

1.2 Meeresströmungen und Wassermassen

EBERHARD FAHRBACH

Ocean currents and water masses: Ocean currents are regionally known since the early days of seafaring, offering opportunities to sail faster and safer. Modern technology based on autonomous floats and satellite observations provides global data on a quasi-synoptic basis. Analytical and numerical models help understanding the dynamics and allow prediction. Large scale current systems are mainly wind driven and form a global system of interacting gyres. Combined horizontal currents and vertical upward and downward motions constitute the global overturning circulation. Ocean currents control the transport and storage of heat and dissolved substances such as CO₂ and govern the role of the oceans in the climate system.

Meeresströmungen sind den Menschen bekannt, seit sie Seefahrt betreiben. Durch die Wasserbewegung erfährt das Schiff einen Antrieb, den der Seefahrer bei der Navigation berücksichtigen muss. Daher erfolgten Aufzeichnungen, um den Versatz des Schiffes zu ermitteln. Die Auswertung dieser Daten sollte es ermöglichen, mit Hilfe der Meeresströmungen effektiver voran zu kommen. Andererseits wurde es damit auch möglich, Gefahren zu meiden, die dem Schiff drohen, wenn es durch die Strömungen in ungewollter Weise auf Hindernisse wie Riffe und natürlich die Küste getrieben wird. Zum Ende des 18. Jahrhundert erfolgte erstmalig die statistische Berechnung von Meeresströmungen aus beobachteten Stromversetzungen. Relativ schnell, waren die großen Strukturen der großen ozeanischen Strömungssysteme bekannt. Allerdings wurde die Erfassung der Veränderlichkeit der Strömungen über jahreszeitliche Schwankungen hinaus, die in den Monsungebieten besonders deutlich sind, erst mit der Einführung moderner Messtechniken im 20. Jahrhundert möglich. Nun begann man länger anhaltende Strömungen von den überlagerten Fluktuationen zu unterscheiden. Damit konnte man die Entstehung von Strömungen verstehen und die unterschiedlichen Antriebsmechanismen voneinander trennen. Heute betrachtet man eine Meeresströmung als großräumiges und länger anhaltendes Phänomen, das von Wirbeln und Wellen und insbesondere von Gezeitenströmen überlagert wird.

Strömungen sind durch ihre Richtung und ihre Geschwindigkeit bestimmt. Im Inneren der Ozeane sind die Strömungen normalerweise schwach und erreichen Geschwindigkeiten in der Größenordnung von 10 cm/s oder weniger. Doch an den Rändern, wo die Strömungen in sogenannten Randströmen von der Küste geführt und dynamisch verstärkt werden, kann die Geschwindigkeit bis über 2 m/s erreichen. Integriert man die Strömungsgeschwindigkeit über einen Querschnitt durch eine Meeresströmung, so erhält man ihren Wassertransport. Er wird in m³/s gemessen. Aufgrund ihrer großräumigen Erstreckung bewegen sich die Wassertransporte der Meeresströmungen in der Größenord-

nung von Mio m³/s. Deshalb hat man für Meeresströmungen die Dimension Sverdrup (Sv) eingeführt, 1 Sv = 1 Mio m³/s.

Schiffsbeobachtungen sind ungleichmäßig in Raum und Zeit verteilt. Daraus folgte bei großräumigen Betrachtungen eine Unsicherheit, die erst im Satellitenzeitalter überwunden wurde. Mit Hilfe von Satelliten wurde eine großräumige quasi-simultane Erfassung von Meeresströmungen erreicht. Driftkörper können über das Satelliten-Kommunikations-System Argos weltweit und quasi-kontinuierlich geortet werden. Sie wurden in großer Zahl eingesetzt, um die oberflächennahe Strömung und die meteorologischen Verhältnisse zu erfassen. Mit der Einführung der Altimetrie vom Satelliten aus, also der Bestimmung der Höhe des Meeresspiegels, und physikalisch-mathematischen Modellen, mit deren Hilfe aus der Meeresoberflächenneigung Meeresströmungen berechnet werden können, stehen heute ozeanweit Strömungskarten in hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zur Verfügung. Dazu mussten allerdings auch die theoretischen Konzepte zum Verständnis der Dynamik der Meeresströmungen entwickelt werden. Diese Konzepte finden in numerischen Modellen Anwendung, die sowohl zur nachträglichen Bestimmung von Meeresströmungen unter Benutzung der atmosphärischen Antriebsdaten als auch zur Vorhersage verwendet werden.

Auch ohne Strömungsmessung war es bereits frühzeitig möglich, auf Meeresströmungen zu schließen, da sie Gegenstände, z.B. Wrackteile, und Wassermassen transportieren. Wassermassen unterschiedlicher Herkunft sind durch unterschiedliche Temperaturen und Salzgehalte bestimmt. In den Subtropen entstehen warme und salzreiche Wassermassen, in den hohen Breiten eher kalte und salzarme. Mit der Erstellung von Karten der Verteilung der Wassermasseneigenschaften ließen sich aus der räumlichen Struktur dieser Verteilungen Bewegungsrichtungen ableiten. Besonders für die Strömungsverhältnisse im Inneren des Ozeans war dies für lange Zeit die einzige Möglichkeit, die Meeresströmungen wenigstens qualitativ zu bestimmen. Mit dem Verständnis der Geostrophie, bei der ein

Gleichgewicht zwischen der Druckgefällekraft und der Corioliskraft besteht, wurde der quantitative Zusammenhang zwischen Wassereigenschaften und Strömungsverteilung formuliert und zur Berechnung der Strömungen nutzbar. Die Einführung von akustisch georteten Driftkörpern, die in bestimmten Wassertiefen treiben, sogenannten Floats, gestattete Meeresströmungen auch im Inneren des Ozeans großräumig direkt zu messen. Allerdings sind die akustischen Ortungssysteme nur lokal vorhanden. Hier erbrachte die Einführung der sogenannten Argo-Floats einen weiteren Fortschritt. Sie treiben in einer bestimmten Tiefe, z.B. in 1.000 m Tiefe, und tauchen im Allgemeinen im Abstand von 10 Tagen an die Meeresoberfläche auf, wo ihre Position mit Hilfe von Satelliten bestimmt werden kann und Daten über den Satelliten an eine Landstation übermittelt werden. Aus diesen Messungen kann man Temperatur- und Salzgehaltverteilungen und, bei entsprechender Korrektur, auch Strömungen in der Tiefe bestimmen. Trotzdem sind unsere Vorstellungen von den Strömungsverhältnissen in der Tiefsee noch weitgehend aus den Wassermassenverteilungen abgeleitet und wurden nur lokal von direkten Strömungsmessungen bestätigt.

Die Ursache der Meeresströmungen

Entsprechend den Vorstellungen der dynamischen Ozeanographie werden Meeresströmungen durch Druckkräfte oder direkte Impulsübertragung vom Wind auf den Ozean hervorgerufen. Der Wind erzeugt Wellen und Turbulenz in den oberflächennahen Schichten, wodurch der Impuls ins Innere übertragen wird. Herrscht der Wind lange genug vor, dann stellt sich ein Gleichgewicht zwischen Windschub und Corioliskraft ein, was zu einer Strömung führt, die mit der Tiefe exponentiell abnimmt. Auf der Nordhalbkugel dreht sie nach rechts vom Wind, auf der Südhalbkugel nach links. Man spricht vom Ekmanstrom, der sich über die Ekman-schicht erstreckt (Abb. 1.2-1). Als Mittelwert über die Ekman-schicht erfolgt der Transport genau senkrecht zum Wind. Ist der Wind räumlich veränderlich, so entstehen Ekmantransporte in unterschiedlichen Richtungen, die Divergenzen und Konvergenzen hervorrufen. Diese führen zu Erhebungen und Vertiefungen der Meeresoberfläche, die Druckunterschiede im Inneren des Ozeans bewirken. Die Druckunterschiede wiederum bewirken Wasserbewegungen (Abb. 1.2-2). Abge-

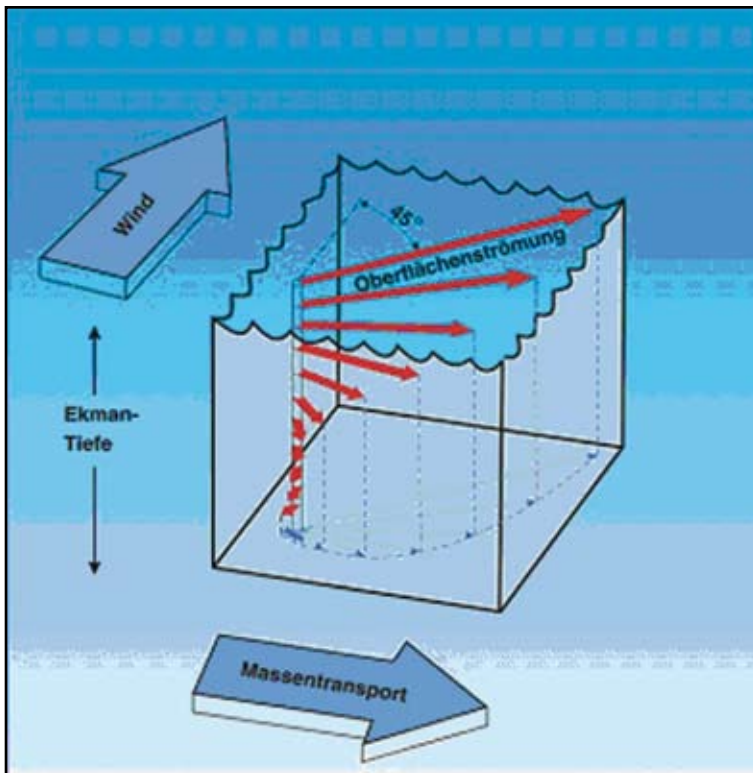


Abb. 1.2-1: Stehen die vom Windschub auf die Wassersäule ausgeübte Kraft und die Corioliskraft im Gleichgewicht, so bildet sich der Ekmanstrom aus. Der Ekmanstrom dreht sich auf der Nordhalbkugel mit der Tiefe nach rechts und nimmt exponentiell ab. Über die Ekman-tiefe integriert, erfolgt der Transport senkrecht zum Wind (nach DIETRICH et al. 1975).

lenkt durch die Corioliskraft sind sie nicht vom hohen zum tiefen Druck gerichtet, sondern um die Hoch- oder Tiefdruckgebiete herum (s. *Abb. 1.2-3*). Besondere Wirkung haben die Küsten. Wenn der Wind parallel zu ihnen weht, treibt der Ekmantransport das Wasser von der Küste weg oder zu ihr hin. Dadurch entstehen Senken oder Erhebungen an der Meeresoberfläche, die im Zusammenwirken mit der Corioliskraft küstenparallele Randströme hervorrufen. In einem geschlossenen Becken, über dem teilweise Westwinde und teilweise Ostwinde wehen, entsteht ein geschlossener großräumiger Wirbel. Die Veränderung der Corioliskraft mit der geographischen Breite bewirkt, dass die Randströme dieser Wirbel nicht symmetrisch sind, sondern dass eine Intensivierung der Strömung nach Westen erfolgt. So entstehen die kräftigen westlichen Randströme wie der Golfstrom oder der Kuroshio. Durch diese dynamischen Bedingungen lässt sich die großräumige Verteilung der Meeresströmungen aus den Windverhältnissen und der Beckenform der Ozeane verstehen.

Die großräumige Verteilung der Meeresströmungen

Das System der Meeresströmungen ist durch großräumige Wirbel gekennzeichnet (*Abb. 1.2-3* und *4*). Am deutlichsten sind die sogenannten Subtropenwirbel ausgeprägt, die durch die Wirkung der Westwinddrift und der Passate zustande kommen. Golfstrom und Kuroshio bilden im Nordatlantik und im Nordpazifik die kräftigen westlichen Randströme. Im Indischen Ozean

herrschen durch die kräftigen Monsunwinde und die geringe Erstreckung nach Norden besondere Verhältnisse, die zur jahreszeitlichen Umkehrung des westlichen Randstroms, des Somalstroms, führen. Der westliche Randstrom im Nordatlantik, der Golfstrom, ist wohl die bestuntersuchte Meeresströmung. Sein Transport nimmt von 30 Sv in der Floridastraße, wo er auch noch Floridastrom genannt wird, bis zu einem Maximum von 150 Sv bei 55°W zu. Westlich von Neufundland löst sich der Strom von der Küste und überquert als Nordatlantischer Strom den Atlantik. Damit speist er den Subpolaren Wirbel. Dieser führt in das Europäische Nordmeer, wo die Ausläufer im Osten entlang der Küste als Norwegischer Strom bis in die Barentssee und als Westspitzbergenstrom, der noch mit einem Transport von wenigen Sverdrup verbunden ist, bis in den Arktischen Ozean reichen. Im Arktischen Ozean herrscht ebenfalls ein durch die Beckenstruktur kontrolliertes System großräumiger Wirbel, die die Wassermassen z.T. am Rand entlang, aber z.T. auch den mitelozeanischen Rücken folgend ins Innere des Ozeans leiten. Durch die verhältnismäßig flache Beringstraße erfolgt ein Einstrom aus dem Pazifik in den Arktischen Ozean. Der Ausstrom nach Süden erfolgt durch das Kanadische Straßenmeer in das Baffinmeer und durch die Framstraße in die Grönlandsee. Dort folgt der Ostgrönlandstrom der Küste nach Süden und bildet ebenfalls ein großräumiges Wirbelsystem, das einerseits durch Wassermassen aus dem Arktischen Ozean und andererseits durch direkte Rezirkulation im Europäischen Nordmeer gespeist wird. Der Küste folgend geht der

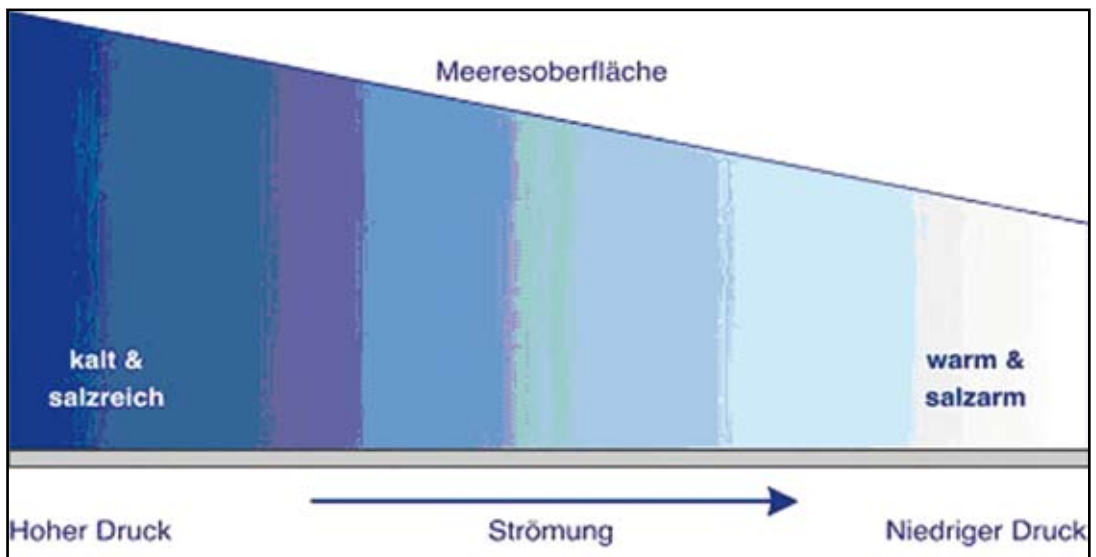


Abb. 1.2-2: Entsteht in einer Flüssigkeit eine Neigung der Oberfläche oder bilden sich horizontale Temperatur- oder Salzgehaltsunterschiede aus, so entstehen Druckgefälle, die eine Strömung verursachen.

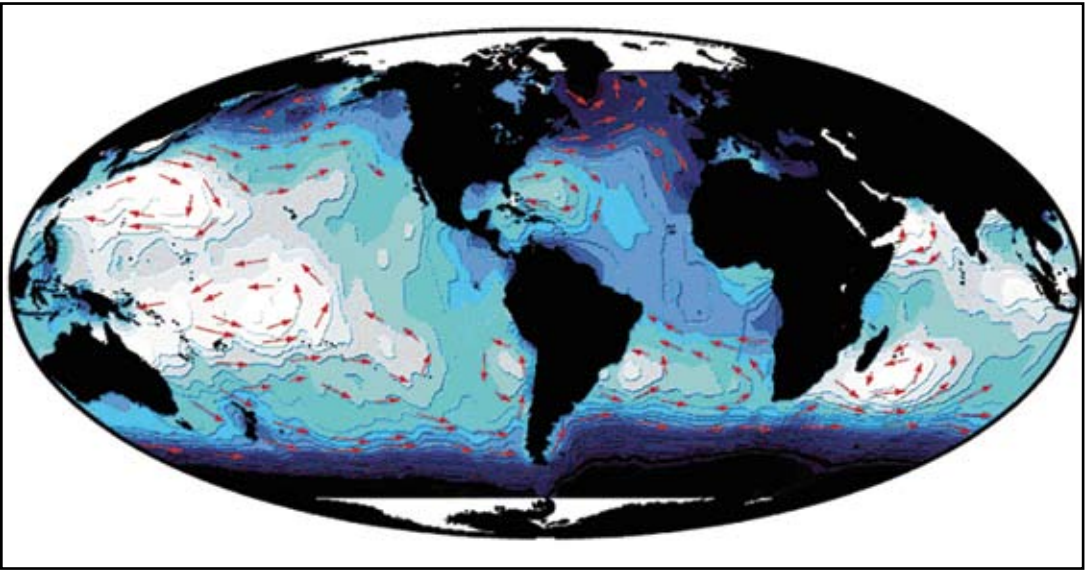


Abb. 1.2-3: Schematische Darstellung der großräumigen Ozeanströmung abgeleitet aus der Satelliten-Altimetrie. Die subtropischen Wirbel sind deutlich als Erhebungen und die subpolaren als Senken der Meeresoberfläche zu erkennen. Der Antarktische Zirkumpolarstrom ist mit einem Gefälle von Norden nach Süden verbunden. Je nach der Dichteschichtung verändert sich die Strömung mit der Tiefe. <http://www.aviso.oceanobs.com/en/applications/ocean/large-scale-circulation/currents-around-the-world/index.html>.

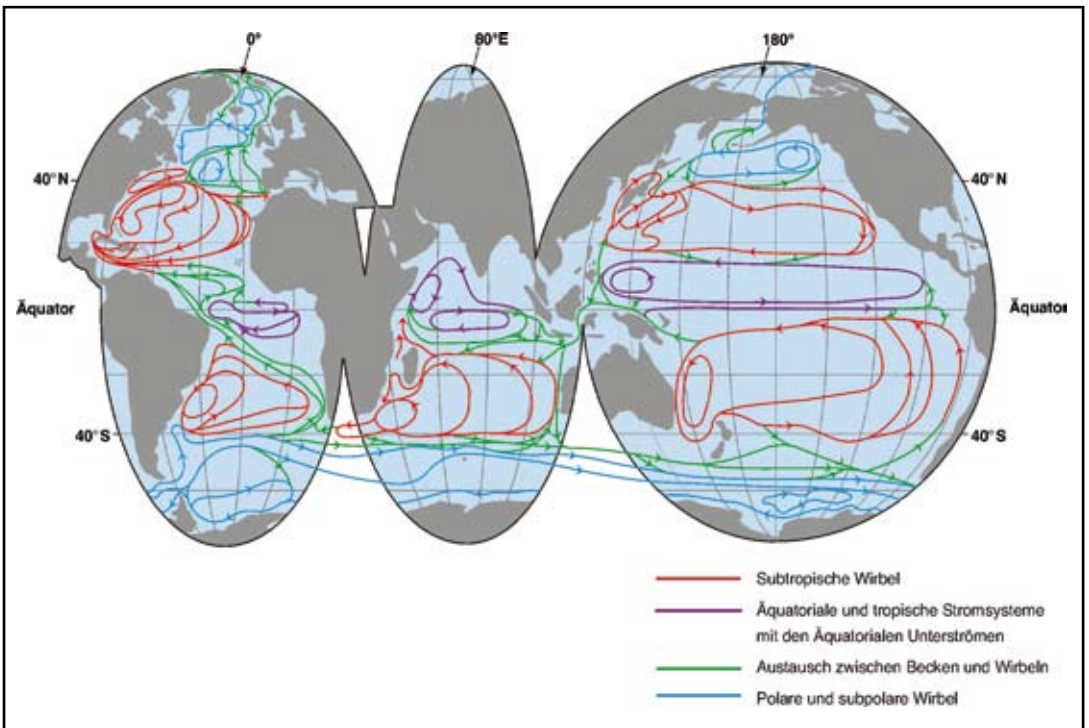


Abb. 1.2-4: Das globale System der Meeresströmungen. Zu erkennen sind die großräumigen Wirbelsysteme (nach SCHMITZ 1996b).

Ostgrönlandstrom in den Westgrönlandstrom über, der einen Teil des Labradorwirbels darstellt, welcher im Westen als Labradorstrom auf den Golfstrom trifft und diesen dazu bringt, sich von der Küste zu lösen. Im Nordpazifik ist ein vergleichbares Stromsystem wie im Atlantik zu finden, das sich allerdings durch die geringere Ausdehnung nach Norden und die größere Breite in den Einzelheiten unterscheidet.

In den äquatorialen Gebieten gehen die Nordostpassate in die Südostpassate über, und erzeugen dadurch die Innertropische Konvergenz. Allerdings liegt sie aufgrund der unterschiedlichen Land-See-Verteilung auf der Nord- und Südhemisphäre nicht genau am Äquator, sondern leicht nördlich davon. Daher reichen die Südostpassate über den Äquator nach Norden. Am Äquator wechselt die Corioliskraft das Vorzeichen. Somit erfolgt südlich des Äquators der Ekmantransport nach Südwesten, nördlich davon nach Nordwesten mit einem Nulldurchgang am Äquator. Die Innertropische Konvergenz bewirkt durch den verschwindenden Wind einen weiteren Nulldurchgang des Ekmantransportes. Durch dieses Muster entstehen parallel zum Äquator die Bänder des nach Westen gerichteten Nordäquatorialstroms, des nach Osten gerichteten Äquatorialen Gegenstroms und südlich davon des wiederum nach Westen gerichteten Südäquatorialstroms. Zwischen dem Pazifischen und Indischen Ozean existiert eine Verbindung durch den indonesischen Durchstrom.

Auf der Südhalbkugel sind in allen drei Ozeanen, die subtropischen Wirbel mit ihren Randströmen zu finden. Zwischen dem Indischen und Pazifischen Ozean besteht ein Austausch von Wassermassen und Wärme durch das Agulhasstrom-System. Südlich davon verbindet das größte Strömungssystem der Erde, der Antarktische Zirkumpolarstrom, die drei Ozeane. Er strömt im Südlichen Ozean mit etwa 140 Sv von Westen nach Osten um die Antarktis herum. Angetrieben wird er von den Westwinden. Im geostrophischen Gleichgewicht sind die Flächen gleicher Dichte von Süden nach Norden geneigt. Dies steht mit der Temperaturabnahme an der Oberfläche von Norden nach Süden im Einklang.

Südlich des Antarktischen Zirkumpolarstroms befinden sich die antarktischen Subpolaren Wirbel, die besonders im Weddellmeer und dem Rossmeer deutlich ausgebildet sind. Sie sind mit Strömungen verbunden, die im Uhrzeigersinn fließen und damit im Osten Wasser aus dem Gebiet des Antarktischen Zirkumpolarstroms nach Süden zur Küste hin transportieren und im westlichen Randstrom zurück nach Norden.

Viele Strömungssysteme schließen Unterströme mit ein, die in Gegenrichtung der Strömung an der Meeresoberfläche fließen. Besonders markant sind die Äquatorialen Unterströme, die entlang des Äquators in

allen drei Ozeanen von Westen nach Osten, also entgegengesetzt zum Wind strömen. Auch die östlichen Randströme, wie der Kanarenstrom, der Kalifornische Strom, der Humboldtstrom und der Benguelastrom besitzen einen gegenläufigen Unterstrom.

Vertikale Meeresströmungen

Die großräumigen horizontalen Meeresströmungen werden durch Vertikalbewegungen ergänzt, die zur dreidimensionalen Verlagerung der Wassermassen im Ozean führen. Nach oben gerichtete Strömungen werden auch Auftrieb genannt. Man unterscheidet Küstenauftrieb oder Auftrieb im offenen Ozean. Meist wird Auftrieb durch Divergenzen des Ekmantransportes erzeugt. So entstehen die bedeutendsten Auftriebsgebiete an den Westküsten der Kontinente durch die Passate. Das Oberflächenwasser wird von der Küste weg getrieben. Die dadurch hervorgerufene Neigung der Meeresoberfläche zur Küste hin lässt Wasser in der Tiefe nachströmen und bewirkt im geostrophischen Gleichgewicht die äquatorwärts fließenden östlichen Randströme. Durch die Dichteschichtung und die durch diese Querkirkulation hervorgerufene Neigung der Flächen gleicher Dichte entstehen die in umgekehrte Richtung fließenden Unterströme. Am Äquator bewirkt die Umkehrung der Corioliskraft ebenfalls Auftrieb. Subtropischer Küstenauftrieb und äquatorialer Auftrieb sind durch das Aufsteigen von kaltem Wasser als Kaltwassergebiete sichtbar. Da das Wasser aus größerer Tiefe auch nährstoffreich ist, wird die biologische Primärproduktion angeregt, weshalb Auftriebsgebiete wie vor Peru/Chile, Kalifornien, Nordwest- und Südwestafrika auch durch ihren biologischen Reichtum und Fischfang bekannt sind.

Im Südlichen Ozean wird durch den Übergang von der Westwinddrift mit nach Norden gerichtetem Ekmantransport zur Ostwinddrift vor der antarktischen Küste mit nach Süden gerichtetem Ekmantransport die Antarktische Divergenz erzeugt. Hier kommt allerdings eher wärmeres Wasser an die Oberfläche.

Die kompensierenden Absinkbewegungen erfolgen in den hohen Breiten. Kaltes Wasser sinkt an mehreren Stellen um die Antarktis herum ab. Dieser Prozess der antarktischen Bodenwasserbildung verläuft über mehrere Stufen und stellt einen von Temperatur und Salzgehalt kontrollierten Kreislauf dar. Warmes und salzreiches Tiefenwasser gelangt in der Antarktischen Divergenz an die Oberfläche. Dort verliert es durch den Niederschlag seinen Salzgehalt und wird abgekühlt. Die subpolaren Wirbel transportieren es nach Süden bis an die Küste. Dort wird es so stark abgekühlt, dass sich durch die Meeresbildung der Salzgehalt wieder anreichert. Aus

dem kalten, salzreichen Reservoir auf den Schelfen kann das Wasser unter bestimmten Umständen entlang des Kontinentalabhanges bis zum Boden in mehreren 1.000 m Tiefe absinken. Nach weiteren Vermischungsprozessen ergießt sich das Wasser nach Norden und erfüllt als Antarktisches Bodenwasser oder Zirkumpolares Tiefenwasser das unterste Stockwerk des Weltmeers.

Im Nordatlantik entsteht das Nordatlantische Tiefenwasser. Sein Ursprung liegt im Europäischen Nordmeer und der Labradorsee. Aus dem Europäischen Nordmeer strömt das durch Abkühlung und Meereisbildung geformte Wasser über die Grönland-Schottlandschwelle im sogenannten Overflow nach Süden. Diese Überströmung besteht aus starken bodennahen Strömungen, die aufgrund ihrer großen Dichte entlang des Hanges in die Tiefe absinken. Besonders kräftig ist

der Overflow in der Dänemarkstraße zwischen Grönland und Island. Im Nordatlantik vereinigt sich dieses Wasser mit dem aus der Labradorsee zu einem kräftigen tiefen Randstrom nach Süden, von dem aus das neu geformte Nordatlantische Tiefenwasser die ozeanischen Becken erfüllt. Im Gebiet des Antarktischen Zirkumpolarstroms kann dieses Tiefenwasser wegen der geneigten Flächen gleicher Dichte wieder aufsteigen und erreicht das darüber liegende Niveau des Zwischenwassers. Dieses Zwischenwasser breitet sich wiederum nach Norden in die ozeanischen Becken aus und speist den Auftrieb, der es an die Meeresoberfläche zurückbringt, wodurch der Kreislauf geschlossen wird.

Das System von Absinkbewegungen, horizontalen Strömungen und mehrstufigen Auftrieb wird als globale Umwälzzirkulation bezeichnet (Abb. 1.2-5).

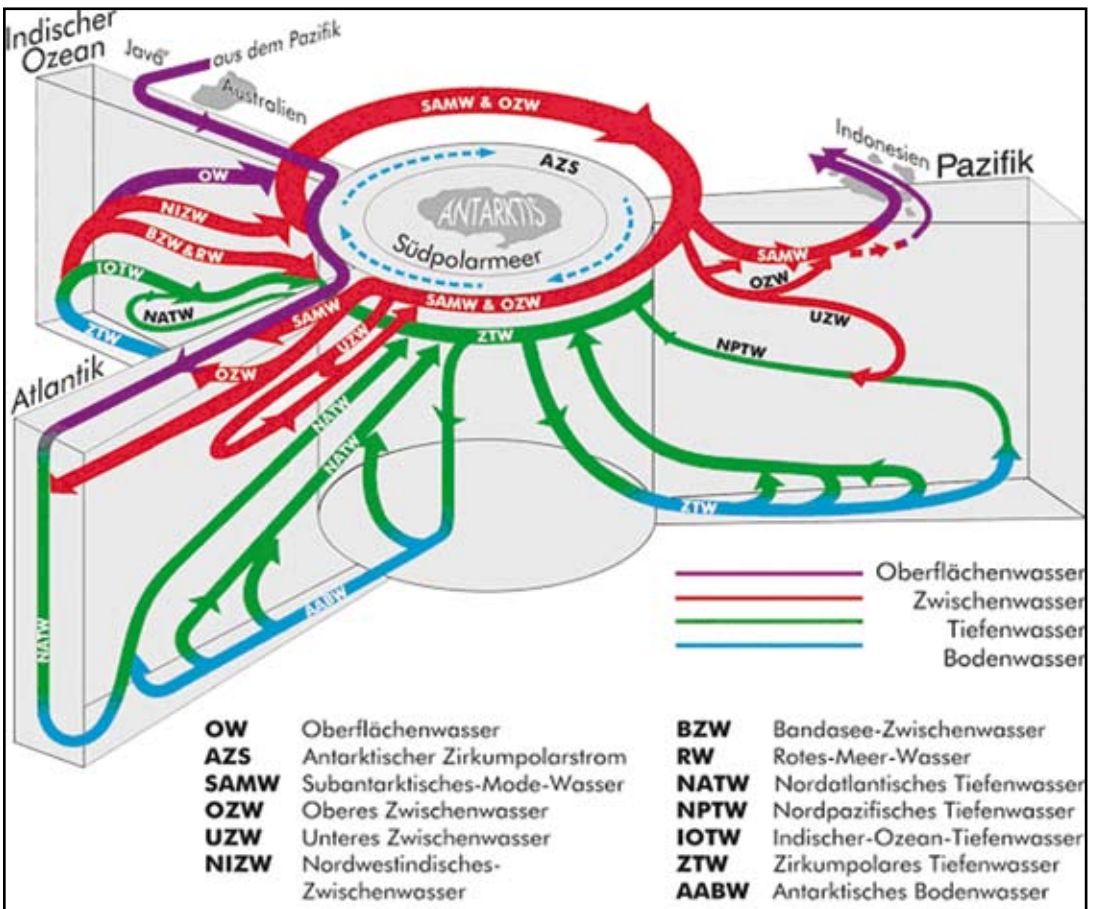


Abb. 1.2-5: Die schematische Darstellung der globalen Umwälzzirkulation mit Absinkbewegungen um die Antarktis und im Nordatlantik und dem Aufstieg ins Zwischenwasser im Antarktischen Zirkumpolarstrom. Sie stehen durch Horizontalbewegungen in den Ozeanbecken und im Antarktischen Zirkumpolarstrom miteinander in Verbindung (nach Schmitz 1996b). Die Strömungssysteme erfassen mit unterschiedlicher Intensität die gesamte Wassertiefe und sind nicht maßstabsgetreu dargestellt.

Die Bedeutung der Meeresströmungen

Meeresströmungen sind mit Transporten verbunden. Diese Transporte bewirken die räumliche und zeitliche Verteilung der Wassereigenschaften. Die Temperatur des Wassers bestimmt den Wärmeinhalt. Bewegt sich das erwärmte Wasser, so wird die enthaltene Wärme transportiert. Daher ist mit den Meeresströmungen ein Wärmetransport verbunden, der für die lokalen Wetterbedingungen und auch für das Klima von Bedeutung ist. So erfolgt ein Wärmetransport vom Indischen Ozean in den Atlantik und im Atlantik über den Äquator hinweg nach Norden. Dieser globale Wärmetransport bestimmt den Wärmehaushalt im nordatlantischen Bereich.

Die Vertikalbewegung sorgt für den Austausch zwischen oberflächennahen und tiefen Wassermassen. Somit werden Wassermassen als Speicher von gelösten Gasen wie CO₂ oder Wärme wirksam, die ohne die Umwälzbewegung nur über diffusive Transporte und damit sehr langsam im Austausch mit der Atmosphäre stehen könnten. Folglich kontrolliert die Umwälzbewegung die Speicherwirkung des Ozeans. Daher liegt nahe, dass Veränderungen der Meeresströmungen sowohl den Transport als auch die Speicherfähigkeit des Ozeans und damit seinen Beitrag zum globalen Klimasystem beeinflussen.

Literatur

DIETRICH G., K. KALLE, W. KRAUSS & G. SIEDLER (1975): Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.

593 pp.

SCHMITZ W. J. (1996a): On the World Ocean Circulation: Volume I. Some Global Features/North Atlantic Circulation. Wood Hole Oceanog. Inst. Tech. Rept., WHOI-96-03. 141 pp.

SCHMITZ W. J. (1996b): On the World Ocean Circulation: Volume II. The Pacific and Indian Oceans/A Global Update. Wood Hole Oceanog. Inst. Tech. Rept., WHOI-96-08. 237 pp.

SCHMITZ W. J. (1995): On the Interbasin-scale Thermohaline Circulation. Reviews of Geophysics, 33, 2. American Geophysical Union. 151-173.

SIEDLER G., J. CHURCH & J. GOULD (Hrsg) (2001): Ocean Circulation and Climate. Academic Press, London and San Diego, 715 pp.

STOMMEL H. (1976): The Gulf Stream. University Press of California, Berkeley and Los Angeles, California, 248 pp.

SÜNDERMANN J. (Hrsg.) (1989): Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik. Landolt-Börnstein. Neue Serie, Ozeanographie, 3, b. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong. 398 pp.

TCHERNIA P. (1980): Descriptive Regional Oceanography, Pergamon Press, Headington Hill Hall, 253 pp.

TOMCZAK M & J. S. GODFREY (1994): Regional Oceanography: An Introduction, Elsevier Science Ltd, Headington Hill Hall. 422 pp.

<http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/index.html>

<http://www.aviso.oceanobs.com/en/applications/ocean/large-scale-circulation/currents-around-the-world/index.html>

Dr. Eberhard Fahrbach

*Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Postfach 120161 - 27515 Bremerhaven*

Eberhard.Fahrbach@awi.de