

Die Erde ist ein feuchter Fußball

Dirk Olbers
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Bremerhaven



aus: Der Ozean - Lebensraum und Klimasteuerung / Weltweite Meeresforschung in Bremen und Bremerhaven, Hrsg. G. Hempel, Jahrbuch 2001/2002 Wittheit zu Bremen, Verlag H.M. Hauschild, Bremen, 34-50.

Man stelle sich vor, die Erde sei ein vom Regen feuchter Fußball, der sich – mit Spin durch einen professionellen Kick – durch die Luft bewegt. Der feuchte Film auf diesem Ball, vielleicht einen Bruchteil von einem Millimeter dick, ist der Ozean. In diesem Vergleich der Größen wäre die untere Atmosphäre, die das gesamte Wettergeschehen beherbergt, nur unwesentlich dicker, und flache, aus dem Film herausragende Verbeulungen wären die Kontinente. Was hielte man von einem Wissenschaftler, der behauptet, dass in diesem Film strukturierte „großskalige“ Bewegungen existieren, die sich weit um die Rundungen des Balls erstrecken und stark vom Spin beeinflusst sind und an der Westseite der Ozeanbecken starke Strahlströmungen darstellen, dass der Film durch „globale“ Umwälzbewegungen ständig Oberflächenwasser nahe den Polen absinken lässt, in einer den gesamten Ball umspannenden Zirkulation in der Tiefe nahe der Balloberfläche zu den Antipoden und weiter führt, dort aufquellen lässt und, um die Kontinente schlingend, wieder zum Ausgangspunkt zurückführt?

In diesem Vergleich stimmen die Skalenverhältnisse – und die Behauptungen des Wissenschaftlers, wenn er denn über den Ozean auf unserer realen Erde spräche. Viele andere wichtige Sachverhalte des wirklichen Ozeans fehlen natürlich auf dem Ball, so z.B. die zentral gerichtete Schwerkraft der Erde, auf die Wasserkörper mit unterschiedlicher Dichte (Temperatur oder Salzgehalt) mit unterschiedlichem Auf- oder Abtrieb reagieren, und die Windsysteme und Wärmeverteilungen in der den Ball umgebenden Lufthülle, die ozeanische Strömungen antreiben.

Klimafaktoren

Die für menschliche Belange wichtigsten Klimavariablen Temperatur und Niederschlag werden wesentlich durch Austausch von Wärme und Feuchte mit dem Ozean und dem Land bestimmt. Da der Ozean in über 72% der Erdoberfläche in direktem Kontakt mit der Atmosphäre steht, wird die Atmosphäre vorzugsweise von ozeanischen Bedingungen beeinflusst. Weitere eindrucksvolle Zahlen und Sachverhalte machen die bedeutsame Rolle des Ozeans im Klimageschehen auf unserer Erde offensichtlich.

Der Ozean ist für die Atmosphäre eine unbegrenzte Quelle von Wasserdampf. Er gibt über das Jahr gemittelt etwa siebenmal soviel Feuchte ab, wie über Landflächen verdunstet wird. Die Niederschlagsmenge und auch deren regionale Verteilung, d.h. die Lage der Hauptniederschlagsgebiete, sind von ozeanischen Oberflächenbedingungen und der Wasser- und Landverteilung abhängig. Zur Erhöhung der Temperatur von einem Kubikmeter Wasser um einen Grad Celsius werden etwa 4 Millionen Wattsec an Energie gebraucht – für das gleiche Volumen Luft nur tausend Wattsec. Der Wärmehalt der gesamten Luftsäule vom Erdboden bis zum äußersten Rand der Atmosphäre (in ca. 100 km Höhe) findet sich daher

schon in den obersten 3 Metern des Ozeans wieder. Der Ozean stellt somit den bedeutendsten Langzeitspeicher für Wärme auf unserem Planeten dar. Er nimmt etwa doppelt soviel Energie aus der direkten Sonneneinstrahlung auf wie die Atmosphäre, speichert diese Energie im Sommer und entlässt sie dann durch Abstrahlung, direkte Wärmeübertragung und Verdunstung in die Atmosphäre. Der Ozean ist damit die wichtigste Wärmequelle der unteren Atmosphäre.

Die Wärmeabgabe geschieht über das ganze Jahr. So wirkt der Ozean wie ein Schwungrad im Klimageschehen und mildert Klimaschwankungen der für sich allein auf kurzen Zeitskalen von Tagen und Wochen hektisch reagierenden Atmosphäre. Die Kopplung der Atmosphäre an den Ozean bestimmt nicht nur Klimabedingungen von Saison zu Saison, sondern auch über Jahre bis zu Jahrhunderten. Diese thermische Trägheit des Ozeans zeigt sich auch in räumlichen Klimadifferenzen, z.B. in dem Unterschied zwischen See- und Landklima. Bereits zwischen Bremen und Berlin gibt es erhebliche klimatische Unterschiede. Der Ozean speichert die vergangenen Zustände der Atmosphäre in seinem ‚Langzeitgedächtnis‘ und bestimmt mit diesem Wissen die zukünftige Entwicklung des Wetters und Klimas. Die ozeanische Zirkulation hat somit eine zwiespältige Rolle im Klimasystem. Als Feuchte- und Wärmequelle ruft der Ozean einerseits Klimaschwankungen hervor und durch sein enormes Speicherpotential von Wärme dämpft er diese wiederum. Bedingt durch die starke Kopplung der Atmosphäre an die ozeanischen Oberflächentemperaturen ist das Klimageschehen in der Atmosphäre an den Ozean gekettet und beeinflusst wiederum dessen Zirkulation durch Reibung der Winde und Wärmeaustausch an der Ozeanoberfläche.

Die großräumige, klimatisch langsam veränderliche Zirkulation in der Luft- und Wasserhülle der Erde spielt sich vorzugsweise in horizontalen und vertikalen Zirkulationszellen von globalem Maßstab ab. Ozean und Atmosphäre beeinflussen sich in diesen Zellen gegenseitig durch Übertragung von mechanischer und thermischer Energie und von Süßwasser. Die vertikalen Zellen werden wesentlich durch thermische Unterschiede getrieben, im Ozean zusätzlich durch Kontraste im Salzgehalt der Wassermassen. In diesem Zusammenhang tritt die Bedeutung des Meereises durch seine Fähigkeit hervor, den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre zu reduzieren und durch Gefrieren salzreiches und daher schweres Wasser zu bilden, das durch Konvektion (Absinken als Folge von Dichteerhöhung) die ozeanische Tiefenzirkulation antreibt. Die Zirkulation in diesen großen Zellen trägt durch Ineinandergreifen von Konvektionsprozessen und Advektion (Transport als Folge der Strömungen) von Wärme zum polwärtigen Wärmetransport bei. Dieser wird in etwa gleichem Maße von Ozean und Atmosphäre und dort von den großräumigen Zellen und kleineren Wirbelfeldern getragen. Durch die ozeanische Zirkulation wird aber nicht nur Wärme und Salz umverteilt, sondern auch Nährstoffe, Sauerstoff, Sedimente und chemische Spurenstoffe.

Fluktuationen der Intensität der Zirkulationssysteme – hervorgerufen durch die interne Dynamik des komplexen nichtlinearen Systems oder durch externe Einflüsse (wie etwa der Erhöhung von Kohlenstoffdioxid in der Atmosphäre) – stellen klimatische Veränderungen dar. Die enge Verknüpfung von Wärmetransport, Strömungssystemen der großen Zellen und der Wirbelaktivität ist dabei offensichtlich. Sie ist aber keineswegs so gut verstanden, dass diese Prozesse gegenwärtig in Klimamodellen zufriedenstellend repräsentiert werden können. Dies betrifft insbesondere die oben erwähnten klimarelevanten Prozesse in den Polargebieten – einerseits, weil sie für Beobachtungen schwer zugänglich sind, und andererseits, weil sie durch die Einbeziehung der Meer-, Schelf- und Landeis Massen und der zirkumpolaren Gestalt des Südlichen Ozeans eine größere Komplexität besitzen als Klimaprozesse in mittleren und äquatorialen Breiten.

Antrieb

Die ozeanische Zirkulation wird durch die Struktur und Stärke der Windsysteme, der regionalen Unterschiede des Angebots von Niederschlag und der Aufnahme und Abgabe von Wärme an der Oberfläche bestimmt. Die Gestalt der Ozeanbecken – einschließlich der Tiefseetopographie – spielt ebenfalls eine bedeutende Rolle.

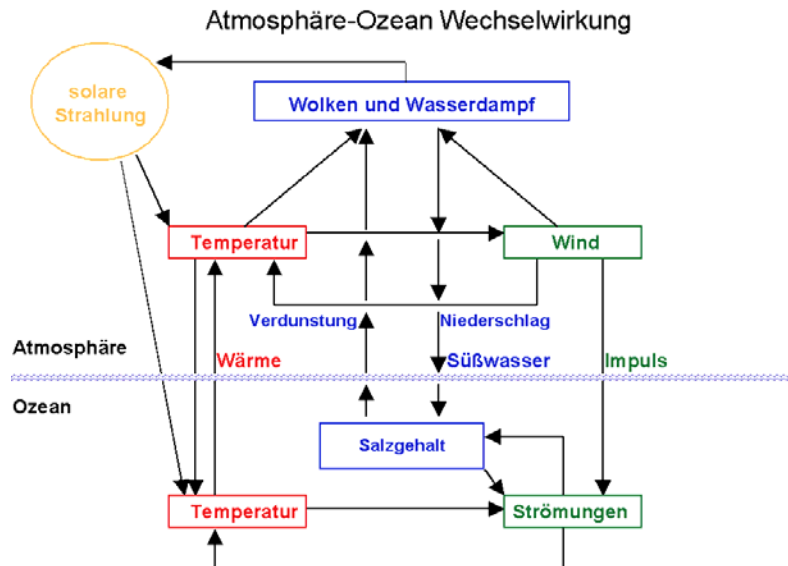


Abbildung 1. Schematische Darstellung der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre. Alle Flüsse von Wärme, Süßwasser und Impuls sind Folge der solaren Einstrahlung von Wärmeenergie, die Antrieb von allen Bewegungen ist.

Für die Austauschvorgänge zwischen Ozean und Atmosphäre ist der Zustand der obersten Schicht des Ozeans, der etwa 50-200 m mächtigen Deckschicht, und die sie kontrollierenden dynamischen und thermodynamischen Prozesse von unmittelbarer Bedeutung. Deckschichtprozesse spielen sich in Zeiträumen von Tagen bis zu Monaten ab. Auf längeren Zeitskalen von Dekaden und Jahrhunderten spielt der ozeanische Transport von Wärme vom Äquator zu den Polen eine wichtige Rolle. Dieser wird nicht nur durch den thermischen Zustand der Deckschicht, sondern durch die gesamte Struktur der thermischen Schichtung und der Strömungen bestimmt. Alle diese Komponenten der ozeanischen Zirkulation – polwärtiger Wärmetransport, Schichtung und Strömung – sind entscheidend für die Bildung der tiefen ozeanischen Wassermassen und werden wiederum von diesen mitbeeinflusst. Wassermassenformation stellt die Austauschvorgänge zwischen Oberfläche und Tiefsee dar. Die daraus sich ergebende thermohaline (d.h. durch Wärme- und Salzinhalt bedingte) Tiefenzirkulation ist mit Zeitskalen von mehreren Jahrhunderten behaftet. Auf noch längeren Zeitskalen greift der Ozean in die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre ein und reguliert darüber den Strahlungshaushalt unseres Planeten und das Globalklima.

Die Antriebe der ozeanischen Zirkulation – Austausch von Impuls, Wärme- und Süßwasser mit der Atmosphäre und der Wasserabfluss von Kontinenten – sind zeitlich nicht konstant. Schwankungen der Stromsysteme und der Verteilung von Wassermassen (charakterisiert durch Temperatur und Salzgehalt) sind daher in der Regel mit Schwankungen dieser Antriebsgrößen verknüpft. Man hat allerdings auch gefunden, dass die Komplexität der ozeanischen Dynamik und Thermodynamik von sich aus Schwankungen erzeugen kann, die auch bei zeitlich konstanten äußeren Antrieben aufrechterhalten werden können. Man unterscheidet daher zwischen interner ozeanischer Variabilität und solcher, in der die

Atmosphäre über die antreibenden Flüsse aktiv beteiligt ist. Hierbei kann es sich um eine Instabilität des gekoppelten Systems handeln, d.h. Ozean und Atmosphäre agieren auf den gleichen Zeitskalen und bauen eine gekoppelte Schwingung auf. Es kann sich aber auch – im Sinne eines 'random walk' Prozesses – eine niederfrequente ozeanische Variabilität durch eine stochastische Antriebskomponente, den kurzzeitskaligen Wetterschwankungen, ergeben.

Große und kleine Wirbel

Sinnvollerweise wird die Zirkulation in Ozean nach unterschiedlichen Raum- und Zeitskalen eingeteilt, da die zugehörigen Bewegungsvorgänge unterschiedlicher Dynamik gehorchen und auch verschiedene Transporteigenschaften aufweisen.

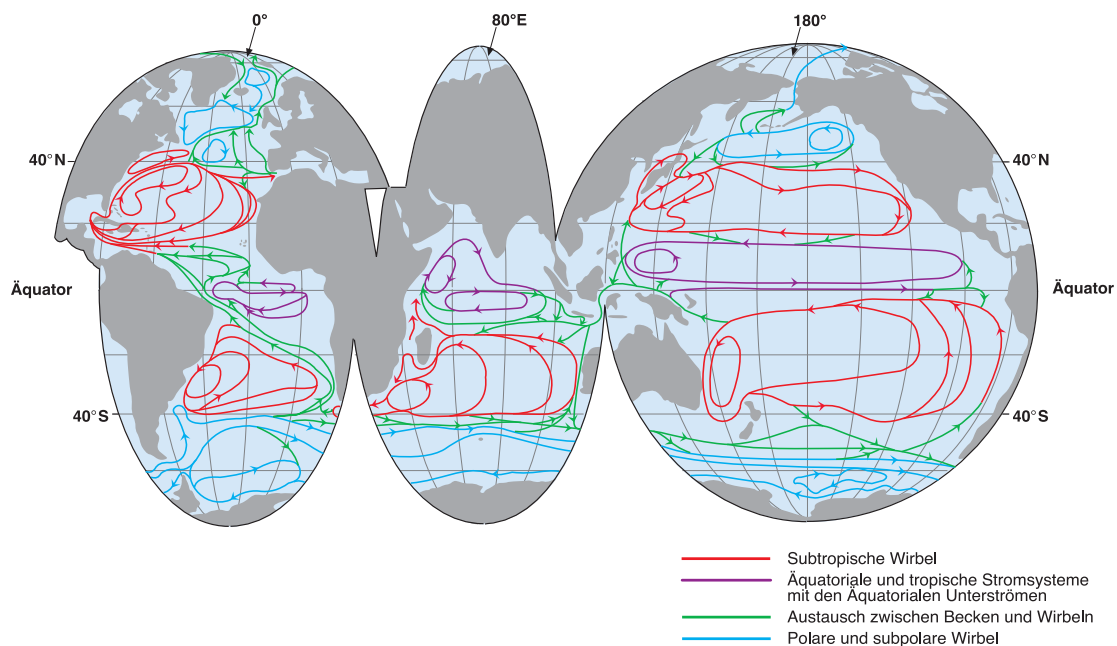


Abbildung 2. Die windgetriebene Zirkulation des Weltozeans (nach Schmitz 1996). Subtropische Wirbel sind rot gezeichnet, subpolare und polare blau, äquatoriale lila, Zirkumpolarstrom (ACC) ebenfalls blau. Beachtenswert sind die schmalen westlichen Randströme in den einzelnen Ozeanbecken und die breite Sverdrup-Rezirkulation. Der graduelle südwärtige Schwenk des ACC ist durch die räumliche Struktur des Windfelds bedingt.

Die windgetriebene Komponente der Zirkulation ist dominant in den großen horizontalen Wirbeln, die sich über weite Teile der Ozeanbecken erstrecken und die bekannte Oberflächenzirkulation beinhalten. Abbildung 2 zeigt den windgetriebenen Transport in den Ozeanbecken. Die markantesten Erscheinungen sind die großen subtropischen Wirbel, in denen das Wasser in einem engen westlichen Bereich – dem westlichen Randstrom, wie dem Golfstrom, dem Brasilstrom und dem Kuroshio, polwärts geführt wird, und auf der ganzen Breite des Ozeanbeckens in einer relativ schwachen breiten Strömung äquatorwärts rezirkuliert. Diese Asymmetrie ist durch die Rotation der Erde bedingt.

Eingebettet in der großräumigen Zirkulation sind kleinerskalige Wirbelfelder mit einer im Verhältnis zu den großen Beckenwirbeln wesentlich kürzeren räumlichen und zeitlichen Variabilität. Diese Wirbel sind im allgemeinen nicht isolierte Objekte, sie liegen in Form einer amorphen Variabilität der Strömungen vor, mit einem relativ (zu den Dimensionen der Ozeane) schmalen Raum-Zeit-Spektrum von etwa 30-300 km und von Wochen bis zu Monaten. Diese Wirbelaktivität entsteht durch Instabilität der mittleren Strömung und ist

daher charakteristisch für alle großen Stromsysteme. Die Wirbel erhalten ihre kinetische Energie aus der Schichtung der Wassersäule in diesen Stromsystemen, transportieren Impuls und Wärme und wirken so auf die großräumige Strömung zurück. Abbildung 3 veranschaulicht, wo diese Wirbelaktivität vorzugsweise zu finden ist. Deutlich erkennbar sind Regionen der westlichen Randströme wie der Golfstrom, der Kuroshio und der Antarktische Zirkumpolarstrom. Aber auch das äquatoriale Band weist hohe Strömungsvariabilität auf, die dort aber weniger als Folge von Instabilitäten als durch Winderzeugung und Ausbreitung schneller äquatorialer Wellen zustande kommt.

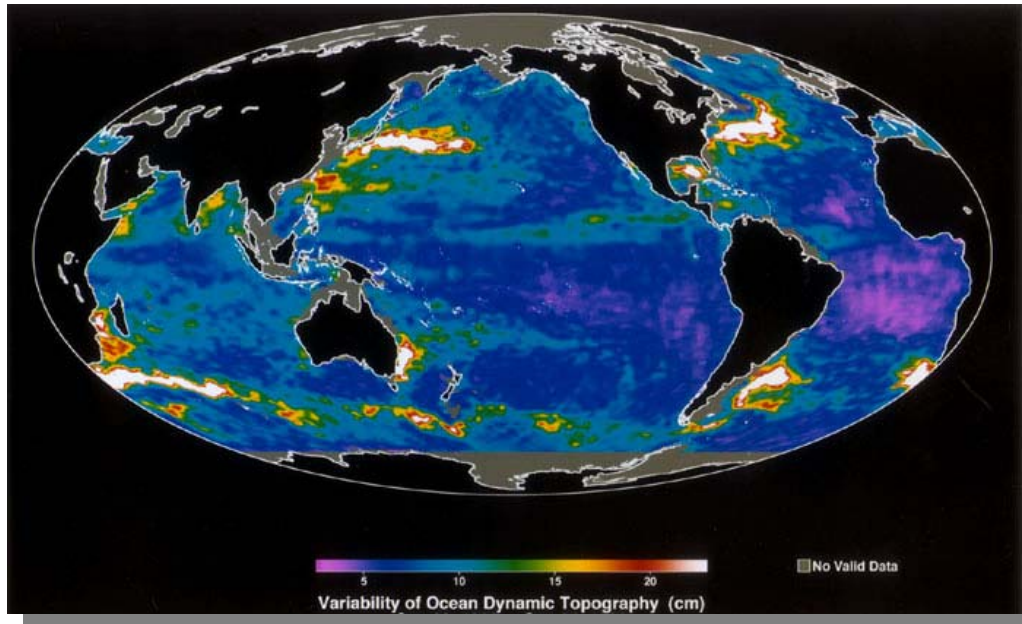


Abbildung 3. Die kinetische Energie der mesoskaligen Wirbel im Weltozean (aus Altimeterdaten des TOPEX-POSEIDON Satelliten). Hohe Aktivität im Mesoskalenbereich (30 bis 300 km) ist in den Regionen starker Strömungen und im äquatorialen Gürtel zu finden.

Wassermassen

Der Austausch von Wärme und Feuchte mit der Atmosphäre wird durch direkten Kontakt der beiden Medien und durch Verdunstung und Niederschlag bewerkstelligt, in polaren Regionen vorzugsweise durch Schmelzen und Frieren von Eis. Unter den mit Meereis bedeckten polaren Regionen und kalten Meeresgebieten mit hoher Verdunstung werden die Wassermassen an der Oberfläche schwerer als die darunter liegenden. Dies führt zu vertikalen Absinkbewegungen, die teilweise bis zum Meeresboden reichen. Durch diese thermohalinen Prozesse werden vertikale Umwälzungszellen der thermohalinen Zirkulation von globalen Ausmaßen erzeugt, sie ventilieren die tiefen Wassermassen des Weltozeans.

Wassermassen stellen größere Wasserkörper mit annähernd gleichem Salzgehalt und gleicher Temperatur dar, die ihnen als charakteristische Parameter bei ihrem Bildungsprozess aufgeprägt werden. Dies geschieht vorzugsweise an der Oberfläche des Ozeans, wo Wasser durch Konvergenz von Strömungen in die Tiefe gepumpt wird oder durch Wärme- und Feuchteabgabe an die Atmosphäre schwer genug wird, um durch den Überschuss von Gewicht in die Tiefe abzusinken und die darunter liegenden leichteren Wasserelemente zu verdrängen. Aber auch durch Vermischung von Wassermassen können neue entstehen. Abbildung 4 gibt als Beispiel die Hauptwassermassen in Atlantischen Ozean wieder. Man unterteilt die tiefere Region grob in das nordatlantische Tiefenwasser (NADW), das subantarktische Zwischenwasser (SAIW) und das antarktische Bodenwasser (AABW).

NADW entsteht durch Abkühlung und Verdunstung des im Nordatlantischen Strom in die Grönlandsee geführten warmen Oberflächenwassers. SAIW sinkt an der antarktischen Konvergenz ab und AABW wird durch Abkühlung und Salzausscheidung unter den Meer- und Schelfeisgebieten rund um den antarktischen Kontinent gebildet – hauptsächlich aber im Bereich des Weddellmeers und des Rossmeers. Diese Wassermasse gehört zu den schwersten des Weltozeans und breitet sich von seinem relativ kleinen Entstehungsgebiet in die Bodenschichten aller Ozeane aus. Es ist erstaunlich, dass kleine, unwesentliche erscheinende Eigenschaften der Dichte von Meerwasser diesen vertikalen Aufbau der Wassermassen im Weltozean entscheidend regulieren. So ist z.B. das entstehende NADW noch schwerer als das AABW, wenn man den Bildungsprozess jeweils an der Oberfläche betrachtet, und erst die Kompression durch den Druck beim Absinken dreht dieses Verhältnis um. Eine minimal andere Zustandseigenschaft des Meerwassers würde ein gravierend anderes Klima auf unserem Planeten erzeugen, wenn nämlich AABW über dem NADW lagern würde.

Die Ausbreitung von neugeformten Wassermassen geschieht nahezu adiabatisch, d.h. durch Advektion (Verlagerung als Folge der Strömungen) unter Erhaltung von Salzgehalt und Wärme. Die Wassermassen rutschen somit auf ihren charakteristischen Dichteflächen in die Tiefe, Vermischung quer dazu ist insignifikant.

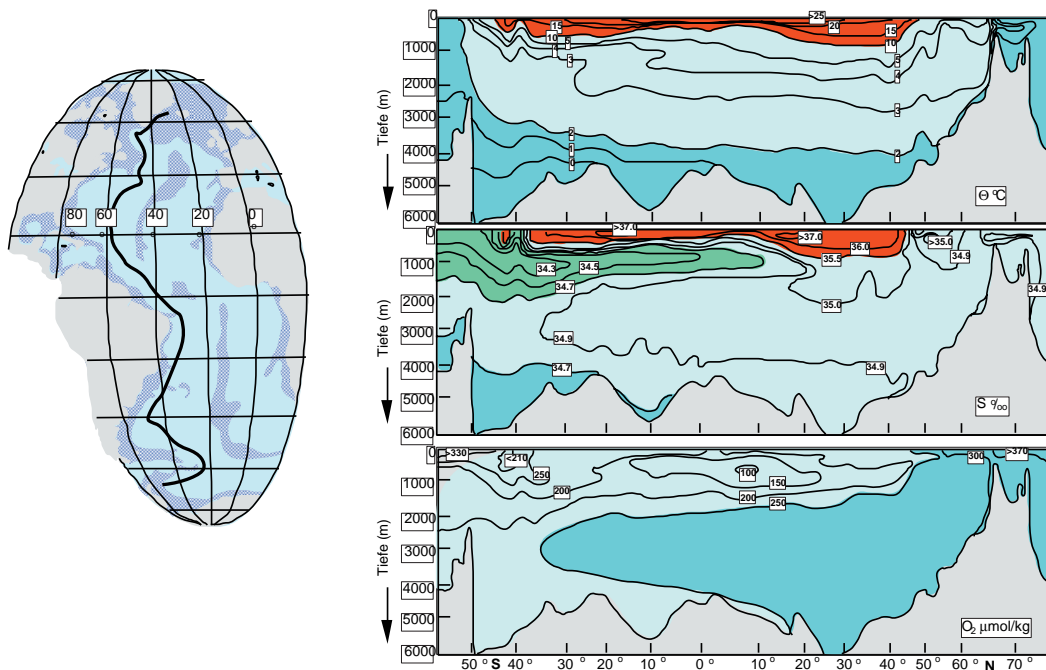


Abbildung 4. Die rechte Graphik zeigt Temperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt entlang eines Schnittes durch den Atlantischen Ozean von der Antarktis (links) zur Grönlandsee (rechts), wie im linken Bild angedeutet. Rot gefärbt ist die Warmwassersphäre, grün (im Salzgehalt, rechts Mitte) das im Südlichen Ozean entstehende Antarktische Zwischenwasser SAIW, blau (im Sauerstoff, rechts unten) das im nördlichen Nordatlantik entstehende Nordatlantische Tiefenwasser NADW, blau (Salzgehalt, rechts Mitte) das Antarktische Bodenwasser AABW.

Es besteht eine enorme Größendiskrepanz zwischen den Meeresgebieten, in denen diese globale Umwälzung des Ozeans induziert wird, und dem Wasservolumen, das seine Charakteristiken – außer Temperatur und Salzgehalt auch der Gehalt an vielen Spurenstoffen – durch die thermohalinen Oberflächenprozesse aufgeprägt erhält. Atmosphärische und ozeanische Bedingungen in relativ kleinen – vorzugsweise polaren – Gebieten kontrollieren die Charakteristiken der tieferen kalten Wassermassen (circa 75% des Volumens des Weltozeans mit Temperaturen unterhalb von 4° Celsius hat Kontakt nur zu circa 4% der globalen Meeresoberfläche, Wasser kälter als 2° Celsius nur zu 1%). Dies ist in dem oberen

Teil in Abbildung 4 zu sehen, der die Temperaturverteilung im Atlantischen Ozean verdeutlicht. Wasser mit der blauen Farbe ist kälter als 2° Celsius, es hat nur in Polnähe Kontakt mit der Oberfläche.

Förderbänder

Stellen wir uns vor, dass Erik der Rote im Jahre 985 auf dem Weg nach Grönland mit seinem Boot ein kleines Wasserpaket an der Oberfläche des Nordpolarmeers derart durchwirbelt hat, dass es durch die kalten Winde abgekühlt wurde und so den "letzten Kick" bekam, um mit leicht erhöhter Dichte in große Tiefen zu sinken. Es macht sich damit auf den Weg der thermohalin getriebenen Tiefenzirkulation des Weltmeeres, einer alle Ozeane umspannenden Umwälzbewegung. Unser Wasserpaket würde in der Tiefe des Atlantiks nahe dem amerikanischen Kontinent in den südpolaren Bereich getrieben. Es hat dort am Antarktischen Zirkumpolarstrom Anteil und kehrt dann nach Aufquellen im Nordpazifik in der Oberflächenströmung durch den indonesischen Archipel, den Indischen Ozean um das Kap der Guten Hoffnung in den Atlantik zurück. Dieses Strömungsband ist freilich stark vereinfacht; unser Paket könnte vielen anderen, weniger prominenten Pfaden folgen, zum Beispiel sich in endlosen Schleifen am Äquator des Atlantik verfangen oder mehrmals um die Antarktis kreisen und um Kap Horn zurück in den Südatlantik gelangen.

Das antarktische Bodenwasser im Südpolarmeer setzt eine ähnlich geartete Umwälzung in Gang, sie ist aber nicht so prominent in der Forschung und auch nicht so einfach geschlossen. Es ist vielmehr ein ganzes System von Schlaufen, mit Abwärtsästen rund um den antarktischen Kontinent und tiefen Transportwegen in allen drei Ozeanen, wo die Wasserpakete dann durch Vermischung und Aufquellen ihre Identität verlieren. Ein solches Schicksal widerfährt aber auch unserem Paket, das Erik der Rote in die Tiefe gedrängt hat: Falls Polarstern tausend Jahre später auf einer ihrer Expeditionen ins Nordpolarmeer dieses Paket im Wasserschöpfer hätte, wäre nichts aus der Zeit Eriks des Roten verblieben, vermutlich nur einige Moleküle des ursprünglichen Wasser und seines Spurenstoffinhalts.

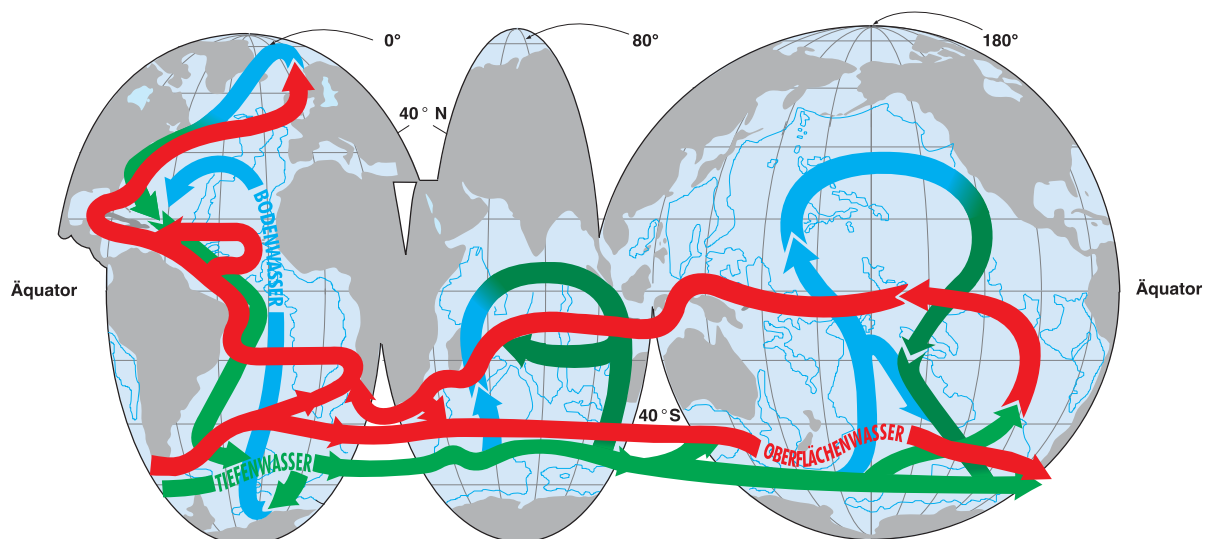


Abbildung 5. Die großen Förderbänder des Weltozeans (nach Schmitz 1996). Die Oberflächenströmung ist rot, die Strömung in mittleren Tiefen grün und Bodenströmungen blau gezeichnet. Absinkregionen sind in der Grönlandsee (für das NADW) und im Weddellmeer (für das AABW) zu finden. Es gibt zwei Rückkehr Routen in den Südatlantik, die Warmwasserroute aus dem Indischen Ozean um Südafrika und die Kaltwasserroute aus dem Pazifik um Südamerika.

Abbildung 5 zeigt im Überblick die so beschriebene thermohalin getriebene Zirkulation im Weltozean. Die tiefen, schweren Wassermassen werden – wie schon gesagt – in kleinen Gebieten im nördlichen Atlantik und der Grönlandsee und in den Nebenmeeren rund um den antarktischen Kontinent, hauptsächlich im Weddellmeer, gebildet und sinken dort in die tiefen Schichten, teilweise bis zum Boden, ab. Die Tiefenzirkulation besteht aus intensiven Randströmungen an den westlichen Kontinentalabhängen und einer seichten, polwärtigen Rezirkulation in den einzelnen Ozeanbecken, in dieser Struktur wiederum durch die Erdrotation bedingt. Der Zirkumpolarstrom sorgt dabei für die Einspeisung der Wassermassen in die übrigen Ozeane. Diese tiefreichende thermohaline Zirkulation wird durch langsames Aufquellen in einigen Ozeanbecken, im wesentlichen im Pazifischen Ozean, geschlossen und kehrt in der Oberflächenströmung in engen Wasserstraßen durch den indonesischen Archipel, den Indischen Ozean um das Kap der Guten Hoffnung in den Atlantik zurück.

Diese Komponente der Zirkulation der Ozeane ist als das globale „Förderband“ (conveyor belt) bezeichnet worden, sie besorgt die Umwälzung und die Aufrechterhaltung der mittleren Schichtung der Wassermassen. Ein ähnliches Förderband wird durch das antarktische Bodenwasser im Südpolarmeer in Gang gesetzt, es ist aber nicht so einfach geschlossen und auch weniger gut erforscht. Es ist vielmehr ein ganzes System von Schlaufen, mit Abwärtsästen rund um den antarktischen Kontinent und tiefen Transportwegen in allen drei Ozeanen, wo die Wasserpakete dann durch Vermischung und Aufquellen ihre Identität verlieren. Auf der Abbildung 6 sind die globalen Förderbänder (die man als „Krake“ bezeichnen könnte, mit dem Zirkumpolarstrom als Zentrum) in einer schematischen Form gezeigt, die die Pfade der wichtigsten ozeanischen Wassermassen betont und so die Stockwerke des Ozeans genauer darstellt.

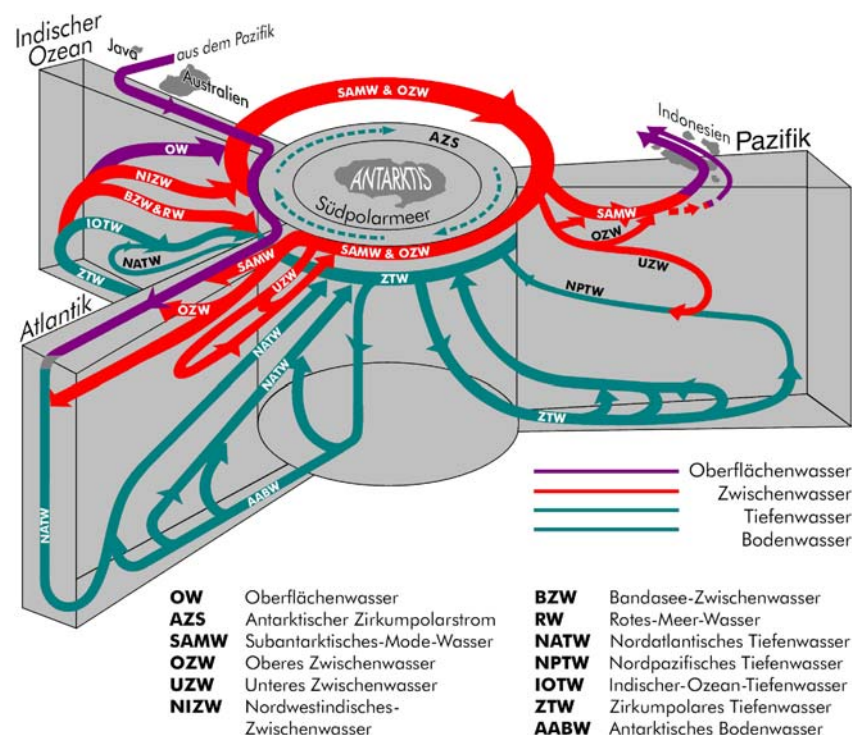


Abbildung 6. Auf dieser krakenartigen Darstellung (nach Schmitz 1996) der globalen thermohalinen Zirkulation sind die beteiligten Wassermassen und ihre verschlungenen Pfade durch die Ozeanbecken etwas detaillierter dargestellt als in Abbildung 5. Die zentrale Rolle des antarktischen Wasserrings für die Umverteilung wird deutlich.

Das Konzept „Förderband“ ist zwar griffig, freilich aber stark vereinfacht. Ein Wasserpaket auf diesem Band könnte vielen anderen, weniger prominenten Pfaden folgen, zum Beispiel sich in endlosen Schleifen am Äquator des Atlantik verfangen oder mehrmals um die Antarktis kreisen und um Kap Horn zurück in den Südatlantik gelangen – dieser Pfad wird als Kaltwasseroute bezeichnet, im Gegensatz zu Warmwasseroute um das Kap der Guten Hoffnung. Dem Namen „Förderband“ entsprechend, transportiert diese globale Umwälzung natürlich etwas: auf dem Abwärtsast im Nordpolarmeer werden Salz, Sauerstoff, Kohlendioxid und andere Spurenstoffe mit in die Tiefe verfrachtet, der tiefe Ozean wird hierdurch "belüftet". Auf dem Weg durch die Weltmeere sammelt die Tiefenströmung aber auch alles auf, was von oben herabrieselt, und verbreitet dies in angrenzende Gewässer. Das ausgeschiedene und abgestorbene biologische Material von Meerestierchen und Pflanzen bildet einen kontinuierlichen Schauer von Kalkschalen, Kieselalgen und anderen Überbleibseln aus der oberflächennahen, biologisch produktiven Wasserschicht. Das Förderband hat aber selbstverständlich auch Anteil am Transport von Wärme.

Inter-Aktion

Windantrieb und thermohaline Schichtung sind in den großen Beckenwirbeln stark gekoppelt. Der dem Ozean durch Windreibung vermittelte Impuls (das Produkt aus der Masse und der Geschwindigkeit eines Wasserpakets; Änderung dieser Größe kann nach den physikalischen Gesetzen nur durch eine angreifende Kraft zustande kommen) wird durch turbulente Vermischung von der Oberfläche über eine Tiefe von 10 bis 50 Metern, der sogenannten Ekman-schicht, verteilt. Diese direkt vom Wind getriebene, oberflächennahe Strömung ist im vertikalen Integral – dem Ekmantransport – orthogonal zum Wind. So ergibt sich im Westwindgürtel ein äquatorwärts gerichteter Ekmantransport, während die in Richtung Äquator anschließenden, subtropischen Ostwinde dort das Wasser entsprechend in Richtung Pol drängen und sich so im Zentrum des Wirbels eine Konvergenz, eine Aufwölbung der Meeresoberfläche und Abwärtsbewegung der zusammengeschobenen Wassermassen einstellt.

Als Folge dieser nach dem schwedischen Ozeanographen Vagn W. Ekman benannten oberflächennahen Zirkulation beulen sich die übereinandergeschichteten Dichteflächen nach unten aus und bilden eine Schüsselform, die durch die windbedingte und die thermohaline Zirkulation in der Waage gehalten wird. Die resultierenden, horizontalen Dichtegradienten führen zu Druckkräften und so zu einer intensiven horizontalen, sogenannten geostrophischen Zirkulation, in der sich Druck- und Corioliskräfte balancieren und die unterhalb der Ekman-schicht die direkte windgetriebene Strömung vollständig überdeckt. In größeren Tiefen kompensieren sich die durch das Dichtefeld hervorgerufenen Druckgradienten und die durch die Schrägstellung der Ozeanoberfläche bedingten Druckgradienten weitgehend, so dass die Strömungen zum Boden sehr stark abnehmen und die Tiefsee in den Ozeanbecken im Vergleich zur Oberflächenzirkulation nahezu stromlos ist. Entsprechendes gilt – mit Auftrieb statt Abwärtspumpen in der Ekmanzirkulation – für die subpolaren Wirbel. Das Zusammenwirken dieser Prozesse ist in Abbildung 7 veranschaulicht.

Die Existenz der windgetriebenen Wirbel ist an den blockierenden Effekt der lateralen Landmassen im Osten und Westen der Ozeanbecken gebunden. Diese Barrieren halten durch Anstau des Wassers einen zonalen Druckgradienten quer über das Becken aufrecht, der den Windeintrag von zonalem Impuls weitgehend balanciert. So wird der seichte südwestliche Zweig der subtropischen Zirkulationszelle, die sogenannte Sverdrupzirkulation (benannt nach dem Norweger Harald U. Sverdrup) über das geostrophische Gleichgewicht in nahezu reibungsfreier Balance ermöglicht.

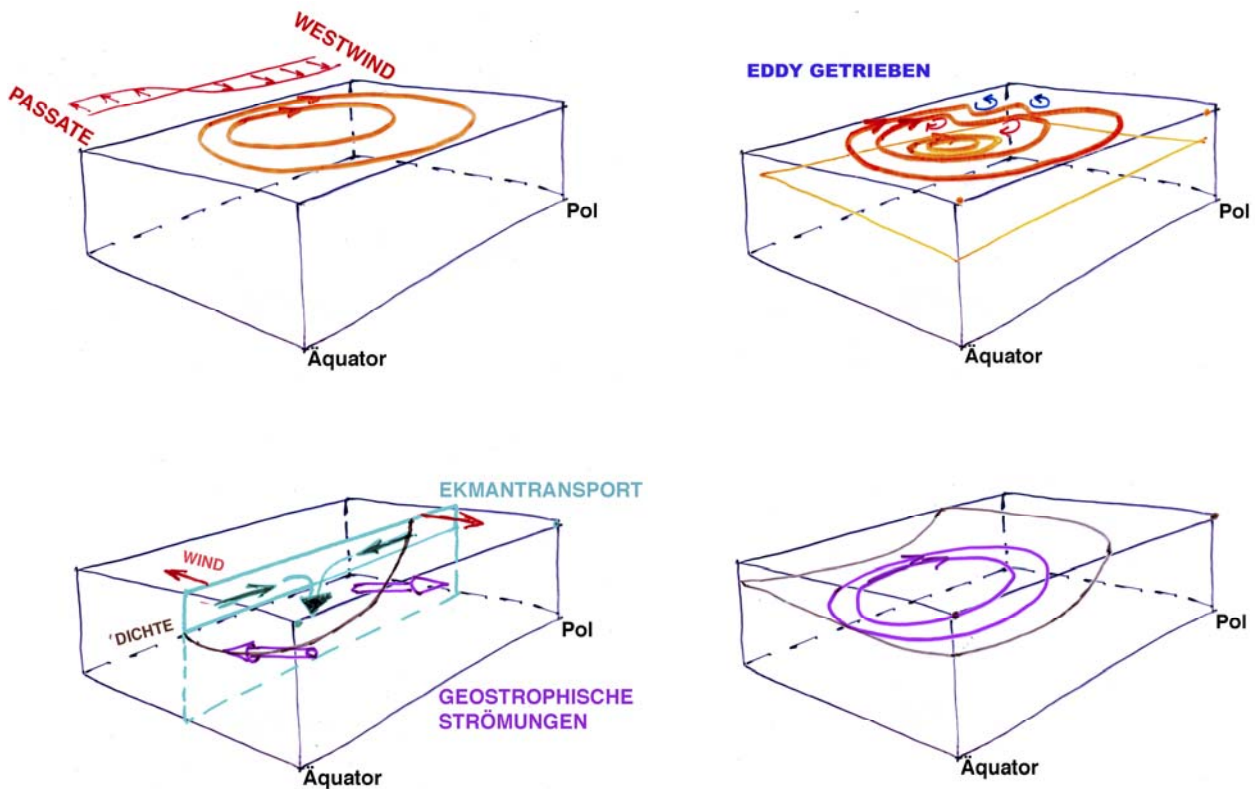


Abbildung 7. Die direkt vom Wind getriebene und die indirekt durch den Wind bedingte geostrophische Zirkulation, hier dargestellt für einen subtropischen Wirbel auf der Nordhemisphäre. Oben links: die Sverdrup-Zirkulation mit westlichem Randstrom. Oben rechts: in der Regel ist der Randstrom instabil und erzeugt mesoskalige Wirbel, die wiederum tieferliegende Zirkulationszellen erzeugen. Unten ist der Mechanismus zur Einstellung der beckenweiten geostrophischen Zirkulation in mittleren Tiefen erläutert (siehe Text).

Die in der oberen Darstellung vorgenommene Spaltung der ozeanischen Zirkulation in die windgetriebene und die thermohaline Komponente ist anschaulich, aber wegen der Nichtlinearität des Systems, die sich hauptsächlich in der Verfrachtung von Wärme und Salz durch die Strömung ausdrückt, nicht exakt durchführbar. Insbesondere kann man die Effekte von Wind und thermohalinem Antrieb in der meridionalen Umwälzungszelle kaum trennen.

Die ozeanische Wärmemaschine

Im langfristigen Mittel gleichen sich der Nettoenergieeintrag in den Ozean durch Einstrahlung der Sonne und der Austausch von Wärme mit der Atmosphäre aus. Letzterer wird durch Abstrahlung im Infrarotbereich (d.h. als Wärmestrahlung wie bei einem Heizkörper), turbulente Übertragung von Wärme (d.h. Austausch durch Kontakt der beiden Medien) und Wärmeübergang bei Niederschlag und Verdunstung bewirkt. Die Wärmeabstrahlung kann Energie direkt in die oberen Bereiche der Atmosphäre oder den Weltraum übertragen. Der mit dem Feuchteausaustausch verbundene sogenannte latente Wärmeübergang entzieht dem Ozean durch Verdunstung lokal die Wärme, ist aber so lange latent (verborgen), bis die im Wasserdampf gespeicherte Wärme der Atmosphäre bei der Bildung von Regentropfen wieder zur Verfügung gestellt wird. Der Übergang durch turbulenten Austausch erfolgt über die Grenzfläche zwischen den Medien und erwärmt oder kühlt die Luft direkt über dem Wasser. Dieser sogenannte Austausch von sensibler Energie hängt von der Differenz zwischen Wassertemperatur und Lufttemperatur ab und ist den tropischen und subtropischen Regionen sehr klein. Hier dominiert der latente Wärmeübergang, dieser erbringt auch im globalen Mittel den größten Beitrag in der Wärmebilanz.

Die Benutzung des Wortes Bilanz spiegelt vor, dass Wärmeeintrag und -verlust exakt gleich sind oder sich wenigstens im zeitlichen Mittel über den Jahresgang der Sonneneinstrahlung ausgleichen. Eine solche Bilanz existiert weder lokal noch für den gesamten Ozean. Lokale Überschüsse (oder Defizite) werden durch Windturbulenz in die oberflächennahe Deckschicht des Ozeans eingemischt, dort gespeichert und durch Strömungen transportiert und stehen so zu späteren Zeiten und an anderen Orten zum Austausch mit der Atmosphäre bereit. Großräumige Imbalancen, die für lange Zeiten aufrechterhalten werden können, stellen Klimaschwankungen dar. Prozesse, die Wärmespeicherung und -transport betreffen, sind daher grundlegende Komponenten in der Rolle, die der Ozean im Klima spielt.

Eine schematische Darstellung der ozeanischen Wärmebilanz ist in Abbildung 8 gegeben. Tropische Gebiete erfahren einen über das ganze Jahr nahezu konstanten Nettoenergieeintrag, während der Ozean in mittleren Breiten den Überschuss, den er im Sommer erhält, im Winter wieder abgibt. Die Wärmespeicherung erfolgt während des Sommers in den oberen 50 bis 100 Metern der Wassersäule. Durch vom Wind erzeugte Turbulenz ist diese Deckschicht nahezu homogen durchmischt. Mit Einsetzen der Abkühlungsperiode im Herbst wird die gespeicherte Wärme in die Atmosphäre entlassen, wobei der Energietransport an die Wasseroberfläche wiederum durch Windturbulenz und – als Folge der Oberflächenabkühlung – zusätzlich durch tief reichende Konvektion bewirkt wird.

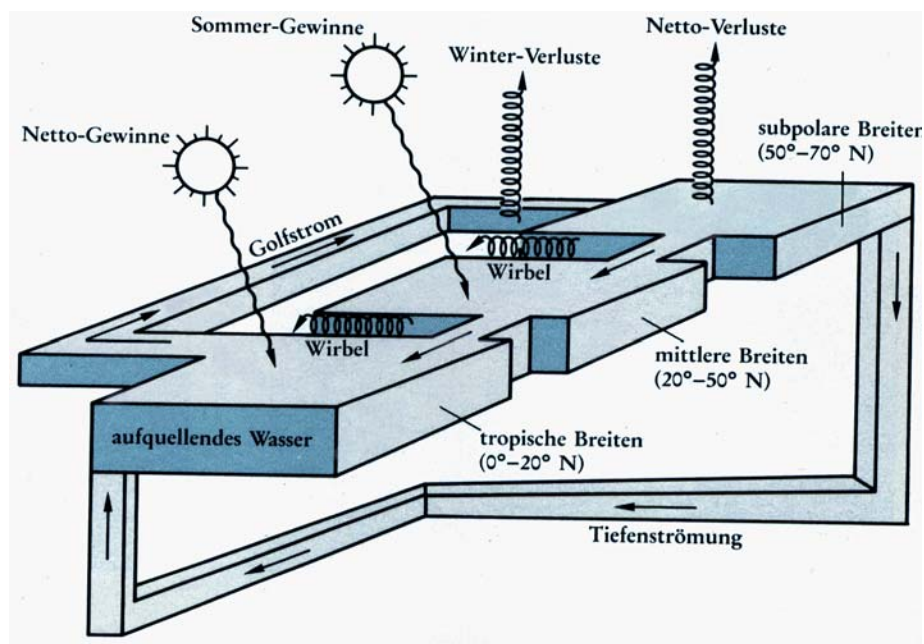


Abbildung 8: Die ozeanische Wärmemaschine (nach Bryan 1978).

In höheren Breiten hat der Ozean an der Oberfläche eine negative Energiebilanz, d.h. es wird in der Summe aller Austauschprozesse Energie an die Atmosphäre abgegeben. Das Defizit wird durch Transport von Wärmeüberschuss aus tropischen Gebieten ausgeglichen, wobei die mittleren Breiten als nahezu verlustfreie Schleuse agieren. Der Wärmetransport über einen Breitenkreis hinweg ist das Produkt der meridionalen Geschwindigkeit und der Temperatur, summiert über die gesamte Beckenbreite und Tiefe des Ozeans. Er hängt somit von der Struktur der Strömung und Schichtung von der Oberfläche bis zum Boden ab. Man kann den Wärmetransport in die Anteile der mittleren, großräumigen Zirkulation (das Ozeanklima) und der mesoskaligen Turbulenz zerlegen, wobei letztere den Hoch- und Tiefdrucksysteme der Atmosphäre entsprechen, also das Wettergeschehen im Ozean darstellen. Abschätzungen aus

Messungen sowie Ergebnisse numerischer Modelle deuten darauf hin, dass in den Ozeanbecken der Transport durch das Ozeanklima dominiert, während er im Südpolarmeer – ähnlich wie in der Atmosphäre – vom Ozeanwetter bewerkstelligt wird.

Ist der Golfstrom für die Erwärmung des europäischen Klimas verantwortlich? Eine solche Aussage ist aus mehreren Gründen nicht möglich. Der Golfstrom ist ein Teil der auf den oberen Ozean begrenzten, windgetriebenen, beckenweiten Zirkulationszelle. Das warme Wasser, das im Golfstrom entlang der nordamerikanischen Küste nach Norden bewegt wird, teilt sich in komplexer Weise auf mehrere Strömungssysteme auf, die teilweise als Nordatlantischer Strom nach Norden bis in die Absinkgebiete der Grönlandsee führen und teilweise schon in mittleren Breiten im beckenweiten subtropischen Wirbel rezirkulieren, wie in Abbildung 8 dargestellt. Aufgrund der Wechselwirkung mit der Atmosphäre und turbulenten Austauschvorgängen verlieren einzelne Wasserteilchen in der mittleren Zirkulation ihre Identität. So lässt sich nicht mehr feststellen, wo und mit welcher Temperatur das Wasser des Golfstroms wieder nach Süden zurück fließt. Das Heizungssystem eines Wohnhauses erlaubt dagegen die Bestimmung des Wärmetransports und der Heizleistung: das Wasser wird mit einer bestimmten Temperatur eingespeist, kühlt sich auf dem Weg durch die Heizrohre ab und gelangt vollständig, aber mit einer geringeren Temperatur wieder in dem Heizkessel zurück. Die Leistung des Heizsystems ist proportional zu dieser Temperaturdifferenz. Die Frage nach dem Beitrag zum Wärmetransport eines einzelnen Stromsystems im Ozean hat keine Bedeutung, da ihm keine eindeutige Temperaturdifferenz zugewiesen werden kann. Für den gesamten Querschnitt eines Ozeanbeckens lässt sich der Wärmetransport aber spezifizieren. Über den Äquator im Atlantik wird durch die ozeanische Zirkulation etwa eine Billionen kW transportiert, eine enorme Energieleistung – mit einem kWh-Preis von 10 Cent der Gegenwert von 2 ½ Billionen Euro pro Tag.

Zirkumpolare Verbindungen

Der antarktische Wasserring erstreckt sich vom Antarktischen Kontinent bis etwa 50° südlicher Breite. Er ist eingebettet in den Südlichen Ozean und stellt die einzige bedeutende Verbindung zwischen dem Pazifischen, dem Atlantischen und dem Indischen Ozean dar, die Austausch von Wassermassen, Wärme, Salzen, Kohlenstoff und weiteren chemischen und biologischen Komponenten zwischen den Ozeanen erlaubt. Der Austausch wird von dem intensivsten und umfangreichsten Strömungssystem des Weltozeans, dem Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC, engl. Antarctic Circumpolar Current) getragen, der mit einem Gesamttransport von etwa 130 Millionen Kubikmetern pro Sekunde (das ist etwa das 1000-fache des Amazonasabflusses; in drei Tagen würde dieser Fluss die Ostsee entleeren) und einer Länge von etwa 20000 km den Antarktischen Kontinent umströmt. Dieses ist die größte Wassertransportrate im Weltmeer. Sie sind nur teilweise durch die vorwiegend westlichen und sehr intensiven Winde zu erklären. Auch thermohaline Prozesse spielen eine Rolle, insbesondere der meridionale Austausch von Wärme und Salz. Aus dem Bild des globalen Förderbands (Abbildung 5) ist ersichtlich, dass die Tiefenstruktur des ACC eine Besonderheit hat: während bei allen anderen großskaligen Strömungen die Tiefenströmung gegenläufig zur Oberflächenströmung ist, fließt der ACC von der Oberfläche bis zum Boden in eine Richtung.

Der antarktische Wasserring wird im Norden von der Antarktischen Konvergenz begrenzt, die sich als ein nahezu kontinuierlicher, etwa 50 km schmaler Wassergürtel um den Kontinent schlängelt. Es gibt weitere solche „Fronten“, die wichtigsten sind die Subantarktische und die Polar Front, die bei zirka 60° Süd liegen und den Antarktischen Zirkumpolarstrom geleiten. Der ACC ist nicht ein einzelner Strom, sondern setzt sich aus mehreren Filamenten zusammen. Die ACC Fronten pflanzen sich von der Oberfläche bis in große Tiefen fort (daher

reicht der Strom bis zum Boden). An diesen Fronten erfahren die ozeanischen Wassermassen einen abrupten Übergang in ihren physikalischen, chemischen und biologischen Eigenschaften. Wir dürfen sie uns jedoch nicht als feststehende Linien vorstellen; sie verschieben sich andauernd, dehnen sich aus, ziehen sich zurück, bilden gelegentlich Ausbuchtungen und schnüren intensive mesoskalige Wirbel ab. Diese mesoskalige Turbulenz, das „Ozeanwetter“, begleitet den Strom und beeinflusst ihn stark.

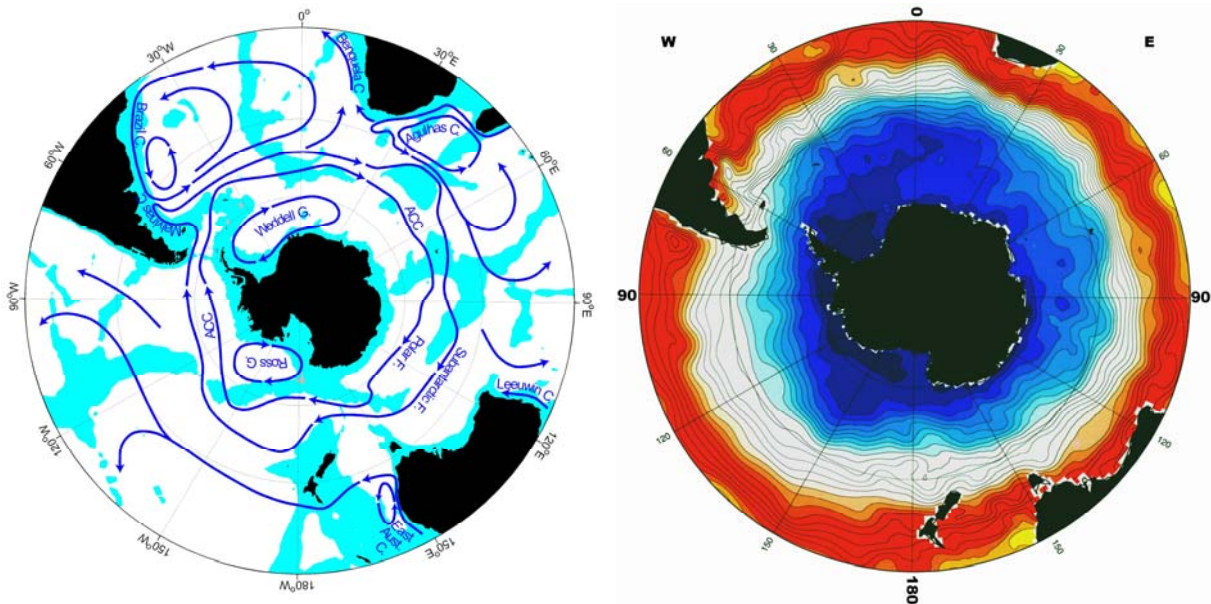


Abbildung 9. Der Südliche Ozean, rechts in einem schematischen Bild mit Stromsystemen (nach Rintoul, Hughes und Olbers 2001), Fronten, Bodentopographie, und links mit der Verteilung der Temperatur in 10 m Tiefe. Die Oberflächentemperatur liegt zwischen 20° Celsius (rot) und -2° Celsius (blau). Die Daten und die rechte Graphik entstammen dem Hydrographischen Atlas des Südlichen Ozeans (HASO, Olbers et al. 1992), der in einer der ersten deutsch-russischen Kooperationen zwischen dem Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven, und dem Arktisch-Antarktischen Forschungsinstitut, St. Petersburg, in den Jahren 1989-1992 entstand.

Wie schon in Abbildung 3 zu erkennen, hat die mesoskalige Wirbelaktivität einen deutlichen Abdruck im Südpolarmeer. Abbildung 10 gibt als Beispiel die Bahnen von Tiefendriftern im Südlichen Ozean für einen Zeitraum von etwa einem Jahr wieder. Die Gesamtheit der Bahnen lässt deutlich die einzelnen Zweige des Zirkumpolarstroms erkennen, jede einzelne Bahn weist aber erhebliche Verwindungen mit Skalen von einigen 10 km auf, die durch Mitführung in den mesoskaligen Wirbeln hervorgerufen wird. Diese Wirbelaktivität ist charakteristisch für alle großen Stromsysteme. Im Zirkumpolarstrom sind sie für den vertikalen Transport von Impuls in den tiefen Ozean und den polwärtigen Wärmetransport verantwortlich.

Der Antarktische Zirkumpolarstrom ist das einzige ozeanische Strömungssystem, das eine begrenzte Ähnlichkeit mit den globalen erdumspannenden atmosphärischen Strömungen aufweist. Er stellt in vielfacher Hinsicht eine Ausnahme und eine Herausforderung für Ozeanforscher dar. Eine der grundlegenden Fragestellungen ist das Verständnis der Kräftebalance einer solchen Strömung. In der theoretischen Ozeanographie war die Balance des ACC in der Tat lange Zeit ein Mysterium. Hier existieren keine lateralen Barrieren durch Kontinente, der Windschub an der Oberfläche kann also nicht – wie in den Ozeanbecken – durch zonale Druckgradienten kompensiert werden. Der durch die intensiven Westwinde dem Ozean übermittelte Impuls wird daher durch die mesoskalige Turbulenz bis zum Boden transportiert, um dort durch Reibung und Druckaufnahme durch die Tiefseerücken der Strömung entzogen zu werden. Die Tiefseerücken spielen also die „submarine“ Rolle der Kontinentbarrieren. Somit treibt der Wind im Gürtel des Antarktischen Zirkumpolarstroms

indirekt die Rotation der Erde an. Schwankung der Windintensität führt so zu messbaren Änderungen der Erdrotation.

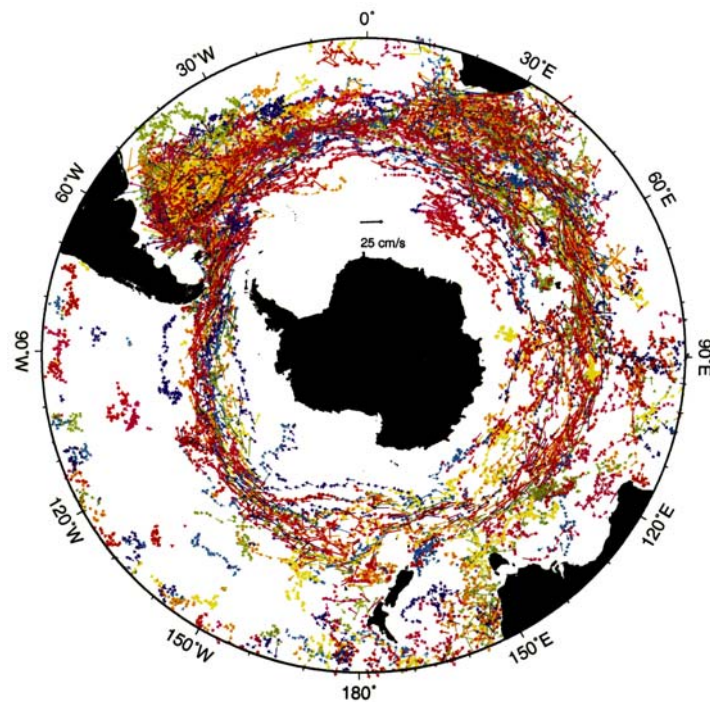


Abbildung 10. Die Pfeile repräsentieren die Trajektorien von Tiefendriftern (ALACE floats) in etwa 800 m Tiefe. Die Floats sind durch die Farbe markiert, die Pfeile sind Geschwindigkeiten (siehe den Referenzpfeil an oberen Rand des Bildes). Viele der Floats sind durch den ACC advectiert (Sarah Gille pers. Mittlg.).

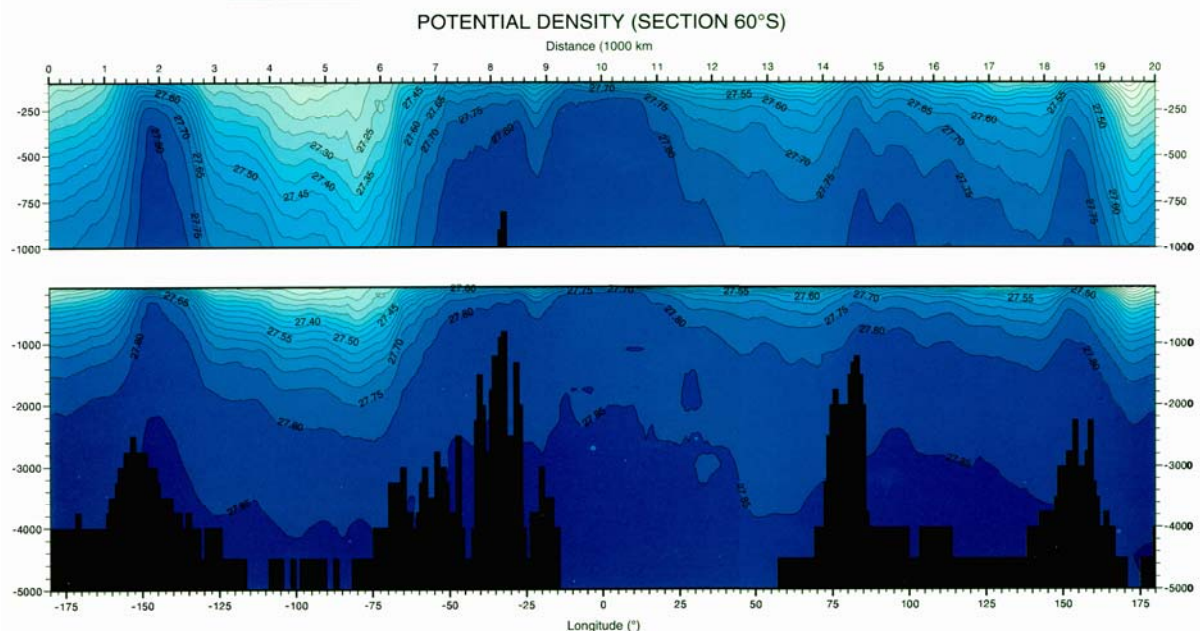


Abbildung 11. Ein Dichteschnitt entlang 60° Süd durch die Drake Passage, die etwa bei 60° West liegt. Die Daten sind aus dem HASO Atlas (siehe Abb. 9). Die oberen 800 m sind gesondert in gestreckter Form gezeichnet. Man beachte, dass – gemäss des Vergleichs der Erde mit dem Fußball – die vertikale Überhöhung enorm ist: die horizontale Achsenlänge entspricht etwa 20000 km, die vertikale dagegen nur 5 km. Die Einfärbung der Dichte ist circa 1027.10 kg/m³ für hellgrün und 1027.85 kg/m³ für blau.

Eine so weit gehende Kompensation der Druckgradienten und Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit mit der Tiefe wie in den Beckenwirbeln tritt im ACC also nicht

ein, da der Boden als Impulsenke nicht abgekoppelt sein kann. Der Austausch von Impuls zwischen dem Wasserkörper und dem Boden geschieht über Druckdifferenzen zwischen Lee und Luv in der Anströmung einer Barriere. Eine Asymmetrie ist deutlich in der Dichtestruktur zu sehen, wie in Abbildung 11 für einen hydrographischen Schnitt durch die Drake Passage entlang 60°S um den gesamten Globus gezeigt wird. Systematisch liegt – von Westen kommend – vor einem Tiefseerücken leichteres Wasser (kenntlich durch die grünliche Farbe) und dahinter schwereres (blau dargestellt), was einen Gradienten des Druckes am Boden in westöstlicher Richtung bewirkt. Eine genaue Analyse zeigt, dass der hieraus folgende barokline (sich aus dem Massenaufbau ergebende) Anteil des Druckes die Strömung in östliche Richtung, also in Richtung des Windes, beschleunigt und somit den Windantrieb verstärkt. Dieser Druckeffekt ist allerdings bei weitem stärker – etwa eine Größenordnung – als der Windeffekt. Der barotrope Anteil des Druckes, der durch Anstau der Meeresoberfläche zustande kommt, bremst allerdings den überwiegenden Teil des baroklinen Effekts wieder aus. Dieser barotrope Druckmechanismus kann nicht durch Messungen belegt werden, da hierzu nur sehr geringe Unterschiede in der Auslenkung der Oberflächen notwendig sind – wenige Zentimeter über Entfernungen von 1000 km. Auch hochpräzise Satellitenaltimeter, wie auf den Forschungssatelliten ERS oder TOPEX-POSEIDON installiert, erreichen heute noch nicht die notwendige Genauigkeit in der Vermessung der Meeresoberfläche, um den zonalen Druckeffekt im Antarktischen Wasserring zu erfassen. Hier helfen Modelle zum Verständnis, wie weiter unten dargelegt.

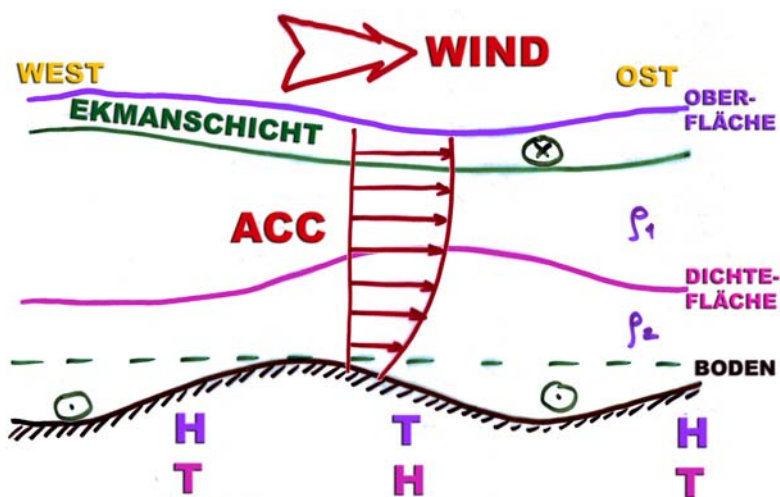


Abbildung 12. Die Kräftebalance des ACC. Das Bild zeigt einen West-Ost-Schnitt. Der ACC ist als zonales Strömungsprofil angedeutet, die Wassersäule besteht aus zwei Schichten: von der Oberfläche bis zu einer oberhalb des Bodens liegenden Dichtefläche und einer darunter liegenden Schicht, die bis zum Boden reicht. Direkt unter der Oberfläche ist die sogenannte Ekman-Schicht mit einem vom Wind induzierten nordwärtigen Transport (angedeutet durch \otimes). Dieser wird durch einen geostrophischen südwärtigen Transport in den Tälern zwischen den Tiefseerücken kompensiert (angedeutet durch \odot), da in der freien Wassersäule kein Netto-Ost-West-Gradient des Druckes und damit auch kein Netto-Nord-Süd-Transport bestehen darf. Durch die Auslenkung der Oberfläche in Ost-West-Richtung wird jeweils vor den Bergen der Topographie ein Hochdruck erzeugt (blaue H) und dahinter ein Tiefdruck (blaue T). Der Massenaufbau induziert einen phasenverschobenen Druck am Boden (die lila H und T). Dieses Drucksystem balanciert den zonalen Windantrieb und führt so den Impuls in den Boden ab.

Auch die meridionalen (nordsüdlichen) Druckgradienten sind bis zum Boden ausgeprägt, wie in dem meridionalen Schnitt in Abbildung 13 (rechts) für den baroklinen Anteil zu ersehen ist. Mit leichtem, warmem Wasser im Norden und schwererem, kälterem in Süden muss der ostwärtige Strom auf der Südhemisphäre vom Boden zur Oberfläche zunehmen (dies ist die sogenannte thermische Windbalance). Auch die an die Oberflächentopographie gebundene zonale geostrophische Strömungskomponente ist ostwärts, denn an der Nordkante des ACC

ist der Wasserstand höher als an der Südkante (ca. 1,5 m, siehe Abbildung 15). Dies ist die geostrophische Balance, die im Einvernehmen mit der thermischen Windbalance eine ostwärts gerichtete Strömung in der gesamten Wassersäule bedingt. Im Gegensatz zur zonalen Kräftebalance arbeiten die Dichteschichtung (die barokline Komponente) und Meeresoberflächentopographie (die barotrope Komponente) in der meridionalen Kräftebalance Hand in Hand.

Neben der vorwiegend zonal orientierten Zirkulation des ACC um den Antarktischen Kontinent gibt es eine ausgeprägte Zirkulation, die Wasserpakete aus den nördlichen Ozeanbecken zur Antarktis hin und wieder zurück transportiert und dabei Wärme- und Stofftransport in meridionaler Richtung bewirkt. Dies ist schematisch in Abbildung 13 dargestellt (linkes Bild). Diese Transporte laufen im Wesentlichen auf Dichteflächen, die sich aus der Tiefe nach Süden hin aufwölben (rechtes Bild). Der nordwärtige Transport in Oberflächennähe wird durch das Windsystem erzeugt, es ist der Ekmantransport, der orthogonal zur Windrichtung (und auf der Südhemisphäre links davon) liegt. Der Transport in mittleren Tiefen hat die Ozeanographen lange beschäftigt, denn dieser kann nicht – wie die meisten großskaligen Strömungen – durch geostrophische Druckgradienten balanciert werden (dies müssten zonale Gradienten sein, die aber im Nettoeffekt, d.h. einmal um die Antarktis herum, nicht existieren können). Die Lösung des Problems ist bei der mesoskaligen Wirbelaktivität zu finden: diese induziert eine wirbelgetriebene Zirkulation, die einerseits zonalen Impuls nach unten transportiert (wie oben erwähnt) und andererseits Spurenstoffe wie Salz, Nährsalze und auch Wärme in meridionaler Richtung. In größeren Tiefen kann der Transport dann wiederum durch druckbalancierte (geostrophische) Strömungen bewerkstelligt werden, die in den Tälern zwischen den Tiefseerücken angesiedelt sind. Auch diese sind in der Hydrographie von Abbildung 11 erkennbar und in Abbildung 12 schematisch dargestellt.

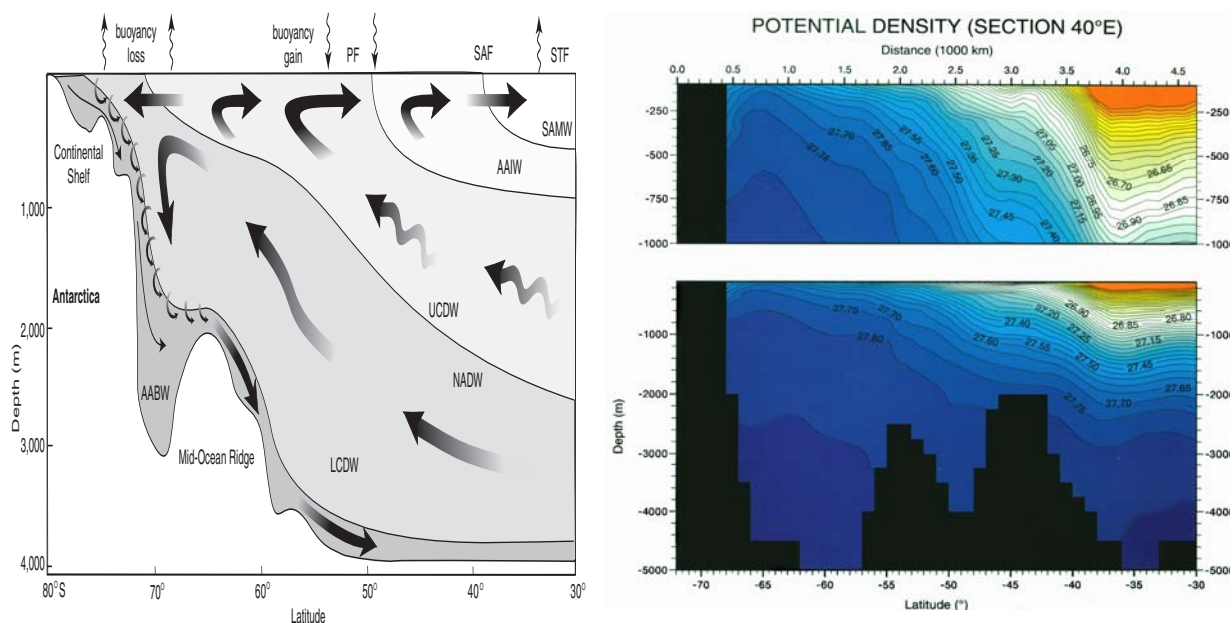


Abbildung 13. Im linken Bild ist der meridionale Stofftransport zwischen dem Antarktischen Kontinent und den nördlichen Ozeanbecken, quer zum ACC, in schematischer Form gezeigt (nach Speer et al. 2000). Rechts ein Dichteschnitt entlang 40° Ost. Man erkennt deutlich die Fronten und die Aufwölbung der Dichteflächen nach Süden, die auch auf dem linken Bild mit Wassermassenbezeichnungen zu sehen sind (HASO).

Ausgeprägte Jetströme wie den ACC gibt es in vielfacher Art in der Zirkulation der irdischen Atmosphäre, die in ähnlicher Form auch auf anderen Planeten mit Gashüllen (z.B. dem Jupiter) existieren. Solche zonalen Strahlströme gehorchen einer hochgradig nichtlinearen Dynamik. Die Ströme sind baroklin instabil, d.h. sie wandeln einen Teil ihrer potentiellen

Energie, die in der Schichtung steckt, in kinetische Energie der transienten, kleinerskaligen Bewegungsform (den mesoskaligen Wirbel oder „Eddies“) um. Durch Rückwirkung dieser Wirbel auf die großskalige zonale Strömung wird die ihre Energie in die der zonal stationären Form übertragen. Wirbel sind daher ein integraler Bestandteil der zonalen Zirkulation.

Die Eis-Ozean-Connection

Die polaren Regionen sind die größte Wärmesenke des globalen Klimasystems. Hier entweicht gewissermaßen die Wärme wieder in den Weltraum, die der Erde durch Sonneneinstrahlung in tropischen Regionen geliefert und durch ozeanische und atmosphärische Strömungen zu den Polen verfrachtet wird. Der riesige Wärmeumsatz in der antarktischen Region äußert sich in einer ausgeprägten Wechselbeziehung zwischen den Vorgängen in der Luft, im Wasser und im Eis. Bekannterweise strahlt das Eis deutlich mehr Sonnenenergie in den Weltraum zurück als eine freie Wasserfläche; diese so genannte Albedo beeinflusst nachhaltig den Strahlungshaushalt der Erde. Im Unterschied zu gemäßigten Breiten, wo der Austausch von Feuchte und Wärme zwischen Ozean und Atmosphäre direkt über Verdunstung und Niederschlag erfolgt, sorgt in den Polarregionen hierfür das im Wechsel der Jahreszeiten ablaufende Gefrieren und Schmelzen des Meereises.

Südlich des Zirkumpolarstroms pulsiert im Jahresrhythmus das größte Meereisgebiet unseres Planeten. Es bedeckt eine Fläche zwischen vier Millionen Quadratkilometern im Südsommer und 20 Millionen Quadratkilometern im Südwinter (siehe Abbildung 14). Die maximale Ausdehnung entspricht etwa fünf Prozent der Gesamtfläche des Weltozeans oder der halben Fläche des Nordatlantiks. Die Lufttemperaturen schwanken zwischen plus 2 und minus 10 Grad Celsius, und das in Breiten zwischen 50° und 60°, in denen auf der Nordhemisphäre gemäßigtes Klima herrscht.

Im Inneren des Meereisgürtels können riesige (bis zur Größe der Nordsee) eisfreie Gebiete entstehen. Die Ursachen für solche mit dem russischen Wort Polynja bezeichneten Wasserflächen sind nicht vollständig bekannt. Auch nahe der Küste gibt es häufig eisfreie Streifen, in denen kalte, vom antarktischen Eisdome herabströmende so genannten katabatische Winde das Meereswasser abkühlen und das dabei auskristallisierende Eis immer wieder von der Küste forttreiben. In den Polynjen verliert der Ozean an die Atmosphäre bis zu fünfzigmal mehr Wärme als er in äquatorialen Breiten auf gleicher Fläche aus der Sonneneinstrahlung aufnimmt. Die Küstenpolynjen werden als Eisfabrik der Polarmeere angesehen. Durch die Eisbildung bleibt der größte Teil der gelösten Salze im Meerwasser zurück. Das dadurch entstehende schwerere Oberflächenwasser sinkt teilweise bis zum Meeresboden ab. Im Gegenzug steigt wärmeres Wasser aus den tieferen Schichten des Ozeans an die Oberfläche auf. (Das ist das Grundprinzip der thermohalinen Zirkulation.) Es kommt zum Austausch beziehungsweise zur Neubildung von Tiefenwasser, das man - um im Bild der Wärmemaschine zu bleiben - als den Treibstoff für das globale Förderband bezeichnen kann. Dieses polare Tiefenwasser vor allem sorgt für die Zufuhr von Sauerstoff und Nährstoffen im gesamten Weltmeer. Die Polarmeere sind also auch die "Lungen" des Weltmeeres.

Die hier nur angedeuteten Vorgänge in der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulation und der Ausdehnung des Meereises weisen nun keineswegs ein reguläres zeitliches und räumliches Verhalten auf wie etwa einen sich immer wiederholenden Jahreszyklus. Es treten erhebliche nichtperiodische Schwankungen auf: in der Aktivität der um den Kontinent ziehenden Tiefdruckgebiete, der Verwirbelung der ozeanischen Ströme, der Oberflächentemperatur des Ozeans und der Eisausdehnung. So kann zum Beispiel die Ausdehnung des Meereises im Maximum (August/September) von Jahr zu Jahr bis zu

zwanzig Prozent schwanken. Es ist dementsprechend schwierig, einen vermuteten langsamen Erwärmungstrend nachzuweisen.

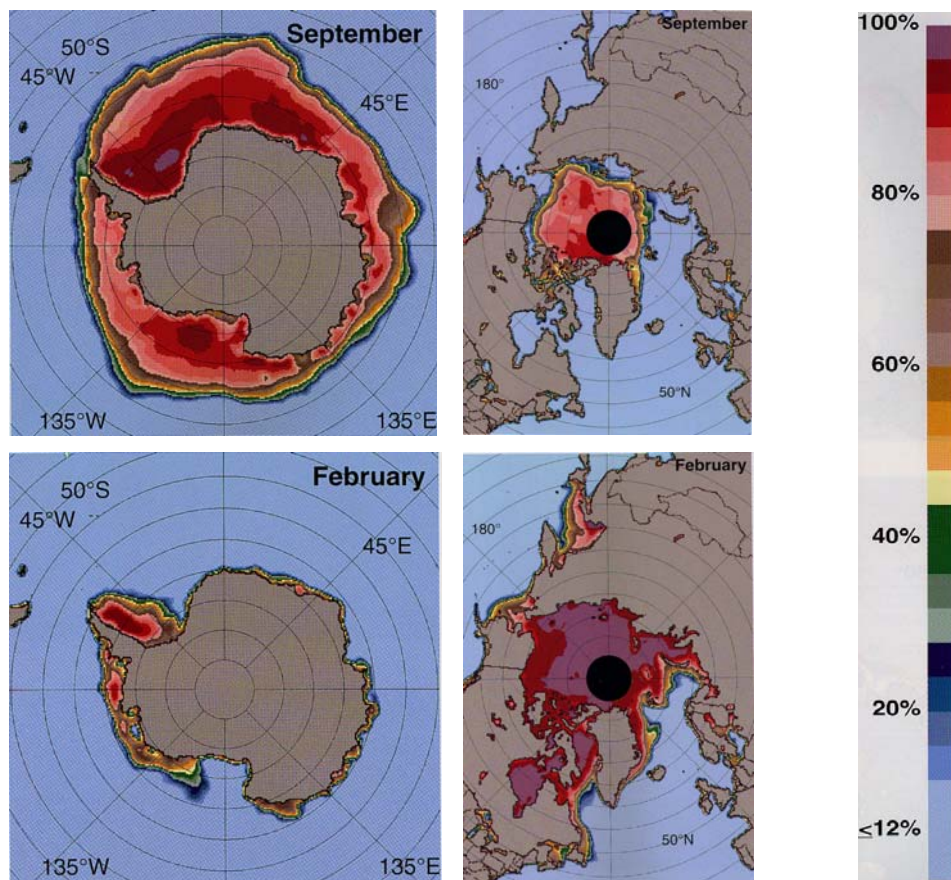


Abbildung 14. Ausdehnung des Meereises in Nord- und Südhemisphäre während der maximalen und minimalen Bedeckung (aus Daten des NIMBUS Satellit).

Vergrößert sich die Eisfläche, wird die Atmosphäre zunehmend vom ozeanischen Wärmereservoir abgeschottet. Außerdem erhöht sich der direkt reflektierte Anteil der eingestrahelten Sonnenenergie, der dann für unser Klima ungenutzt in den Weltraum entweicht. Die Luft kühlt ab, und es ergibt sich so die Tendenz, die vorhandene Eisanomalie weiter zu vergrößern. Würden nicht andere Vorgänge im Klimasystem gegensteuern, führte diese so genannte Eis-Albedo-Rückkopplung zur totalen Vereisung der Erde. Diese Rückkopplung kann aber auch eine anfänglich nur reduzierte Eisfläche als Folge einer Klimaerwärmung, wie sie durch den Anstieg des atmosphärischen Kohlendioxids versucht werden könnte, völlig zum Verschwinden bringen.

Der Eis-Albedo-Rückkopplung wird durch die dem Südpolarmeer spezifische Schichtung der Wassermassen gegengesteuert. Hier lagert kaltes Oberflächenwasser über relativ warmen, salzarmen Schichten in der Tiefe. Aber diese Schichtung ist nicht sehr stabil. Bei Meereisproduktion wird sie durch die beschriebene Tiefenkonvektion durchbrochen; so gelangt das warme Tiefenwasser an die Oberfläche und gibt seine Wärme an die kältere polare Atmosphäre. Dieser Prozess käme in einem wärmeren polaren Klima als heute zum Stillstand, weil das geschmolzene Meereis eine ausgesüßte Oberflächenschicht hinterlässt und die Wassersäule stabiler wird. Die dem Ozean in tropischen Breiten vermittelte Wärme staut sich dann in mittleren Breiten; das führt zu einer langsamen Erwärmung der Wassermassen.

Es gibt eine Reihe anderer solcher Rückkopplungen im Klimasystem, woran polare Komponenten maßgeblich beteiligt sind. In vielen Fällen sind die möglichen Änderungen des globalen Klimas, bei denen polare Regionen eine Rolle spielen, dramatischer als solche, die in mittleren oder tropischen Breiten ausgelöst werden. Eine drastische Änderung unserer Lebensbedingungen würde wohl in der Tat das Abrutschen der westantarktischen Landeismassen in den Ozean bedeuten, was sich als Folge einer generellen Klimaerwärmung in einem Zeitraum von 50 bis 200 Jahren abspielen könnte.

Untersuchungen mit globalen Zirkulationsmodellen lassen befürchten, dass klimatische Störungen in dem relativ kleinen Ventilationsfenster der tiefen Wassermassen von nur ein bis zwei Prozent der Gesamtfläche des Weltozeans zu einer drastischen Restrukturierung der ozeanischen Zirkulation mit klimatischen Auswirkungen führen. Solche Störungen könnten eintreten, wenn sich die solare Energiezufuhr ändert, wie während der Eiszeiten, oder durch den anthropogen verursachten Treibhauseffekt. Die Modelle ergeben nach nur kurzzeitigen minimalen Störungen der Süßwasserzufuhr im polaren Oberflächenwasser beziehungsweise einer äquivalenten Änderung des Salzgehalts einen totalen Zusammenbruch des globalen Förderbandes nach einer erschreckend kurzen Zeit von nur einigen Jahrzehnten. Danach würde der Aufbau einer gegenläufigen Zelle im Laufe von wenigen Jahrhunderten folgen.

Ozeanmodelle

Der Ozean ist für die Klimavariabilität im Zeitskalenbereich von Monaten bis zu einigen Jahrtausenden die bedeutsamste Komponente des Klimasystems. Die schnelleren Zeitskalen sind im Verhalten der äquatorialen Zirkulation, in der globalen Deckschicht (einschließlich des Konvektionsvorgangs) und den Rossbywellen und mesoskaligen Wirbeln verankert, die langsamen Zeitskalen sind durch die advektiven und diffusiven Umwälzungs- und Vermischungsprozesse bedingt. Ozeanmodelle bestehen aus den in Betracht gezogenen physikalischen Prozessen und einer darauf basierenden numerischen Realisierung auf einem elektronischen Rechner. Eine Implementierung aller wesentlichen klimarelevanten Prozesse, die in diesem breiten Spektrum von Zeitskalen angesiedelt sind – in einem universellen Zirkulationsmodell des Weltozeans – übersteigt die gegenwärtigen Computerressourcen um viele Größenordnungen an Rechenzeit und Speicherkapazität.

Modelle der großräumigen Zirkulation des Ozeans, die für Klimauntersuchungen eingesetzt werden können, existieren in mehreren Versionen, unterschieden durch den Inhalt an berücksichtigten physikalischen Prozessen und durch numerische Details wie Integrationsschemata und raumzeitliche Auflösung. Die in der Klimamodellierung eingesetzten ozeanischen Zirkulationsmodelle basieren zum größten Teil auf dem numerischen Code des am GFDL / Princeton entwickelten Ozeanmodells MOM. In diesen Modellen sind eine Reihe von Prozessen nur ungenügend parametrisiert, teilweise bedingt durch zu geringe Auflösung aus Gründen der Speicherkapazität der benutzten Rechner und teilweise durch mangelnde Kenntnisse der zugrunde liegenden Physik. Alle turbulenten Prozesse sind bei grober Auflösung durch lineare Diffusionsansätze für Impuls, Wärme und Salz parametrisiert, alle für eine korrekte Darstellung der Oberflächentemperatur (und damit Kopplung an die Atmosphäre) bedeutsamen thermohalinen Vorgänge in der Deckschicht und die bei instabiler Schichtung einsetzender Prozesse der Tiefenkonvektion sind nur in sehr grob parametrisierter Form enthalten. Vorgänge in der Deckschicht des Ozeans sind nur bei hoher vertikaler Auflösung zufrieden stellend zu simulieren und Strahlströme wie der ACC sind nur ungenügend aufgelöst und meist stark ausgeschmiert. Darüber hinaus haben die simulierten Zirkulationssysteme und thermohalinen Zustandsgrößen einen stark diffusiven Charakter, der durch die Stabilitätsanforderungen der groben räumlichen Auflösung hervorgerufen wird. Trotz dieser Mängel geben die Modelle den Klimazustand und

Klimavariabilität (als Antwort auf vorgegebene Antriebe durch die Atmosphäre) einigermaßen zufriedenstellend wieder. Die zu erwartende Rechnerentwicklung (massiv parallele Systeme etc.) und die Verbesserungen von Modellcodes (Parallelisierung etc.) lassen allerdings befürchten, dass Studien mit ozeanischen Zirkulationsmodellen, die die volle Einstellung des thermohalinen Zustands beinhalten, auch in den nächsten Jahren unter diesen Schwachpunkten weiterhin leiden werden.

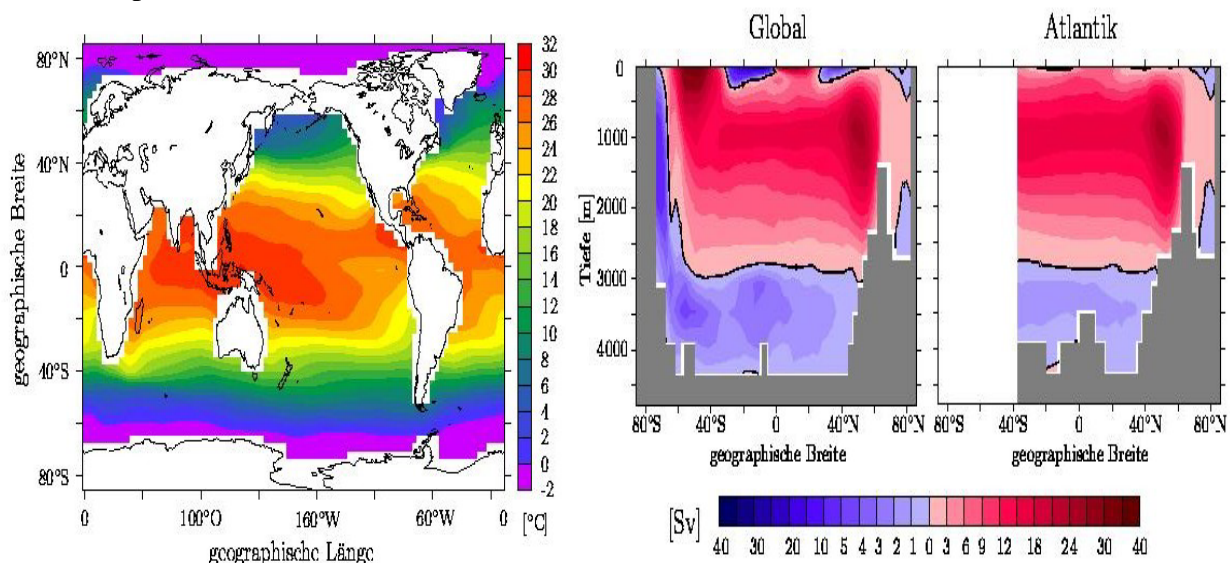


Abbildung 15. Ein typisches grobskaliges Ozeanmodell (mit 4° horizontaler Gitterweite und 40 vertikalen Schichten, MOM Code, Brix 2001). Der Antrieb erfolgte durch klimatologische Daten der Lufttemperatur, der Oberflächenwinde und des vertikalen Feuchteflusses aus der Atmosphäre. Links: die simulierte Oberflächentemperatur, rechts die Stromfunktion der vertikalen Umwälzung (links global und rechts für den Atlantik gesondert). Man erkennt das konzentrierte Absinken im Norden (wo Modell-NADW südlich von Grönland gebildet wird) und im Süden (wo Modell-AABW eng am Kontinent gebildet wird).

Atmosphärische Wirbel (die Hoch- und Tiefdrucksysteme des Wettergeschehens) haben eine etwa zehnfach größere räumliche Dimension als die ozeanischen und werden daher in den globalen atmosphärischen Zirkulationsmodellen schon mit den jetzt verfügbaren Rechnerspeichern gut aufgelöst. Ozeanische Zirkulationsmodelle wie das MOM Modell enthalten bei genügend hoher Auflösung die Physik der mesoskaligen Wirbelprozesse. Aber eine wirbelauflösende Modellierung der ozeanischen Zirkulation, erstreckt über das gesamte Spektrum der ozeanischen Zeitskalen Tagen bis zu einigen 1000 Jahren, übersteigt aber die gegenwärtigen Rechnerleistungen um ein vielfaches. Die Rechenzeiten, die zur Erstellung der Zirkulation des Südlichen Ozeans für etwa 20 Jahre (d.h. mit vorgegebener mittlerer Schichtung) mit Wirbelauflösung (circa 1/10° in der lateralen Gitterweite) benötigt werden, lasten den modernsten Supercomputer für Monate vollständig aus. Abgesehen von wenigen Versuchen, mesoskalige Wirbelprozesse global darzustellen (wie z.b. das POP Modell, siehe Abbildung 16) – wegen der enormen Rechenzeiten muss man sich hierbei auf kleine Störungen eines vorgegebenen thermohalinen Zustands über nur wenige Jahrzehnte beschränken – laufen gegenwärtig alle globalen Modelle mit horizontalen Auflösungen im Bereich 2 bis 4° und mit 20 bis 40 vertikalen Schichten (wie z.b. das MOM Modell aus Abbildung 15).

Daneben gibt es aber auch eine Reihe für das Verständnis des Klimasystems wichtige Modelltypen, die auf kleineren Rechnern betrieben oder sogar vollständig analytisch – mit Papier, Bleistift und Nachdenken – konzipiert werden können. Solche Modelle sind entweder im physikalischen Gehalt „abgespeckt“ – sie enthalten nur die wichtigsten Zusammenhänge, die aber noch komplex genug sein können – oder sie sind in der Darstellung der räumlichen

Struktur eingengt, teilweise so weit, dass die gesamte Ozeanzirkulation durch nur wenige vorgegebene Strukturfunktionen repräsentiert wird. Im Folgenden geben wir Beispiele von verschiedenen Modelltypen für das Verständnis der Prozesse, die die Zirkulation des ACC in Gang halten.

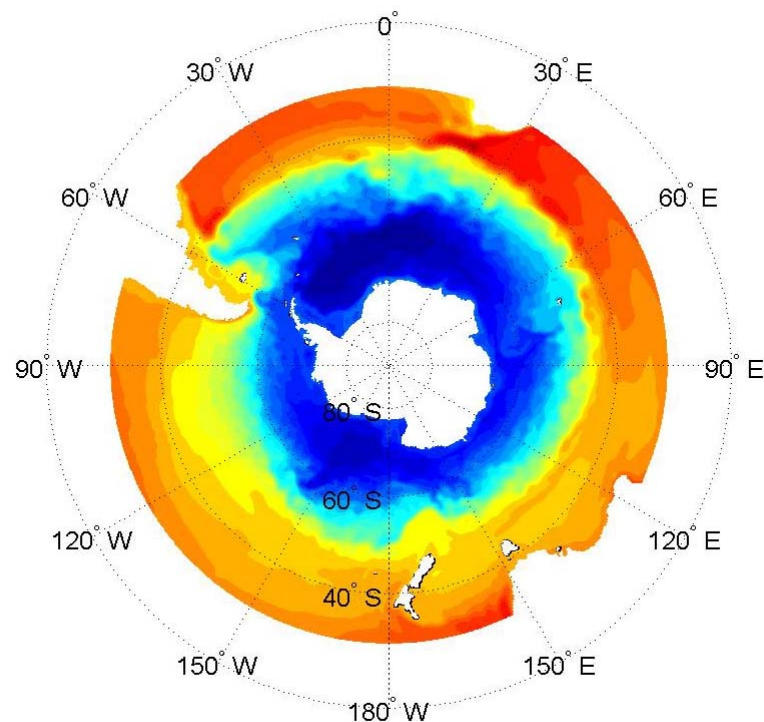


Abbildung 16: Die Auslenkung der Meeresoberfläche (als Mittelwert über fünf Jahre), gemäß der Simulation des POP Modells (horizontale Auflösung in der Drake Passage circa 10 km, 20 Schichten). Das Bild zeigt einen Ausschnitt des globalen POP Modells für den Südlichen Ozean (Olbers und Ivchenko 2001). Der Höhenunterschied quer zum ACC entspricht einem Abfall der Oberfläche um etwa 1,5 m nach Süden (von gelb nach blau).

Zwei Wege zum Verständnis

Die Komplexität der ozeanischen Zirkulation hat drei Ursachen. Da ist zunächst die äußerst komplizierte Gestalt der Ozeanbecken (die eben nicht einfache „Zigarrenkästen“ sind, wie in Abbildung 7 angenommen wurde) und ferner die räumliche und zeitliche Variabilität der atmosphärischen Antriebe (der Wind über dem Ozean ist ebenfalls nicht ein einfacher ‚Schlenker‘, wie in Abbildung 7 angenommen wurde). Eine weitere, äußerst bedeutsame Eigenschaft ist in den physikalischen Grundlagen der Strömungsmechanik und Thermodynamik verborgen: die Gleichungen sind hochgradig nichtlinear (eins der unangenehmsten aber auch interessantesten mathematischen Eigenarten der Strömungsphysik) und auch mit den ausgefeiltsten Methoden der Mathematik nicht vollständig lösbar. An diesen Problemen scheiden sich die Geister der theoretischen Ozeanforscher. Die ‚numerischen‘ Theoretiker schöpfen ihre Hoffnung und Erkenntnisse aus der wachsenden Kompetenz der Supercomputer, denen sie die Gleichungssysteme, Antriebe und Ozeanbecken in immer größeren Details anvertrauen und mit immer ausgefeilteren Methoden numerische Lösungen produzieren. Das vorher erwähnte POP Modell ist ein typisches Beispiel dieses Vorgehens: hier wurden die Rechnerressourcen weitestgehend an die Grenze getrieben, um möglichst viele Prozesse und Details berücksichtigen zu können. Kann man das Ergebnis noch verstehen? Eigentlich nur durch die Arbeit der anderen theoretischen Schule, die den Weg der Vereinfachung beschreitet, um das

Zirkulationsproblem auf handhabbare ‚Häppchen‘ herunterbrechen, die dann aber mathematisch vollständig lösbar und daher verstehbar sind.

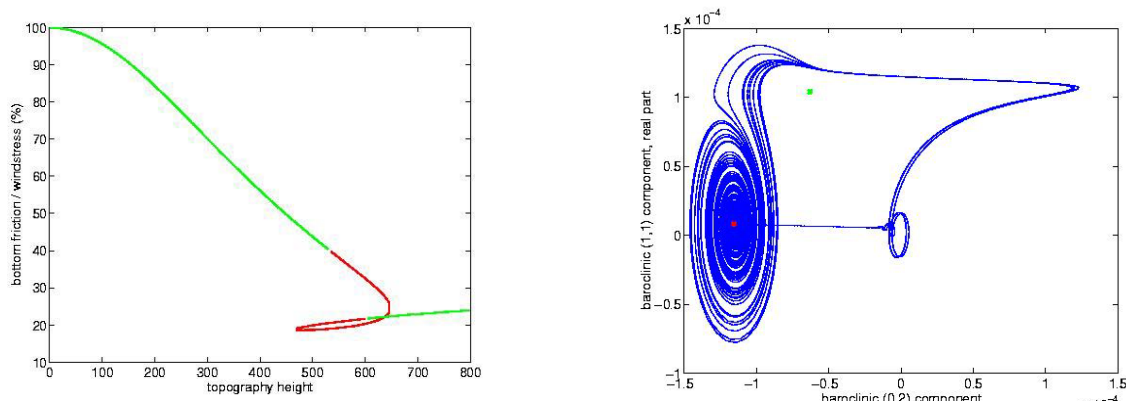


Abbildung 17. Das linke Bild zeigt die Abhängigkeit des Kanaltransports von der Höhe der Topographie für ein low-order Modell einer Kanaldurchströmung, das rechte zeigt die Trajektorie im Systemphasenraum für einen Parametersatz, der zu chaotischen Lösung gehört (Olbers und Völker 1996).

Das ‚Herunterbrechen‘ kann sehr brutal sein, das Geschick des Theoretikers liegt – wie bei Michelangelo – darin, das für bestimmte Fragen Überflüssige zu entfernen und so das Wesentliche herauszuschälen. Als Beispiel soll das in den Abbildungen 17 vorgestellte Modell dienen, das das Konzept von Abbildung 12 in ein sogenanntes ‚low-order‘ Modell des ACC verwandelt. Hier ist die Thermodynamik völlig ausgeblendet, es werden nur dynamische Prozesse in einem zonalen Zweischichtenkanal (wie in Abbildung 12 dargestellt) behandelt, und dies auch nur durch Projektion auf einfache räumliche Strukturfunktionen – man rät das Spektrum der räumlichen Abhängigkeit der Lösung durch Vorgabe weniger plausibler Muster, deren Amplituden dann mathematisch aus den Grundgleichungen bestimmt werden. Ziel dieses Modells ist es zu verstehen, wie die in Abbildung 12 erklärten Druckverhältnisse am Boden zustande kommen und wie der resultierende ACC-Transport von der Topographiehöhe abhängt. Das Modell ist nach wie vor nichtlinear aber durch die Projektion exakt lösbar. Das linke Bild zeigt, dass der Transport stark mit zunehmender Höhe abfällt und in einem gewissen Bereich sogar verschiedene Werte bei gleicher Topographie haben kann. Rechts ist der Druckmechanismus veranschaulicht. Der zeitliche Verlauf zweier Bestandteile des baroklinen Bodendrucks (lila H/T in Abbildung 12) ist hier gegeneinander aufgetragen. Die zeitliche Entwicklung des Modells muss man sich als Punkt auf der blauen Trajektorie vorstellen, der sich auf Endlosschleifen um zwei Lösungspunkte (rot und grün) bewegt, die aber nie erreicht werden. Von dem linken (roten) Gleichgewichtspunkt wird das System auf einer Spirale herauskatapultiert, die physikalische Interpretation ist eine lange Rossbywelle, die durch Überströmung der Topographie angeregt wird und nun mit steigender Amplitude durch den Kanal propagiert. Dabei wird der Bodendruck aufgebaut und mehr und mehr von der Windanregung der Strömung durch den in Abbildung 12 dargelegten Mechanismus balanciert. Ab einer gewissen Amplitude umkreist das System in einer extrem langen Zeitskala den zweiten Gleichgewichtspunkt (grün) und hat dabei einen durch das Drucksystem der Welle balancierten Transport.

Das zweite Modell (siehe Abbildung 18) hat das gleiche Konzept, also die durch Wind getriebene Strömung in einem Zweischichtenkanal (hier der Einfachheit halber mit flachem Boden). Die Lösungsmuster werden aber nicht vorgegeben sondern numerisch mit hoher Gitterauflösung bestimmt. Die sich einstellende Strömung kann durch physikalische Instabilität mesoskalige Wirbel entfalten. Da die zwei Schichten reibungsfrei übereinander gleiten, kann der Windimpuls aus der oberen Schicht nur durch die Wirbel in die tiefe Schicht gelangen (dort wird er durch Reibung am Boden eliminiert). Ohne die Wirbel würde die

Oberflächenströmung kontinuierlich beschleunigen und nie ins Gleichgewicht kommen. Das Modell beschreibt also den Mechanismus, der für den vertikalen Impulsaustausch im ACC verantwortlich ist. Dieser Mechanismus wirkt genauso, wenn man topographische Hindernisse in die Tiefsee des Modells einbringt, und auch in komplexeren Modellen wie POP (er ist auch durch Messungen im realen ACC nachgewiesen worden).

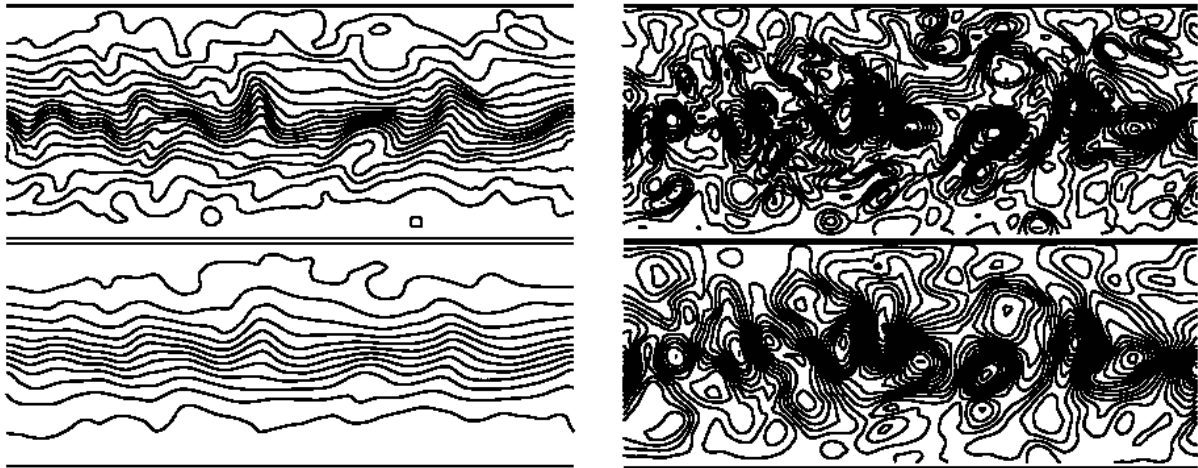


Abbildung 18. Die Strömung in einem Zweischichtenkanal mit quasigeostrophischer Dynamik (Wolff et al. 1991), verschaulicht durch eine Momentaufnahme der Stromfunktion in beiden Schichten (linke Bilder, oben erste Schicht, unten zweite Schicht). Die Strömung ist jeweils von links nach rechts (ostwärts) und dort intensiver, wo der Abstand der Stromlinien enger ist. Das intensive Wirbelfeld (Differenz zwischen dem Zustand links und einem langfristigen Zeitmittel der Strömung) ist rechts dargestellt, ebenfalls eine Momentaufnahme. Der Kanal ist 4000 km lang und 1500 km breit, hat im Norden und Süden harte Wände und ist in zonaler Richtung periodisch. Er befindet sich auf einer rotierenden ‚Erde‘ mit einem Radius, der etwa ein fünftel des Erdradius ist (also eine kleine Erde und ein sehr großer ‚Fußball‘).

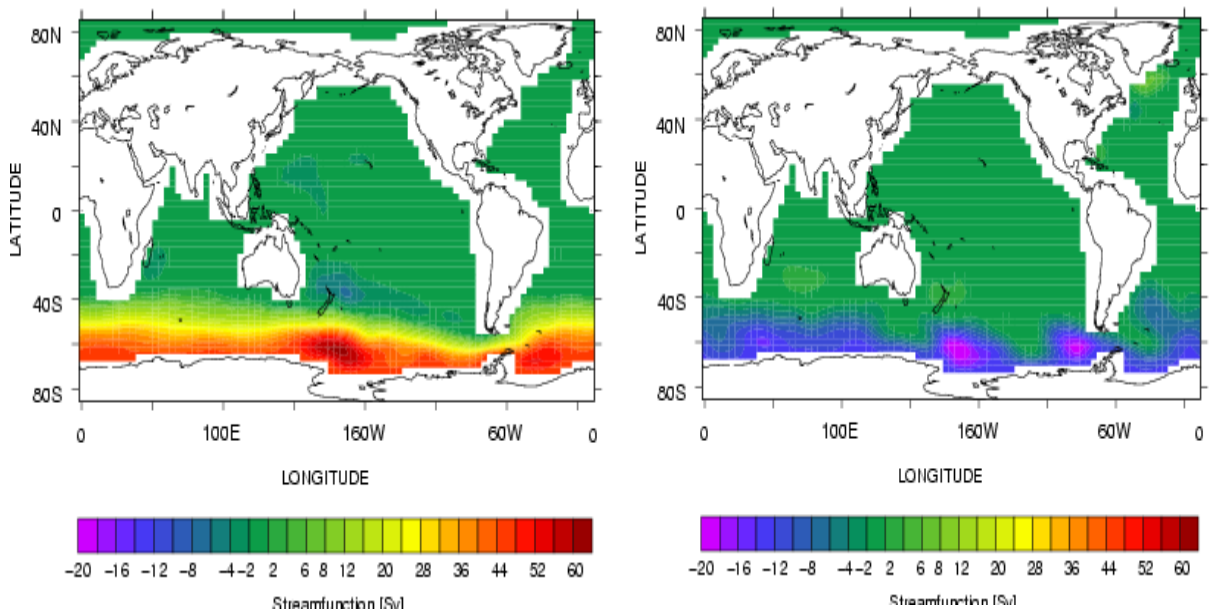


Abbildung 19. Die Salzanomalie-Experimente mit dem globalen Zirkulationsmodell aus Abbildung 15 (Brix 2001). Für das linke Experiment wurde die Anomalie in das Weddellmeer geleitet, der ACC-Transport nimmt in 500 Jahren um circa 50 Millionen m^3/sec zu (das ist etwa $1/3$ des Gesamttransports). Rechts das entsprechende Experiment für die Labradorsee als Eintragsgebiet. Der Transport nimmt nach 500 Jahren um etwa 10 Millionen m^3/sec ab.

Schließlich wollen wir noch auf den globalen Zusammenhang der Ozeanzirkulation zurückkommen, in der der ACC über die Wassermassenausbreitung entlang des globalen

Förderbands eingebunden ist. Mit dem in Abbildung 15 dargestellten Modell wurden Experimente gemacht, in denen im eingeschwungenen Gleichgewichtszustand Störungen der Oberflächendichte in bestimmte ‚empfindliche‘ Regionen eingebracht wurden. Die Nadelöhre der Tiefenwasserbildung sind, wie beschrieben, der nördliche Nordatlantik (z.B. die Labradorsee) und das Weddellmeer. In zwei verschiedenen Experimenten wurde Salz in das Modellwasser dieser Meeresgebiete gekippt (der Oberflächensalzgehalt wurde um 1 Promille erhöht) und geschaut, wie der Ozean damit fertig wird. Wie in Abbildung 19 veranschaulicht, reagiert die Zirkulation im Fall des Weddellmeers als Salzquelle mit einer Stärkung des ACC Transports und mit einer Schwächung im Fall der Labradorsee, und zwar in einer langsamen, über Jahrhunderte dauernden Anpassung – für thermohaline Prozesse ist die Zeitskala allerdings normal. Was passiert hier? Wie kommt das Signal über den gesamten Erdball aus der Labradorsee in den Südlichen Ozean? Der Ozean versucht, den Salzüberschuss durch Tiefenkonvektion – bildlich gesprochen – auf das Förderband zu setzen und damit abzutransportieren. Die Störung induziert allerdings auch Wellen, die in der Tiefe entlang der Küste und des Äquators nach Süden propagieren. So kommen die Störungen in den südlichen Zirkumpolarbereich, verändern die Wasserschichtung (die in den Abbildungen 11 und 13 gezeigt ist) und den Transport des ACC.

Mit dem realen Ozean kann man solche gezielten Experimente nicht durchführen, höchstens in unkontrollierter Weise wie durch Eintrag von Kohlenstoffdioxid in die Atmosphäre während des letzten Jahrhunderts. Man muss sich aber vergegenwärtigen, dass unser Klimasystem auf der Erde auch im ‚natürlichen‘ Zustand, d.h. ohne Eingriff des Menschen, permanent ‚Experimente‘ mit der Ozeanzirkulation macht: die Antriebe der Ozeanzirkulation sind nicht konstant, sondern schwanken auf allen Zeitskalen. So ist z.B. nachgewiesen, dass das Nadelöhr der Tiefenzirkulation erst vor etwa einem Jahrzehnt aus der Grönlandsee in die Labradorsee verlagert wurde, verbunden mit großflächigen propagierenden Salzanomalien im Nordatlantik.

Literatur

Brix, H. (2001). North Atlantic Deep Water and Antarctic Bottom Water: Their Interaction and Influence on Modes of the Global Ocean Circulation. Universität Bremen

Bryan, K. (1978). The ocean heat balance. *Oceanus* 29, 18-26.

Olbers, D., Gouretsky, V., Seiß, G., Schröter, J. (1992). Hydrographic Atlas of the Southern Ocean, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven,

Olbers, D., Ivchenko, V. O. (2001). On the meridional circulation and balance of momentum in the Southern Ocean of POP, *Ocean Dynamics*, Vol. 52, 79-93.

Olbers, D., Völker, Chr. (1996). Steady states and variability in oceanic zonal flows, In: *Decadal Climate Variability (Dynamics and Predictability)*, D. Anderson and J. Willebrand (Eds.). Springer-Verlag, Berlin, pp 407-443.

Rintoul, S., Hughes, C., Olbers, D. (2001). The Antarctic Circumpolar Current System, In: *Ocean Circulation and Climate*, Eds: G. Siedler, J. Church and J. Gould. Academic Press, New York, p. 271-302.

Schmitz, W. J. (1996). On the World Ocean Circulation. WHOI-96-03, Volume I and II.

Speer, K., S. Rintoul and B. Sloyan (2000). The diabatic Deacon cell. *J. Phys. Oceanogr.* 30, 3212-3222

Wolff, J.-O., Maier-Reimer, E., Olbers, D. J. (1991). Wind-driven flow over topography in a zonal β -plane channel: A quasigeostrophic model of the Antarctic Circumpolar Current, *Journal of Physical Oceanography*, volume 21, pp 236-264.