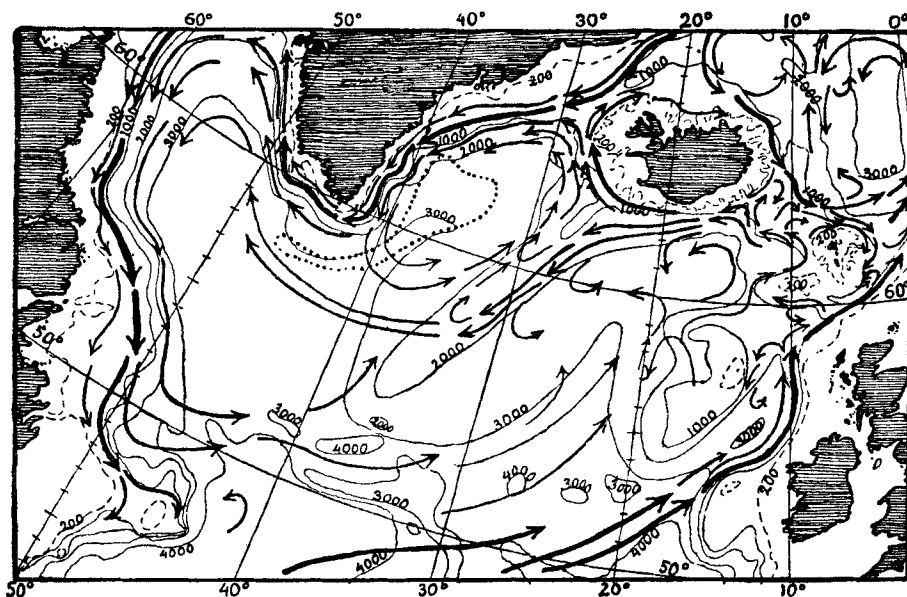


Fig. 9. Hypothetische Darstellung der horizontalen Zirkulation an der Oberfläche des Nördlichen Atlantischen Ozeans im April.

der inneren Erdwärme durch Kontakt mit dem Boden, teils durch Mischung mit den überliegenden Wasserschichten, und schließlich — wenn auch nur in geringem Grade — durch Wärmeleitung und Wärmeabstrahlung aus diesen.

3. Der geringe direkte Einfluß der Eisschmelzung auf die Abkühlung des Meeres.

Der Eisschmelzung ist für die Abkühlung des Meeres in verschiedenen Gegenden eine große Bedeutung beigelegt worden. Professor Otto Petterson hat, wie bekannt, die Theorie ausgesprochen, daß das Polareis, das der Oströnlandstrom und andere Polarströmungen nach

Süden führen, durch ihre Schmelzung besonders auf das Norwegische Nordmeer, aber auch auf den nördlichen Atlantischen Ozean eine stark abkühlende Wirkung ausüben sollte; er meinte sogar, daß die Schmelzung dieses Eises für das Zustandekommen der Meereszirkulation und für die Bildung der Meeresströmungen einen wesentlichen Faktor bilde.

Ich habe bei früheren Gelegenheiten hervorgehoben, daß diese Theorie auf mehreren Irrtümern beruht, und will daher meine früheren Auseinandersetzungen hier nicht mit allen Einzelheiten wiederholen. Ich möchte hier nur erwähnen, daß ich u. a. hervorhob, daß Professor Otto Pettersen offenbar übersehen hat, daß das Polareis nicht nur im Meere schmilzt, sondern daß es darin auch gefroren ist¹⁾ und insofern kann von einer wirklichen Abkühlung durch das Eis, sein Entstehen und sein Schmelzen keine Rede sein, indem ja dasselbe Quantum Wärme, das zum Schmelzen des Eises benutzt wird, schon früher durch das Gefrieren des Eises frei gesetzt wurde. Man kann wohl zwar sagen, daß durch Entstehung, Drift und Schmelzung des Eises eine Verschiebung der Wärmemenge im Meere vor sich geht: da aber das Eis, das im Sommer im nördlichen Norwegischen Meere zwischen Island, Grönland, Spitzbergen und Norwegen schmilzt, zum großen Teile im vorhergehenden Winter in demselben Meeresgebiet gefroren ist, gewinnt doch diese Wärmeverschiebung nur eine untergeordnete Bedeutung.

Ich habe außerdem wiederholt dargelegt, wie z. B. oben auf S. 5, daß die Eisdecke über den nördlichen Meeren, weit entfernt davon durch ihr Schmelzen auf die tieferen Wassermassen des Meeres abkühlend zu wirken, im Gegenteil im Winter und Frühjahr dazu beiträgt, als wärmeisolierende Schicht ohne Vertikalzirkulation, die darunter liegenden Wassermassen gegen Abkühlung durch die Ausstrahlung von der Oberfläche im Lauf des Winters zu beschützen.

Der wichtigste Umstand ist jedoch, daß die Eismassen des Polarmeeres und Polarstromes entstehen, treiben und schmelzen in einer 150—200 m dicken Wasserschicht, die einen viel niedrigeren Salzgehalt hat und infolgedessen bedeutend leichter ist, als die darunterliegenden Wassermassen. Diese Wasserschicht bedeckt die ganze Meeresoberfläche im Nordpolbecken, wo sie während der Fram-Expedition 1893—96 entdeckt und studiert wurde. Sie besteht aus echtem Küstenwasser, entstanden durch Vermischung von Atlantischem Wasser und Niederschlagswasser, welches dem Polarmeere zugeführt wurde wesentlich durch die sibirischen, aber auch durch die nordeuropäischen und ameri-

¹⁾ Ich rechne hier das Flußeis aus Sibirien nicht mit, da dessen Quantum so gering ist.

kanischen Flüsse. Es ist dies von dieser selben Oberflächenschicht südlich fließende Wasser, das den Ostgrönlandstrom bildet und auch das Polareis nach Süden führt.¹⁾

Dies verhältnismäßig leichte Oberflächenwasser hindert das darunter liegende wärmere aber schwerere Wasser mit der Oberfläche oder dem Eise in Berührung zu kommen, und als wärmeisolierende Schicht schützt es dies Wasser gegen Abkühlung durch die Ausstrahlung von der Oberfläche und durch Eisschmelzung. Infolgedessen kühlt sich die große Masse des Meerwassers im eigentlichen Nordpolbecken merkwürdig wenig ab, das ganz von diesem leichteren Polarwasser bedeckt ist, — ebenso wie es sich auch unter den Polarströmungen überall nur wenig abkühlt. Aus demselben Grunde — daß nämlich das Eis in dieser Schicht von leichtem, aber sehr kaltem Wasser treibt und dadurch gegen die darunterliegenden wärmeren Wassermassen isoliert ist, — kann die Schmelzung nicht in wesentlichem Grade eine Folge der Wärme von unten sein²⁾, indem, wie schon erwähnt, die Oberflächenschicht sehr kalt ist, und die Wärmeleitung durch diese Schicht aus der darunter liegenden wärmeren Schicht unbedeutend wird [vgl. Nansen, 1906, S. 77 ff.], und die Vermischung des Wassers dieser verschiedenen Schichten nur sehr langsam vor sich geht.³⁾ Daß dies richtig

¹⁾ Ich unterscheide hier zwischen dem eigentlichen Polareis, das dieser Strom aus dem Nordpolbecken führt, und dem dünneren Eis, das jeden Winter auf großen Strecken des nördlichen Norwegischen Meeres entsteht, aber im folgenden Sommer wieder schmilzt.

²⁾ Da die Temperaturen der Oberflächenschicht von Polarwasser im Großen und Ganzen sich dem Gefrierpunkt desselben nähern, ist es klar, daß dessen Wärme keine Eisschmelzung von irgendwelcher Bedeutung hervorbringen kann, was ein einfaches Rechenexempel leicht beweist. Selbst wenn wir uns vorstellen, daß diese ganze Schicht im Polarstrom bis zu 80 und 100 m Tiefe sich bis zum Gefrierpunkt des Seewassers abkühlte, würde die dadurch abgegebene Wärme doch nicht genügen, um mehr als einige Zentimeter Eis zu schmelzen.

³⁾ Pettersson meint, der Umstand, daß das Eis sich meist über den Bänken hält, z. B. an der Ostküste von Grönland, bewiese, daß das Eis schmilzt, sobald es in tieferes Wasser außerhalb der Bänke kommt, eben wegen der Wärme, die aus dem darunter liegenden Meereswasser heraufdringt. Diese Erklärung ist nicht richtig. Im Nordpolbecken treibt das Eis selbstverständlich die längste Zeit auf einem sehr tiefen Meere, wo es zum großen Teil auch entsteht und jedes Jahr an Dicke zunimmt. Wenn das Eis an der Ostküste von Grönland sich wesentlich auf den Bänken („dem kontinentalen Schelf“) hält, so kommt das daher, daß das Wasser dort verhältnismäßig stagnierend ist, teilweise Rückströmungen aufweist, und der Transport deshalb gering ist. Sobald indessen das Eis außerhalb der Bänke, in das Gebiet über den kontinentalen Abhang nach der Meerestiefe zu kommt, wird es durch die starken Strömungen fortgeführt.

ist, wird auch deutlich genug dadurch bewiesen, daß im Winter keine Eisschmelzung von Bedeutung vor sich geht, sondern viel Eis gebildet wird, gerade in demselben Gebiete, wo das Eis im Sommer schmilzt.

Da also die Schmelzung des Eises in nennenswertem Grade nicht durch Wärme aus dem unterliegenden Wasser hervorgerufen werden kann, muß sie wesentlich auf die Sonnenbestrahlung zurückzuführen sein, die zum Teil direkt die Eisoberfläche schmilzt, zum Teil die obersten Wasserschichten erwärmt, die wiederum das Eis schmelzen, und außerdem natürlich auch die Luft erwärmt, die wieder das Eis schmilzt. Die Eisschmelzung im Polarstrom kann daher aus demselben Grunde nur im Sommer und Herbst vor sich gehen. Dies stimmt auch mit den Beobachtungen überein. Im Winter und Frühjahr kommt im Norwegischen Meere keine nennenswerte Eisschmelzung vor, da bilden sich im Gegenteil große Massen Eis im ganzen nördlichen und westlichen Gebiet von Island nach Norden bis Jan Mayen und nach Spitzbergen und Beren Eiland zu.

Die Eisschmelzung geschieht im Sommer, und daß die Sonnenwärme sie verursacht, ist jetzt durch direkte Beobachtungen und Messungen klar bewiesen [vergl. Nansen 1906, S. 79; Helland-Hansen und Koefoed 1909; Helland-Hansen und Nansen 1909, S. 307 ff.] Die verschiedenen innerhalb des Polarstromgebietes gewonnenen Temperaturserien zeigen, daß in einer Tiefe von 50 bis 80 m ein Temperaturminimum besteht. Dies Minimum hält sich im Sommer und Winter ziemlich unverändert, wenigstens in den tiefsten Schichten, während dagegen die Temperatur näher an der Oberfläche im Winter bis zum Gefrierpunkt des Wassers sinkt, aber im Sommer nicht wenig steigt; nahe an der Oberfläche sogar oft um mehrere Grade. Diese Wärme kann nur von oben kommen, da ja doch ausgeschlossen ist, daß sie von unten, durch ein Temperaturminimum dringt; die Wärmeleitung muß im Gegenteil von der Oberfläche abwärts nach diesem Minimum zu gehen, nach dem Gesetz, daß Wärme nicht von einer kälteren Stelle zu einer wärmeren geleitet oder ausgestrahlt werden kann. Es zeigt sich auch tatsächlich, daß die Schicht mit der Minimumtemperatur im Lauf des Sommers von oben her etwas erwärmt werden kann, während dagegen die Tiefe derselben ihre Temperatur unverändert behält.

Da das Polareis in dieser Weise seinen ganzen Lebenszyklus in der leichten Oberflächenschicht des Polarmeeres zubringt, erscheint das Verhältnis des Eises zu den unterliegenden Wassermassen des Meeres in einem ganz anderen Lichte, als früher angenommen wurde, und diese Oberflächenschicht kommt dazu, eine große Rolle in der Wärmeökonomie

des Meeres zu spielen. Sie hat auch dadurch eine große Bedeutung, daß sie die Eisbildung auf der Meeresoberfläche ermöglicht und erleichtert. Wenn es sich nicht so verhielte, müßte, wie wir gesehen haben, die Abkühlung eine Vertikalzirkulation bis zu großen Tiefen hinunter hervorbringen und die ganze Wassermasse des Meeres müßte erst hinab bis zum Boden bis zum Gefrierpunkt des Seewassers abgekühlt sein, ehe sich an der Oberfläche Eis bilden könnte, etwas, das nur in untiefen Meeresgebieten wie z. B. dem Barentzmeere geschieht, aber das auch im Spätwinter und Frühjahr in kleinen begrenzten Gebieten des Norwegischen Meeres nordöstlich von Jan Mayen beinahe vorkommen kann, (möglicherweise auch zwischen dieser Insel und Island), wo, wie schon erwähnt, das Bodenwasser entsteht.

Aber selbst wenn das Treibeis nicht von Anfang an während seiner Schmelzung im Norwegischen Meere in einer solchen Oberflächenschicht von leichterem Wasser triebe, würde es, nach meiner Auffassung, doch keine so abkühlende Wirkung auf die darunterliegenden wärmeren Wasserschichten haben können, wie man ihm früher gerne zuschreiben wollte. Bei der direkten Berührung des Eises mit dem darunterliegenden wärmeren Wasser, kühlt sich dieses natürlich ab. Durch das Schmelzen des Eises wird bald eine kalte, jedoch auf Grund ihrer Mischung mit Schmelzwasser verhältnismäßig leichte salzarme Oberflächenschicht gebildet. In dieser Schicht treibt dann das Eis, sie isoliert es gegen Wärmezufuhr aus den unterliegenden Schichten, und seine abkühlende Wirkung muß dadurch wesentlich zum Stillstand gebracht werden.

Dies sind so selbstverständliche Dinge, daß es überflüssig scheinen könnte, näher darauf einzugehen; um aber doch ein besseres Bild davon zu bekommen, wie diese Verhältnisse sich in der Natur geltend machen, ließ ich durch meinen Assistenten, Cand. real. Torbjörn Gaarder, einige ganz einfache Laboratoriumsexperimente ausführen. Da diese Experimente mit den vorhandenen Apparaten gemacht wurden, indem es an Zeit und Gelegenheit fehlte, für diesen Zweck besonders eingerichtete Apparate anzuschaffen, so machen sie nicht den Anspruch, in irgendeiner Richtung exakte Werte zu ergeben. Sie sind nur als Demonstrationen über den Verlauf des Prozesses aufzufassen. Zu den Experimenten wurden zwei Dewarsche Zylinder benutzt; der eine war 29 cm hoch inwendig und 6 cm im inneren Querschnitt, der andere 32 cm und 5 cm. Das im ersten Zylinder benutzte Wasserquantum war ungefähr 700 ccm, im zweiten 600 ccm. Dasselbe Experiment wurde in der Regel in beiden Zylindern gleichzeitig gemacht, um die beiden Resultate besser kontrollieren zu können. Die Zylinder wurden

mit einer 1 cm dicken Filzschicht umgeben und mit einem Filzdeckel versehen, um so viel als möglich Wärmezufuhr aus dem Zimmer auszuschließen, dessen Temperatur sich übrigens immer der des benutzten Wassers näherte. Zu den Experimenten wurde Salzwasser aus dem

Kristianiafjord mit einem Salzgehalt von 32,29‰ benutzt, also bedeutend niedriger als der Salzgehalt des Atlantischen Wassers im Norwegischen Meere, folglich müßte Eis durch Schmelzung an der Oberfläche dies Wasser leichter abkühlen als das Atlantische Wasser.

Erstes Experiment: Die Zylinder wurden mit dem genannten Salzwasser ungefähr 22 oder 23 Zentimeter hoch gefüllt. In diesem Wasser wurden zwei Thermometer angebracht, eins am Boden, mit der Kugel ungefähr 21 Zentimeter unter der Oberfläche und das andere höher, mitten im Zylinder (vgl. Fig. 10). Nachdem die Temperatur des Wassers abgelesen, in den beiden Thermometern ganz gleich, und annähernd gleich der Zimmertemperatur (16,0° C), gefunden worden war, wurde eine dünne runde Eisplatte von der Größe des inneren Querschnitts des Zylinders vorsichtig unmittelbar auf die Oberfläche des Salzwassers gelegt. Sobald das Eis größtenteils geschmolzen war, wurde eine neue Eisplatte von der gleichen Form auf das Wasser gelegt, und so immer weiter, solange das Experiment dauerte. Die Thermometer wurden nun drei Stunden lang jedesmal nach Verlauf von 15 Minuten abgelesen. Die beiden Thermometer am Boden und in mittlerer Höhe folgten einander genau. Das Resultat der Notizen über das tiefste Thermometer sieht man

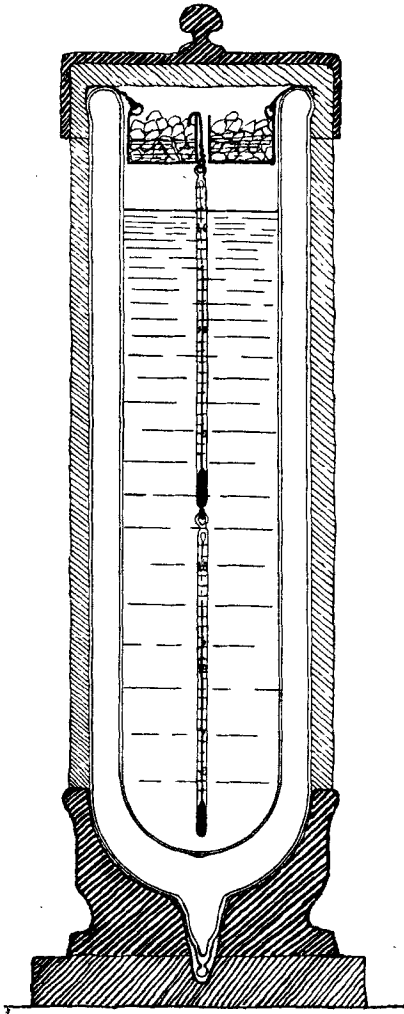


Fig. 10. Einrichtung der Eisschmelzungsexperimente.

auf nebenstehender Fig. 11, Kurve I. Auf dieser Figur sind die Temperaturen längs der Ordinate und die Zeit an der Abzisse bezeichnet. Es zeigte sich, daß während der ersten 15 Minuten, nachdem das Eis

auf die Oberfläche des Salzwassers gelegt worden war, sich dieses verhältnismäßig schnell von $15,85^{\circ}\text{C}$ auf $14,4^{\circ}\text{C}$ abkühlte; mit der Zeit ging jedoch die Abkühlung langsamer und langsamer vor sich und näherte sich asymptotisch einer Temperatur von ungefähr $13,20^{\circ}\text{C}$. Schließlich fing die Temperatur des Salzwassers schwach zu steigen an, obgleich dauernd neue Eisplatten auf der Oberfläche angebracht wurden. Der Grund zu dieser Steigerung muß eine langsame Leitung von Wärme aus der Umgebung sein.

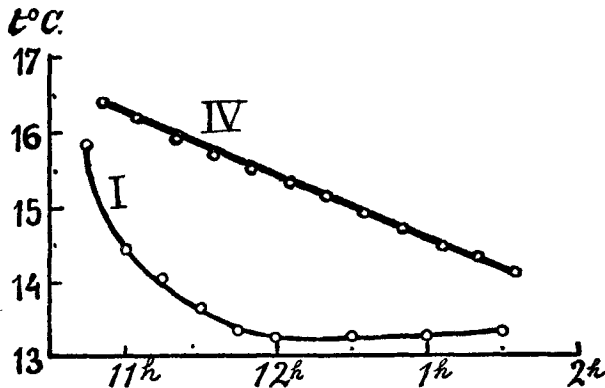


Fig. 11. Kurve I zeigt die Abkühlung, wenn das Eis an der Oberfläche des Salzwassers schmilzt. Kurve IV die Abkühlung des Salzwassers, wenn die Schale mit Kältemischung 2 cm über der Salzwasser Oberfläche angebracht wurde.

Es zeigte sich, mit anderen Worten, die Richtigkeit der oben mitgeteilten Annahme, daß das Eis durch Schmelzen sehr bald eine Schicht von süßem Wasser bilden und darin schwimmen würde, und diese würde dann faktisch die abkühlende Wirkung des Eises auf das darunter liegende Salzwasser vollständig zum Stillstand bringen. Bei dem beschriebenen Experiment geschah das schon nach fünf Viertelstunden. Dabei ist zu bemerken, daß das Quantum von geschmolzenem Eise, das hierzu benutzt wurde, im Verhältnis zu dem kleinen Quantum Salzwasser, außerordentlich groß ist, wenn man damit die Verhältnisse im Meere vergleicht; daher ist auch die abkühlende Wirkung des Eises auf dies Wasser so unverhältnismäßig viel größer als dies im Meere der Fall sein würde.

Beim Abschluß des Experiments entnahmen wir dem Boden des Zylinders Salzwasserproben, wo die Temperatur also auf $13,2^{\circ}\text{C}$ abgekühlt war, ebenso aus der Mitte des Zylinders. Es zeigt sich, daß der

ursprüngliche Salzgehalt von 32,29‰ auf 32,10‰ (am Boden) gesunken war, und auf 32,09‰ in der mittleren Höhe des Zylinders.

Dies Experiment wurde in verschiedener Weise wiederholt, teils indem Eisplatten auf die Salzwasseroberfläche gelegt wurden, teils indem wir diese mit feingehacktem Eise bedeckten, das, je nachdem es schmolz, erneuert wurde. Die Abkühlung des darunterliegenden Wassers ging immer in den ersten 15 Min. sehr schnell vor sich, nahm dann aber schnell ab und näherte sich nach kurzer Zeit asymptotisch einer bestimmten Temperatur. Bei der Benutzung von feingehacktem Eis, das also eine unebene Unterfläche bot, deren einzelne Stücke mehr oder weniger tief in das Salzwasser hineinreichten, auch nachdem schon eine Schmelzwasserschicht angefangen hatte sich zu bilden, ging es schneller mit der Abkühlung als im anderen Falle; aber selbst da kühlte sich das Wasser nicht um mehr als 4° C ab, ehe die Abkühlung aufhörte. In ein Paar Fällen wo wir beim Abschluß des Experiments Wasserproben¹⁾ vom Boden des Zylinders nahmen, war der Salzgehalt von 32,29‰ auf 32,05‰ und 31,98‰ gesunken, während dagegen in diesen Fällen die Abkühlung des Salzwassers sogar nach Verlauf von 4 Stunden geringer war (nur ungefähr 2° C) als beim ersten Experiment.

Zweites Experiment: Die Zylinder wurden ebenso wie beim vorigen Experiment mit Salzwasser gefüllt, aber unmittelbar auf der Oberfläche desselben brachten wir 2 flache runde Messingschalen von dünnem Messingblech an, mit annähernd demselben Querschnitt wie dem inwendigen Querschnitt der Zylinder und diese bedeckten nun das Wasser wie ein Deckel. In der Mitte der Schalen war ein zylindrisches Loch zum Aufhängen des Thermometers, siehe Fig. 10. In die Schalen taten wir fein gehacktes Eis, das dauernd erneuert wurde. Die Temperatur des Salzwassers notierten wir so wie beim vorigen Experiment. Die dicke Kurve II auf nebenstehender Fig. 12 zeigt die Resultate der Temperaturablesungen. Es zeigte sich daß die Abkühlung hier, solange das Experiment dauerte (etwa 3 Stunden), sehr schnell vor sich ging, und zwar annähernd gleichmäßig. Auf dem letzten Teile der Kurve, nach 12 Uhr 15 Min., zeigte sich wohl eine kleine Unregelmäßigkeit, das ist aber augenscheinlich auf Wärmezufuhr von außerhalb zurückzuführen, die die Abkühlung störte. Es muß hierbei in Betracht gezogen werden, daß, wenn wie hier die Temperatur des Wassers unter 10° C sank, der Unterschied zwischen ihr und der ungefähr 17° C be-

¹⁾ Eine Wasserprobe, nur ein paar Zentimeter unter dem Eise genommen, hatte einen Salzgehalt von 30,50‰.

tragenden Zimmertemperatur ziemlich groß wurde. Andernfalls wäre sicher die Abkühlung noch schneller vor sich gegangen. Vergleichen wir diese Kurve mit der vorigen, so sehen wir, daß bei direkter Berührung mit dem Eise das Salzwasser während der ersten Minuten sich



Fig. 12. Kurve II zeigt die Abkühlung des Salzwassers, wenn eine Schale mit Eis auf seiner Oberfläche angebracht wird, Kurve III die Abkühlung, wenn diese Schale mit einer Kältemischung gefüllt wurde.

schneller abkühlte als bei diesem Experiment. Aber während diese Abkühlung durch direkte Berührung mit dem Eise sehr schnell innehält, sobald sich an der Oberfläche Schmelzwasser gebildet hat, so dauert dagegen die Abkühlung ungehindert fort, wo derartiges Schmelzwasser nicht entstehen kann; selbst wenn sie im ersten Anfang langsamer war, so wird sie bald bedeutend größer. Mehrere Wiederholungen

des Experiments bestätigten die Richtigkeit der beschriebenen Resultate. Einmal wurde das Experiment wiederholt, mit einer Kältemischung von Salz und Eis in den Messingschalen, deren Temperatur -5°C betrug. Die Abkühlung geschah nun noch schneller, aber in fast gleicher Weise wie bei dem eben beschriebenen Experiment. Das Resultat der Temperaturablesungen ist durch die dünne Kurve III dargestellt. (Fig. 12.)

Drittes Experiment: Die Zylinder wurden in derselben Weise wie bei den vorhergehenden Experimenten mit Salzwasser gefüllt; diesmal aber wurden die Messingschalen mit einer Kältemischung von Eis und Salz mit einer Temperatur von -7°C gefüllt und in einer Höhe von 1,5—2 cm über der Oberfläche des Salzwassers angebracht, so daß dies weder mit dem Eise noch mit der Schale in Berührung kam (vgl. Fig. 10). Auf der Unterseite der Schale bildete sich schnell eine dicke Reifschicht, die natürlich die Abkühlung durch Ausstrahlung von der Oberfläche des Salzwassers sehr hemmte. Die Notierung der Temperaturen des Salzwassers geschah in derselben Weise wie bei den vorgehenden Experimenten; das Resultat ist durch die Kurve IV in Fig. 11 dargestellt. Wie zu erwarten, vollzog sich die Abkühlung in diesem Fall von Anfang an viel langsamer als bei den oben erwähnten Experimenten, ging aber fast vollständig gleichmäßig vor sich und nahm auch mit dem Fortschreiten des Experiments nicht merkbar ab. Der Unterschied zwischen dieser Kurve und der Abkühlungskurve I beim ersten Experiment, wo das Eis direkt auf dem Salzwasser angebracht wurde, ist sehr lehrreich. Während dort die Abkühlung anfangs stark war, dann bald abnahm um schließlich ganz aufzuhören, wirkte sie hier fort, auch nach dem Verlauf von drei Stunden, wo die Abkühlung schon fast dieselbe Größe erreicht hatte wie bei demselben Zeitraum beim ersten Experiment. Hiernach ist es leicht einzusehen, daß, wenn die Abkühlung durch Ausstrahlung von der Oberfläche des Salzwassers längere Zeit hindurch fortgesetzt worden wäre, die Wassertemperatur dadurch bedeutend tiefer gesunken wäre als wenn man ebenso lange Zeit Eis auf der Oberfläche des Wassers angebracht haben würde.

Viertes Experiment: Wie bei den vorigen Experimenten wurde Seewasser in die Zylinder gefüllt, aber oben auf dem Seewasser wurde zunächst eine 1,5 cm dicke Schicht Brackwasser, bestehend aus gleichen Teilen Seewasser und Süßwasser angebracht, darüber eine 1,5 cm dicke Schicht Süßwasser. Auf die Oberfläche des Süßwassers wurde fein gehacktes Eis gelegt und immer wieder erneuert, wenn es schmolz. Die

Temperatur des Seewassers am Boden wie in der Mitte des Zylinders wurde wie bei den früheren Experimenten jede Viertelstunde abgelesen. Die Temperatur, die der Zimmertemperatur $15,5^{\circ}\text{C}$ sehr nahe kam, hielt sich am Boden vollständig unbeeinflusst von der Eisschmelzung an der Oberfläche, solange das Experiment dauerte, — $2\frac{1}{2}$ Stunde.

Dasselbe Experiment wurde in verschiedener Weise wiederholt, immer mit demselben Resultat. Statt des feingehackten Eises wurden an der Oberfläche Messingschalen angebracht, die teils mit schmelzendem Eise, teils mit einer Kältemischung gefüllt wurden, aber in keinem Fall konnte mit Sicherheit eine merkbare Abkühlung des Seewassers am Boden des Zylinders festgestellt werden. Bei der Anbringung von Schalen mit Kältemischung verursachte diese Eisbildung in der Süßwasserschicht an der Oberfläche, so daß sogar die Schale in einer Eisschicht festfro. Diese Schicht konnte unter der Schale eine Dicke von $0,6\text{ cm}$ erreichen. In diesem Falle waren freilich die Oberflächenschichten zusammen 4 cm dick.

Fünftes Experiment: Das vorhergehende Experiment wurde wiederholt, mit dem Unterschied, daß statt der beiden oben erwähnten Schichten von Süß- und Brackwasser oben auf dem Seewasser im Zylinder, nur eine einzige 3 cm hohe Schicht von Süßwasser angebracht wurde und oben darauf die Messingschale mit Eis. Die Temperatur des Seewassers im Zylinder betrug, ehe die Schale mit Eis an der Oberfläche angebracht war, $15,8^{\circ}\text{C}$, der Zimmertemperatur entsprechend. Die Temperaturablesungen wurden genau so wie bei den früheren Experimenten vorgenommen. Die Temperatur war am Boden des Zylinders um 1°C gesunken, (bis zu $14,8^{\circ}\text{C}$) nach 1 Stunde und 35 Minuten, und im Laufe von 3 Stunden sank sie bis auf $14,05^{\circ}\text{C}$, also zusammen um $1,75^{\circ}\text{C}$.

Das Resultat dieser Experimente ist also Folgendes: Eis, wenn es direkt auf die Oberfläche von Seewasser gebracht wird, — also entsprechend dem auf homogenem Atlantischen Wasser (mit bis zum Boden gleichartiger Temperatur) treibenden Eise, — bringt sofort eine Abkühlung des darunter befindlichen Wassers hervor; die Abkühlung wird aber außerordentlich schnell abnehmen und bald ganz nachlassen wegen der Entstehung einer isolierenden Schmelzwasserschicht auf der Oberfläche zwischen Eis und Salzwasser. Außerdem wird das sinkende Seewasser einen niedrigeren Salzgehalt bekommen als den des darunter befindlichen wärmeren Wassers. Es ließe sich also denken, daß in

dieser Weise einiges Bodenwasser im Norwegischen Meere gebildet würde, wenn die Bedingungen da wären. Das könnte nur dadurch geschehen, daß das Eis von der salzarmen Oberflächenschicht, in der es schwimmt, fortgetrieben würde, in Gegenden, wo das Atlantische Wasser bis an die Oberfläche reichte; und dies Wasser müßte schon, ehe es mit dem Eise in Berührung kam, eine Temperatur besitzen, die der des Bodenwassers sehr nahe käme, um durch Eisschmelzung diese Temperatur erreichen zu können, ehe die isolierende Schmelzwasserschicht an der Oberfläche entstanden wäre. Daß irgendwo im Norwegischen Meere derartige Verhältnisse vorhanden sein sollten, ist mir nicht bekannt, und jedenfalls kann man als sicher annehmen, daß eine in dieser Weise zustande gekommene Bodenwasserbildung in der Natur keine Rolle spielt.

Schmilzt das Eis in einer Schicht von leichtem Oberflächenwasser, so wird dadurch keine bemerkbare Abkühlung der unter den Oberflächenschichten liegenden salzreicheren Wassermassen hervorgerufen.

Kühlt sich die Oberfläche einer homogenen Seewassermasse ab, ohne daß eine isolierende Oberflächenschicht von leichterem Wasser entsteht, — das will in der Natur sagen — durch Wärmeausstrahlung von der Oberfläche im Lauf des Winters — (bei unseren Experimenten mußten wir dies entweder durch Berührung mit Messingschalen, in denen das Eis schmolz, oder durch Ausstrahlung gegen diese, ein paar Zentimeter über der Oberfläche angebrachten Schalen ersetzen) — so fährt die ganze Wassermasse fort sich mit ziemlich gleichmäßiger Schnelligkeit abzukühlen, bis der Gefrierpunkt erreicht ist.

Eine ähnliche Abkühlung einer leichteren Oberflächenschicht, die an Dichte nach einer darunter liegenden salzreicheren und daher schwereren Wassermasse zu zunimmt, hat keinen sichtlichen Einfluß auf die Temperatur derselben; dagegen kühlt sich in diesem Falle die Oberfläche viel schneller ab, und es entsteht leicht Eis.

Hieraus läßt sich wieder der Schluß ziehen, daß die Schmelzung des Polareises in den nördlichen Meeren unter gewöhnlichen Verhältnissen keine nennenswert abkühlende Wirkung auf die darunter liegenden Mengen mehr oder weniger unvermischten Atlantischen Wassers hat, indem das Polareis durch einen Strom von verhältnismäßig leichtem Oberflächenwasser, in dem das Eis treibt, nach Süden geführt wird.

Prof. Otto Pettersons Theorien von der direkten, stark abkühlenden Wirkung der Schmelzung des Meereseises auf die wärmeren Wassermassen des Atlantischen Ozeans entbehren demnach jeder physischen

Grundlage.¹⁾ Nach dem, was oben gesagt wurde, ist es offenbar, daß die Schmelzung des Treibeises im Polarstrom wesentlich der Sonnenbestrahlung auf die Atmosphäre und auf Eis und Meeresoberfläche zuzuschreiben ist, und die Eisschmelzung wirkt demnach zuerst abkühlend auf die leichte Oberflächenschicht des Meeres und auf die Atmosphäre. Dadurch geschieht natürlich aber auch eine indirekte Einwirkung auf die Abkühlung der Meeresoberfläche in der Nähe der Gegenden, wo die Eisschmelzung vor sich geht, indem hier die Temperatur der Luft verhältnismäßig niedrig wird.

Summary of results.

The cooling of the watermasses of the Ocean is produced by the emission of heat from the sea-surface during the winter, creating a vertical circulation, with convection currents which may reach considerable depths in some regions.

The melting of the Polar ice, floating in the cold but light surface-layers of the Polar currents has no appreciable cooling effect upon the warm underlying masses of oceanic water.

The Polar currents with their cold but light surface layers and floating ice protect the underlying oceanic water-masses against cooling.

The nearly homogeneous masses of bottom-water of the Ocean are formed by the cooling of the sea-surface during the winter, in certain areas with special conditions. These areas are situated outside the boundaries of the Polar currents. In some regions, *e. g.* in the Norwegian Sea, the formation of ice on the sea-surface helps the formation of the bottom-water, by increasing the salinity of the surface layers.

The bottom-water of the North Atlantic has a salinity of about 34,90‰ with temperatures about 2,4° C. It is chiefly formed at the sea-surface in a limited area southeast of Greenland (see the dotted line in Fig. 2). It is also to some extent formed by water from the Norwegian Sea, flowing across the Faeroe-Iceland-Greenland Submarine Ridge (Figs. 3 and 5).

Bottom-water with a high salinity and comparatively high temperatures, observed in the Rockall Channel, originates from the intermediate layer of Mediterranean water flowing out through the Strait of Gibraltar.

Lysaker, 13. Dez. 1911.

Literaturverzeichnis.

1905. **Ekman, V. Walfrid**, On the use of Insulated Water-Bottles and Reversing Thermometers. Publications de Circonstance, No. 23, Copenhagen 1905.
1911. **Helland-Hansen, Björn**, Neue Forschungen im Nördlichen Atlantischen Ozean. Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde, Berlin 1911.
1909. **Helland-Hansen, B. und Koefoed, E.**, Hydrographie. Duc d'Orleans: Croisière océanographique 1905. Bruxelles 1909.

¹⁾ Ich sehe hier davon ab, daß es sich mit den Eisbergen anders verhält, indem diese mit ihrer großen Tiefe bis in die wärmeren und salzreicheren Unterschichten hinabreichen. Ihre Masse ist aber im Verhältnis zu der Wassermasse des Atlantischen Ozeans so verschwindend klein.

1909. **Helland-Hansen, B. und Nansen, F.**, The Norwegian Sea. Report on Norwegian Fishery and Marine-Investigations, Vol. II, No. 2, Bergen 1909.
1899. **Knudsen, Martin**, Hydrography. Danish Ingolf-Expedition, Bd. I, No. 2, Kopenhagen 1899.
1905. **Knudsen, Martin**, Contribution to the Hydrography of the North Atlantic Ocean. Medd. fra Kommissionen for Havundersøgelse, Serie I, Hydrografi, Bd. I, Kopenhagen 1905.
- 1907 u. 1911. **Krümmel, Otto**, Handbuch der Ozeanographie, Bd. I, 1907; Bd. II, 1911.
1901. **Nansen, Fridtjof**, Some Oceanographical Results of the Expedition with the "Michael Sars" in the Summer of 1900. Nyt Mag. f. Naturvidenskabs, Bd. XXXIX, Kristiania 1901.
1902. **Nansen, Fridtjof**, The Oceanography of the North Polar Basin. The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896. Scientific Results, Vol. III, No. 9, Christiania.
1904. **Nansen, Fridtjof**, The Bathymetrical Features of the North Polar Seas. The Norwegian North Polar Expedition 1893—1896, Scientific Results; Vol. IV, No. 13, Christiania 1904.
1906. **Nansen, Fridtjof**, Northern Waters. Videnskabs-Selskabets Skrifter 1906. I. Math. naturv. Kl., No. 3, Christiania 1906.
1904. **Nielsen, J. N.**, Hydrography of the Waters by the Faroe Islands and Iceland during the Cruises of the Danish Research Steamer "Thor" in the Summer 1903. Meddelelser fra Kommissionen for Havundersøgelse, Serie: Hydrografi, Bd. I, Nr. 4, København 1904.
1905. **Nielsen, J. N.**, Contribution to the Hydrography of the Waters north of Iceland. Meddelelser fra Kommissionen for Havundersøgelse, Serie: Hydrografi, Bd. I, Nr. 7, København 1905.
1907. **Nielsen, J. N.**, Contribution to the Hydrography of the North Eastern Part of the Atlantic Ocean. Meddelelser fra Kommissionen for Havundersøgelse, Serie: Hydrografi, Bd. I, Nr. 9, København 1907.
1899. **Pettersson, Otto**, Über den Einfluß der Eisschmelzung auf die ozeanische Zirkulation. Öfversigt af Kungl. Vetenskaps Akademiens Förhandlingar, No. 3, Stockholm 1899.
1904. **Pettersson, Otto**, On the Influence of Ice-Melting upon Oceanic Circulation. The Geographical Journal, Vol. XXIV, London 1904.
1910. **Schmidt, Johs., Nielsen, J. N., u. Jacobsen, J. P.**, Fra den danske oceanografiske Ekspedition til Middelhavet i Vinteren 1908—1909. Geografisk Tidskrift, Bd. XX, København 1910.
1911. **Svenska Hydrografisk-Biologiska Kommissionen**, Hydrographische Beobachtungen in Zoologische Ergebnisse der schwedischen Expedition nach Spitzbergen 1908 unter Leitung von Prof. G. de Geer. Kungl. Svenska Vetenskaps Akademiens Handlingar, Bd. XLV, No. 9, Stockholm 1911.
-