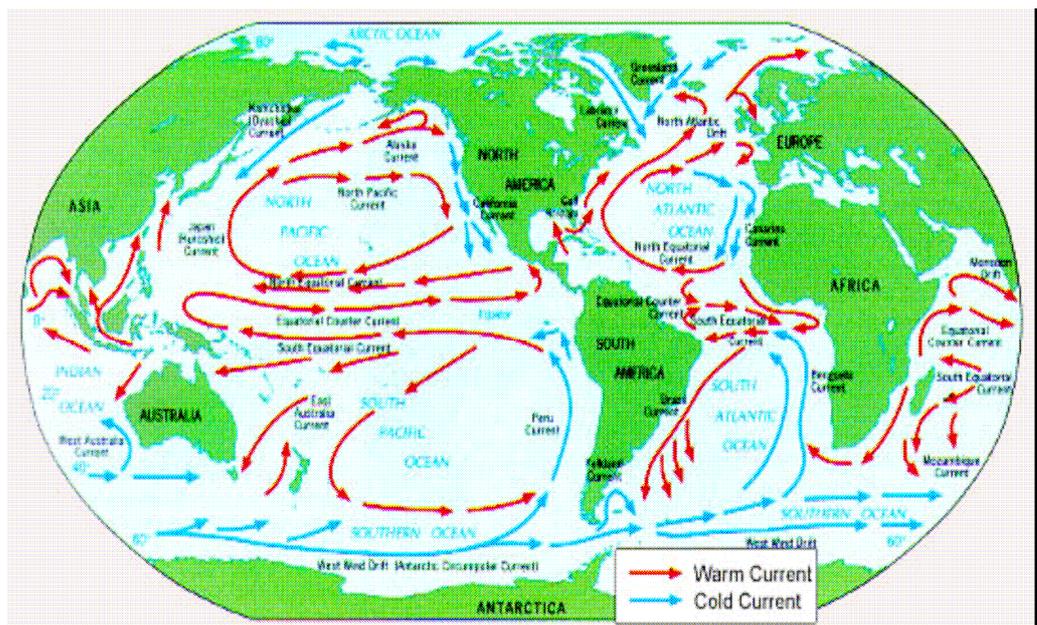


# Meeresströmungen und ihr Klimaeinfluss



Seminararbeit:  
Von: Katharina Kurz  
Konrad-Adenauer-Str. 50/53  
72072 Tübingen  
Geographie Lehramt, 6. Semester  
Am 21.4.2008

# **INHALTSVERZEICHNIS**

## **EINLEITUNG 1**

### **1. WAS SIND MEERESSTRÖMUNGEN? 1**

### **2. DIE VERTIKALE WASSERSCHICHTUNG 2**

### **3. REGIONALE VERTEILUNG VON SALZ, TEMPERATUR UND DRUCK 3**

#### *3.1. Zusammenspiel zwischen Niederschlag, Verdunstung und Salinität 3*

##### *3.1.1 Globale Verteilung des Salzgehaltes 4*

#### *3.2 Die Temperatur 4*

##### *3.2.1 Globale Verteilung der Temperatur 5*

#### *3.3 Die Dichte des Wassers 5*

### **4. ENTSTEHUNG VON MEERESSTRÖMUNGEN 6**

#### *4.1 Oberflächenströmungen/Triftströme 6*

##### *4.1.1 Strömungskreislauf 7*

#### *4.2 Tiefenzirkulation/ Thermohaline Zirkulation 8*

### **5. BEDEUTUNG DER MEERESSTRÖMUNGEN 9**

#### *5.2 Der Golfstrom als Beispiel für warme Meeresströmungen 10*

##### *5.2.1 Verlauf des Golfstromsystems 10*

##### *5.2.2 Auswirkungen des Golfstromes 11*

#### *5.3 kalte Meeresströmungen 11*

### **7. VERÄNDERUNGEN DER MEERESSTRÖMUNGEN IM LAUFE DER ZEIT 12**

#### *7.1 Zerfall des Superkontinents Gondwana 12*

#### *7.2 Dansgaard- Oeschger- Ereignisse 13*

#### *7.3 Heinrich-Ereignisse 14*

### **AUSBLICK UND FAZIT 15**

### **LITERATUR 16**

### **ANHANG 17**



## **Einleitung**

Meeresströmungen bewegen! Diese Erkenntnis gewannen bereits vor vielen Jahren die bekannten Seefahrer Christoph Columbus, Magellan und del Cano. Die größten Entdeckungen gehen in das 15. Jahrhundert zurück. Durch die Umsegelung Afrikas, die Entdeckung Amerikas und der ersten Weltumsegelung wurden die erworbenen Erfahrungen zum Grundstein der Meereskunde. Der Golfstrom, die wohl bekannteste und wichtigste transatlantische Meeresströmung, wurde Anfang des 16. Jahrhunderts vom spanischen Kapitän Juan Ponce de Leon entdeckt.

„Im Zeitalter der gefährlichen Verschmutzung des Meeres durch Öl, Giftstoffe und Radioaktivität“ (Gierloff-Emden 1979: 603) ist exaktes Wissen über den Verlauf der Meeresströmungen notwendig. Erforschung und erweiternde Kenntnis können somit Umweltkatastrophen, wie sich ausbreitende Ölteppiche, eindämmen oder verhindern.

Meeresströmungen dienen jedoch nicht nur zum Transport von Masse, sondern „sind wichtige Regulatoren der thermischen Umwelt an der Erdoberfläche“ (STRAHLER 2005: 115). Durch gewaltige Strömungen werden Wassermassen aus den warmen Äquatorgebieten in die höheren Breiten transportiert. Ozeane, ihre Bewegungen und Strömungssysteme tragen zum Wärmeaustausch zwischen hohen und niederen Breiten bei. Oberflächenzirkulation und Tiefenzirkulation spielen folglich eine große Rolle für die Erhaltung der globalen Wärmebilanz.

Doch warum bewegen sich Ozeane und Meere? Was sind die ausschlaggebenden Faktoren, die das marine Förderband in Bewegung halten? Und haben sich Meeresströmungen im geologischen Verlauf verändert?

### **1. Was sind Meeresströmungen?**

Die offenen Ozeane sind nie in Ruhe. Äußere Kräfte, Winde und innere Differenzen (des Wassers) bewirken Vorgänge, welche Wassermassen von einem Ort zum anderen transportieren und somit die Ozeane in Bewegung bringen.

Eines der eindrucksvollsten Phänomene sind Ebbe und Flut. Zweimal im Laufe eines Tages hebt und senkt sich der Meeresspiegel und die Wassermassen strömen landwärts oder seewärts. Neben den Gezeiten und den Wellen sind es die Meeresströmungen, die das Meer und die Ozeane verändern. Unter Meeresströmungen versteht man die „beständigen, horizontalen und vertikalen Transportbewegungen von Wassermassen in den Meeren“ (LESER 2005: 546). Die Meeresströmungen legen dabei lange Wege zurück, die teilweise vom Äquator bis zu den Subpolen reichen. Je nachdem wie schnell sich diese bewegen, kann es bis 1000 Jahren dauern, bis das Wasser wieder an seinen Ausgangspunkt angelangt ist.

Die Geschwindigkeiten der Strömungen können dabei sehr stark variieren: In Extremfällen betragen sie 150cm pro Sekunde (5,4 km/h) und bei sehr langsamen Vorgängen legen Meeresströmungen nur 0,5 cm pro Sekunde (0,018 km/h) zurück (OTT 1988: 63-65). Im Durchschnitt treten Strömungsgeschwindigkeiten von 35 bis 60 km pro Tag (1,5 km/h bis 2,5 km/h) (LESER 2005: 546).

Die wohl bekanntesten und geläufigsten Meeresströmungen sind die *Oberflächenströmungen*, wie der Golfstrom, Humboldtstrom oder Benguelastrom. Sie werden hauptsächlich durch vorhandene Winde angetrieben, welche ihre Energie auf die Wasseroberfläche übertragen. Mit dem Begriff Oberflächenströmungen bezeichnet man Strömungen, die bis zu einer Tiefe von circa 200m (abhängig von der Tiefe der Gewässer) reichen.

Die sich im dunklen Tief der Ozeane bewegenden *Tiefenströmungen* bleiben meist unbekannt: Obwohl ALEXANDER VON HUMBOLDT schon feststellte, dass sich unter dem warmen Oberflächenwasser des Meeres in den Tropen in bereits verhältnismäßig geringer Tiefe relativ kalte Wassermassen liegen, wurde die Bedeutung dieser Tiefengewässer erst später bekannt (MARCINEK 1996: 111). Sie bewegen sich dicht über dem Meeresboden und werden durch die Thermokline (Sprungschicht) von den Oberflächenströmungen abgrenzt. Das Zentrum der Thermokline liegt in den Tropen bei 400 bis 500m. In den Subtropen sinkt diese aufgrund von geringen Niederschlägen auf 500 bis 1000m und nähert sich polwärts der Oberfläche.

## **2. Die vertikale Wasserschichtung**

In manchen Gebieten der Erde, findet trotz der günstigen Strahlungsbilanz keine tiefgreifende Erwärmung der Meere statt (MARCINEK 1996: 111). Hohe Temperaturen und jahreszeitliche Schwankungen sind nur auf eine wenige 100 Meter dicke Schicht der Oberfläche beschränkt. Die Wassermassen der Meere kann man deshalb aufgrund von der Tiefe der Sonneneinstrahlung und der damit verbundenen Erwärmung des Meereswassers in verschiedene vertikale Sphären gliedern. „Der Wasserkörper weist generell eine Schichtung auf [...]“ (GIERLOFF-EMDEN 1979: 630), die auf der Temperaturabnahme mit zunehmender Tiefe basiert (siehe Abbildung 1).

Das Meer ist über weite Bereiche von einer dünnen warmen Wasserschicht bedeckt. Diese Deckschicht mit Temperaturen von 30°C bis 8°C weist eine Dicke von 50m bis 150m auf. (GIERLOFF-EMDEN 1979: 630) Aufgrund der Erwärmung in dieser oberflächennahen Schicht, wird dort die Dichte des Wassers verringert. Das heißt, dass der Wärmeaustausch mit den tieferen kälteren Schichten unterbunden wird (MARCINEK 1996: 112)

In einer Tiefe von 150m bis 500m entsteht somit das „zweite Meeresstockwerk“ (WEFER 2001: 55), das Zentralwasser. Diese Sprungschicht oder Thermokline ist durch einen starken vertikalen Temperaturgradienten gekennzeichnet. In den verschiedenen Auftriebsgebieten reicht das nährstoffreiche Zentralwasser bis an die Oberfläche und entfaltet ein „hochproduktives Nahrungsnetz“ (WEFER 2001: 55).

Das Zwischenwasser und somit das „dritte Stockwerk“ der vertikalen Schichtung zeichnet sich durch niedrige Sauerstoff- und hohe Nährsalzgehalte aus und wird durch das obere Zentralwasser und durch das tiefergelegene Bodenwasser abgegrenzt. Hier befinden sich Temperaturen von 2°C bis 5°C.

In größeren Tiefen der Ozeane gibt es kein Licht, keine Auswirkungen der Jahreszeiten und nur langsame und geringe Bewegungen der Wassermassen (GIERLOFF-EMDEN 1979: 630). Hier befindet sich das Boden- und Tiefenwasser, das bis zum Meeresboden reicht und das Untergeschoss der vertikalen Schichtung darstellt. In den polaren Gebieten - hauptsächlich an der Küste der Antarktis – entsteht, durch Abkühlung und Erhöhung der Salinität bei der Eisbildung, sehr dichtes Wasser. Dieses Oberflächenwasser nimmt Temperaturen von 0°C bis –2 °C an und sinkt durch alle Meeresstockwerke bis auf den Grund hinab. Das absinkende Wasser nimmt den durch Stürme hochangereichersten Sauerstoff in die Tiefen der Weltmeere mit und sorgt anhand dessen für eine regelmäßige „Durchlüftung“.

Das Volumen der „Kaltwassersphäre“ ist um einiges größer als das der „Warmwassersphäre“ (OTT 1988: 52). Selbst in den warmen Tropen liegt eine viel größere Kaltwasserschicht unter dem warmen Oberflächenwasser. Da 50% des Meerwassers eine Temperatur von weniger als 2°C haben und das Tiefenwasser keine jahreszeitlichen Temperaturschwankungen aufweist, beträgt die Durchschnittstemperatur der Ozeane 4°C (OTT 1988: 49ff.).

### **3. Regionale Verteilung von Salz, Temperatur und Druck**

Salinität, Temperatur und die daraus resultierende Dichte des Gewässers sind wichtige Faktoren für die Entstehung der Meeresströmungen. Niederschläge, Verdunstung und die Breitenlage beziehungsweise die Strahlungsintensität prägen wiederum Salzgehalt und Temperatur.

#### **3.1. Zusammenspiel zwischen Niederschlag, Verdunstung und Salinität**

Um die Verteilung des Salzgehaltes in den Meeren zu verstehen, ist es wichtig das Verhältnis zwischen Verdunstung und Niederschlag auf der Erde zu kennen.

Der Salzgehalt der Ozeane ist nicht durchgehend konstant, weshalb äußere Einflüsse die Salinität der Meere bedeutend beeinflussen können. Dabei ist die Differenz von Verdunstung und Niederschlag für den Salzgehalt in den oberflächennahen Schichten entscheidend (MARCINEK 1996: 88). Salzlose Niederschläge vermischen sich mit dem Wasser der Ozeane und vermindern so zum Beispiel den Anteil des Salzes. Entgegengesetzte Wirkung wird durch hohe Verdunstung und Gefrieren von Wasser erzielt. Bei diesen Vorgängen bleibt das Salz im restlichen Wasser enthalten und die Salinität wird erhöht.

### **3.1.1 Globale Verteilung des Salzgehaltes**

Entlang des Äquators sind aufgrund des Niederschlagsmaximums und der durch häufigere Bewölkung etwas verringerten Verdunstung geringere Salzwerte und eine positive Wasserbilanz gegeben.

Der hohe Verdunstungsüberschuss und die Niederschlagsdefizite zwischen 10 und 40° nördlicher Breite und zwischen 0 und 40° südlicher Breite ist der Grund für die beiden Maxima der Salzgehaltkurve.

„Polwärts fällt der Salzgehalt mit der Zunahme der Niederschläge und der Abnahme der Verdunstung rasch ab“ (Marcinek 1996: 88).

In beiden Polarregionen stehen Verdunstung und Niederschlag dann im Gleichgewicht (siehe Abbildung 2+3).

Durch das Gefrieren großer Wassermassen müsste eigentlich salzhaltiges Wasser in den Polarmeeren aufzufinden sein. Jedoch unterscheiden sich Nord – und Südhalbkugel bezüglich ihrer Salinität beachtlich. Auf der Südhalbkugel bleiben die Werte zwischen 50° und 80° annähernd gleich. Gegenüber den entsprechenden Breiten auf der Nordhalbkugel sind die Südpole der drei Ozeane und dem großen Wasserring um die Antarktis mit einem Salzgehalt von 33.9‰ verhältnismäßig salzreich. Auf der Nordhalbkugel fällt die Kurve des Salzgehaltes bei 65° zu einem lokalen Minimum ab, um dann noch mal einen höheren Wert zu erreichen, ehe sie wieder zum Minimalwert unter 32‰ im Arktischen Ozean fällt. Im Gegensatz zur Südhalbkugel sind dort die vorherrschenden Landmassen der beeinflussende Faktor. In der Ostsee oder Hudsonbucht bewirken zum Beispiel starke Zuflüsse von Süßwasser eine gewaltige Absenkung des Salzgehaltes. „In den subpolaren Gebieten wirken sich die starken Zuflüsse aus Eurasien und Nordamerika und die starke Vereisung aus“ (Marcinek 1996: 88).

## **3.2 Die Temperatur**

Eine weitere elementare Komponente für die Entstehung der Meeresströmungen ist die Wärmezufuhr an der Oberfläche. Die regionale Energiedifferenzierung des Meeres beruht auf den bekannten „Grundgegebenheiten der Strahlungsverhältnisse“ (siehe Abbildung 4) und ihrer Veränderungen im Laufe des Jahres und Tages.

Mit abnehmender geographischer Breite steigt die Temperatur des Meeres mehr oder weniger gleichmäßig an. Die Landmassen auf der Nordhalbkugel führen zu stärkeren Abweichungen von einer zonalen Verteilung der Temperatur „als auf der ozeandominierenden Südhalbkugel“ (OTT 1988: 51).

Aufgrund der hohen Wärmekapazität der Wasser variiert die Lufttemperatur über dem Wasser entlang eines Breitenkreises und im Laufe eines Jahres weit aus weniger als die Lufttemperatur über den Kontinenten.

### **3.2.1 Globale Verteilung der Temperatur**

Die niedrigsten Temperaturen der Meeresoberfläche findet man natürlich in den polaren Gebieten, wo das Wasser bis zum Gefrierpunkt unter 0°C abgekühlt sein kann. Die Maximaltemperaturen betragen im Persischen Golf 32°C, im Roten Meer 31°C und in großen Teilen des Pazifiks zwischen Äquator und dem nördliche Wendekreis 28°C. Diese Werte gelten für den Nordsommer (siehe Abbildung 5).

Ab 40° südlicher Breite beginnt der Verlauf der Isotherme im Atlantik von der zonalen Anordnung abzuweichen. Hauptsächlich im Nordsommer kühlen die kalten Auftriebswässer des Benguelastroms im östlichen Südatlantik die Oberflächenwasser ab. Eine entgegengesetzte Wirkung verdankt Skandinavien dem warmen Golfstrom an der Ostseite des Nordatlantiks, während „[...] die Westseite durch die kalten Strömungen des Ostgrönland- und Labradorstromes eine kräftige Abkühlung erfährt“ (MARCINEK 1996: 85). Deshalb verlaufen die Isotherme nördlich des 40° nördlichen Breitenkreises annähernd in nordöstliche Richtung .

### **3.3 Die Dichte des Wassers**

Eine dritte elementare Komponente gemäß der Meeresströmungen ist „[...] die regionale Differenzierung der Dichte des Oberflächenwassers“ (MARCINEK 1996: 89). Diese ergibt sich aus der Verteilung von Temperatur und Salzgehalt. Salzreiches, kaltes Wasser begünstigt die Dichte und verursacht somit schwereres Wasser, weshalb in den Polarregionen kalte Wassermassen absinken. In warmen, salzarmen Gebieten findet man hingegen eine geringe Wasserdichte vor.

Den Anstoß für die Verteilung gibt die Temperatur. Am „thermischen Äquator“ zwischen 0 und 10° nördlicher Breite befindet sich das absolute Minimum der Dichte in allen drei Ozeanen. Die Maximalwerte der Dichte liegen in den „hohen südlichen

Breiten zwischen 60 und 80° (MARCINEK 1996: 89). Der Arktische Ozean weist ebenfalls ein Minimum auf, das von den Süßwasserzuflüssen von Eurasien und Nordamerikas sowie der starken Vereisung beeinflusst wird.

Aus den oben erläuterten Sachverhalten wird deutlich, dass zwischen Temperatur, Salzgehalt und Dichte feste Beziehungen bestehen. Im folgenden Kapitel wird auf die Auswirkungen dieser Gegebenheiten eingegangen, wobei besonders die Dichtemaxima in den Gebieten der höheren Breiten von besonderer Bedeutung sind.

#### **4. Entstehung von Meeresströmungen**

*„Eine homogene Flüssigkeit befindet sich nur dann im Ruhezustand, wenn sie von außen nicht beeinflusst wird und ihre Masse im Gefäß gleichmäßig verteilt ist. Ist die Flüssigkeit nicht homogen sondern von verschiedener Dichte, muss als Voraussetzung für den Ruhezustand außerdem eine Schichtung gegeben sein, bei der die Dichte von unten nach oben abnimmt.“ (MARCINEK 1996: 102)*

Dieser Zustand der völligen Bewegungslosigkeit ist im Meer nirgends zu finden. Weder in der Oberfläche des Gewässers, noch in der Tiefe sind vertikale oder horizontale homogene Massenverhältnisse auszumachen. Eine Anzahl von äußeren Kräften und Vorgängen schaffen ständig Unterschiede in Dichte und Druckverteilung oder bewirken direkt eine Wasserbewegung. Luftdruckunterschiede, starker „Festlandszufluss“, Verdunstung und Gefrieren von Wassermassen im großen Maß und Gezeiten verursachen horizontale Druckunterschiede, die Ausgleichsbewegungen beziehungsweise Strömungen zur Folge haben (HEINRICH 2006: 227).

##### **4.1 Oberflächenströmungen/Triftströme**

*„Die großen Strömungssysteme der Ozeane an der Meeresoberfläche sind bis auf die Freistrahregion im wesentlichen windgetriebene Strömungen, die mit den planetarischen Windsystemen eng im Zusammenhang stehen“ (GIERLOFF-EMDEN 1976: 617).*

Winde, die über die Wasseroberfläche blasen, üben eine Schubkraft in Windrichtung aus und versetzen Wassermassen in Bewegung. Winde mit der Stärke 4 bewegen Wasserschichten bis in 60m Tiefe, Orkane sogar bis in 100m Tiefe (HEINRICH 2006: 227). Diese Schubkraft ist der Hauptantrieb der sogenannten Triftströme (Driftströmungen). Durch innere turbulente Reibung schleppt das Oberflächenwasser die darunter liegenden Wasserschichten mit.

Aufgrund der Erdrotation und dem Coriolis – Effekt wird auf der Nordhalbkugel jede Strömungsrichtung nach links und auf der Südhalbkugel nach rechts abgelenkt. Nach der Theorie des „reinen Triftstromes“ beschreibt die EKMAN-Spirale (siehe Abbildung 6) die Wasserbewegung durch den Wind erzeugte und durch die Corioliskraft abgelenkte Strömungsrichtung.

Dieses Modell stammt von dem norwegischen Ozeanograph V. EKMAN BEI WELCHEM die Oberflächenströmungen bei einem theoretisch als unbegrenzt tiefen Meer durch die Erdrotation um  $45^\circ$  von der Windrichtung abgelenkt werden. Würde eine reibungsfreie Bewegung stattfinden, würde der Ablenkungswinkel  $90^\circ$  betragen (OTT 1988: 56). Die unteren mitgeschleppten Wasserschichten werden wiederum durch die Corioliskraft abgelenkt und der Bewegungsimpuls nimmt mit fortschreitender Tiefe ab. Dieser Prozess des Mitschleppens, der Verringerung der Geschwindigkeit sowie die Ablenkung setzt sich von Schicht zu Schicht nach unten fort, bis die Bewegung zum Stillstand kommt (MARCINEK 1996: 103).

#### **4.1.1 Strömungskreislauf**

Wie bereits erwähnt sind die Oberflächenströmungen hauptsächlich windgetriebene Strömungen, die je nachdem, ob sie von den Polarregionen Richtung Äquator fließen oder umgekehrt, als kalte oder warme Strömungen bezeichnet werden. Da Winde und somit auch die Oberflächenströmungen jahreszeitlichen Schwankungen ausgesetzt sind, findet man auf den Karten nur die mittlere Strömungsverteilungen (GIERLOFF-EMDEN 1976: 619) (siehe Abbildung 7).

Laut OTT (1988) würde in einem hypothetischen Ozean ohne kontinentale Barrieren die Hauptwasserbewegung in westöstlicher Richtung fließen. Wo Strömungen jedoch auf Hindernisse stoßen, fächern sie sich nach Norden und Süden auf und gehen so in die entgegengesetzten Strömungskreise (Gyren) über.

Im Atlantik und Pazifik sind jeweils solche zwei großen Stromringe zu erkennen. Diese fließen auf der Nordhalbkugel mit und auf der Südhalbkugel gegen den Uhrzeigersinn. Im Indischen Ozean ist aufgrund der Landmassen nur ein Stromzyklus anzutreffen. Das nach Westen von den Passaten gleichmäßig und beständig angetriebene Wasser wird an den Küsten in einen polwärts fließenden Strom aufgeteilt, welcher anschließend in die subtropischen Strömungskreise eintritt und als äquatorialer Gegenstrom nach Osten zurückfließt.

An den Ostseiten der Kontinente werden die Äquatorialströme zu schmaleren, stärkeren Strömungen zusammengefasst. Der Golf-, Brasil- oder Kuroschiostrom fließen zum Beispiel von dort in Richtung Pole und transportieren Wärme und Energie in die kälteren Gebiete. Diese Strömungen besitzen, bedingt durch die höhere

Sonneneinstrahlung in den äquatorialen Breiten, eine höhere Oberflächentemperatur und mehr gespeicherte Wärme als die kalten Gebiete, in die sie fließen.

Nachdem die Warmwasserströmungen in Richtung polare Regionen gezogen sind um dort für milderes Klima zu sorgen, kühlen sie nach und nach ab. Der Kreislauf der Gyren wird durch kalte Strömungen geschlossen, welche an den Ostseiten der Ozeane äquatorwärts fließen. Zu diesen kalten Oberflächenströmungen zählen zum Beispiel der Kanaren- und Benguelastrom im Atlantik oder der Kalifornien- und Humboldtstrom im Pazifik.

Die zwei größten Warmwasserströme (Golf- und Kuroschiostrom) werden sogar als nordatlantischer- bzw. als nordpazifischer Strom weitergeführt (MARCINEK 1996: 78). Die Strömungen in den Polarregionen sind aufgrund der verschiedenen Landmassenverteilung zu unterscheiden.

In den südlichen Polarregionen zieht sich um die ganze Antarktis, aufgrund der, in den relativ niedrigen Breiten endenden Kontinenten, der antarktische Ringstrom bzw. Westwinddrift. In der nördlichen Polarregion sind die Strömungen nahe der Arktis nicht so gewaltig wie die der Antarktis. Es sind hier jedoch zwei größere Driftströme (Beaufort-Wirbel in der nordamerikanischen Arktis und der Transpolartrift) zu erkennen. (Strahler 2005: 115ff.)

#### **4.2 Tiefenzirkulation/ Thermohaline Zirkulation**

Neben den oberflächennahen Strömungen existiert noch ein völlig anders geartetes System von Meeresströmungen – die Tiefenzirkulation. Laut ROSENKRANZ (1996) gibt es zwischen diesen beiden Systemen keine wesentlichen Zusammenhänge, was etwa die Strömungsrichtungen, Strömungsgeschwindigkeiten und die jahreszeitlichen Schwankungen in Intensität und Beständigkeit betrifft. Nur in Ausnahmefällen bilden die Wasserbewegungen an der Oberfläche und in der Tiefe einen einheitlichen Strom. Lediglich in der Gesamtbilanz des Wassertransports müssen sich beide Strömungssysteme ausgleichen.

Wie bereits in Kapitel 2 erwähnt besteht das Meer aus einer unterschiedlich vertikalen Schichtung. Man könnte meinen, dass sich die Temperaturunterschiede zwischen den oberflächennahen und den tiefliegenden Schichten und die Weitergabe der Wärme in größeren Tiefen durch eine Vertikalkonvektion gelöst werden könnte. Da jedoch die verringerte Dichte der erwärmten Wasserschicht an der Oberfläche eine Konvektion ausschließt und sich die sogenannte Sperrschicht bildet, erfolgt der Austauschprozess zwischen hohen und niederen Breiten, also auf horizontaler Ebene (MARCINEK 1996: 111ff.)

Um das thermohaline Förderband (griechisch thermo= warm; halas= Salz) der Meeresströmungen zu verstehen, ist es notwendig noch mal auf die Salz-, Temperatur- und Dichteverteilung zurückzugreifen. Das kalte Bodenwasser der Ozeane entsteht an der Oberfläche in den polaren Gebieten (siehe Abbildung 8). Da in diesen Gebieten durch Abkühlung die Temperaturen sinken und die Salinität durch die Abgabe von Salz beim Frieren des Eises steigt, entsteht sehr dichtes und schweres Wasser. Je salzreicher und kälter Wasser ist, desto schwerer ist es.

Im Gegensatz zu den Strömungen im Ozean, die durch den Wind oder die Gezeiten bedingt sind, wird die thermohaline Zirkulation durch Dichteunterschiede angetrieben. Diese Zirkulation umfasst außerdem den Ozean in der ganzen Tiefe, nicht nur die Oberflächenschicht, wie bei dem vom Wind angetriebenen Kreislauf (OTT 1988: 64F.).

Im Atlantik sinkt das abgekühlte Oberflächenwasser an den Polen in die Tiefe und das antarktischen/ arktische Bodenwasser entsteht. Von dort breitet sich das Bodenwasser Richtung Äquator aus. Mit abnehmendem Abstand zum Äquator erwärmt sich das arktische Bodenwasser langsam und geht in den Tiefenstrom über. Dieser befindet sich in einer Tiefe von 2000 bis 3000m und durchläuft den gesamten Atlantik bis zur Antarktis. Um den Massenausgleich der sinkenden, kalten Meeresströmungen an den Polen zu erlangen, steigen in den niederen Breiten aufgrund von Erwärmung Wassermassen auf. Solche kalten Auftriebsregionen liegen hauptsächlich an den Westseiten der Kontinente (OTT 1988: 62) und bestärken die bereits kühlen Oberflächenströmungen (Humboldtstrom).

Durch die aufsteigenden und absinkenden Wassermassen entsteht das sogenannte „marine Förderband“.

## **5. Bedeutung der Meeresströmungen**

Durch Meeresströmungen kommt es zu einem ständigen Austausch von Wassermassen. Zusammen mit diesen werden gelöste und feste Stoffe jeglicher Art bewegt. Feine Sedimente (Ton), kleine Lebewesen (Plankton), Schiffe oder Eisberge werden durch den Transport in die weiten Ozeane gespült und legen dabei enorme Strecken zurück. Besonders im heutigen „Zeitalter der gefährlichen Verschmutzung des Meeres durch Öl, Giftstoffe und Radioaktivität gewinnen die Bedeutung und Erforschung der Meeresströme neue Aspekte“ (GIERLOFF-EMDEN 1979: 603).

Durch die mitgeführten und anschließend abgelagerten Sedimente werde am Meeresboden Spuren der Meeresströmungen abgezeichnet und hinterlassen somit Relikte aus der geologischen Vorzeit (GIERLOFF-EMDEN 1979: 629). Durch bestimmte Forschungs- oder Bohrungsmethoden kann man wichtige Informationen über vergangene Klimaverhältnisse erhalten

Meeresströmungen transportieren nicht nur Wassermassen über größere Distanzen hinweg, sondern spielen in der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre eine große Rolle im Klima- und Wettergeschehen. Die bedeutendste Eigenschaft ist die Verfrachtung von Wassermassen bestimmter Temperaturen (GIERLOFF-EMDEN 1979: 628). „Wegen des globalen Ungleichgewichts der Energieverteilung – mit einem Überschuss in den niederen Breiten und einem Defizit in den hohen Breiten“ (siehe Abbildung 9) - beteiligt sich auch die Wasserzirkulation der Ozeane am Wärmeausgleich der Erde (STRAHLER 2005: 97). Es wird geschätzt, dass zu 1/3 die Meeresströmungen und zu 2/3 die Luftmassen in der Atmosphäre den Wärmetransport bewerkstelligen.

„Wegen der besonderen Wärmeeigenschaft des Wassers (Langsame Aufnahme bzw. Abgabe, große Kapazität)“ (GIERLOFF-EMDEN 1979: 628), werden große Wärmetransportstrecken zurückgelegt. Die Temperaturunterschiede – warme Meeresströmungen (Golfstrom, Kuroschiostrom, Brasilstrom) und kalte Meeresströmungen (Humboldtstrom, Benguelastrom, Labradorstrom) - haben einen erheblichen Einfluss auf die angrenzenden Landmassen. Warme Meeresströmungen mildern das Klima in kälteren Gegenden und „kühle Meeresströmungen verringern in [...] Küstenzonen die Hitze tropischer Wüsten“ (STRAHLER 2005: 115). Dabei kommt es zu Abweichungen der Lufttemperatur an der Oberfläche im Jahresmittel entlang eines Breitenkreises von bis zu 15°C (SIEDLER 2001: 44) (siehe Abbildung10).

## **5.2 Der Golfstrom als Beispiel für warme Meeresströmungen**

Der Golfstrom ist einer der wichtigsten Oberflächenströmungen. Mit dem Golfstromsystem werden verschiedene Wassermassen aus den niederen Breiten in höhere transportiert (GIERLOFF-EMDEN 1979: 673) und führen durch den Wärmeaustausch in Nord – Westeuropa zu einem milderem Klima.

### **5.2.1 Verlauf des Golfstromsystems**

Das Golfstromsystem ist ein komplexes System, das viele Verästelungen bzw. verlängerte Arme mit unterschiedlichen Temperaturen, Breiten und Geschwindigkeiten beinhaltet. Je nach Autor werden unterschiedliche Teilströmungen des Systems zusätzlich aufgeführt.

Der Anfang dieses Systems macht die aus dem Golf von Mexiko austretende und durch die Straße zwischen Kuba und Florida fließende Floridaströmung. Diese Oberflächenströmung hat angesichts der hohen Temperatur eine sehr geringe Dichte. Die außerordentlich hohe Wassertemperatur des Karibischen Meeres, welche durch

die geographische Lage bedingt ist, wird durch diese Strömung Richtung Norden transportiert.

Ab dem Cap Hatteras gleitet die ostwärts gerichtete und immer breiter werdende Strahlströmung von der Küste in den Atlantik. Mit abnehmendem Abstand zum Nordpol wird aufgrund von Verdunstung und zunehmend kälteren Temperaturen die „aufgetankte Wärme“ nach und nach an die Atmosphäre abgegeben.

„Als nordöstliche Fortsetzung des Golfstromes“ (GIERLOFF-EMDEN 1979: 667), ostwärts der Neufundlandbänke, wird der Golfstrom Nordostatlantischer Strom oder Nordatlantikdrift benannt.

Trotz zunehmender Kälte reicht die gespeicherte Restwärme um an den Küsten Norwegens ein laueres Klima zu schaffen. Durch die Kälte, den hohen Salzgehalt und durch die steigende Dichte, wird das Wasser des Nordatlantikstroms in den hohen Breiten immer schwerer. Der Nordatlantikstrom taucht infolgedessen an den Polen ab und sinkt bis an den Boden, um als Tiefengewässer wieder zurück in den Süden zu fließen.

### **5.2.2 Auswirkungen des Golfstromes**

Durch den Wärmetransport von niederen Breiten in die hohen bezeichnet man den Golfstrom auch als die Warmwasserheizung Europas. Aufgrund der Erhöhung der Wassertemperaturen ist es in Nordeuropa viel wärmer als auf gleicher Breitanlage an den Ostküsten Kanadas. Die Temperaturunterschiede zwischen Kanada/USA und Nordeuropa können dabei bis zu 15°C betragen (siehe Abbildung 11-13). Dies hat zur Folge, dass im Gegensatz zum Hudson Meer, welches selbst im Sommer vereist ist, die Nordeuropäischen Häfen im Sommer und Winter eisfrei bleiben (GIERLOFF-EMDEN 1979: 674). Die Vegetation an den Küsten West- und Nordeuropas ist regional immergrün, weshalb diese Gebiete für bedeutende Anbaugelände des Frühgemüses dienen. An der Ostküste Nordamerikas wäre solcher Anbau aufgrund der Klimaverhältnisse unmöglich. Dank des Golfstromsystems reicht die gemäßigte Klimazone an der Küste Nordeuropas bis fast zum 65 Breitengrad (siehe Abbildung 14).

### **5.3 kalte Meeresströmungen**

Der Humboldtstrom, auch Perustrom genannt, der Benguela und der Kalifornienstrom gehören zu den kalten Oberflächenströmungen. „An den Westküsten Amerikas und Afrikas wird das Oberflächenwasser der Meeresströmungen durch die Corioliskraft seewärts gelenkt“ (www.michael-martin.de). Dies hat zur Folge, dass auf der Landseite kaltes Tiefenwasser aufquellen kann und sich die Oberflächentemperatur über den kalten Meeresströmungen weiter abkühlt. Die Oberflächentemperatur des

Benguelastroms liegt im Winter daher zwischen 12° und 17° C im Sommer. Vor Nordchile beträgt die Wassertemperatur des Meeres aufgrund des Humboldtstroms 10° und vor Peru sogar 12° C weniger als in diesen Breiten üblich ist.

Die kühleren Luftschichten über der Meersoberfläche führen zur Ausbildung einer Inversionsschicht. Diese verhindert den Austausch zwischen der schweren Kaltluft und der darüber liegenden leichteren Warmluft. Die Unterbindung des Konvektionsprozesses führt zu einer Ansammlung von Dunst, der sich nach und nach in Nebel verwandelt. (Siehe Abbildung 15) Diese Nebelbänke befinden sich normalerweise über den küstennahen Ozeanen, werden aber von Seewinden ins Inland getrieben. Durch die hohen Bodentemperaturen des Festlands entstehen allerdings Turbulenzen, welche den Nebel meist rasch auflösen ([www.michael-martin.de](http://www.michael-martin.de)).

Dieser Prozess und somit die kalten, küstenparallelen Meeresströmungen haben zur Folge, dass trotz der Nähe zu den Meeren Niederschlag unterbunden wird und sich an den Westseiten Küstenwüsten bilden. Dem Benguelastrom ist daher die Namibwüste an der Atlantikküste Südafrikas zu verdanken und die Aridität in der Atacama-Wüste in Südamerika ist die Folge der „Nachbarschaft“ mit dem aus den Antarktisgewässern kommenden Humboldtstrom ([www.michael-martin.de](http://www.michael-martin.de)).

## **7. Veränderungen der Meeresströmungen im Laufe der Zeit**

### **7.1 Zerfall des Superkontinents Gondwana**

Das Klima der Erde wird durch eine Vielzahl von Faktoren und deren Zusammenwirken bestimmt. Ozeane, in denen gewaltige Strömungen Wassermassen transportieren, haben einen besonderen Einfluss auf das Klima. Die Wege der Strömungen sind jedoch nicht willkürlich, sondern werden durch „untermeerische Berge und Schwellen“ ([www.epic.awi.de](http://www.epic.awi.de)) oder im größeren Maße auch durch die geographische Lage der Kontinente bestimmt. Durch die heutige Lage der Kontinente ist ein direkter Weg vom Pazifik in die Karibik versperrt.

Doch dies war nicht immer so. Als vor 120 Millionen Jahren der Superkontinent begann auseinander zubrechen veränderten sich mit der Verschiebung der Kontinente auch die Meeresströmungen. Nach und nach splitterten alle Teile Gondwanas in die heutigen vorherrschenden Landmassen. Die Meeresströmungen waren nun den Landbarrieren ausgesetzt und mussten sich neue Wege bahnen. Selbst kleinen abgesplitterte Fragmente des Kontinents konnten große Einflüsse auf den Verlauf der Meeresströmungen haben.

Um die Strömungszirkulationen der Meeresströmungen besser zu rekonstruieren, wäre es wichtig zu wissen in welchen Gebieten diese Kontinentfragmente lagen und welchen Weg sie nahmen, um ihre heutige Position zu erreichen. Mit geologischen und geophysikalischen Methoden werden die Ränder der Kontinente und der Meeresboden untersucht um diese Fragen beantworten zu können.

In Abbildung 16 sind die Vermutungen über das Auseinanderbrechen Gondwanas im Zusammenhang mit dem Verlauf der Strömungen modellhaft dargestellt ([www.epic.awi.de](http://www.epic.awi.de)).

## 7.2 Dansgaard- Oeschger- Ereignisse

Durch Eisbohrungen in Grönland bekamen Klimaforscher weitere Einblicke in die Klimageschichte der vergangenen hunderttausend Jahren. „Das Grönlandeis besteht aus vielen Tausenden von Schneeschichten“ (RAHMSTORF 2006: 2) die durch ausgefeilte Analyseverfahren die Geschichte der damaligen Klimabedingungen offen legen (siehe Abbildung 19). „Einzelne Jahre ließen sich, ähnlich wie bei Baumringen,“ (RAHMSTORF 2006: 2) erkennen und deuten. Diese zeigten klar und deutlich abrupte und dramatische Klimasprünge, die innerhalb weniger Jahre in Grönland zu Temperaturanstiegen von 6-8°C führten und erst nach Jahrhunderten zum normalen Eiszeitniveau zurückkehrten. Diese Klimawechsel werden nach ihren Entdeckern Willi Dansgaard und Hans Oeschger „Dansgaard- Oeschger- Ereignisse“ (DO-Events) benannt. In der letzten Eiszeit zählte man mehr als zwanzig solcher Ereignisse.

Ein weiterer Beweis dieser Klimaereignisse fanden amerikanische Forscher in den Sedimentbohrkernen des Atlantischen Meeresgrunds. Diese Tiefseedaten zeigten deutlich, dass mit jedem Klimawechsel auch die Veränderungen der Meeresströmungen einhergegangen sein mussten.

Michael Sarnheim, Meeresgeologe aus Kiel, erkannte darin drei unterschiedliche Strömungsvorgänge: „In dem einen reichte der warme Nordatlantikstrom (der verlängerte Arm des Golfstroms) bis vor die Küste Skandinaviens, ganz so wie im heutigen Klima. Im zweiten hörte die Strömung dagegen schon südlich von Island auf, im dritten war sie offenbar ganz ausgefallen“ (RAHMSTORF 2006: 3).

Weltweit beschäftigten sich mehrere Arbeitsgruppen mit Computersimulationen des Klimasystems um solche Klimawechsel zu verstehen. Man erhielt gelungenen Simulationen, welche die drei, von Sarnheim bereits beschriebenen, Zustände der Atlantikströmung wiedergeben.

Nur einer dieser Strömungsvorgänge erwies sich unter Eiszeitbedingungen als stabil: der mittlere Zustand, bei dem die warme Strömung nur bis südlich von Island reichte. Die beiden anderen Zustände – der dem heutigen Atlantik entsprechende und der

Zustand ganz ohne warme Strömung – fielen dabei nach einigen hundert Jahren von selber wieder in den einzigen stabilen Zustand zurück.

Doch durch welche Störungen konnte man solche Strömungszustände auslösen? Dazu sollte man wissen, dass die Tiefenzirkulation auf der Verteilung des Salzgehaltes und der Temperatur basiert. Laut RAHMSTORF (2006) geht man davon aus, dass nicht die Temperaturveränderungen die Strömungen beeinflussten, sondern die Meeresströmungen das Klima.

Das bedeutet, dass der Grund für diese abrupten Klimaänderungen wahrscheinlich Süßwasserzufluss – „die Gesamtmenge aus Niederschlag, Fluss- und Schmelzwasser“ (RAHMSTORF 2006: 4) - war. Durch diesen erniedrigte sich der Salzwassergehalt und die Dichte, der Motor der Strömung, veränderte sich. Das hatte zur Folge, dass der Strom sich abschwächte bzw. ganz aussetzte.

„Das fehlende Element in dieser Theorie ist der Auslöser. Wodurch kam es immer wieder zu einer solchen Störung im Nordmeer?“ (RAHMSTORF 2006: 4)

Die Daten aus dem Grönlandeis weisen einen rätselhaften Zyklus von 1470 Jahren Dauer auf. Dieser Zyklus wurde von Gerard Bond entdeckt und lässt sich auch in anderen Klimadaten wiederfinden. „Das Zeitintervall zwischen zwei DO-Events beträgt häufig gerade 1470 Jahre, manchmal auch das Doppelte oder Dreifache“. Es könnte eine Überlagerung des Sonnenaktivitäts-Zyklus (der Gleißberg-Zyklus = Periode 87 Jahre) und des De-Vries-Zyklus (Periode 210 Jahre) sein. Die als kleinstes gemeinsames Vielfaches gerade eine Periodendauer von 1470 Jahren hätten.

### **7.3 Heinrich-Ereignisse**

Die DO-Events sind jedoch nicht die einzigen Ereignisse, die abrupte Klimasprünge aufweisen. „Während der letzten Eiszeit kam es in unregelmäßigen Abständen von mehreren tausend Jahren zu den so genannten Heinrich-Events“ (RAHMSTORF 2006:5) Diese Ereignisse werden aufgrund von Tiefseesedimenten aus dem Nordatlantik belegt.

Jedes Ereignis hinterließ eine meterdicke Schicht aus Steinchen statt der sonstigen weichen Schlammschicht. Diese Steinchen sind zu schwer, um vom Wind oder von Meeresströmungen transportiert worden zu sein. Solche Massen können nur durch schmelzende Eisberge auf den Meeresgrund gelangt sein. Aufgrund von Instabilität der mehrere tausend Meter dicken Eispanzer, müssen immer wieder Bruchstücke von Eisbergen des kanadischen Eisschildes ins Meer gerutscht sein. Ähnlich wie beim Sandhaufen, wuchsen durch ständige Schneefälle die Eismassen an, weshalb die Abhänge instabil wurden und abrutschten.

Die Daten der Tiefensedimentation deuten darauf hin, dass durch die schmelzenden Eismassen der Süßwasserzufluss stark anstieg und die thermohaline Zirkulation im Atlantik ganz zum Erliegen kam. Klimadaten zeigen eine damit verbundene plötzliche Abkühlung vor allem in den mittleren Breiten, etwa im Mittelmeerraum. Dieses Ergebnis ist deckungsgleich mit den bereits erwähnten DO-Events- Auswirkungen.

## **Ausblick und Fazit**

Durch Bohrungskerne in Grönland wurde belegt, dass sich die Meeresströmungen im Laufe der geologischen Zeit verändert haben. Man geht davon aus, dass (aus noch ungeklärten Gründen) große Süßwasserzuflüsse in den Atlantik gelangten. Diese großen Wassermassen verringerten den Salzgehalt und somit die Dichte, den Motor der Tiefenzirkulation. Der Golfstrom kam zum Erliegen und die milderen Klimaverhältnisse in Nordeuropa verschwanden.

In den letzten Jahren wird ein Abschmelzen der Eiskappen an den Polen beobachtet (siehe Abbildung 17 und 18). Das bedeutet, dass wie bei den Heinrich- oder Dansgaard-Oeschger –Ereignissen große Süßwassermassen in die Ozeane gelangen. Inwiefern sich dieser – eventuell von Menschen verursachter - Prozess auf die Warmwasserheizung Nord- Westeuropas (Golfstrom) auswirkt ist zunächst ungewiss.

Spekulationen lassen aber darauf hoffen, dass uns nicht ein solches Schicksal, wie im Film von Roland Emmerich "The Day After Tomorrow", wiederfahren wird.

Die Meeresströmungen sind ein komplexes System, das noch nicht weit genug erforscht wurde um die Auswirkungen und Auslöser einer Veränderung im System abschätzen zu können. Denn all die vermuteten Theorien über mögliche Klimaeinbrüche sind nicht bewiesen auch die Ausmaße der Schwankungen im Golfstromsystem sind weiterhin sehr umstritten und nicht ausreichend belegt.

## Literatur

- GIERLOFF-EMDEN, H.G. (1979): Geographie des Meeres: Ozeane und Küsten. Berlin - New York
- GIESE, P. (1986)<sup>4</sup>: Ozeane und Kontinente. Heidelberg
- HEINRICH, D. UND HERGT, M. (2006): dtv – Atlas. Erde. Physische Geographie. München
- LESER, H. (2005)<sup>13</sup>: Wörterbuch der Allgemeine Geographie. München
- MARCINEK, J. UND ROSENKRANZ, E. (1996)<sup>2</sup>: Das Wasser der Erde. Gotha
- OTT, J. (1988): Meereskunde: Einführung in die Geographie und Biologie der Ozeane. Stuttgart
- SIEDLER, G.; CHURCH, J. UND GOULD, J. (2001): Ocean Circulation & Climate. Observing and Medelling the Global Ocean. Barcelona
- STRAHLER, A. UND STRAHLER, A. (2005)<sup>3</sup>: Physische Geographie. Regensburg
- THIEDE, J. (2004): Geowissenschaften und die Zukunft. In: Akademie der Wissenschaft und der Literatur. Mainz
- WEFER, G. UND BERGER W. (2001): Klima und Ozeane – In: Huch, M., Warnecke G. und German K. (Hrsg.) Klimazeugnisse der Erdgeschichte – Perspektive für die Zukunft, S. 51 – 107. Berlin

## Wissenschaftliche Zeitschriften:

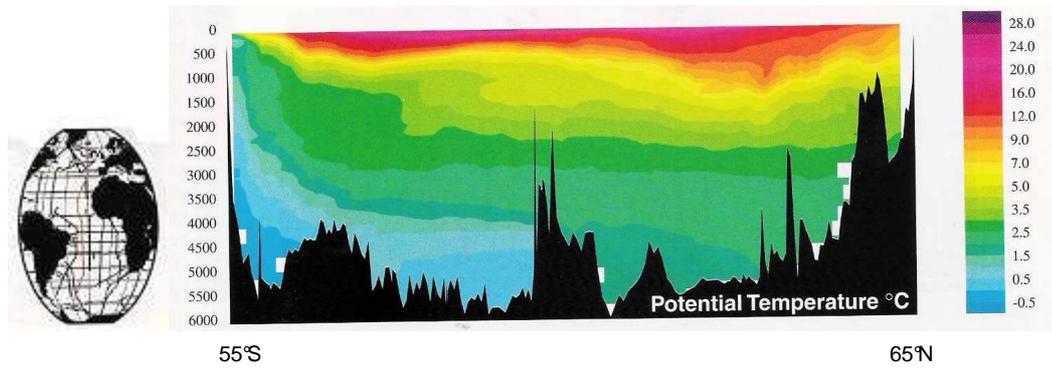
- ARZ, H. ;HAUG, G. UND TIEDEMANN, R. (2007): Klimaveränderungen von Jahrmillionen bis Jahren: -In: Geographische Rundschau 59/4, S. 56-65
- MEINCKE, J. UND LATIF, M. (1995): Die Rolle des Ozeans im Klimasystem. –In: Geographische Rundschau 47/2, S.90-96
- RAHMSTORF, S. (2006): Abrupte Klimawechsel: -In: Broschüre der Münchner Rückversicherungsgesellschaft (9.6.2006)
- TIEDEMANN, R. (1995): Meeressedimente - Zeugen der Ozean- und Klimageschichte.– In: Geographische Rundschau 47/2, S. 97-104
- SCHUBERT, R. UA. (2006): Die Zukunft der Meere – zu warm, zu hoch, zu sauer- In WBGU. Sondergutachten. Berlin

## Internetquellen:

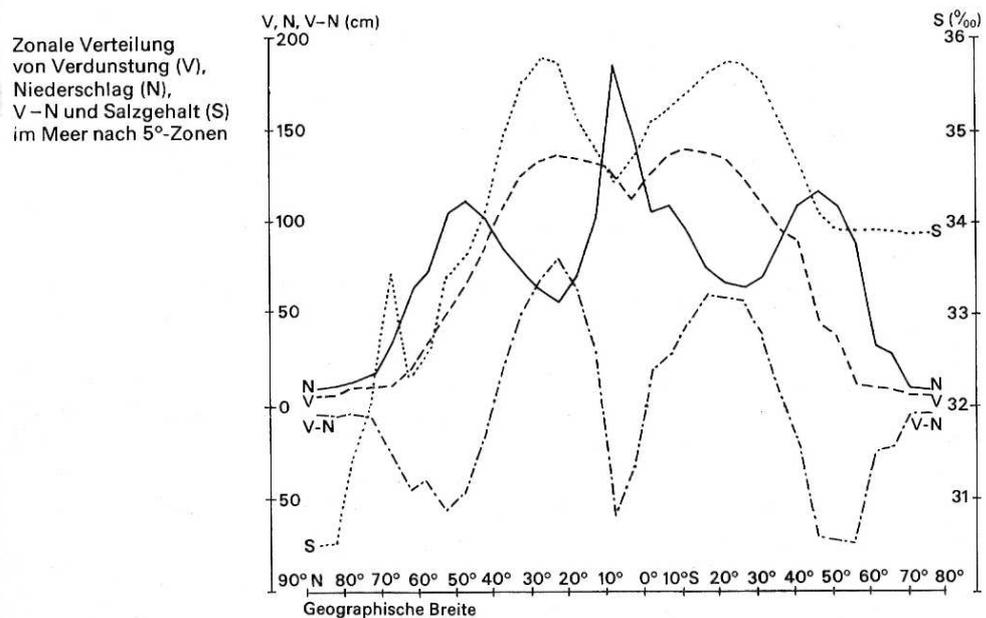
- LOCHTE, K. (2008): Alfred- Wegener- Institut für Polar- und Meeresforschung. Gondwana - ein Kontinent zerbricht. <http://epic.awi.de/Publications/Uen2002a>.(14.4.2008)
- MARTIN, M (2008): Michael Martin: Die Wüsten der Erde. [http://www.michael-martin.de/michael\\_martin/de/wissen/index.html](http://www.michael-martin.de/michael_martin/de/wissen/index.html) (14.4.2008)

## Anhang

**Abbildung 1: Schnitt durch den Atlantik. Temperaturverteilung bezüglich der Vertikalen. Quelle: SIEDLER 2001: 43**



**Abbildung 2: Zonale Verteilung von Verdunstung, Niederschlag und Salzgehalt. Quelle: MARCINEK 1996: 87**



**Abbildung 3: Schnitt durch den Atlantik. Vertikale Verteilung des Salzes. Quelle: SIEDLER 2001: 43**

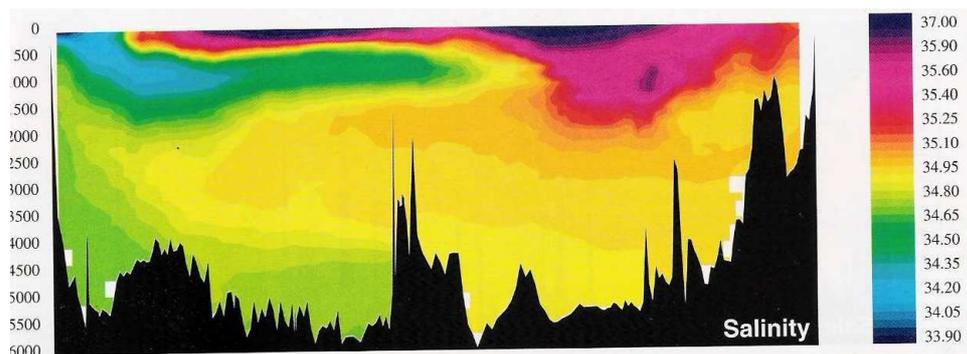


Abbildung 4: Globale Wärmestrahlung. Quelle: SIEDLER 2001: 44

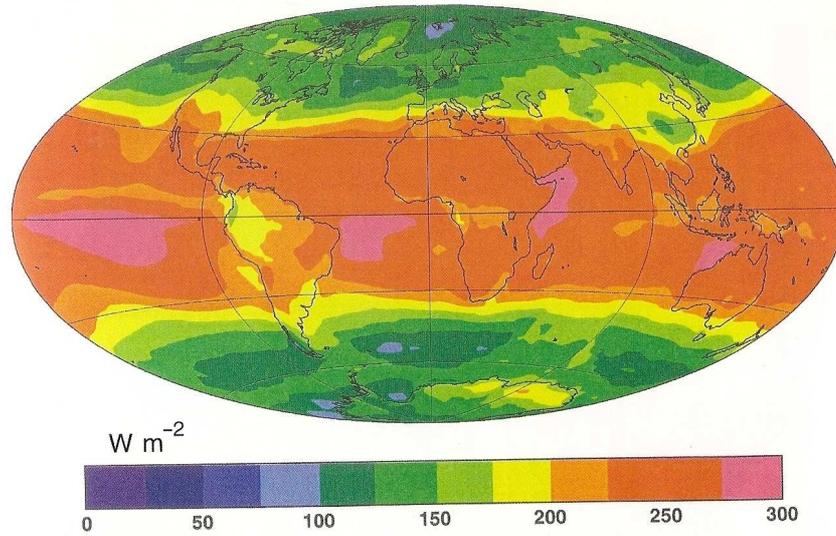
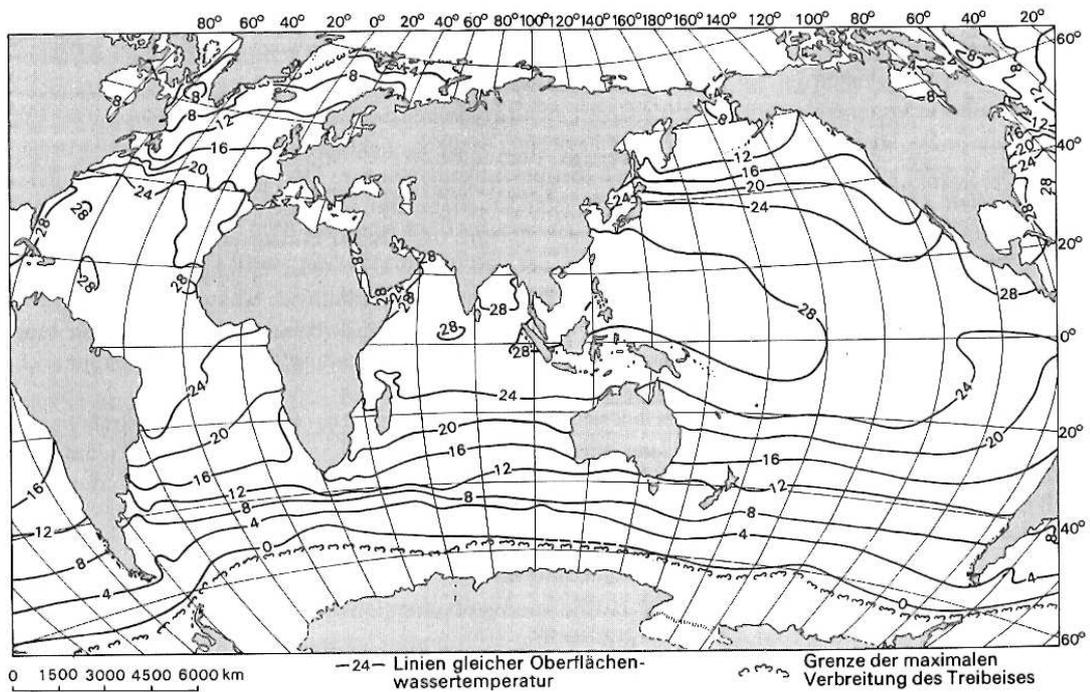


Abbildung 5: Oberflächenwassertemperatur. Quelle: MARCINEK 1996: 86



Oberflächenwassertemperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) des Meeres im Nordsommer

Abbildung 6: Ekman-Spirale. Quelle: Heinrich 2006: 227

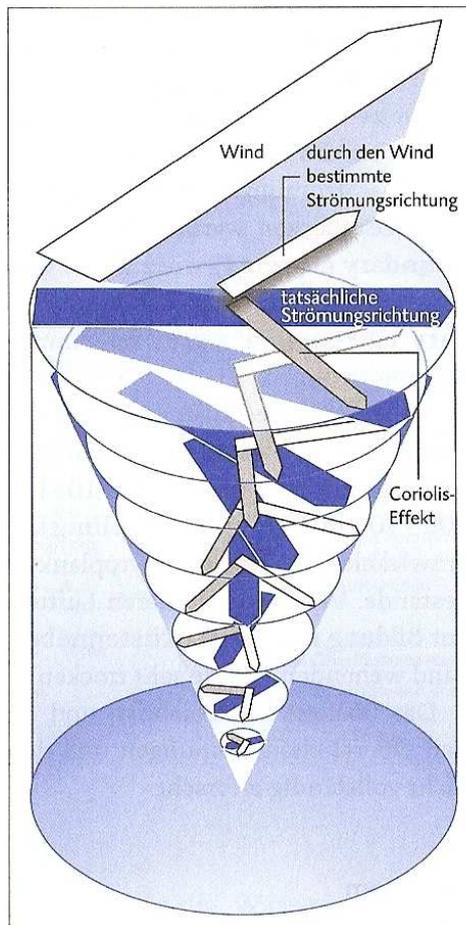


Abbildung 7: Globale Oberflächenströmungen. Quelle: STRAHLER 2005: 116

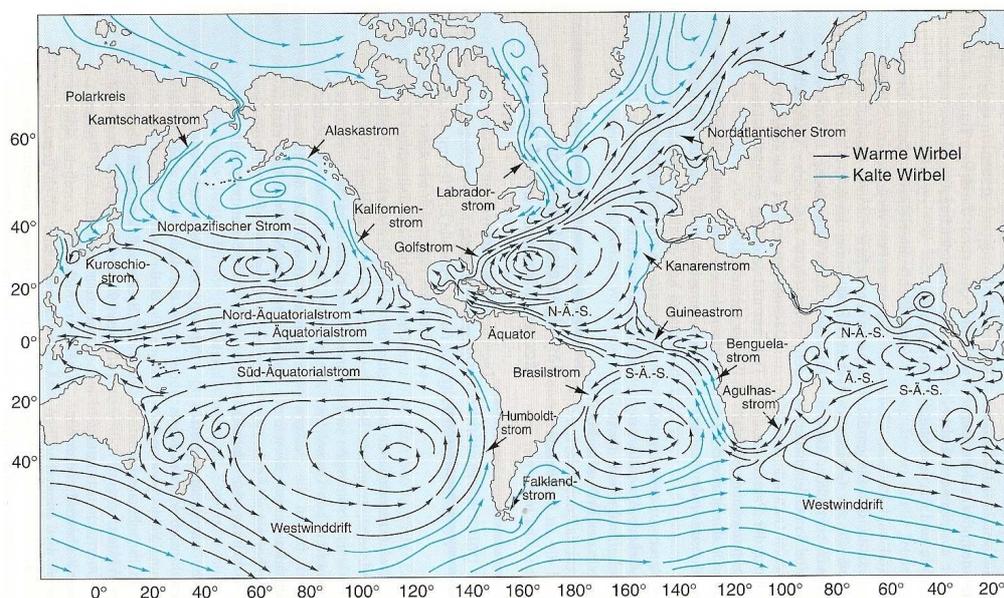


Abbildung 8: Tiefenzirkulation. Quelle: Abiturvorbereitung

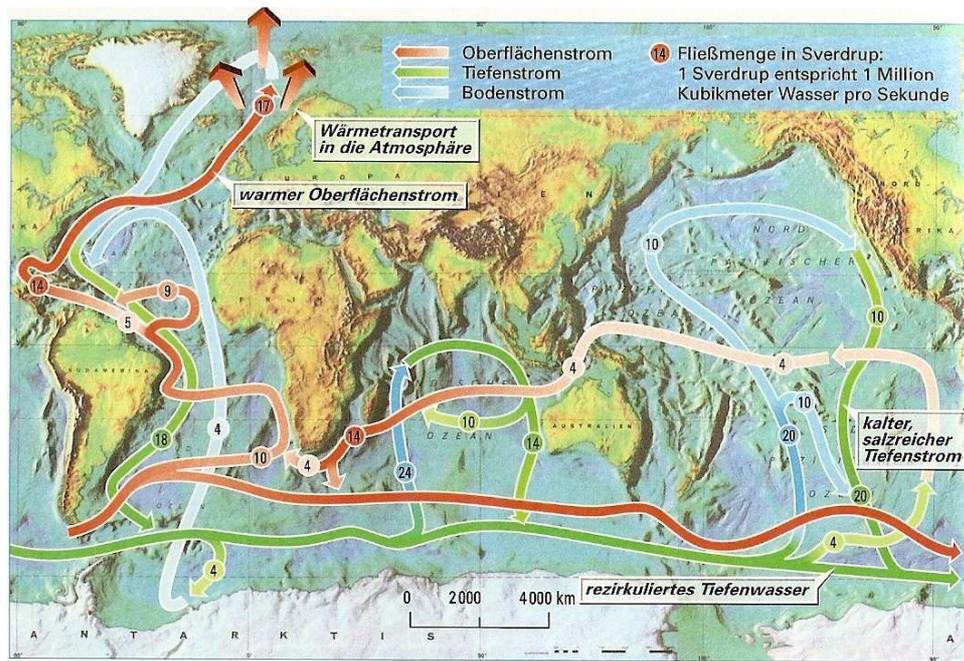
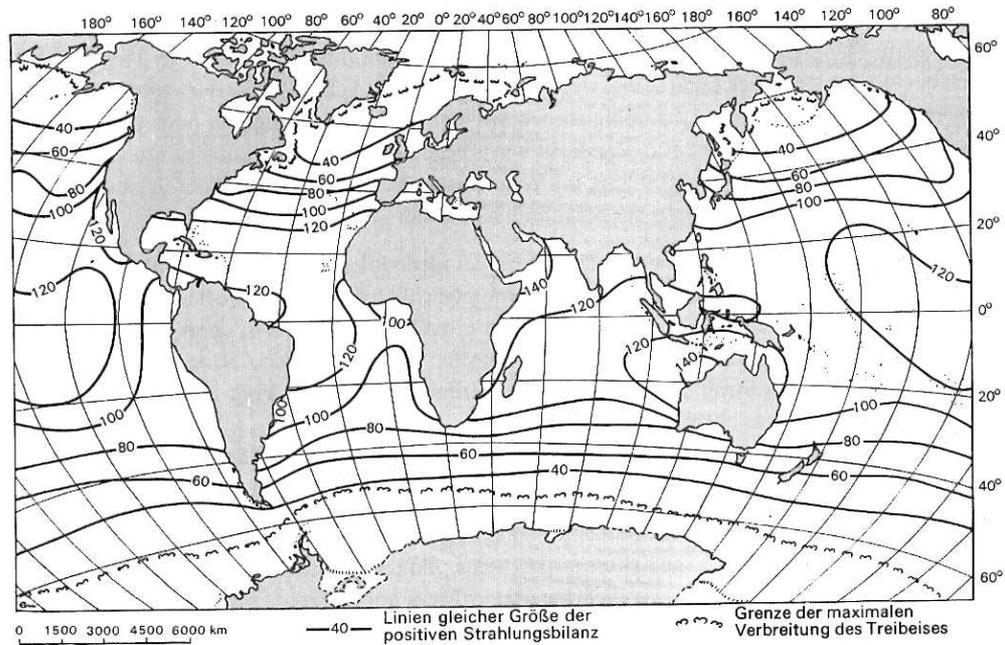
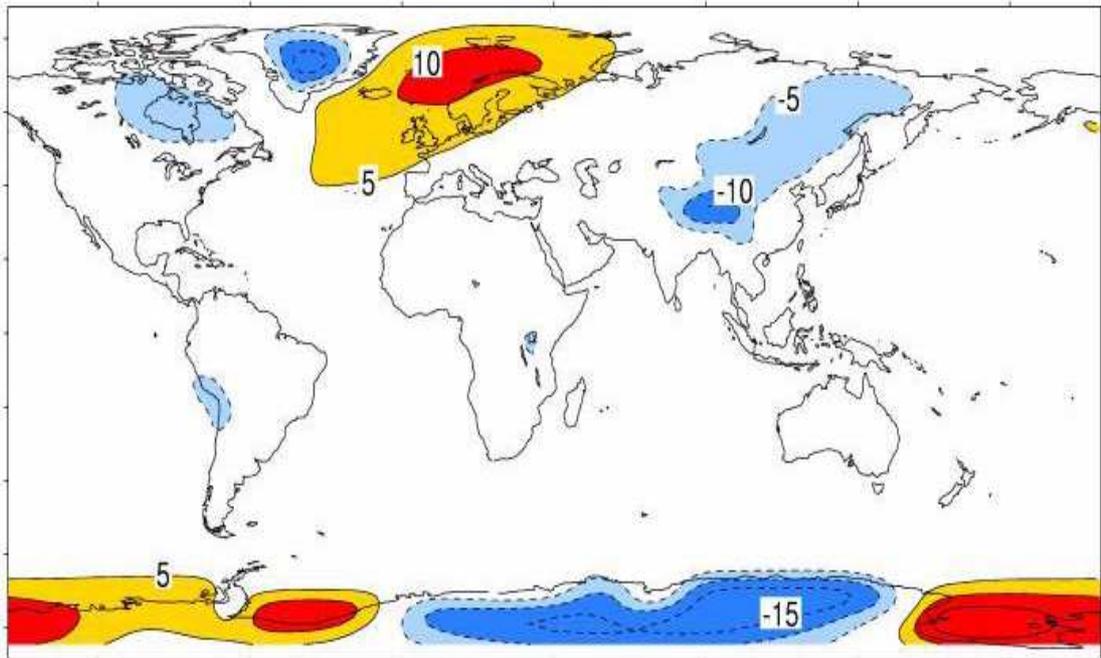


Abbildung 9: Strahlungsbilanz des Meeres. Quelle: MARCINEK 1996: 86



Strahlungsbilanz des Meeres (Jahreswerte in kcal/cm<sup>2</sup>; 1 kcal = 4,1868 kJ) –

**Abbildung 10: Abweichung der Lufttemperatur an der Oberfläche (im Jahresmittel) entlang eines Breitenkreises, in Grad Celsius. Quelle: SIEDLER 2001: 44**



**Abbildung 11: Auswirkungen des Golfstroms. Quelle. Abiturvorbereitung**

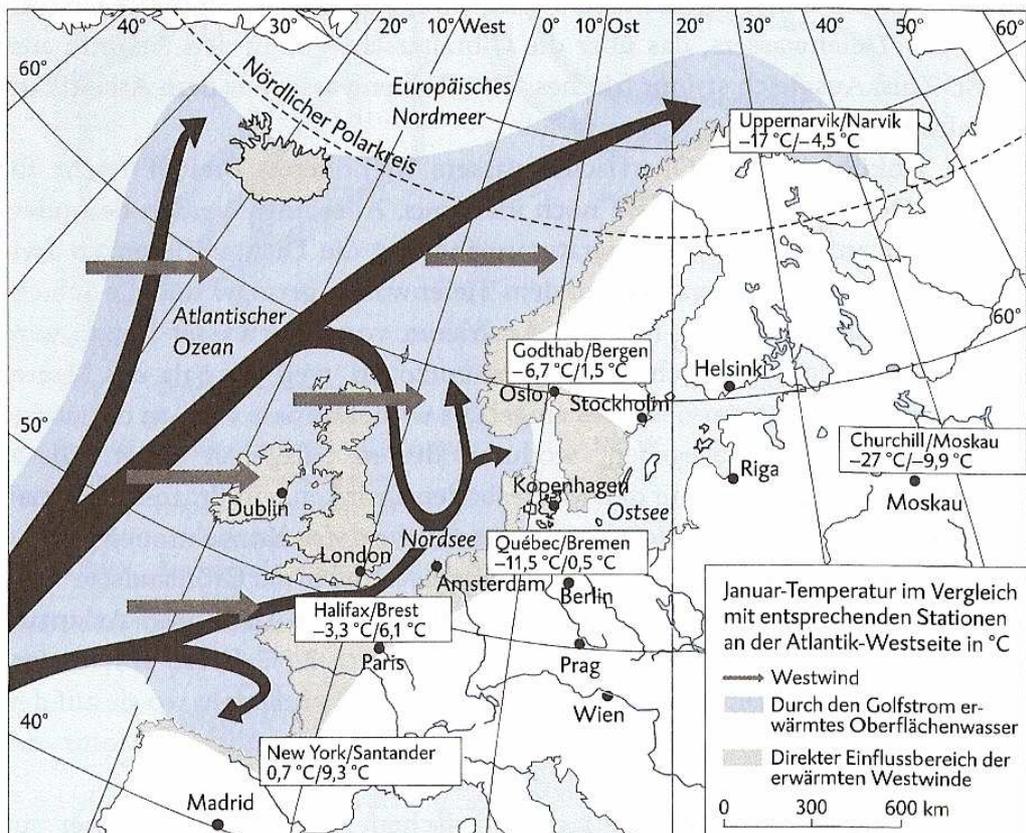


Abbildung 12: Auswirkung des Golfstroms auf die Temperaturen Europas.  
Quelle Haack-Atlas



Abbildung 13: Temperaturen in Kanada. Quelle: Haack-Atlas

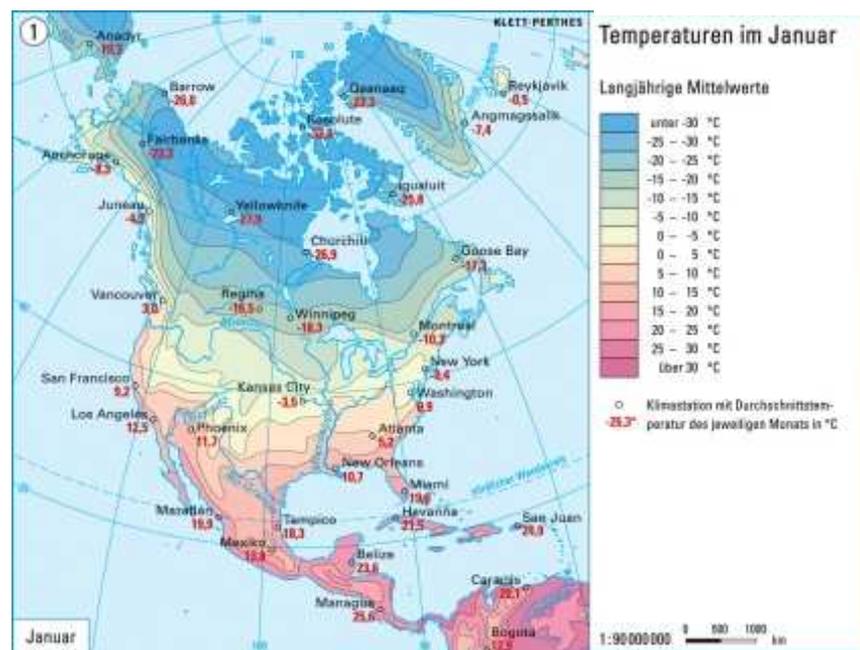


Abbildung 14: Klimazonen Europas. Quelle: Haack-Atlas

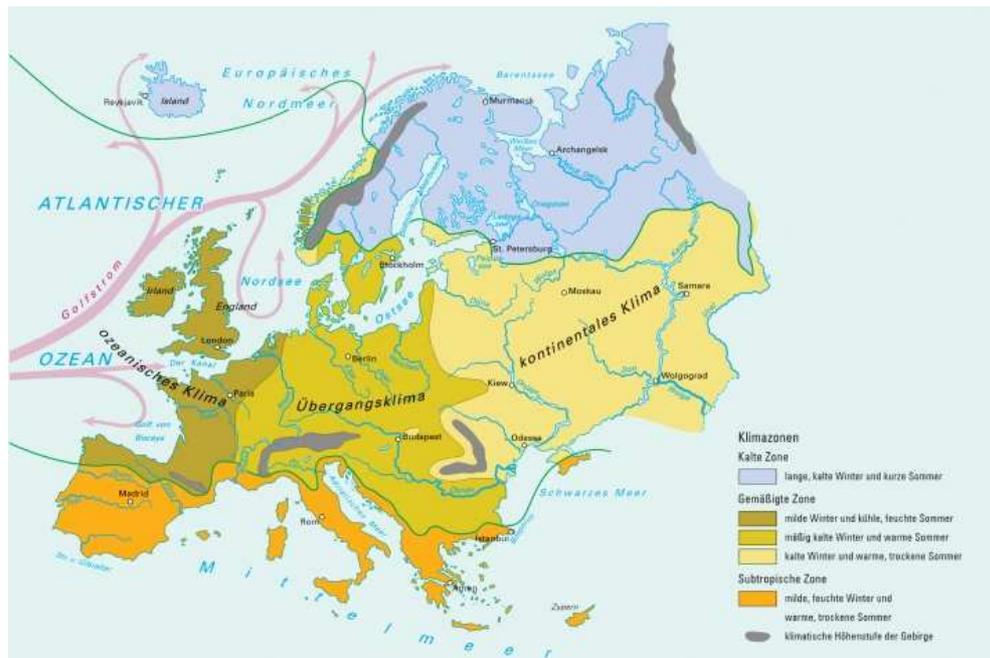


Abbildung 15: Wüstenbildung durch kalte Meeresströmungen. Quelle: [www.michael-martin.de](http://www.michael-martin.de)

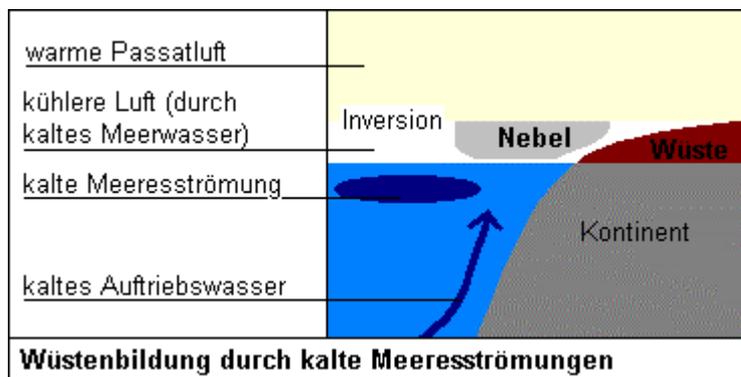


Abbildung 16: Zersplitterung Gondwanas. Quelle: [www.epic.awi.de](http://www.epic.awi.de)

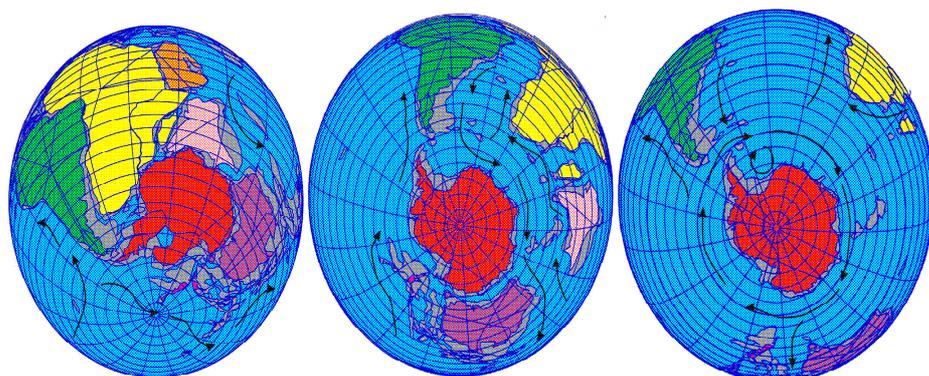


Abbildung 17 und 18: Rückgang der Eiskappen an den Polen. Quelle: SCHUBERT  
2006: 9

