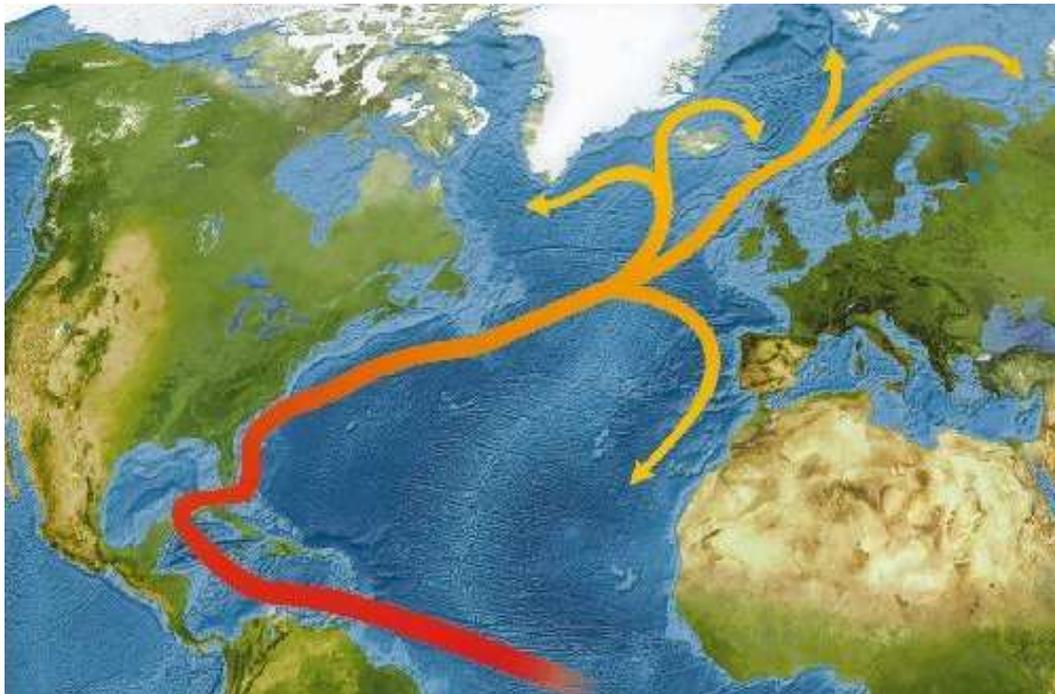


Meeresströmungen und ihr Klimaeinfluss



Quelle: http://www.dergolfstrom.de/golfstrom_small.jpg (Zugriff am 24.03.2008)

Vorgelegt von: Carolin Petnehazi
Wankheimer Täle 1-103
72072 Tübingen
0176/24936647
carolin.petnehazi@gmx.de
Lehramt, 6. Semester

Inhalt

INHALT	II
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	II
1. EINLEITUNG	1
2. STRÖMUNGEN	1
2.1 TEMPERATURVERTEILUNG AUF DER ERDE	1
2.2 SALZVERTEILUNG DER ERDE	3
2.3 ENTSTEHUNG VON STRÖMUNGEN	4
2.4 OBERFLÄCHENSTRÖMUNGEN	5
2.5 VERTIKALE SCHICHTUNG UND TIEFENZIRKULATION	7
2.6 DER GOLFSTROM	9
3. BEDEUTUNG DER MEERESSTRÖMUNGEN	11
4. AUSWIRKUNGEN DER STRÖMUNGEN AUF BENACHBARTE LANDREGIONEN	12
5. VERÄNDERUNGEN IM LAUFE DER GEOLOGISCHEN ZEIT	13
5.1 ENTSTEHUNG DER HEUTIGEN OZEANSTRÖMUNGEN	13
5.2 KLIMAEINFLUSS IN DER GEOLOGISCHEN ZEIT	15
5.3 ABRUPTE KLIMAÄNDERUNGEN	15
6. FAZIT	17
LITERATUR	18

Abbildungsverzeichnis

- Titelabbildung: Golfstrom
Abb. 1: Oberflächentemperatur der Erde
Abb. 2: Temperatur im Atlantik
Abb. 3: Verteilung des Salzgehalts auf der Erde
Abb. 4: Oberflächenströmungen
Abb. 5: Thermohaline Zirkulation
Abb. 6: Wirbel am Golfstrom

1. Einleitung

Etwa 71% der Erdoberfläche wird von Ozeanen bedeckt. Dass sie nicht still stehen können, lässt sich allein an Klimatelementen wie Wind, Luftdruck, Temperatur oder Niederschlag ablesen. Weitere Faktoren, wie die durch die Rotation der Erde entstehende Corioliskraft, Salzgehalt und Dichte des Wasser bewirken eine Strömung der Meere. Durch welche Faktoren Strömungen entstehen wird zu Beginn der Arbeit erläutert. Dabei handelt es sich um ein komplex miteinander verbundenes System, das, um Klarheit zu schaffen in Oberflächen- und Tiefenströmungen gegliedert wird. Einzelne Strömungen, wie der Golfstrom werden aufgrund seiner Bedeutung für Europa und dem wichtigen Antrieb der Thermohalinen Zirkulation ausführlicher behandelt. Aber nicht nur die Bedeutung des Golfstrom wird dargestellt, es wird im Allgemeinen auch die weltweite Bedeutung der Meeresströmungen und Meere behandelt, so auch auf die angrenzenden Landschaften. Ein wichtiger Aspekt ist auch die Veränderung der Meeresströmungen im Laufe der geologischen Zeit und die besonderen Klimaänderungen, deren Ursache noch nicht ganz geklärt sind.

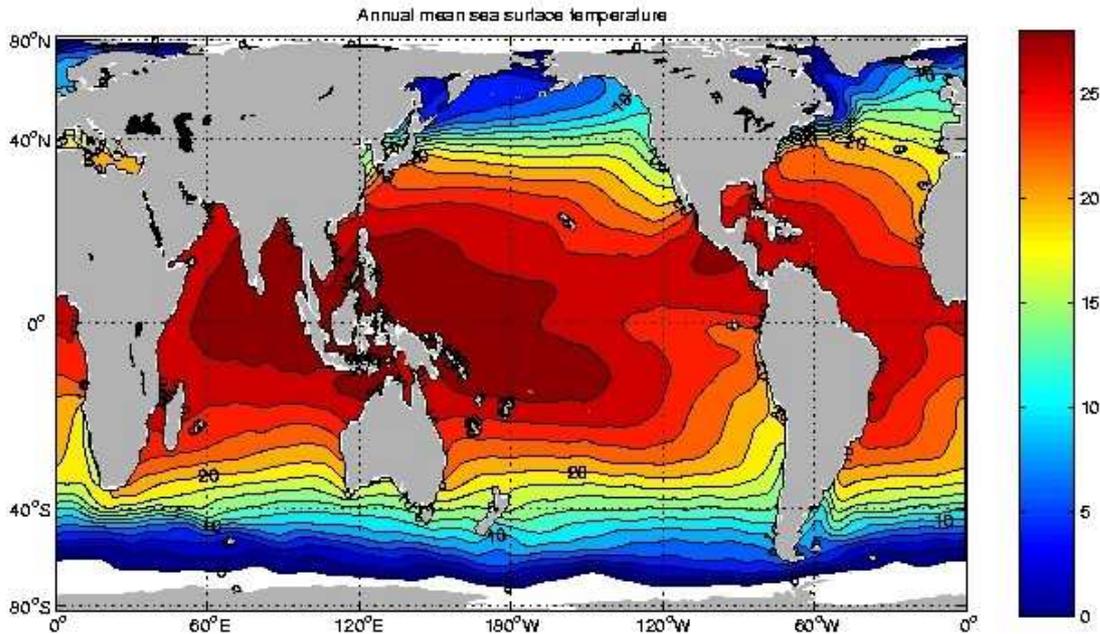
2. Strömungen

Die Sonne ist hauptsächlich für die Meeresströmungen verantwortlich, erst durch die Unterschiede, die aufgrund der Einstrahlung entstehen, werden Luft- und Wassermassen in Bewegung gesetzt, mit dem Bestreben vorhandene Unterschiede auszugleichen (JANSEN, 2004: 47). Im Folgenden werden die Temperatur- und Salzgehaltunterschiede erläutert, um damit auf die Entstehung von Strömungen einzugehen. Die Luftdruckverteilung der Erde und damit die Windverhältnisse, die die Strömungen beeinflussen, werden jedoch nicht näher betrachtet.

2.1 Temperaturverteilung auf der Erde

Die Strahlungsbilanz beeinflusst auch die Meeresoberflächentemperatur, es dringen jedoch nur 73% der einfallenden Strahlung bis in eine Tiefe von 1 m vor, 22,2% erreichen 10 m und nur noch 0,53% gelangen in eine Tiefe von 100 m. Von den hohen Breiten bis zu den niederen Breiten steigt die Temperatur fast gleichmäßig. Die Höchsttemperaturen werden im Persischen Golf mit 32°C und im Roten Meer mit 31°C erreicht. Im Nordsummer haben große Teile des Pazifik zwischen Äquator und nördlichem Wendekreis eine Temperatur von mehr als 28°C. Im Südsommer sind die Gebiete mit größter Temperatur im Indischen Ozean zwischen Äquator und 20°S und im Atlantik um den Äquator zu finden (ROSENKRANZ, 1977: 55).

Abb.1: Oberflächentemperatur der Erde

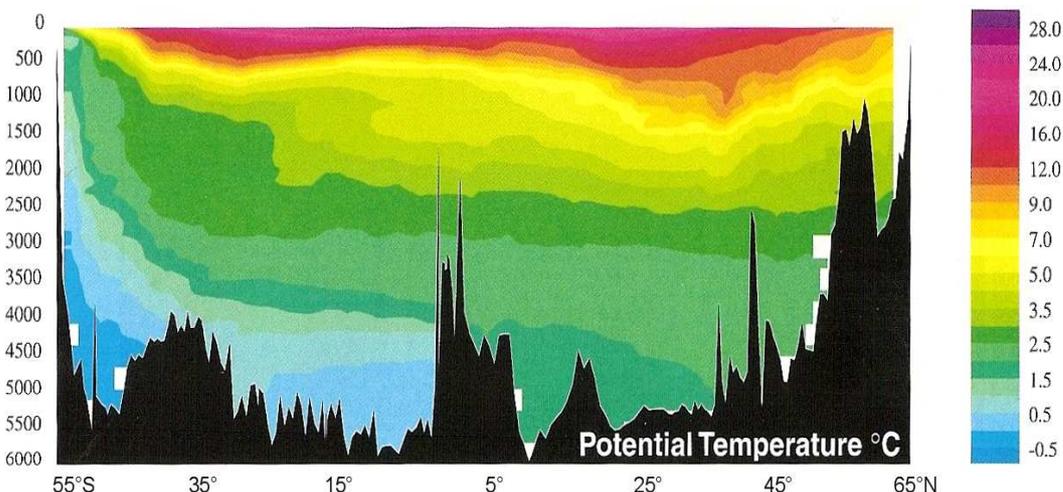


Quelle: <http://www.soes.soton.ac.uk/teaching/courses/oa631/hydro.html> (Zugriff am 14.04.2008)

Die jährlichen Temperaturschwankungen der Meeresoberfläche betragen auf der Nordhalbkugel zwischen 30° und 60° und auf der Südhalbkugel zwischen 30° und 40° mehr als 6°C. Richtung Äquator und Pole sinkt der Wert auf weniger als 2°C. An den Westseiten von Nordpazifik und Nordatlantik bewirken kalte kontinentale Luftmassen vor allem im Winter eine starke Abkühlung, sodass die Schwankungen bis zu 18°C betragen können (ROSENKRANZ, 1977: 57).

Die Temperaturen in der Tiefe der Ozeane sind je nach Ursprungsgebiet der Meeresströmungen unterschiedlich. Das Antarktische Bodenwasser mit einer Temperatur zwischen -0,5 und 0°C ist deutlich zu erkennen im Querschnitt durch den Atlantik (Abb.2), gut zu erkennen ist auch der wärmere Golfstrom auf der rechten Seite der Abb.2.

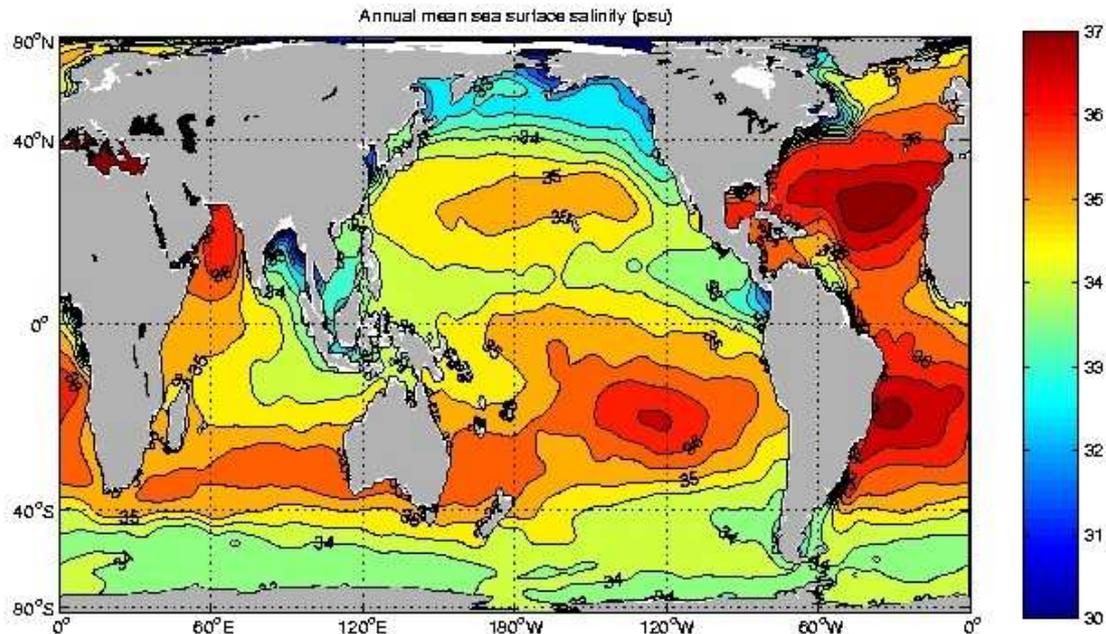
Abb.2: Temperatur im Atlantik



Quelle: SIEDLER et al (2001): Ocean Circulation and Climate

2.2 Salzverteilung der Erde

Abb.3: Verteilung des Salzgehalts auf der Erde



Quelle: <http://www.soes.soton.ac.uk/teaching/courses/oa631/hydro.html> (Zugriff am 14.04.2008)

Der mittlere Salzgehalt in den Ozeanen beträgt 34.7 ‰ , dabei ist die Verteilung um den Mittelwert relativ klein, 50% der gesamten Wassermasse liegen zwischen $34,6$ und $34,8 \text{ ‰}$. Die Salinität im offenen Ozean schwankt je nach Quelle zwischen 32 und 38 ‰ . Werden die Schelfmeere mitgerechnet, beträgt die Spanne 28 bis 40 ‰ (JANSEN, 2004: 39; ROSENKRANZ, 1977: 41). Entscheidend für den Salzgehalt ist das Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung. Die Gesamtniederschlagsmenge der Erde beträgt 512.000 km^3 , das ist 36 mal so viel wie in der Atmosphäre enthalten ist. Das heißt aber auch, dass eine entsprechende Verdunstung stattfinden muss (ROSENKRANZ, 1977: 45f). Die Verdunstung in den Polarregionen ist aufgrund der geringen Temperaturen am geringsten, von dort steigt sie immer weiter an bis sie ihr Maximum in den Passatregionen erreicht, hier ist auch die Einstrahlung am stärksten, am Äquator ist die Verdunstung wegen der hohen Luftfeuchtigkeit geringer. Zwischen 10° und 40° N und zwischen 0° und 40° S gibt es einen Verdunstungsüberschuss, daher ist die Salinität in diesen Gebieten auch am höchsten. Die wichtigsten Verdunstungsgebiete liegen laut ROSENKRANZ (1977: 46) im Atlantik zwischen den Antillen und Azoren und außerdem bei 18° S und 30° W , im Indischen Ozean zwischen Südmadagaskar und Westaustralien und im Pazifik zwischen 25° N und 180° W sowie zwischen 20° S und 120° W . Die Ursache liegt in der starken Einstrahlung, dem geringen Niederschlag und damit geringer Luftfeuchtigkeit. Das Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung erreicht hier positive Werte und muss daher durch zuströmendes Wasser kompensiert werden. Ab 40° N/S dreht sich das Verhältnis um und die durch die

atmosphärische Zirkulation herangeführten Niederschläge sind größer als die Verdunstung (ROSENKRANZ, 1977: 47), sodass sich der Salzgehalt verringert. Auf der Südhalbkugel verändert sich der Salzgehalt zwischen 50° und 80° kaum. Mit 33,9 ‰ ist der Ozean hier relativ salzhaltig. Auf der Nordhalbkugel dagegen sind Unterschiede zwischen Pazifik und Atlantik deutlich sichtbar, an der Beringstraße beträgt der Salzgehalt etwa 31 ‰, wobei er auf gleicher Höhe im Atlantik noch über 35 ‰ hat (Abb.3). Einen niedrigeren Salzgehalt gibt es an der Ostseite von Grönland und Nordamerika, da hier kalte Strömungen südwärts ziehen. Insgesamt ist der Atlantik salzhaltiger als der Pazifik. Das liegt daran, dass ein Teil des Wasserdampfes aus dem Bereich des Atlantiks durch die atmosphärische Zirkulation verloren geht. Die geschieht in Mittelamerika, wo die Passate in den Pazifik übergreifen. Die Anden und die Rocky Mountains verhindern jedoch einen Wasserdampfaustausch von Pazifik und Atlantik, sodass die Niederschläge wieder in den Pazifik zurückfallen. Außerdem vermischt sich der Ausfluss der salzhaltigen Tiefenwasser des Mittelmeers im Atlantik, und gelangt an die Oberfläche (ROSENKRANZ, 1977: 58).

Aus Temperatur und Salinität aber auch Eisbildung, Eisschmelze und großem Zufluss an Süßwasser lässt sich auf die Dichte schließen. Am geringsten ist die Dichte im Bereich des thermischen Äquators, maximale Werte nimmt sie in den hohen südlichen Breiten zwischen 60° und 80° an. Besonders wichtig ist die Dichte in den Polarregionen für die Tiefenwasserbildung, darauf wird noch näher eingegangen.

2.3 Entstehung von Strömungen

Die Luftdruckunterschiede und damit die Bodenwinde sind die primären Faktoren für die Oberflächenzirkulation der Meere. Diese Driftströmungen reichen in eine Tiefe von etwa 200 m mit einer Geschwindigkeit von durchschnittlich 0,25 m/s (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 614). Die stärksten Winde treten dabei im Südlichen Ozean auf (CLARKE et al, 2001:14). Der Wind wird von Corioliskraft und Reibung beeinflusst, beide Kräfte wirken auch auf die Meeresströmungen und lenken die Bewegung ab, sodass ein einmal angestoßenes Teilchen eine spiralartige Versetzung in die Tiefe erfährt, die Ekman Spirale. Das Teilchen wird auf der Nordhalbkugel nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links abgelenkt. Durch die Reibung wird diese Schubkraft auf die darunter liegenden Teilchen übertragen und so werden auch diese spiralartig versetzt. Die Wirkung von Wind, Reibung und Corioliskraft auf das Wasser reicht etwa in eine Tiefe von 100 m und wird als Ekman Schicht bezeichnet (OTT, 1996: 56).

Die primären Faktoren für die Ausbildung der Tiefenströmung sind Druckunterschiede, die durch „Veränderung der Dichte des Meerwassers, aus Luftdruckänderungen, aus der Wirkung der Gezeiten, sowie aus dem Stau von Wasser, der mit einer Anhebung der

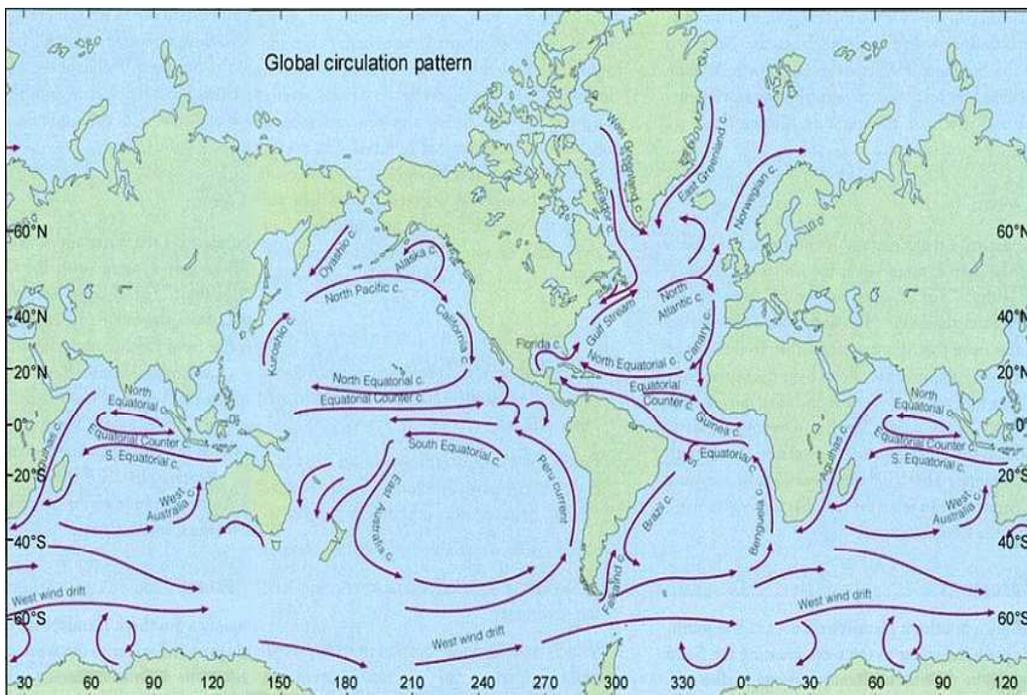
Meeresoberfläche verbunden ist“ hervorgerufen werden (ROSENKRANZ, 1977: 70). Durch die Dichte wird die thermohaline Zirkulation in Bewegung gesetzt, dabei liegt die Hauptantriebskraft im Nordatlantik.

Ein dritter Faktor, der Meeresströmungen in Bewegung setzt sind die Gezeitenkräfte. Sie entstehen durch die Gravitation von Sonne und Mond. Diese Art von Strömungen wirken bis auf den Meeresboden in große Tiefen, dabei können sie im offenen Ozean eine Geschwindigkeit von bis zu 0,25 m/s annehmen, an den Küsten und in Buchten nehmen die Geschwindigkeit Extremwerte an (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 614).

2.4 Oberflächenströmungen

In einem Ozean ohne Kontinente, die als Barrieren wirken, würde die Hauptwasserbewegung in östlicher Richtung verlaufen. Die Passate würden am Äquator einen breiten Strom nach Westen entstehen lassen. In Richtung der Pole gäbe es einen ostwärts gerichteten Strom. Die Pole würden nach J. OTT wieder von einem westwärts gerichteten Strom umrundet. Diese Idealströmungen gibt nur auf der Südhalbkugel, im Bereich des Zirkumpolaren Stroms, der jedoch von Westen nach Osten fließt (OTT, 1996: 57).

Abb.4: Oberflächenströmungen



Quelle: <http://www.ens0.info/images/ocean-currents.jpg> (Zugriff am 25.03.2008)

Betrachtet man Abb., fallen die großen ellipsenförmigen Strömungen in den großen Ozeanen auf, die Gyren. Im Atlantik und Pazifik sind jeweils zwei Stromringe ausgebildet. Auf der

Nordhalbkugel erfolgt eine Bewegung im Uhrzeigersinn, auf der Südhalbkugel gegen den Uhrzeiger, jeweils mit einem Zentrum bei etwa 30° N/S (STRAHLER, 2005:115). Im Indischen Ozean gibt es nur eine Gyre im Süden, der nördliche Ozean wird dagegen vom Monsun bestimmt. Die subtropischen Gyren haben einen Durchmesser von mehreren tausend Kilometern, jedoch nur eine Mächtigkeit von 100 bis 200 m. Aufgrund der starken Sonneneinstrahlung, ist die Verdunstung und dementsprechend der Salzgehalt hoch. Diese Deckschicht ist wegen ihrer hohen Temperatur sehr stabil und verhindert ein Aufquellen von kühlerem und nährstoffreichen Meereswasser (WEFER, 2001: 52).

Der nach Westen fließende Teil der Gyren ist der nördliche bzw. südliche Äquatorialstrom, er wird durch die von Ost nach West wehenden Passatwinde angetrieben und ist daher relativ beständig und gleichmäßig. Zwischen den beiden Äquatorialströmen erstrecken sich äquatoriale Gegenströme: der Nordäquatoriale Gegenstrom an der Oberfläche und der Äquatoriale Unterstrom in der Tiefe, sie wirken als Ausgleichsströmung zu dem sich im Westen der Ozeane aufstauendem warmen Wasser (WEFER et al., 2001: 52). Die Äquatorialen Gegenströme erstrecken sich über etwa vier bis fünf Breitengrade und haben dabei hohe Geschwindigkeiten von durchschnittlich 50 cm/s bis hin zu über 150 cm/s (ROSENKRANZ, 1977: 77). An der Ostseite der Kontinente wenden sich die Äquatorialströme als schmale starke Strömungen in Richtung der Pole ab und strömen weiter polwärts von Westen nach Osten. Auch sie haben hohe Geschwindigkeiten und Temperaturen, da sie aus der Äquatorialgegend kommen, außerdem einen hohen Salzgehalt, aufgrund der Verdunstung. Beispiele hierfür sind der Golfstrom, der Brasilstrom und der Kuroschio entlang von Japan. Diese Gefällsströmungen, angetrieben durch die thermohaline Zirkulation, haben eine hohe Oberflächentemperatur, womit sie die angrenzenden Küsten erwärmen. Die ostwärts fließende Strömung in der Zone der Westwinde ist die Westwinddrift. Auf der Nordhalbkugel bildet sie ein breites Band zwischen 35° und 45° Breite, auf der Südhalbkugel zwischen 30° oder 35° und 70° (STRAHLER, 2005: 115), als Verlängerung des Golfstroms fließt der Nordatlantische Strom bzw. der Norwegenstrom bis ins Polarmeer. Der Nordpazifische Strom setzt den Kuroschio fort (ROSENKRANZ, 1977:78). Auf der Südhalbkugel verbaut kein Kontinent den Weg der Meeresströmung, daher wird die Antarktis in östlicher Richtung von dem Zirkumpolaren Strom umrundet, er reicht in eine Tiefe von 4000 m und verbindet den Pazifischen, Atlantischen und Indischen Ozean. Daher hat er eine große Bedeutung für die Strömungen der südlichen Ozeane und für das globale Klima. Mit etwa 140 Mio. m³/s ist es die Strömung mit dem weltweit größten Wassertransport. Aufgrund der zirkumpolaren Strömung können sich keine Strömungen entlang der Längengrade ausbilden und die Antarktis wird auf gewisse Weise von dem wärmeren Wasser der niederen Breiten isoliert (RINTOUL et al., 2001: 271).

An der Ostseite der Ozeane schließen sich die Gyren. Kalte Strömungen aus den Polarregionen fließen wieder äquatorwärts, so wie der Kanarenstrom, der Benguelastrom vor

der Südküste Afrikas, Kalifornienstrom, Humboldtstrom vor Peru und Chile und Westaustralstrom im Indischen Ozean (ROSENKRANZ, 1977: 78). Als nördlicher bzw. südlicher Äquatorialstrom werden diese Wassermassen wieder westwärts transportiert. Da sie sich von der Küste abwenden und seewärts strömen, steigt wegen dem Massenausgleich kaltes und nährstoffreiches Wasser (THOMPSON, 2005: 386) aus einer Tiefe von 100 bis 300 m nach oben, mit einer Geschwindigkeit von 80 cm/Tag. Dadurch sinken die Wassertemperaturen drastisch ab. So sind es vor der Küste Südwestafrikas nur noch 12°C, auf gleicher Breite würden die Temperaturen ohne aufsteigendes Wasser ca. 20°C betragen (ROSENKRANZ, 1977: 78).

Die Gyren sind nicht symmetrisch angeordnet, auch wenn der Verlauf der Meeresströmungen der Nord- und Südhemisphäre symmetrisch um den Äquator angelegt ist und nur von Kontinenten beeinträchtigt wird (NESHYBA, 1987: 186). An der Ostseite der Gyren ist die Strömung breit gefächert und bewegt sich langsam. An der Westseite dagegen ist sie eng (~ 100 km), tief (> 1000 m) und fließt mit hoher Geschwindigkeit (~ 1 m/s) Richtung Norden. Dabei sind der Golfstrom und Kuroschio auf der Nordhalbkugel deutlich stärker ausgeprägt als ihre Gegenspieler auf der Südhalbkugel. Die Ursache liegt in der Corioliskraft, die zu den Polen hin stärker wird (OTT, 1996: 59).

Der Monsun bewirkt eine besondere ozeanische Zirkulation: die Umkehrung der Strömungen im Indischen Ozean, die jedoch mit etwa zweimonatigem Verzug auf die atmosphärische Zirkulation (Response-Verhalten) erfolgt (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 648). Durch den Wintermonsun entsteht eine starke nach Südwesten gerichtete Strömung vor der Somaliküste. Zu dieser Zeit sind auch der Nord- und Südäquatorialstrom, sowie der Äquatoriale Gegenstrom ausgebildet. Im Nordsommer schwächen sich der Nordäquatorialstrom und der Äquatoriale Gegenstrom ab und werden zum Südwestmonsunstrom, fließen also Richtung Nordosten. Während dieser Monate ist der Somalstrom ein starker Randstrom mit einem Volumentransport von 60 Mio. m³/s und einer Geschwindigkeit von bis zu 3,7 m/s (JANSEN, 2004: 114). Die im Jahresdurchschnitt ostwärts gerichtete Geschwindigkeit an der Oberfläche beträgt etwa 0,3 m/s (GODFREY et al. 2001: 233). Die Folge der wechselnden Strömungen sind starke Schwankungen im Salzgehalt (ROSENKRANZ, 1977: 79) und im Sommer eine starke Brandung vor der Küste Pakistans und Nordwest Indiens (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 650).

2.5 Vertikale Schichtung und Tiefenzirkulation

Die Ozeane können nicht nur in einzelne horizontale Strömungen, sondern auch in eine vertikale Schichtung eingeteilt werden. Zwischen nördlichen und südlichen Westwindzone ist das Meer, wie schon erwähnt von einer dünnen Schicht warmen Wassers bedeckt, dies ist

die oberste Schicht, die „Warmwassersphäre“. Sie verhindert das Aufsteigen kühleren Wassers. Ab etwa 150 bis 500 m Tiefe beginnt das „Zentralwasser“, charakteristisch für diese Schicht ist der hohe vertikale Temperaturabfall von etwa 30°C auf 8°C, die Thermokline. Teilweise reicht sie bis an die Oberfläche und befördert so kühles und nährstoffreiches Wasser nach oben (WEFER et al, 2001: 55). Die Tiefe der Thermokline fällt mit Annäherung an die Tropen. (LIU et al, 2001: 247), Wasser unterhalb der Thermokline kommt vor allem aus der Subantarktischen Region in Südpazifik (LIU et al, 2001: 255). Das Unterhalb der Thermokline liegt „Zwischenwasser“, es ist gekennzeichnet durch einen niedrigen Sauerstoff- und hohen Nährstoffgehalt. Die unterste Schicht wird vom „Tiefen- und Bodenwasser“ eingenommen. Dieses Wasser kann nur in wenigen Regionen entstehen, darunter der Grönland- und Norwegensee und das antarktische Weddellmeer, in dem deutlich mehr Tiefenwasser entsteht (WEFER et al, 2001: 55): Salzhaltiges Wasser hat einen tieferen Gefrierpunkt als salzarmes Wasser, es erniedrigt sich um 3,5%, auf etwa -1,8°C, je nach Salzgehalt. Beim Gefrieren wird das Salz in Tröpfchen und Blasen angereichert, diese Sole sickert durch das Eis hindurch und erhöht den Salzgehalt des darunter liegenden Wassers, das Eis dagegen ist so gut wie salzfrei (BLÜMEL, 1999: 41). Durch die erhöhte Salinität und die niedrigen Wassertemperaturen wird die Dichte des Wassers erhöht, dadurch sinkt das Wasser ab und breitet sich entlang des Meeresbodens aus, dies ist der Beginn der Thermohalinen Zirkulation.

Das Tiefenwasser der Arktis, das Nordatlantische Tiefenwasser fließt am Meeresgrund mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von weniger als 3 cm/s (OTT, 1996: 65f.), einer Temperatur von 2 - 4°C und einem Salzgehalt von 34.9 – 35.0 ‰ (JANSEN, 2004: 44) Richtung Süden und steigt erst wieder nach einem knappen Jahrtausend am Zirkumantarktischen Ring an die Oberfläche. Aufgrund der Massenerhaltung muss der Wasserverlust im Nordatlantik wieder ausgeglichen werden, dies geschieht zum großen Teil durch die Oberflächenströmungen des Golfstroms, der warmes Wasser in den Nordatlantik transportiert. Das Zusammenspiel von Tiefen- und Oberflächenströmungen und der vertikalen Wasserschichtung wird Conveyor Belt bezeichnet (WEFER et al, 2001: 55). Dieses Fließbandsystem oder die thermohaline Zirkulation, deren Antrieb sich im Nordatlantik befindet, hat Einfluss auf fast ein Drittel des gesamten Ozeanwassers. Vom Nordatlantik fließt es als kaltes und salzreiches Tiefenwasser um das Kap der Guten Hoffnung, teilt sich dort auf und strömt in den Indischen Ozean und den Zirkumpolaren Strom entlang bis in den Nordpazifik. Dort steigt es auf und fließt als warme Oberflächenströmung über quer durch den Pazifik, den Indischen Ozean und den Atlantik (Abb.5).

Abb.5: Thermohaline Zirkulation



Quelle: <http://www.ncdc.noaa.gov/paleo/abrupt/story1.html> (Zugriff am 14.04.2008)

Im Südpolarmeer breitet sich das Tiefenwasser zirkumpolar aus, dabei hat es eine Temperatur von $-0,5 - 0^{\circ}\text{C}$ und einen Salzgehalt zwischen $34,6$ und $34,7$ ‰ (JANSEN, 2004: 44), als Antarktisches Bodenwasser dringt in die Ozeane ein. Aufgrund der häufigen Durchwirbelung durch Stürme an der Oberfläche ist das Antarktische Tiefenwasser sehr sauerstoffhaltig und gut durchlüftet (WEFER et al, 2001: 35). Unterhalb von 4000 m ist es im Atlantik bis 45°N und im Pazifik bis 50°N nachweisbar. Es fließt vor allem an der Westseite der Kontinente entlang, mit einer Durchschnittsgeschwindigkeit von $0,5$ bis 2 cm/s. Ein großer Teil fließt auch an Neuseeland vorbei in die Samoastraße bei $10^{\circ}\text{S}/170^{\circ}\text{W}$. Nördlich davon beträgt der Tiefenwassertransport $10,6$ Sv (HOGG, 2001: 261).

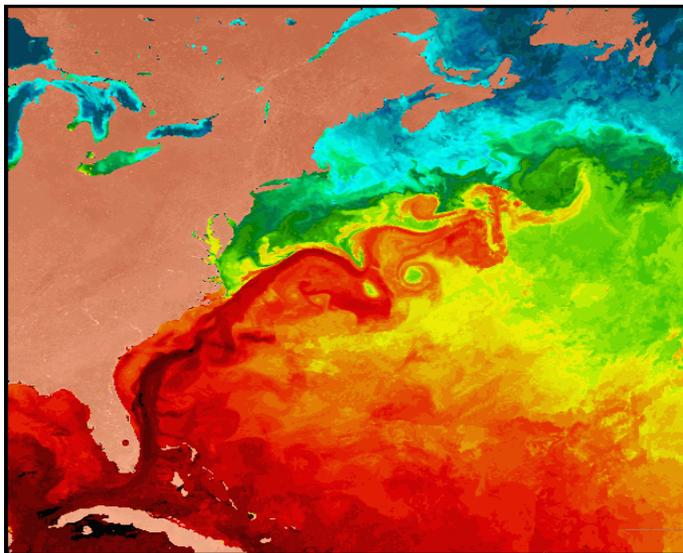
2.6 Der Golfstrom

Der Golfstrom geht aus dem Nordäquatorialstrom hervor. Er beginnt nach der nur 220 km engen Floridastraße zwischen Kuba und Florida, sie ist der einzige Auslass für die aus dem Golf von Mexico kommenden Ströme. Eine Strömungsgeschwindigkeit von 170 cm/s wird hier gemessen, teilweise auch bis zu 250 cm/s. Im Golf von Mexico hat sich das Oberflächenwasser auf mehr als 25°C erwärmt und bringt ein Teil dieser Wärme bis nach Europa. Nördlich der Bahamas vereinigt sich der Golfstrom mit dem Antillenstrom (ROSENKRANZ, 1977: 79). Entlang des Kontinentalschelfs der nordamerikanischen Küste fließt er in einem schmalen Band von nur 50 km Breite und 1000 m Tiefe mit einer Geschwindigkeit von 300 cm/s bis zum Kap Hatteras in North Carolina, dabei transportiert er

pro Sekunde eine Wassermenge von 55 Mio. m³ (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 669). Die Strömung führt von Cap Hatteras Richtung Nordosten und wird breiter.

Dass sich die Strömung Richtung Osten bewegt, liegt an den Druckunterschieden der Dichteschichtung und der Corioliskraft, dadurch entsteht ein relativ beständiger Gefällestrom, der bis zu 1000 m tief reicht und auch gegen die Windrichtung strömt (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 665). Sein weiterer Verlauf wird geprägt von Mehrfachstrombändern, Gegenströmen, schnellen Bändern, Mäandern und Wirbeln oder Eddies (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 667). Bis zu 150 km lenken die Mäander aus und einzelne Wirbel können sich vom Strom trennen (ROSENKRANZ, 1977: 80). Diese Wirbel können ähnlich der Rossby-Wellen der Atmosphäre einen kalten oder warmen Kern enthalten und werden daher cold-core oder warm-core ring genannt (STRAHLER, 2005: 118). Sie drehen sich zyklonal, falls sie das kalte Wasser des äquatorwärts fließenden Labradorstroms transportieren und antizyklonal, wenn sie das warme Wasser der Sargassosee nach Norden transportieren (LONGHURST, 2007: 165). Das südwärts driftende Wasser, „slope water“ vom Labradorstrom ist kühl, salzarm und nährstoffreich, das nach Norden fließende Wasser des Sargassosees dagegen warm, salzreich und nährstoffarm. Der Golfstrom ist die Grenze zwischen beiden (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 670). Die Wirbel haben die Aufgabe warmes und kaltes Wasser zu mischen, um für den globalen Wärmeaustausch zwischen niederen und polaren Breiten zu sorgen. Gut zu erkennen sind die Wirbel in Abb.6.

Abb.6: Wirbel am Golfstrom



Quelle: <http://kingfish.coastal.edu/gulfstream/p4.htm> (Zugriff am 24.03.2008)

Durchschnittlich entstehen in einem Jahr zehn bis fünfzehn solcher Wirbel, mit einem Durchmesser zwischen 150 und 300 km und einer Tiefe von 1000 bis 3000 m. Die Lebensdauer eines warm-core rings ist im Allgemeinen einige Monate bis zu einem Jahr. Da diese Richtung Westen driften, werden die meisten wieder vom Golfstrom aufgenommen.

Cold-core rings können ebenfalls wieder vom Golfstrom aufgenommen werden. Sie überleben jedoch mehrere Jahre, da sie weit in die Sargassosee driften (Gulf Stream Tutorial). Eddies gibt es jedoch nicht nur in Verbindung mit dem Golfstrom, sondern auch im Pazifik, sie sind am Golfstrom jedoch am besten erforscht (LONGHURST, 2007: 164).

Auf einer Höhe von 40°N bis 45°N, nordwestlich der Azoren teilt sich der Golfstrom in mehrere Arme auf, (s. Titelabbildung) ab hier wird er als Nordatlantischer Strom bezeichnet. Ein Teil fließt als Azorenstrom Richtung Süden, ebenso der weiter nördlich abzweigende Portugalstrom und spätere Kanarenstrom. Der Irmingerstrom zweigt ab in das Gebiet südlich von Grönland, dabei transportiert er etwa 3 Mio. m³/s. Der Nordatlantische Strom fließt als Norwegenstrom bis ins Polarmeer. Im März hat der Strom zwischen Island und Großbritannien eine Temperatur von 8°C, das umgebende Wasser dagegen zwischen 2°C und 6°C (BISCHOF et al., 2003).

3. Bedeutung der Meeresströmungen

Die Meeresströmungen selbst und auch das Meer spielen eine wichtige Rolle für das globale Klima der Erde, aufgrund der besonderen Fähigkeit Wärme, Wasser und Gase zu speichern und transportieren und mit der Atmosphäre auszutauschen.

Die meiste Energie bekommt die Erde durch die kurzweilige Strahlung der Sonne, deren Verteilung ist jedoch nicht gleichmäßig. So hat der Äquator ein Energieüberschuss, die Pole dagegen ein Defizit. Durch Meeresströmungen und Luftmassenaustausch wird ein Ausgleich geschaffen, dabei transportieren die Ozeane und die Atmosphäre etwa die gleiche Menge an Energie von den niedrigen in die hohe Breiten. Grundsätzlich bekommt die Südhemisphäre jedoch mehr Energie, da das Aphel, die größte Sonnennähe im Januar, dem Südsommer ist (BRYDEN et al., 2001: 455). Die Energie wird hauptsächlich durch Wärme, also Temperatur transportiert. Die mit der Atmosphäre in Kontakt stehende Meeresoberfläche gibt diese Wärme durch den Transport fühlbarer und latenter Wärme wieder ab. Dadurch wird auch das maritime Klima der Küsten bestimmt.

An der Meeresoberfläche wird jedoch nicht nur Wärme abgegeben oder aufgenommen, sondern auch CO₂ und andere Gase. Gerade die Speicherung von CO₂ ist ein bedeutender Faktor unseres Klimas. Durch die Thermohaline Zirkulation werden CO₂ und andere Gase bis in die Tiefe geschleppt und tauchen erst wieder nach mehreren Hundert Jahren an der Oberfläche auf, können also über einen sehr langen Zeitraum gespeichert werden. Besonders dabei ist, dass die Aufnahme von CO₂ in kühlerem Wasser deutlich höher ist, als in wärmerem (CLARK, et al, 2001: 17). Berechnungen ergeben, dass die Ozeane einen sehr großen Teil des seit der Industriellen Revolution in die Atmosphäre abgegebenen Kohlenstoffs speichern. Jedes Jahr werden 7 Gigatonnen Kohlenstoff zusätzlich produziert, nur 3 Gigatonnen gelangen in die Atmosphäre, 2 Gigatonnen, so wird angenommen,

speichern die Ozeane. Der Verbleib der restlichen 2 Gigatonnen wird noch diskutiert. Vielleicht speichert die Landbiosphäre mehr CO₂ als bisher angenommen oder gibt weniger CO₂ ab. Insgesamt können die Ozeane aufgrund chemischer Verbindungen etwa 60 mal so viel CO₂ aufnehmen wie die Atmosphäre (WEFER et al, 2001: 57 ff.). Nach CLARKE et al (2001: 17) speichern die Ozeane jedoch nur 50 mal so viel wie die Atmosphäre.

Meere sind außerdem ein wichtiger Lebensraum für Tiere und die Strömungen beeinflussen deren Leben. Gerade am kühlen Strömungen sind die Lebensbedingungen aufgrund des hohen Nährstoffgehalts sehr günstig für Fische. Korallen haben dagegen ganz andere Ansprüche an das Wasser, sie sind sehr anspruchsvoll, sind lichtabhängig, benötigen Temperaturen zwischen 20 und 25°C und kommen daher nur in klaren Oberflächenwasser vor, außerdem benötigen sie einen sehr hohen Salzgehalt, bei Süßwasserzufluss sterben sie ab und verlangen eine leichte Wellenbewegung, die Sauerstoff und Nahrungsmittel bringt. Daherr sind die Korallen auf der Windseite immer besser ausgebildet als im Lee. Anhand der Korallenverteilung lässt sich auf warme, nährstoffreiche Meeresströmungen schließen. Gerade auf Höhe des Äquators sind Korallen an der Ostseite der Kontinente sehr viel weiter verbreitet als an der Westseite, dies liegt an den Passaten, die warmes Wasser nach Westen transportieren, das sich an der Ostküste nach Norden und Süden aufteilt. An der Westseite der Kontinente strömt kaltes Wasser von den Polen, daher sind Korallen hier kaum verbreitet (SEIBOLD, 1991: 267ff.).

4. Auswirkungen der Strömungen auf benachbarte

Landregionen

Das globale Klima wird nicht nur durch atmosphärische Zirkulation beeinflusst, sondern auch durch die Meeresströmungen. Gerade Nordeuropa erreicht durch den Nordatlantikstrom deutlichen höhere Temperaturen, als auf diesem Breitengrad üblich. Die Auswirkungen des warmen Stroms reichen bis in die Barentssee. Die nordeuropäischen Häfen bis Murmansk und die Fjorde bleiben den Winter über eisfrei. Die vorherrschende Vegetation sind sommergrüne Laub- und Mischwälder. Sogar auf Spitzbergen, ca. 1500 km südlich des Nordpol gibt es im Sommer Tundravegetation. Auch die weit nördlich von Paris liegenden Kanalinseln, haben fast ein mediterranes Klima, sodass hier Oleander wächst.

Vergleicht man das Klima oder auch nur die Temperatur Nordeuropas mit Nordamerika, erkennt man drastische Unterschiede, die Ursache liegt in der Temperatur der Meere (Abb.1). Die Wärmebegünstigung Nordeuropas entsteht durch die Übertragung der Wärme des Nordatlantik Stroms auf die Atmosphäre. Durch die hohe Verdunstung wird Energie in Form von latenter Wärme an die Atmosphäre abgegeben und auf das Festland transportiert. Auch Konvektion und anschließender Niederschlag, bei dem Verdampfungswärme frei wird, bewirken eine Erwärmung. Ähnliche Effekte gibt es an der Küste von Japan durch den

Kuroschio, auch hier wird warmes Oberflächenwasser vom Äquator nordwärts transportiert und beeinflusst die angrenzenden Landschaften (GIERLOFF-EMDEN, 1979: 675f.).

Einen ganz anderen Einfluss haben die kalten Meeresströmungen an der Küste von Chile und Peru, sowie Südwest Afrikas. Hier findet man die Küstenwüsten Atacama und Namib, sie sind niederschlagsarm, aber trotzdem relativ feucht und kühl. Ursache dieser Verhältnisse sind der kühle Humboldtstrom an der Pazifikküste Südamerikas und der Benguelastrom an der Atlantikküste Südafrikas, beide aus den antarktischen Gewässern. Küstenwüsten befinden sich immer an der Westseite von Kontinenten. Dies liegt mitunter an der Corioliskraft, die an der Westküste von Kontinenten das Meerwasser seewärts lenkt, dadurch steigt kühles Tiefenwasser an die Oberfläche, sodass die Temperatur der sowieso schon kalten Meeresströmungen noch weiter sinkt. Der Benguelastrom hat daher im Winter eine Temperatur von 12°C, im Sommer von 17°C. Der Humboldtstrom ist etwa 10 bis 12°C kühler, als die auf diesen Breiten übliche Oberflächentemperatur. Durch die kühle Meeresoberfläche und die darüber liegenden warmen Passatwinde, bildet sich eine Inversionsschicht, die über dem Humboldtstrom in einer Höhe von 600 bis 900 m liegt und Nebel verursacht. Aufsteigende Luftmassen können aufgrund der Inversionsschicht nicht kondensieren. Daher fällt in den Küstenwüsten auch kein Niederschlag (www.michael-martin.de). Nebel kommt an diesen Küsten sehr häufig vor, in Nordchile und Peru und auch in Südwest Afrika sind es mehr als 80 Tage (BLÜTHGEN et al, 1979: 322).

5. Veränderungen im Laufe der geologischen Zeit

Rückschlüsse auf die Strömungen der Erde können anhand von unterschiedlichen Methoden gezogen werden. Weit verbreitet ist die Untersuchung von Foraminiferen, kalkschalige Einzeller. Je nach Wassertemperatur an der Oberfläche, lagern sich unterschiedliche Arten von Mikrofossilien mit verschiedener Häufigkeit am Meeresboden ab. Am Verhältnis der Sauerstoffisotope $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ in der Kalkschale kann man auf warme oder kalte Strömungen schließen. Insgesamt bilden die marinen Sedimentablagerungen eines der wichtigsten globalen Klimaarchive. Rückschlüsse können nicht nur auf die Strömungen gezogen werden, sondern auch auf Einstrahlung, Eisschildgröße, Nährstoffgehalt, Strömungsmuster und Windrichtungen (ARZ et al, 2007: 56).

5.1 Entstehung der heutigen Ozeanströmungen

Die Ozeane sind durch den Zerfall von Pangäa vor 200 Mio. Jahren entstanden. Über die Ozeane davor ist relativ wenig bekannt, am meisten noch über die Flachmeere, da sich deren Sedimente und Organismenreste gefaltet und dem Kontinent aufgeschoben haben. Vor 200 Mio. Jahren lag der Südpol im Ozean, der Nordpol dagegen in Sibirien, von Osten

her kam ein Tiefseearm der Tethys (Seibold, 1991: 356). Vor 140 Mio. Jahren öffnete sich Mittelamerika, sodass ein zirkumglobaler Äquatorialstrom entstehen konnte. Damals soll am Äquator so wie auch heute eine mittlere Temperatur von 28°C geherrscht haben, an den Polen sank sie auf 7°C, heute liegt die Durchschnittstemperatur dort unter dem Gefrierpunkt. Gleichzeitig, gleichzeitig, das belegen Foraminiferen, soll jedoch die Bodenwassertemperatur bei 15°C gelegen haben. Daraus lässt sich schließen, dass die Bildung von Bodenwasser in der Kreide anderen Prozessen zugrunde lag als heute (SEIBOLD, 1991: 368). WEFER und BERGER (2001: 97) geben an, dass das Bodenwasser an vielen kleiner Quellen gebildet wurde, vor allem in den meeresverbindenden Schelfen und Becken der Tethys, wo eine hohe Verdunstung stattfand. Auch sie nehmen an, dass es warmes Tiefenwasser gab mit wenig Sauerstoff und einem hohen Salzgehalt. Daraus resultiert gerade in den Tropen ein warmes und schlecht durchlüftetes Weltmeer, ohne große Zirkulation (WEFER et al, 2001: 97f.).

Zu Beginn des Tertiärs vor 66 Mio. Jahren war die Zirkulation der Ozeane ähnlich wie in der Kreide halothermal, also von Salz und Temperatur beeinflusst. Bodenwasser wurde wahrscheinlich in den mittleren Breiten in den ariden Zonen gebildet und stieg an den Polen wieder auf. Die Zirkulation wurde durch den Transport von Zwischenwasser von den Polen äquatorwärts geschlossen. Im mittleren Tertiär, das deutlich kühler war, entwickelte sich eine Ozeanzirkulation, die der heutigen schon in vielen Teilen ähnlich war. Die Bildung von Bodenwasser fand hauptsächlich in den hohen Breiten statt und war damit deutlich kälter als das Oberflächenwasser. Anfang des Tertiärs war es noch wärmer, wie Foraminiferen belegen. Erst Ende des Eozäns kühlte das Tiefenwasser ziemlich schnell ab. Die drastische Abkühlung des Tiefenwassers belegt eine höhere Temperaturdifferenz zwischen hohen und niedrigen Breiten (WEFER et al, 2001: 90f.). Gegen Ende des Oligozäns, vor etwa 22,5 bis 18,5 Mio. Jahren öffnete sich die Drake Straße und der Zirkumantarktische Strom konnte entstehen. Damit die Antarktis isoliert von warmem Wasser aus den Tropen und Eisfelder konnten sich entwickeln, die sich im Miozän noch weiter ausbauten. Es wird angenommen, dass dadurch der tiefe Ozean weiter abkühlte. Während dem Miozän schloss sich die Tethys immer mehr, sodass sich die großen Meeresbecken ausbildeten, die nur durch den Zirkumantarktischen Strom verbunden waren. Mit dem Kollidieren von Australien/Neuguinea mit dem indonesischen Inselbogen versiegte die Tiefenzirkulation zwischen Pazifik und Indischem Ozean (WEFER et al, 2001: 94). Vor 6,2 Mio. Jahren gab es ein besonderes Ereignis, das Mittelmeer trocknete aus und entzog damit dem Atlantik große Mengen an Salz. Um etwa 7 ‰ wurde der Salzgehalt gesenkt.

Ein wichtiges Ereignis im Pliozän ist die Schließung des Zentralamerikanischen Isthmus zwischen 5 und 3 Mio. Jahren. Dadurch wurde der Wasseraustausch zwischen Atlantik und Pazifik verhindert, und vom Pazifik drang kein salzärmeres Wasser in das Karibische Meer, um dort den Salztransport zu schwächen (BARTOLI, 2005: 34).

Die allgemeine Theorie besagt, dass erst mit der vollständigen Schließung des Panama Isthmus das moderne Eiszeitalter mit der Eisbildung auf Grönland und Nordamerika beginnt. Die beiden Autoren WEFER und BERGER nehmen jedoch an, dass durch die Schließung des Isthmus die nördliche Eiszeit verzögert wurde. Als Grund geben sie an, dass durch die Schließung „karibische Wärme bevorzugt an den nördlichen Atlantik (statt an den tropischen Ostpazifik) abgegeben werden kann, die den Golfstrom nährt. Die allgemeine tertiäre Abkühlung der Erde bringt dann trotzdem die nördliche Vereisung, aber der Wärmefluss aus der Karibik beschert uns die Interglaziale“ (2001: 96). Der Beginn eines anderen Modells ist ähnlich: Es besagt, dass die Schließung zu einem vermehrtem Transport warmen und salzhaltigen Wassers in die hohen Breiten führte, sodass die Nordatlantische Tiefenwasserproduktion verstärkt wurde. Dies führte zu höherer Evaporation und folglich zu mehr Luftfeuchtigkeit, die die Bildung von Eisschilden antrieb (BARTOLI et al, 2005: 34).

5.2 Klimaeinfluss in der geologischen Zeit

Während des letzten glazialen Maximums haben sich die Meerestemperaturen der niederen Breiten im Vergleich zu den heutigen kaum geändert. Anders sieht es dagegen in den mittleren und hohen Breiten aus. Gerade der Wärmetransport im Nordatlantik, der heute eine wichtige Stellung einnimmt, war während des letzten glazialen Maximums so gut wie eingestellt. Da die Polarfront weiter im Süden verlief wurde das warme Wasser des Golfstroms schon bei Portugal abgelenkt, nördlich davon war die Meerestemperatur kleiner 4°C. Das Nordatlantische Tiefenwasser sank viel weiter südlich ab und erreichte auch nicht so große Tiefen. Daher konnte sich das Antarktische Bodenwasser viel weiter in den Atlantik ausbreiten, als es heute geschieht (WEFER et al, 2001: 70). Besondere Ereignisse, die in den Tiefssesedimenten und Eiskernbohrungen sichtbar sind, sind die Dansgaard-Oeschger, die Heinrich und die Bond Events, ebenso die jüngere Dryas, sie betreffen Temperaturänderung oder auch den Abbruch der Thermohalinen Zirkulation. Auf sie wird im folgenden näher eingegangen.

5.3 Abrupte Klimaänderungen

Ein besonderes Ereignis sind die Dansgaard-Oeschger (D/O). Das sind schnelle Klimaschwankungen während des letzten Glazials. Dabei haben sie eine Periode von meist 1500 Jahren, manchmal auch zwischen 3000 und 4000 Jahren. Sie beginnen mit einer starken Erwärmung von 8-10°C innerhalb weniger Jahre, um dann über einige Jahrhunderte langsam abzukühlen, bis sie wieder glaziale Verhältnisse erreichen. Entdeckt wurden sie durch Eiskernbohrungen in Grönland. Sie treten aber nicht nur in Grönland auf, sondern

auch im Nordatlantik. Es wurde herausgefunden, dass die Temperaturen immer dann sehr schnell anstiegen, wenn der Nordatlantikstrom bis weit in den Norden reichte, dadurch erwärmte sich die Region und das Eis schmolz. Der Ursprung des Zyklus ist noch nicht geklärt. Eine Möglichkeit wäre nach FOELSCH (2007) die Schwankung der Sonnenstrahlung. Außer dem ~11-jährigen, gibt es noch einen ~87-jährigen (Gleißberg-Zyklus) und einen ~210-jährigen (De-Vries-Zyklus). Nimmt man das kleinste gemeinsame Vielfache der beiden längerfristigen Zyklen, kommt man auf ~1.500 Jahre, die Perioden, die am häufigsten vorkommt. Die Gruppierung solcher D/O Events wird Bond-Zyklus genannt, sie haben eine Periode von 5000 bis 15000 Jahre. Dabei beginnt das D/O Event mit einem warmen Interstadial, deren folgende sich immer weiter abkühlen. Ein Bond-Zyklus wird meistens mit einem Heinrich-Ereignis abgeschlossen (FOELSCH, 2007, CLAUSSEN, 2004). Heinrich-Events sind Schichten im Nordatlantik mit sehr groben Sedimenten. Als einzige Quelle dieser Schichten kommt der Transport durch Eisberge in Frage. Die Zusammensetzung dieser Sedimente zeigt an, dass ihre Fracht vom Laurentischen Schild bezogen haben. Als Mögliche Ursache nennen WEFER und BERGER (2001: 73) extreme Instabilitäten des Eisschildes. Durch den Druck, den die riesigen Eismassen ausübten, wurde die Unterseite des Eisschildes erwärmt und begannen zu gleiten, die Eisberge stürzten ins Meer. Nach dem Kollaps war der Eisschild wieder dünner und konnte sich, ebenso wie die thermohaline Zirkulation, erneut aufbauen (WEFER et al, 2001: 73).

Vor ca. 15.000 Jahren, am Ende der Ältesten Dryas begannen die weltweiten Temperaturen sehr stark anzusteigen und die Eisschilde abzuschmelzen, der Meeresspiegel stieg an. Außerdem verstärkte sich die Sommer Einstrahlung auf der Nordhalbkugel. Auf diese schnelle Erwärmung folgte vor ca. 12.900 Jahren in Europa und im Nordatlantik eine abrupte Rückkehr zu fast eiszeitlichen Verhältnissen, die jüngere Dryas mit einer Dauer von etwa 1300 Jahren (SIMA et al, 2004: 741). Die Wälder, die sich zuvor entwickelt hatten, verschwanden größtenteils wieder, Tundravegetation setzte ein, der Anstieg des Meeresspiegels stoppte. Sogar periglaziale Erscheinungen traten auf, es muss also eine Jahresmitteltemperatur von weniger als -2°C geherrscht haben. Insgesamt kühlte die Temperatur in Nordeuropa innerhalb von 200 Jahren um 6°C ab, in Grönland sogar um 10°C . Die Ursache der Abkühlung in der jüngeren Dryas liegt im Abbruch der Thermohalinen Zirkulation. FOELSCH (2007) nennt als Ursache einen katastrophalen Ausbruch des baltischen Eisstausees durch die Billinger Pforte in Südschweden. TELLER et al diskutieren in ihrem Paper (2001), ob der Abfluss des Lake Agassiz die Thermohaline Zirkulation beendete. Sie vertreten jedoch die Meinung, dass Lake Agassiz allein nicht der Auslöser sein konnte, da er erst nach Beginn der jüngeren Dryas ausfloss. Zu dem selben Schluss kommen RODRIGUES et al (1994: 941), sie nehmen jedoch an, dass Lake Agassiz am Ende der jüngeren Dryas zum Ausbleiben der Thermohalinen Zirkulation beigesteuert hat.

Am Ende der jüngeren Dryas, vor etwa 11.500 Jahren stiegen die Temperaturen in Grönland um fast 10°C in etwa 10 Jahren. Durch Eiskernbohrungen wurde herausgefunden, dass mit dem Temperaturanstieg auch der Niederschlag zunahm und innerhalb von 3 Jahren verdoppelte sich der Schneefall in Grönland. Durch Überschwemmungen und dadurch entstehenden Feuchtgebieten und durch auftauen ehemaliger Sümpfe nahm der Methangehalt der Atmosphäre wieder deutlich zu. Gegen Ende der Jüngeren Dryas stieg auch der Meeresspiegel wieder an, innerhalb von etwas mehr als 1500 Jahren um 28 m (FOELSCHE, 2007).

6. Fazit

Die Hydrosphäre und die Atmosphäre stehen in engem Bezug zueinander. Man kann nur schwer sagen, was sich als erstes änderte, die Temperatur, das Klima, der Salzgehalt oder die Strömungen. Fest steht nur, dass sie sich gegenseitig beeinflussen. Schon eine minimale Änderung eines Faktors, kann Einfluss auf das globale Klima haben, sehr deutlich ist dies am Abbruch der Thermohalinen Zirkulation zu erkennen, durch die D/O Events oder auch durch Süßwassereinfluss in der jüngeren Dryas. Auch die Bedeutung der Meere und Meeresströmungen im weltweiten Klima sind bedeutend, zusammen mit der Atmosphäre transportieren sie riesige Mengen an Energie Richtung Pole, um die Defizite der Sonneneinstrahlung auszugleichen. Selbst wir spüren den wärmenden Einfluss des Golfstroms, der von der Region um den Äquator bis ins Nordpolarmeer fließt und dabei wieder Energie abgibt. Dabei haben die Meere die besondere Fähigkeit bestimmte Stoffe in den Tiefenwasser für einen sehr langen Zeitraum zu speichern und erst wieder an der Oberfläche, durch den Kontakt mit der Atmosphäre freizulassen. Daher wissen wir nicht was alles in den Tiefenwassern gespeichert ist und irgendwann an die Oberfläche kommt, um das Klima zu beeinflussen.

Literatur

- ARZ, H.W., G.HAUG & R.TIEDEMANN (2007): Meeressedimente als Klimaarchiv. Geogr. Rundschau Nr.59, Heft 4. S.56-65
- BARTOLI, G., M.SARNTHEIN, M.WEINELT, H.ERLENKEUSER, D.GARBE-SCHÖNBERG & D.W.LEA (2005): Final closure of Panama and the onset of northern hemisphere glaciation. In: Earth and Planetary Science Letters 237, S. 33– 44
- BAUER, J. (2005): Physische Geographie Kompakt. Elsevier, Spektrum Verlag, München
- BISCHOF, B., A.J. MARIANO & E.H. RYAN (2003): The North Atlantic Drift Current. Ocean Surface Currents: <http://oceancurrents.rsmas.miami.edu/atlantic/north-atlantic-drift.html> (Zugriff am 25.03.2008)
- BLÜMEL, W.D. (1999): Physische Geographie der Polargebiete. Teubner Stuttgart
- BLÜTHEN, J. & W. WEISCHET (1980): Allgemeine Klimageographie. De Gruyter, Berlin
- BRYDEN, H.L., S. IMAWAKI (2001): Ocean heat transport. In: SIEDLER, G., J. CHURCH & J. GOULD (HRSG.) (2001): Ocean Circulation and Climate – Observing and Modelling the Global Ocean. International Geophysics Series Vol. 7 - Academic Press, London. S. 455-474
- CHARLES H. & F.G. WALTON SMITH (1952): The Ocean River. Charles Scribner's sons, New York
- CLARK, A., J. CHURCH & J. GOULD (2001): Ocean Process and Climate Phenomena. In: SIEDLER, G., J. CHURCH & J. GOULD (Hrsg.): Ocean Circulation and Climate – Observing and Modelling the Global Ocean. International Geophysics Series Vol. 7 – Academic Press, London, S.11-30
- CLAUSSEN, M. (2004): Vorlesung Paläoklimatologie SS2004. Potsdam Institut for Climate Impact Research. www.pik-potsdam.de/~clausen/lectures/palaeoklimatologie/
- DIERCKE WELTATLAS (1996), Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig
- FOELSCH, U. (2007): Vorlesung: Klima- und Umweltveränderungen im Laufe der Erdgeschichte – abrupte Klimaänderungen SS 2007. Institut für Physik, Universität Graz. www.uni-graz.at/~foelsche/VO/Klima_2007/
- JANSEN, H. (2004): Vorlesung: Einführung in die Physikalische Ozeanographie. Institut für Meteorologie und Klimatologie Universität Hannover.
- GIERLOFF-EMDEN, H.G. (1979): Geographie des Meeres: Ozeane und Küsten. De Gruyter, Berlin
- GILMAN, C. (O.J): Gulf Stream Tutorial. College of Natural and Applied Science, Coastal Carolina University: <http://kingfish.coastal.edu/gulfstream/> (Zugriff am 24.03.2008)
- GODFREY, J.S., G.C.JOHNSON, M.J. MC PHADEN, G.REVERDIN & S. WIJFFELS (2001): The tropical Ocean Circulation. In: SIEDLER, G., J. CHURCH & J. GOULD (Hrsg.): Ocean Circulation and Climate - Observing and Modelling the Global Ocean. International Geophysics Series Vol. 7 – Academic Press, London. S. 215 - 246
- GRASSL H. (2001): Climate and Ocean. In: SIEDLER, G., J. CHURCH & J. GOULD (HRSG.): (2001): Ocean Circulation and Climate – Observing and Modelling the Global Ocean. International Geophysics Series Vol. 7 - Academic Press, London. S. 3-10
- VON DER HAAR, T.H. & A.H.OORT (1973): new estimates of annual poleward energy transport by Northern Hemisphere oceans. In: Journal of Phys. Oceanogr. Nr.3, S.169 – 172
- HOGG, N.G.(2001): Quantification of the Deep Circulation. In: SIEDLER, G., J. CHURCH & J. GOULD (Hrsg.): Ocean Circulation and Climate - Observing and Modelling the Global Ocean. International Geophysics Series Vol. 7 – Academic Press, London. S.259 - 270
- KELLETAT, D.(1999): Physische Geographie der Meere und Küsten – Eine Einführung. Teubner, Stuttgart
- LESER, H.[Hrsg](2005): Wörterbuch der allgem. Geographie. Deutscher Taschenbuch Verlag, München und Westermann Schulbuchverlag, Braunschweig
- LIU, Z.& S.G.H. PHILANDER (2001): Tropical-Extratropical Oceanic Exchange Pathways. In: SIEDLER, G., J. CHURCH & J. GOULD (HRSG.): Ocean Circulation and Climate – Observing and Modelling the Global Ocean. International Geophysics Series Vol. 7 – Academic Press, London. S.247-258.
- LONGHURST, A.R. (2007): Ecological Geography of the Sea. Elsevier, San Diego.

- NESHYBA, S. (1987): Oceanography. Perspectives on a Fluid Earth. John Wiley & sons. New York.
- RINTOUL, S.R., C.W.HUGHES & D. OLBERS (2001): The Antarctic Circumpolar Current System. In: SIEDLER, G., J. CHURCH & J. GOULD (HRSG.): Ocean Circulation and Climate – Observing and Modelling the Global Ocean. International Geophysics Series Vol. 7 – Academic Press, London. S.271-302
- RODRIGUES, C.G. & G.VILKS (1994) : The Impact of glacial lake runoff on the Goldthwait and Champlains Seas: The relationship between glacial lake and Agassiz runoff and the younger Dryas. In: Quaternary Science Reviews, Vol. 13,S. 923-944.
- ROSENKRANZ, E. (1977): Das Meer und seine Nutzung. VFB Hermann Haag, Gotha/Leipzig
- SEIBOLD, E. (1991): Das Gedächtnis des Meeres. Piper, München.
- SIMA A., A. PAULI & M.SCHULZ (2004): The Younger Dryas—an intrinsic feature of late Pleistocene climate change at millennial timescales. In: Earth and Planetary Science Letters No. 222, S. 741–750
- STRAHLER, A., A., STRAHLER (2005): Physische Geographie. 3.Auflage, UTB Stuttgart
- TELLER, J.T., D.W. LERVERINGTON & J.D. MANN (2002): freshwater outburst to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. In Quaternary Science Reviews No.21, S. 879-887.
- THOMPSON G. & J. TURK (2005): Earth Science and Environment. Thomson Brooks, Belmont
- WEFER, G. & W.H. BERGER (2001): Klima und Ozean. In HUCH, H., G. WARNECKE & K. GERMANN (Hrsg.): Klimazeugnisse der Erdgeschichte – Perspektive für die Zukunft. S. 51-107. Springer

Internetquellen

- Antarktis Online - www.antarktis.ch/27.htm (Zugriff: 4.4.2008)
- Auszug aus dem Buch „Wüsten der Erde“ von Michael Martin – www.michael-martin.de (Zugriff: 4.4.2008)
- Gulf Stream Tutorial, Coastal Carolina University – Department of marine Science - <http://kingfish.coastal.edu/marine/gulfstream/> (Zugriff: 23.3.2008)