

Westfälische Wilhelms-Universität Münster
Fachbereich für Geowissenschaften
Institut für Landschaftsökologie

**Die Erforschung der Zirkulation des
Südpolarmeers
mit Hilfe autonom profilierender Driftkörper**

Katharina Muhle

Schriftliche Hausarbeit im Rahmen der ersten Staatsprüfung
für das Lehramt der Sekundarstufe II und I

Themensteller: **Prof. Dr. O. Klemm**

November 2007

0	Einleitung.....	S. 3
1	Das Klimasystem Erde.....	S. 5
	1.1 Die Sphären im Überblick.....	S. 6
	1.2 Atmosphäre.....	S. 9
	1.3 Ozean.....	S. 15
	1.4 Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre.....	S. 20
	1.5 Kohlenstoffkreislauf.....	S. 21
2	World Ocean Circulation Experiment (WOCE).....	S. 26
	2.1 Ziele.....	S. 27
	2.2 Durchführung.....	S. 28
	2.2.1 Daten.....	S. 29
	2.2.2 Ergebnisse.....	S. 30
3	Argo-Programm.....	S. 31
	3.1 Ziele.....	S. 32
	3.2 Konzept.....	S. 33
	3.3 Umsetzung.....	S. 33
	3.4 Daten.....	S. 34
	3.5 Weiterentwicklung von Argo gegenüber WOCE.....	S. 35
	3.6 Aufbau der Floats.....	S. 36
	3.7 Funktionsweise der Floats.....	S. 39
	3.7.1 Ein zehntägiger Zyklus.....	S. 40
	3.8 Eisgängigkeit der Floats.....	S. 42
	3.8.1 Ice Sensing Algorithm (ISA).....	S. 42
	3.8.2 interim Storage (iStore).....	S. 44
	3.8.3 Ranging and Fixing Sound (RAFOS).....	S. 46
4	Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE).....	S. 47
	4.1 Warum Datenassimilation?.....	S. 47
	4.2 Datenverarbeitung.....	S. 48
	4.3 Datentypen.....	S. 49
	4.3.1 Sea Surface Temperature (SST).....	S. 49
	4.3.2 In situ data.....	S. 50
	4.4 Datenflüsse des Argo Projektes innerhalb von GODAE.....	S. 50

5	Südpolarmeer als Untersuchungsgebiet.....	S. 52
5.1	Weddellmeer.....	S. 55
5.2	Weddellwirbel.....	S. 56
5.3	Bedeutung des Weddellwirbels für das globale Klimasystem.....	S. 57
5.4	Warum werden Floats im <i>östlichen Weddellwirbel</i> ausgesetzt?...	S. 58
5.5	Lücken in der Beobachtung der Ozeane.....	S. 59
5.6	Lückenschließung in der Beobachtung der Ozeane.....	S. 59
6	Expedition ANT-XXIII/9 des FS Polarstern (02.02.-11.04.2007)..	S. 61
6.1	Aussetzen der Floats.....	S. 62
6.2	Beispieldaten.....	S. 65
6.3	Kalibration.....	S. 66
7	Fazit.....	S. 72
8	Literaturverzeichnis.....	S. 74
9	Internetquellen.....	S. 77
10	Abbildungsverzeichnis.....	S. 79
11	Tabellenverzeichnis.....	S. 81
12	Abkürzungs- und Akronymverzeichnis.....	S. 82
13	Anhang.....	S. 84

„The earth is mainly an ocean planet with 71 % of the surface covered by water, including up to 6 % coverage by sea ice. In total, perhaps as much as 85 % of the earth's surface is covered by either liquid water (oceans, lakes, rivers, wet vegetation) or solid water (snow, land-ice, sea-ice)“

(GRASSL 2001, S.3)

0. Einleitung

Das Südpolarmeer¹, die Region des Ozeans jenseits von 60° Süd, verbindet alle großen Ozeanbecken miteinander. Aus dieser Situation geht die Bedeutung der Wassermassen hervor, die den antarktischen Kontinent umfließen. Das Südpolarmeer beeinflusst mit dem westwärts gerichteten Antarctic Circumpolar Current (ACC)² und dem im Weddellmeer entstehenden Antarctic Bottom Water (AABW) die globale Ozeanzirkulation bis hoch in den Nordatlantik. Daraus ergeben sich zwei Gründe, warum das Südpolarmeer als Forschungsgebiet von Interesse ist.

Erstens entsteht im Weddellmeer kaltes Bodenwasser, welches für die gesamte globale Zirkulation von Bedeutung ist. Die ozeanische Zirkulation als Transportmedium für Wärme wirkt stabilisierend auf das Klimasystem. Aufgrund vielseitiger Wechselwirkungen mit der Atmosphäre an seiner extrem großen Oberfläche ist der Ozean für das Klima besonders bedeutend. Um diese Verbindung zu verstehen, soll zunächst das Klimasystem Erde kurz in den fünf Subsystemen Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Biosphäre und Geosphäre erläutert werden. In einem nächsten Schritt wird der Fokus auf die beiden Klimakomponenten Atmosphäre und Ozean gelegt, indem diese Subsysteme detaillierter beschrieben werden. Dabei werden anhand des Kohlenstoffkreislaufes die Vernetzungen der einzelnen Subsysteme und Reaktionen auf Störungen skizziert, um auf das Problem des Klimawandels hinzuweisen und die Empfindlichkeit des Klimasystems mit all seinen Facetten hervorzuheben.

Zweitens ist das Südpolarmeer bislang vergleichsweise gering erforscht, da es aufgrund des saisonal auftretenden Meereises schwer zugänglich ist. Es existieren Lücken in der flächendeckenden Erforschung des globalen Ozeans, die vornehmlich jenseits von 60° Süd zu lokalisieren sind. Allerdings

¹ Im Folgenden wird der Begriff ‚Südpolarmeer‘ als Übersetzung für ‚Southern Ocean‘ verwendet.

² Für die Bezeichnungen der Wassermassen und -ströme werden die englischen Begriffe verwendet, da sie sich in der Literatur durchgesetzt haben.

sind die Prozesse vor allem im Ozeaninneren für die Klimaforschung im Rahmen des Klimawandels und zur besseren Klimamodellierung von besonderem Interesse. Dazu werden jedoch Daten des gesamten Ozeans, also auch des Südpolarmeers, benötigt. Im Rahmen dieser Arbeit wird der sukzessive Erfolg hinsichtlich der Erfassung verschiedener Parameter (wobei die Temperatur und der Salzgehalt des Meerwassers im Vordergrund stehen) an zwei Projekten vorgestellt. In einem ersten großen World Ocean Circulation Experiment sind große Fortschritte in der Kenntnis der bislang wenig erforschten Region gemacht worden. Das nachfolgende Argo Programm, konnte diese Kenntnisse ausbauen. Die Erforschung der Südpolarmeers mittels autonom profilierender Driftkörper im Rahmen des Argo Projektes gewann immer mehr an Bedeutung und dient heute als wichtigster Datenlieferant für das Global Ocean Data Assimilation Experiment, welches zum Ziel hat, *in situ* Daten in Echtzeit einer möglichst großen Interessentengruppe via Internet zur Verfügung zu stellen.

Der Reiseabschnitt ANT-XXIII/9 des Forschungsschiffes Polarstern vom 02.02.2007-11.04.2007 wird die vorliegende Arbeit als ein Beispiel aus der Praxis abschließen. Auf dem Reiseabschnitt konnten 14 autonom profilierende Driftkörper (Floats) im Rahmen des Argo-Programms ausgesetzt werden. Außerdem wurden anhand zusätzlich durchgeführter schiffsgebundener CTD³-Messungen als eine Möglichkeit der nachträglichen Kalibration der autonomen Floats genutzt und sollen hier kurz vorgestellt werden.

³ CTD-Sonden messen die Leitfähigkeit (**C**onductivity), die Temperatur (**T**emperature) und die Tiefe (**D**epth) von Wassersäulen (vgl. Kapitel 3.6).

1. Das Klimasystem Erde

Das Klimasystem Erde ist ein komplexes System, das sich aus mehreren Komponenten, die in mehr oder weniger stark ausgeprägten Wechselwirkungen zueinander stehen, zusammensetzt. Neben den internen Bezügen wird das Klimasystem durch externe Einflüsse angetrieben. Obwohl es sich um einen extraterrestrischen Einfluss handelt, ist die Insolation die wesentlichste Klimakomponente. Sie steht nicht in direkter Wechselwirkung mit den internen Komponenten. Der Einfallswinkel der Sonnenstrahlen auf die Erdoberfläche, der sich polwärts aufgrund der Erdkrümmung verkleinert, bestimmt die Intensität der Insolation am Erdboden. Je kleiner der Winkel, also je weiter polwärts gerichtet der Ort liegt, an dem die Strahlen auf die Erdoberfläche treffen, desto geringer ist die Insolation und damit der Energieeintrag (vgl. Abb.1).

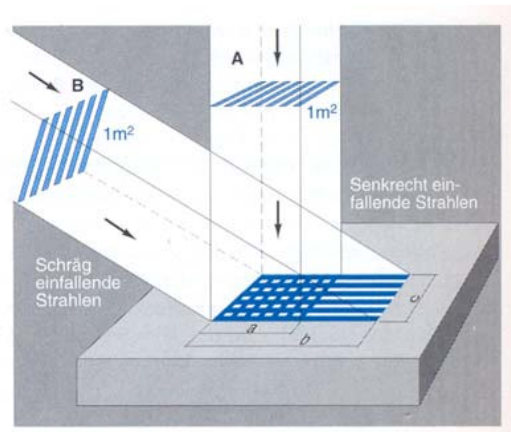


Abb. 1: Die Intensität der Insolation ist abhängig vom Einfallswinkel der Strahlen. In Rechteck b fällt die gleiche Menge Sonnenstrahlen ein wie in Quadrat a. Rechteck b weist eine größere Fläche auf. Deshalb ist die Einstrahlung dort weniger intensiv.

(Quelle: STRAHLER 2002, S. 60)

Des Weiteren hängt die Insolation von der Dauer der Einstrahlung ab. Beide Faktoren variieren mit der geographischen Breite und jahreszeitlichen Veränderungen, die durch die Neigung der Erdachse und die elliptische Erdumlaufbahn hervorgerufen werden. (STRAHLER 2002)

Die Erdkrümmung bekommt im Zusammenhang mit der Erdrotation noch eine weitere Bedeutung für das globale Klima. Durch die Rotationsbewegung wirkt auf nicht mit dem Erdkörper verbundene Flüssigkeiten eine Scheinkraft, die so genannte Corioliskraft. Sie führt zu einer Ablenkung der eigentlichen Fließrichtung, da die Rotationsgeschwindigkeit vom Äquator zu den Polen abnimmt. Auf der Nordhalbkugel kommt es zu einer rechtsgerichteten und auf der Südhalbkugel zu einer linksgerichteten Ablenkung. Zu diesen Fluiden wird häufig auch die Atmosphäre gezählt, da sie fließt und ähnlichen (z. T. denselben) physikalischen Gesetzen folgt wie Flüssigkeiten (vgl. BIGG 2003, S. 36 Fußnote 1).

Als Folge der beschriebenen astronomischen Einflüsse hat sich ein globales Wind- und Luftdrucksystem entwickelt (vgl. Abbildungen 5 und 6), das insgesamt stabil ist. In der unteren Troposphäre bedingen die vielgestaltigen topographischen Verhältnisse (Oberflächenbeschaffenheiten, Land/Wasser, Höhenzüge) und die daraus resultierenden unterschiedlichen, Albedowerte, Verdunstungsraten, Wärmespeicherkapazitäten etc. eine regionale Variabilität der Luftdruck- und damit der Windverhältnisse. (BROWN 2004)

Die internen Wechselwirkungen laufen zwischen den einzelnen Klimakomponenten ab, die das eigentliche Klimasystem der Erde bilden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die ablaufenden Prozesse in den Sphären hier nicht im Einzelnen besprochen werden können, da dies den Rahmen der Arbeit überschreiten würde und für das Verständnis der für diese Arbeit notwendigen Abläufe zwischen und innerhalb des Ozeans und der Atmosphäre nicht relevant sind. Aus diesen Gründen wird für das erste Kapitel nicht der Anspruch erhoben, das Klimasystem in allen Details zu erläutern.

1.1 Die Sphären im Überblick

Eine grobe Einteilung gliedert das Klimasystem in die fünf Subsysteme Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Biosphäre und Geosphäre. Letztere setzt sich aus Pedosphäre und Lithosphäre zusammen und kann in der Klimatologie bzw. für die klimasystem-immanenten Wechselwirkungen nicht in ihrer Gesamtheit betrachtet werden, da die Eindringtiefe relevanter atmosphärischer Einflüsse auf die oberen 10 m beschränkt ist.

Die Kopplungen der Sphären werden in Abbildung 2 schematisch dargestellt und sollen die Vielzahl der Wechselwirkungen andeuten. Die Subsysteme Biosphäre, Geosphäre und Kryosphäre werden nur der Vollständigkeit halber mit ihren Funktionen erwähnt und nicht weiter vertieft.

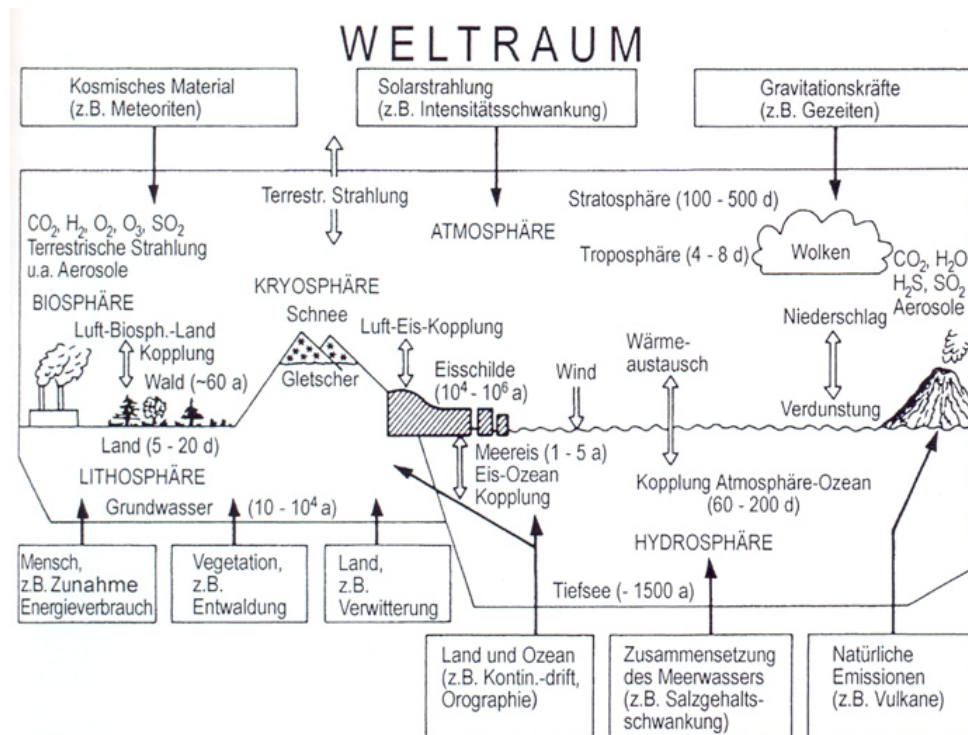


Abb. 2: Das Klimasystem Erde (mit Zeitangaben der Reaktionszeiten auf äußere Störungen)

(Quelle: HUPFER/KUTTLER 2005, S. 239)

Bei den gegenwärtig herrschenden Luftdruck- und Temperaturverhältnissen an der Erdoberfläche kommt Wasser in allen drei Aggregatzuständen vor. Als Kryosphäre wird die Gesamtheit des an und unter der Erdoberfläche vorkommenden Eises bezeichnet, zu dem Meereis, Schnee, Permafrost, Gebirgsgletscher und die Eisschilde der Antarktis und Grönlands gezählt werden. Die Kryosphäre enthält 2 % des im gesamten Kreislauf befindlichen Wassers. Die bedeutendsten klimawirksamen Eigenschaften der Kryosphäre sind die Wärmesenke – hervorgerufen durch die extrem hohe Albedo (Neuschnee bis zu 95 % Rückstrahlung; vgl. HÄCKEL 2005) – und den hohen Energieverbrauch der Schmelze, die geringe Wärmeleitfähigkeit und die damit einhergehende Isolatorwirkung sowie das Herabsetzen der aerodynamischen Rauigkeit an Eis- und Schneeoberfläche.

Die Landoberfläche unterscheidet sich durch ihre Vielgestaltigkeit gravierend von der vergleichsweise homogenen Ozeanoberfläche. Durch unterschiedliche Höhenverteilung, Neigungen und Rauigkeit beeinflusst sie das Klima. Abhängig von der Beschaffenheit lassen sich die niedrigen Albedowerte (5-10 % bei dunklem Boden, 15-30 % bei trockenem Sand, 20-30 % bei trockener Steppe; vgl. KRAUS 2004) und eine damit zusammenhängende Erwärmung, die Ablenkung der Luftströme durch

Höhenzüge, die Funktion als Wasserspeicher sowie der mit der Evaporation verbundene latente Wärmestrom als wesentliche Eigenschaften herausstellen.

Eng mit den Eigenschaften der Landoberfläche verbunden sind die Eigenschaften der Biosphäre, die als Flora und Fauna dieselbe überzieht, wobei besonders die Vegetationsdecke klimawirksam ist. Mit dem stark variierenden Bewuchs ändert sich die Albedo, die zwischen 5-12 % bei Nadelwäldern, 10-12 % bei tropischem Regenwald, 15-20 % bei Laubwäldern mittlerer Breite während der Sommermonate und 12-30 % bei Wiesen, Weiden und landwirtschaftlichen Kulturen schwankt (vgl. HÄCKEL 2005). Des Weiteren ist die Transpiration zu nennen, die zum einen vom verfügbaren Wasser und zum anderen von der Vegetationsdecke abhängt. (HUPFER/KUTTLER 2005)

Alle im Klimasystem ablaufenden Kopplungen erfolgen unmittelbar an den Grenzflächen der einzelnen Sphären und variieren in ihrer Reichweite bzw. zeitlichen Wirksamkeit abhängig von den beteiligten Stoffen und Transportmedien.

Die Grenzflächen der fünf Sphären lassen sich folgendermaßen quantifizieren:

Komponente	Grenzfläche in 10^6 km^2	Grenzfläche in %
Atmosphäre	510	100
Hydrosphäre < Ozean Süßwassergebiete	361 2	70.8
Kryosphäre < Meereis (ohne Chionosphäre) Landeis	26 14.5	5.1 2.8
Biosphäre	103	20.2
Land (oberster Bereich als Teil der Geosphäre)	149	29.2

Tab. 1: Quantitative Verteilung der Sphären (nach SCHÖNWIESE 2004)

Die Atmosphäre als erdumspannende Schicht nimmt mit 100 % die gesamte obere Grenzfläche ein. Der Ozean nimmt mit 70.8 % den wesentlichen Teil der unteren Grenzfläche ein. Aus dieser Verteilung ergibt sich eine besondere Bedeutung der Wechselwirkungen zwischen den Subsystemen Atmosphäre und Ozean, die im Nachfolgenden herausgegriffen und genauer erläutert werden.

1.2 Atmosphäre

Die Atmosphäre ist eine in ihren Hauptbestandteilen homogen durchmischte Gashölle mit einer relativ konstanten Zusammensetzung (BIGG 2003). In Tabelle 2 sind die Hauptbestandteile der Atmosphäre mit ihren prozentualen Anteilen aufgelistet.

Verbindung	Formel	Anteil in %
Stickstoff	N ₂	78,1
Sauerstoff	O ₂	20,9
Argon	Ar	0,93
Wasser (gasförmig)	H ₂ O	0,1-1

Außerdem aufgrund ihrer Bedeutung für den Energiehaushalt zu den Hauptbestandteilen zu zählen, aber nur in sehr geringen Mengen enthalten:

Kohlenstoffdioxid	CO ₂	0,037
Methan	CH ₄	0,000175
Distickstoffoxid	N ₂ O	0,000032
Ozon	O ₃	~0,000005

Tab. 2: Hauptbestandteile der Atmosphäre (nach BIGG 2003)

Die Temperatur der Atmosphäre variiert sowohl vertikal als auch horizontal mit der geographischen Breite. Der Temperaturverlauf mit der Höhe ist von besonderer Bedeutung, da es die unterschiedlichen Prozesse, die in den einzelnen Schichten ablaufen, widerspiegelt. Abbildung 3 zeigt das mittlere vertikale Temperaturprofil der Atmosphäre. (KRAUS 2004)

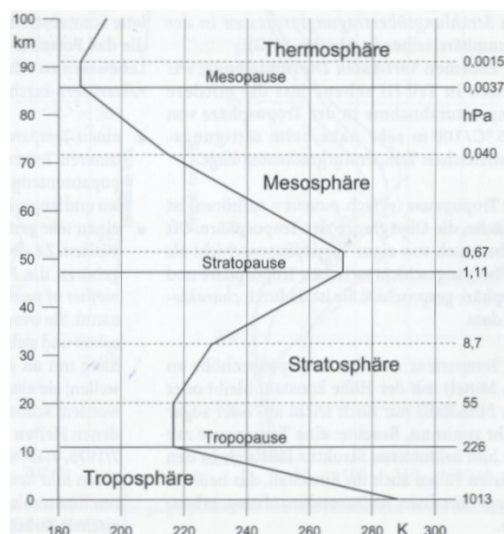


Abb. 3: Vertikaler Aufbau der Atmosphäre
(Quelle: KRAUS 2004, S. 137)

Die einzelnen Schichten mit ihren charakteristischen Eigenschaften sollen an dieser Stelle zusammengefasst werden. Weiterhin wird der horizontale Aufbau beschrieben, um schließlich auf die Entstehung und die globale Verteilung der atmosphärischen Zirkulation einzugehen.

Die Troposphäre dehnt sich von 0 km bis 12 km in die Höhe aus. Sie ist charakterisiert durch Temperaturabnahme mit der Höhe und durch starke Durchmischung, die unter anderem mit der Strahlungsabsorption und -emission von der Erdoberfläche zu begründen ist. In der Troposphäre spielen sich die Wettergeschehen ab, es kommt aufgrund des hohen Wassergehaltes und der vertikalen Durchmischung zu Wolken- und Niederschlagsbildung. Die Tropopause liegt in 12 km Höhe, in der eine Temperatur von $-56,5\text{ °C}$ ⁴ herrscht, und begrenzt die Troposphäre.

In der Höhe zwischen 12 km und 50 km liegt die Stratosphäre. Diese Schicht wirkt auf das bodennahe Wetter, indem sie die Intensität der troposphärischen Tiefdruckgebiete mitbestimmt. Des Weiteren ist sie charakterisiert durch einen sehr niedrigen Wassergehalt sowie einen Temperaturverlauf, der zunächst konstant auf dem Temperaturniveau der Tropopause bleibt und ab ca. 20 km Höhe ansteigt. In der Stratosphäre befindet sich außerdem die Ozonschicht, welche die kurzwellige ultraviolette Sonnenstrahlung herausfiltert. Die Stratosphäre wird in 50 km Höhe bei einer Temperatur von $-2,5\text{ °C}$ von der Stratopause begrenzt. Nachfolgend dehnt sich die Mesosphäre zwischen 50 km und 85 km in die Höhe und wird dort von der Mesopause begrenzt. In dieser Sphäre nimmt die Temperatur deutlich ab und erreicht mit $-86,3\text{ °C}$ in 85 km Höhe die tiefste Temperatur der hier beschriebenen Schichten. Schließlich folgt die Schicht der Thermosphäre mit einer vertikalen Ausdehnung von 85 km bis 800 km. In der Thermosphäre steigt die Temperatur erneut an, erreicht bei ca. 500 km eine Temperatur von $+726,8\text{ °C}$ (entsprechen 1000 K) und bleibt konstant. (KRAUS 2004)

Eine weitere variable Komponente der Atmosphäre ist der Luftdruck. Dieser nimmt mit der Höhe exponentiell ab und lässt sich mit der Barometrischen Höhenformel⁵ berechnen. (HÄCKEL 2005) Die Temperatur steigt bei zunehmendem Druck und Höhe entgegen physikalischer Gesetze nicht durchgehend an. In diesem Fall fließen viele Faktoren in den Temperaturverlauf mit hinein, die hier nicht detailliert erläutert werden sollen⁶.

⁴ Die Temperaturwerte für die Schichten der Atmosphäre sind den Werten der Standardatmosphäre entnommen, wie sie bei KRAUS 2004, S. 143 dargestellt sind.

⁵ Vgl. HÄCKEL 2005, S. 38f.

⁶ Zur weiterführenden Lektüre vgl. KRAUS 2004.

Der Hauptfaktor ist die potentielle Energie der jeweiligen Schicht aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung und physikalischen Eigenschaften. Weitere Gründe sind die vertikale Durchmischung sowie latente und sensible Wärmeströme.

Über das Jahr und mit der geographischen Breite unterliegt die Atmosphäre zum Teil sehr starken Schwankungen. Die Lage der Tropopause kann beispielsweise in der Höhe um einige km variieren, da die vertikale Durchmischung in warmen Gebieten über bodennahen Tiefdruckgebieten bis in große Höhen reicht. Die Tropopause liegt dementsprechend höher. Im umgekehrten Fall, über kalter Luft eines Hochdruckgebietes, reicht die vertikale Durchmischung nicht so hoch, die Tropopause liegt niedriger. So befindet sich die Tropopause in den Tropen bei einer Lufttemperatur an der Erdoberfläche von +26 °C in einer Höhe von 16 km und über der Arktis bei einer Lufttemperatur an der Erdoberfläche von -25 °C bei 8 km. In der Troposphäre, der untersten Schicht der Atmosphäre, ist eine Schicht lokalisierbar, in der die von der Erdoberfläche ausgehenden Effekte direkt spürbar sind. Zu denen werden dynamische wie thermodynamische Prozesse gezählt. Diese Schicht wird als ‚Atmosphärische Grenzschicht‘ bezeichnet und kann eine Dicke zwischen einigen Dekametern und 3 km einnehmen, wobei als grober Mittelwert 1000 m angenommen werden können.

Für den horizontalen Aufbau der Atmosphäre rückt die Land-Wasser-Verteilung aufgrund der sehr unterschiedlichen Ausprägungen bei der Erwärmung und Abkühlung über das Jahr in den Vordergrund. Der Südhalbkugel, deren Oberfläche nahezu vollständig mit Wasser bedeckt und somit sehr homogen ist, steht eine Nordhalbkugel mit großen Landflächen unterschiedlichster orographischer Eigenschaften gegenüber. (KRAUS 2004) Verändert man die Betrachtungsperspektive auf die Erde ein wenig, wird die Situation noch deutlicher. BOGGS (1945) nimmt beispielsweise eine Aufteilung in eine Wasserhemisphäre mit maximalen Wasser- und minimalen Landanteil sowie einer Landhemisphäre mit maximalem Land- und minimalem Wasseranteil, vor (vgl. Abb. 4a/b). Die Wasserhemisphäre hat ihren Mittelpunkt im Pazifik. Sie ist zu 88,8 % mit Wasser, 6,2 % mit Land, 5,0 % mit dem antarktischen Eisschild bedeckt. Die Landhemisphäre hat ihren Mittelpunkt im Nordatlantik und ist zu 45,6 % mit Land, 53,7 % mit Wasser, 0,7 % mit dem Island-Eisschild bedeckt. (BOGGS 1945)



Abb. 4b: Landhemisphäre
(Quelle: BOGGS 1945, S. 350)



Abb. 4a: Wasserhemisphäre
(Quelle: BOGGS 1945, S. 345)

Die sich daraus ergebende Druckverteilung und die durch die Landmassen hervorgerufenen „Störungen“ sind in Abbildung 5 (hier wieder für die Nord- und Südhalbkugel) bei einer Gegenüberstellung des mittleren Luftdrucks der Monate Januar und Juli für die beiden Hemisphären deutlich zu erkennen.

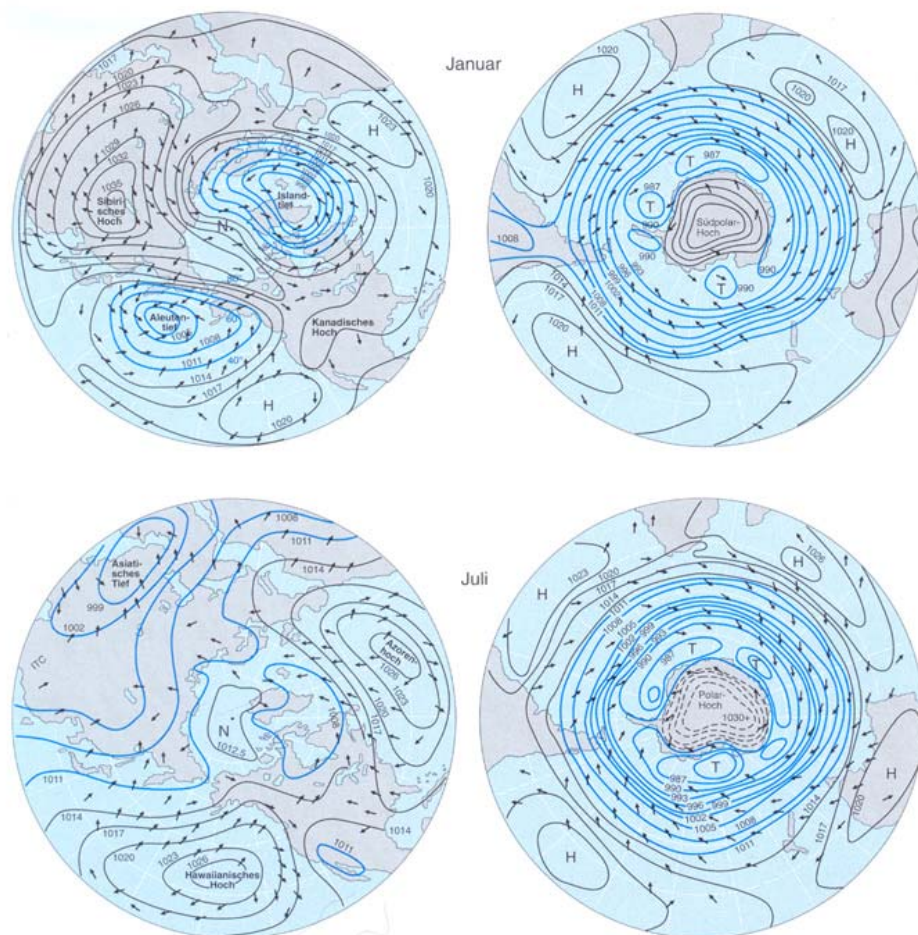


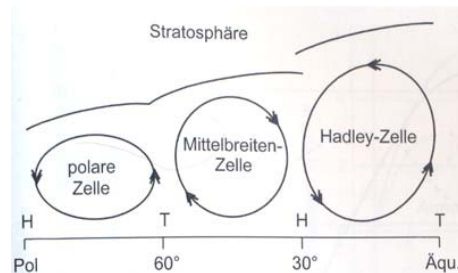
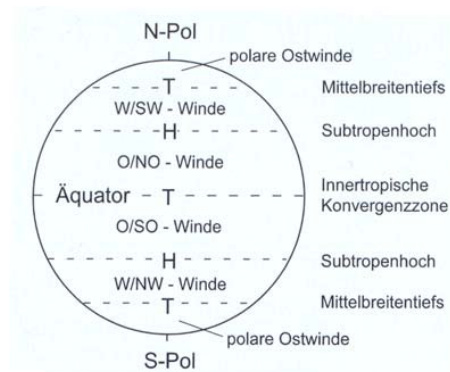
Abb. 5: Mittlerer monatlicher Luftdruck und vorherrschende Winde (Pfeile) an der Erdoberfläche im Januar und im Juli. Luftdruckangaben in Hektopascal (hPa) und auf Meeresniveau reduziert. Die Windrichtungsangaben wurden teils aufgrund des Isobarenverlaufs geschätzt.
(Quelle: STRAHLER 2002, S.103)

Das Untersuchungsgebiet Südpolarmeer und die Antarktis liegen nach BOGGS (1945) auf der Wasserhemisphäre. Für die Atmosphäre dieser Region ergibt sich für die Druckverhältnisse eine besondere Situation. Über dem Kontinent herrscht das ganze Jahr ein Polarhoch, umringt von einem Gürtel aus Tiefdruckgebieten. Dieser Gürtel wiederum wird von einem Hochdruckgürtel umschlossen (vgl. Abb. 5). Diese über das Jahr hinweg (abgesehen von kleineren Schwankungen) bestehenden Luftdruckverteilungen sind nahezu kreisförmig und führen, gemeinsam mit der Land-Wasser-Verteilung, zu einer Isoliertheit des Kontinents Antarktika. Dies hält die klimatischen Bedingungen in dieser Region relativ konstant und lässt Auswirkungen des Klimawandels bisher nur sehr abgeschwächt auftreten.

Durch Hoch- und Tiefdruckgebiete kommt es zu einem Luftdruckgradienten. Luft strömt aus Regionen höheren Drucks in Regionen niedrigeren Drucks. Es entstehen Winde. Aufgrund der globalen Druckverteilung hat sich ein komplexes System der atmosphärischen Zirkulation herausgebildet. Im Folgenden sollen die Gründe und die wesentlichen Komponenten dieses Systems kurz dargestellt werden.

Idealerweise, d. h. ohne Störungen durch die Oberflächenbeschaffenheit der Erde, bildet sich ein globales Windsystem, das sich in mehrere Subsysteme oder Zonen unterteilen lässt. Am Äquator ist die extraterrestrische Strahlungsbilanz am höchsten und nimmt polwärts ab. Aufgrund der intensiven Einstrahlung erwärmt sich die Oberfläche am Äquator am stärksten. Warme Luft hat eine geringe Dichte und steigt auf; die ITCZ (Intertropical Convergence Zone) bildet sich heraus. Die warme energiereiche Luft wird in der Höhe polwärts transportiert. Während die Luft polwärts strömt, kommt es zur Konvektion und bei 30° N und S hat die Dichte so stark zugenommen, dass die Luft absinkt. In Bodennähe strömt die Luft wieder äquatorwärts, da sich dort ein Bodentief herausgebildet hat und die Luft „ansaugt“. Es hat sich eine Windzelle (Hadley-Zelle) gebildet. Dieses Prinzip wiederholt sich in den höheren Breiten beider Hemisphären jeweils zweimal, so dass sich eine Drei-Zellen-Struktur herausbildet (vgl. Abb. 6b). Namentlich schließen an die Hadley-Zellen zwischen 30° N und S die Mittelbreiten-Zellen an und zwischen 60° N und S folgen die polaren Zellen. Die Corioliskraft lenkt diese Luftströme ab (vgl. Abb. 6a), so dass in den Hadley-Zellen Ostwinde, in den Mittelbreiten-Zellen Westwinde und in den polaren Zellen ebenfalls Ostwinde vorherrschen. (KRAUS 2004)

(Rechts) Abb. 6a: Schema der Druck- und Windgürtel auf einer homogenen Erde
(Quelle: KRAUS 2004, S. 316)



(Links) Abb. 6b: Schema der Drei-Zellen-Struktur der atmosphärischen Zirkulation
(Quelle: KRAUS 2004, S. 317)

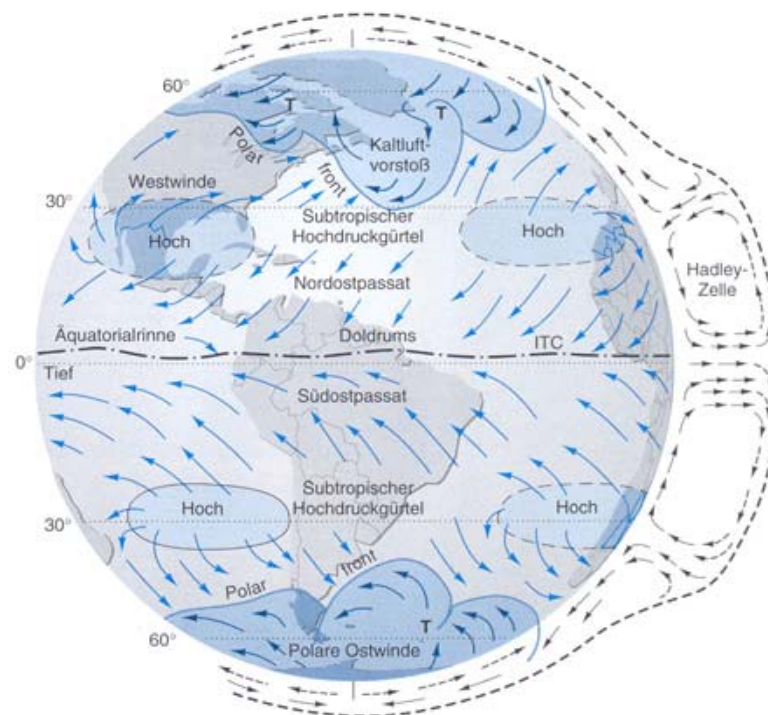


Abb. 6c: Schematische Darstellung der globalen Oberflächenwinde, wobei die störenden Effekte der Kontinente auf der Nordhalbkugel vernachlässigt wurden.
(Quelle: STRAHLER 2002, S. 105)

In Abbildung 6c ist die gesamte atmosphärische Zirkulation schematisch dargestellt, wobei die „störenden“ Effekte der Landmassen, die das ausgewogene System beeinträchtigen, nicht berücksichtigt wurden. Während

Landoberflächen wesentlich sensibler auf Abkühlungen und Erwärmungen der Luft reagieren, sind Wasseroberflächen in der Temperatur stabiler. Daraus und aus der jeweiligen Beschaffenheit sowie den damit einhergehenden physikalischen Eigenschaften ergeben sich große Unterschiede in der Oberflächentemperatur. Temperaturunterschiede in der Atmosphäre gehen wiederum einher mit Dichteunterschieden, die einen Luftdruckgradienten hervorrufen. Ebenfalls in der Abbildung nicht berücksichtigt sind die saisonalen Variationen. Aus diesen Ausführungen geht hervor, dass die beschriebene atmosphärische Zirkulation nur eine stark vereinfachte Darstellung des in der Realität hoch komplexen Systems ist und ausschließlich der Veranschaulichung dienen kann. (KRAUS 2004)

Die Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche sind im Rahmen dieser Arbeit besonders für die Grenzbereiche zu den Weltmeeren von Interesse. Deshalb wird nachfolgend zunächst der Ozean mit seinen physikalischen und chemischen Eigenschaften sowie den dort vorkommenden Zirkulationen beschrieben, um dann auf die Wechselwirkungen zwischen den beiden Klimasubsystemen und auf die Bedeutung des Kohlenstoffkreislaufes in diesem Zusammenhang und in Hinblick auf den Klimawandel einzugehen.

1.3 Ozean

Der Ozean bedeckt $361 \times 10^6 \text{ km}^2$ bzw. 70,8 % der Erdoberfläche, mehr als das 2½-fache der Landfläche. Vergleicht man die Gestalt von Ozean und Land, fällt auf, dass die Ozeanoberfläche, abgesehen von Wellen und vereinzelt Eisbergen, relativ plan ist, die Erdoberfläche dagegen eine in den Höhen sehr unterschiedliche Topographie aufweist. Der Ozeanboden hingegen zeigt dieselbe orographische Vielfalt wie das Land. Tiefe Gräben und hohe Gebirgszüge trennen einzelne ebene Flächen voneinander und beeinflussen die ozeanische Zirkulation maßgeblich. Die Landmassen grenzen die großen Ozeanbecken und somit auch die dortige Zirkulation zum größten Teil voneinander ab. Auf der Südhalbkugel, jenseits von 60° S beginnt das Südpolarmeer, das in diesem Zusammenhang eine besondere Rolle einnimmt, da es alle Ozeanbecken miteinander verbindet und mit dem ACC den Kontinent Antarktika ostwärts umströmt.

Auf die Bedeutung dieser Begebenheiten für die globale Zirkulation, die Erforschung des Südpolarmeeres und das Klima wird in den folgenden Kapiteln eingegangen.

Die chemische Zusammensetzung der Weltmeere ist von großer Bedeutung für die Wechselwirkungen mit der Atmosphäre und die physikalischen Eigenschaften der Ozeane. 96,5 % des Gesamtvolumens bestehen aus Wasser, die restlichen 3,5 % setzen sich aus gelösten Stoffen zusammen (vgl. Tab. 3) und machen die Salinität des Wassers aus (BIGG 2003).

Verbindung	Formel	Durchschnittliche Konzentration in Meerwasser mit einer Salinität von 35 psu ⁷
Chlorid	Cl ⁻	19,350
Natrium	Na ⁺	10,760
Sulfat	SO ₄ ²⁻	2,712
Magnesium	Mg ²⁺	1,294
Calcium	Ca ²⁺	0,412
Kalium	K ⁺	0,399
Bikarbonat/Karbonat	HCO ₃ ⁻ / CO ₃ ²⁻	0,145

Tab. 3: Konzentrationen der in Meerwasser gelösten Ionen (nach BIGG 2003)

Die Salinität kann durch verschiedene Einflüsse verändert werden, wobei das Verhältnis der gelösten Stoffe jedoch stabil bleibt (BIGG 2003). In der Regel liegt die Salinität zwischen 34 ‰ und 37 ‰⁸ (INGMANSON 1995).

In höheren Breiten wirkt sich die Eisbildung bemerkbar auf die Salinität aus. Während der Eisbildung wird das Salz ausgeschlossen, die Salinität des umgebenden Wassers nimmt zu. Aus diesem Grund findet man nahe dem antarktischen Kontinent Regionen mit vergleichsweise sehr salinem Wasser.

Diese Prozesse laufen zunächst nur an der Wasseroberfläche bzw. in oberflächennahen Wasserschichten ab, das Tiefenwasser wird nicht unmittelbar von der Eisbildung und den damit verbundenen Salzgehaltsschwankungen beeinflusst. Langfristig können jedoch auch tiefere Wasserschichten über Durchmischung von einer Änderung betroffen sein, die aufgrund der sehr langsamen Reaktionszeit des Ozeans auf äußere Einflüsse extrem lange bestehen bleiben. "For all practical purpose, the salinity of large volume of ocean water well below the surface changes very little, if at all, with time. Salinity, like temperature and therefore density, is said to be a conservative property, because once it is away from the surface it is

⁷ Die heute verwendete Practical Salinity Scale (PSS-78) von 1978 beruht auf der elektrischen Leitfähigkeit von Seewasser und ist einheitslos. Häufig findet man zur Angabe der Salinität ein nachfolgendes PSU (Practical Salinity Unit). PSU ist keine physikalische Einheit, entspricht jedoch in den Zahlenwerten der früher genutzten Promille (<http://ioc.unesco.org/iocweb/index.php>).

⁸ Vgl. Anhang I, S. 84: Liste der Temperatur und Salinität der einzelnen Wassermassen und Wassertypen.

conserved" (INGMANSON 1995, S. 101). Umgekehrt kann durch Eintrag von Süßwasser aufgrund von Eisschmelze oder Niederschlag das Meerwasser ‚verdünnt‘ werden und an Salinität verlieren. In diesen Prozess spielt als hemmende bzw. beschleunigende Komponente die Eigenschaft der im Wasser gelösten Salze, den Gefrierpunkt herabzusetzen, mit hinein, wie der Tabelle 4 zu entnehmen ist. (INGMANSON 1995)

Salinität (‰)	Gefrierpunkt (°C)
0	0
10	-0.53
20	-1.08
30	-1.63
35	-1,91

Tab. 4: Gefrierpunkt von Wasser in Abhängigkeit von der Salinität.
(nach INGMANSON 1995)

Die physikalischen Eigenschaften des Meerwassers hängen eng mit den Faktoren Druck, Temperatur und Salinität zusammen. Aufgrund der hohen zwischenmolekularen Anziehungskraft von Wasser nahe dem Gefrierpunkt hat die Salinität bei niedrigen Temperaturen ihren größten Einfluss auf die Dichte, während die Temperatur mit ihrer Wirkung auf die Dichte bei höheren Temperaturen dominiert. (BIGG 2003) Insgesamt ist die Dichte also sowohl von der Temperatur als auch von der Salinität abhängig. Der Druck nimmt mit der Tiefe alle zehn Meter um ein bar zu. Die Temperatur nimmt mit der Tiefe ab, wobei der Gradient unter anderem abhängig von der geographischen Breite und der damit einhergehenden Variabilität der Sonneneinstrahlung, unterschiedlich verläuft.

Anhand langjähriger Messungen der Temperatur (T) des Meerwassers konnte festgestellt werden, dass diese in der Regel zwischen -2 und +35 °C liegt. In der Tiefe und unterhalb von einem Druck von 1500 dbar ist der Temperaturgradient relativ gering. In den Wasserschichten zwischen 300 und 1500 dbar ist dieser Gradient jedoch relativ groß und stellt den Übergang der Wasserschichten, der mit den temperaturbedingten Dichteunterschieden eng verbunden ist (Thermokline), dar.

Es lassen sich für den Ozean zwei bedeutende Arten der Zirkulation unterscheiden. Die thermohaline Zirkulation und die windgetriebene Zirkulation, die nachfolgend genauer erläutert werden.

In den Ozeanen liegt unter Normalbedingungen eine stabile Schichtung der Wassermassen vor. Das heißt, das Wasser mit geringerer Dichte bildet die oberen Schichten. Es gilt, dass dichtes, kaltes, salzreiches und damit schweres Wasser absinkt und warmes, weniger dichtes, salzarmes Wasser

aufsteigt. Nimmt die Dichte an der Meeresoberfläche zu, kommt es zu einer instabilen Schichtung, bei der dichteres Wasser die obere Schicht bildet. In solch einer Situation wird ein Absinken der dichteren Wasserschicht verursacht, was zu einer turbulenten Durchmischung führt, bis der Dichteunterschied ausgeglichen ist. (AKEN 2007)

Mit dieser Durchmischung aufgrund von Dichteunterschieden ist der entscheidende Faktor der thermohalinen Zirkulation bereits erwähnt. Verursacht werden solche Unterschiede durch Frischwasserzufuhr über Niederschlag, Erhöhung des Salzgehaltes als Folge von Verdunstung sowie Erwärmung / Abkühlung des Wassers aufgrund von Energiezufuhr/-verlust in Wechselwirkung mit der Atmosphäre. Bei der thermohalinen Zirkulation handelt es sich um eine Tiefenzirkulation, die sowohl in vertikaler als auch horizontaler Ausrichtung sehr große Wassermengen bewegt und durchmischt. „The most spectacular features of the thermohaline circulation are seen in the sinking phase, in the formation of new deep water in the [...] Southern Ocean“ (TOGGWEILER/KEY 2001, S. 2941).

Besonders bedeutend ist diese Umwälzung für den Wärmetransport vom Äquator in Richtung Polregionen in den oberen und mittleren Wasserschichten und für den Transport von kälterem Wasser in den Bodenschichten der Ozeane in entgegengesetzter Richtung. Abbildung 7 zeigt die wesentlichen Zirkulationen, um die Ausdehnungen der thermohalinen Umwälzung zu verdeutlichen. (TOGGWEILER/KEY 2001)

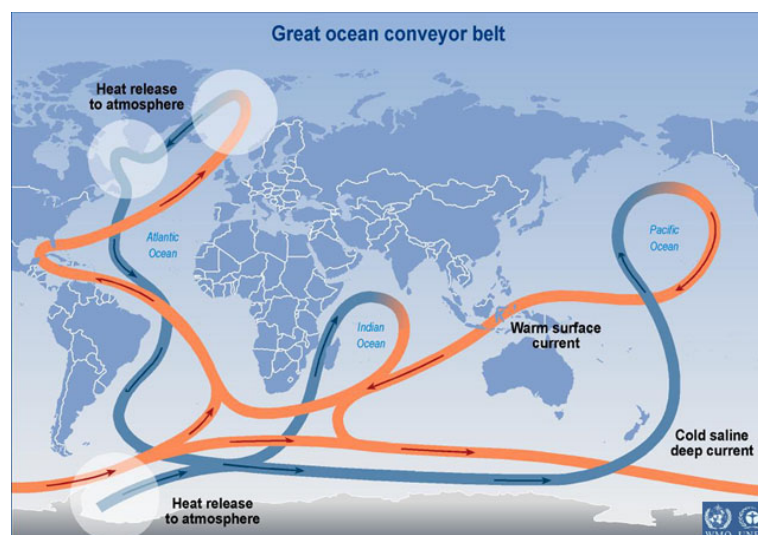


Abb. 7: Die globale thermohaline Zirkulation
(Quelle: <http://www.ipcc.ch/present/graphics/2001syrlarge/04.18.jpg>)

Die windgetriebene Zirkulation geht, wie der Name vermuten lässt, auf Bewegungen in der Atmosphäre zurück und beeinflusst die oberen 100 m. Diese Schicht wird als ‚Ekman Schicht‘ bezeichnet, nach Walfrid Ekman, der 1905 die Theorie aufstellte, dass der Wind permanent auf die oberen 10-100 m des Ozeans einwirkt und zu einem Transport des Oberflächenwassers in einem Winkel von 90° zur Windrichtung führt⁹. (CHERESKIN/PRICE 2001) Die windgetriebene Zirkulation beruht auf Reibungseffekten, bei denen die Bewegungsenergie aus der Atmosphäre auf den Ozean übertragen wird. Das Resultat sind kleinräumige horizontale Zirkulationen, die jedoch innerhalb der Ekman Schicht auch für eine vertikale Durchmischung sorgen. (BODGEN/EDWARDS 2001)

Allerdings dürfen die beiden Arten der Zirkulation nicht als getrennte Systeme verstanden werden. Sie bringen beide das Medium Wasser in Bewegung, beeinflussen sich gegenseitig und gehen ineinander über bzw. können gleichzeitig auf eine Wassermasse wirken. Die Zirkulationen der Weltmeere sollen an dieser Stelle nicht weiter ausgeführt werden, da eine detaillierte Erläuterung den Rahmen dieser Arbeit überschreiten würde¹⁰. In Kapitel 5 wird die ozeanische Zirkulation noch einmal aufgegriffen und für das Südpolarmeer ausführlicher besprochen.

Die Hauptfunktion des globalen Ozeans liegt im Transport und in der Speicherung von Energie in Form von Wärme sowie in dem Austausch von Wärme mit der Atmosphäre. Dabei ist besonders erwähnenswert, dass eine 2,5 m mächtige Wasserschicht des Ozeans dieselbe Wärmespeicherkapazität besitzt, wie die gesamte Atmosphäre. Aufgrund dieser enormen Speicherkapazität stellt der Ozean einen wichtigen Faktor für die Stabilität des globalen Klimasystems dar. (SUMMERHAYES /THORPE 1998)

Ein gravierender Unterschied der Weltmeere liegt in den Reaktionszeiten auf Veränderungen (vgl. Abb. 2), die um ein Vielfaches länger sind als in der Atmosphäre und zwischen einem Jahr und einem Jahrzehnt innerhalb der oberen oder einem Jahrtausend innerhalb der tiefen Wasserschichten einzuordnen sind (HOUGHTON 2004).

⁹ Genauer nachzulesen bei CHERESKIN/PRICE 2001; TOLMAZIN 1985.

¹⁰ Zur ausführlicheren Lektüre der allgemeinen Zirkulationen mit globalem Ausmaß sei an dieser Stelle auf TOGGWEILER/KEY 2001, BROWN 2004, AKEN 2007 verwiesen.

1.4 Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre

Die klimatisch relevanten Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozean laufen in der Grenzschicht, die 1 km in die Höhe über und 100 m in die Tiefe unter den Meeresspiegel reicht, ab. In dieser Schicht finden wesentliche Prozesse des Energie- und Stoffaustausches statt, die sich in physikalische und chemische Prozesse unterteilen lassen, jedoch in ihren Abläufen und Wirkungen ineinander verzahnt sind und nur zum besseren Verständnis nachfolgend getrennt voneinander aufgelistet werden.

Zu den physikalischen Abläufen zählt die Insolation, über die Energie in den Ozean eingetragen und in Form von Wärme an der Grenzfläche wieder in die Atmosphäre abgegeben wird und diese in Bewegung bringt. (BIGG 2003) Insgesamt sind die Strahlungsbilanzen der Erdoberfläche und der Atmosphäre gleich groß, da Ausgleichsprozesse wirken. Diese Prozesse bewirken turbulente Wärmeströme zwischen Atmosphäre und Erdoberfläche (70,8 % der Oberfläche werden vom Ozean abgedeckt) und lassen sich in zwei Arten aufteilen. Zum einen erfolgt bei der Verdunstung ein latenter Wärmefluss. Der Oberfläche wird Energie entzogen, ohne dass es zu einer Temperaturänderung kommt. Zum anderen entsteht an der Grenzfläche durch Kollision der Moleküle ein sensibler Wärmefluss, bei dem es zu einer Temperaturänderung kommt, da die Energie als fühlbare Wärme freigesetzt wird. (HUPFER 1996)

Eine weitere Wechselwirkung läuft während der Niederschlagsereignisse ab, da es zu einem Frischwassereintrag aus der Atmosphäre in den Ozean kommt. Außerdem werden über die Verdunstung und den Niederschlag die Parameter Temperatur und Feuchte in der Atmosphäre und die Parameter Temperatur und Salzgehalt im Ozean reguliert, so dass diesen Ereignissen eine besonders wichtige Bedeutung zukommt. Dabei handelt es sich um folgende Größenordnungen: In der Atmosphäre sind $16 \times 10^3 \text{ km}^3$ Wasser enthalten und in den Ozeanen $1.400.000 \times 10^3 \text{ km}^3$ Wasser. Die Flüsse belaufen sich auf $13,5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ über die Verdunstung aus den Weltmeeren in die Atmosphäre und auf $12,2 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ über Niederschlagsereignisse in den Ozean. Die fehlenden $1,3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ Wasser werden über den Abfluss vom Land in den Ozean eingetragen. (SUMMERHAYES /THORPE 1998)

Die Entstehung von Wellen aufgrund des über die Meeresoberfläche wehenden Windes und der damit einhergehenden Impulsübertragung lässt sich ebenfalls zu den physikalischen Wechselwirkungen zählen.

Bei den chemischen Prozessen, die an der Grenzschicht zwischen Atmosphäre und Ozean ablaufen, handelt es sich in der Regel um Gasaustausche, die insgesamt in einem Gleichgewicht stehen. Bei einigen Gasen läuft der Austausch nur in eine Richtung ab. So fungiert der Ozean zum Beispiel für das durch anthropogene Prozesse in die Atmosphäre eingebrachte CO_2 als Senke, da es in den Weltmeeren gespeichert wird. (BIGG 2003)

Am Beispiel des Kohlenstoffkreislaufes und den anthropogen verursachten CO_2 -Erhöhungen soll im Folgenden eine der chemischen Wechselwirkungen und die damit einhergehende Bedeutung des Ozeans im Rahmen des Klimawandels sowie die Quantifizierung der Veränderungen aufgezeigt werden. Dazu wird zunächst kurz der natürliche Kohlenstoffkreislauf skizziert, um anschließend die Veränderungen durch erhöhte CO_2 -Werte aufzuzeigen.

1.5 Kohlenstoffkreislauf

Aus dem vorherigen Kapitel ist bereits hervorgegangen, dass an der Grenze zwischen Ozean und Atmosphäre Gase und andere Stoffe ausgetauscht werden. Zwei dominierende Wechselwirkungen betreffen den Austausch zwischen den Kohlenstoff-Reservoirs der Sedimente und Kohlenstoffdioxid (CO_2) sowie zwischen Wasser (H_2O) und Sauerstoff (O_2). Die Speicher von O_2 und CO_2 sind klein; dennoch sind sie auf sehr vielfältige Weise mit den großen Reservoirs der Sedimentbestandteile und den Wasservorkommen vernetzt. Die bestehenden hydrogeochemischen Kreisläufe aufgrund verschiedener Rückkopplungen halten das Klima konstant. Der Mensch kann allerdings die Zusammensetzungen der kleinen Reservoirs beeinflussen und deren chemische Prozesse beschleunigen. Solch eine Veränderung wirkt sich jedoch nicht auf die großen Reservoirs in den Sedimenten aus. Kommt es zu einer Beschleunigung der O_2 - oder CO_2 -Kreisläufe, werden sie von den langsameren Kreisläufen entkoppelt und somit das Gleichgewicht gestört. (SIGG/STUMM 1996)

Der Kohlenstoffkreislauf beispielsweise ist von hoher Bedeutung, da er in verschiedenen Verbindungen in allem Lebendigem auf der Erde vorkommt und zudem in Form von CO_2 als klimawirksames Gas immer stärker in den Mittelpunkt wissenschaftlicher Diskussionen vordringt. Nachfolgend wird ein Ausschnitt dieses Kreislaufes erläutert um das Prinzip zu verdeutlichen, wie Kohlenstoff zirkuliert.

Der größte Teil des Kohlenstoffs liegt als karbonatisches Sediment gespeichert unter der Erdoberfläche, lediglich 0,2 % stehen für Organismen als CO_2 oder verwesende Biomasse kurzfristig zur Verfügung. In Abbildung 8 ist der globale Kohlenstoffkreislauf schematisch dargestellt. In der Atmosphäre bewegt sich der Kohlenstoff als das freie Gas CO_2 und im Ozean ist es als solches gelöst. Im sedimentären Abschnitt des Kreislaufes liegt es in verschiedenen Verbindungen vor (als Bestandteil von Kohlenhydratmolekülen organischer Substanzen in Kohlenstoffverbindungen im Gestein (z.B. Kohle) oder in mineralischen Carbonatverbindungen (z.B. CaCO_3). Über Respiration von Pflanzen und Tieren gelangt das CO_2 in die Atmosphäre. An der Grenzschicht zum Ozean wird es vom Meerwasser aufgenommen und dort u. a. für die Photosynthese verwendet. Das aus CaCO_3 -Verbindungen aufgebaute Phytoplankton setzt sich auf dem Meeresboden ab, akkumuliert dort als Sedimentschicht und wird auf diese Weise für lange Zeit gespeichert. Der Anteil organischer Sedimente wird mit der Zeit in Erdöl umgewandelt und kann so als fossiler Brennstoff wieder an die Erdoberfläche gelangen. Vulkanausbrüche stellen einen natürlichen Weg dar, wie Kohlenstoff in Form von CO oder CO_2 gebunden an die Oberfläche gelangen kann. (STRAHLER 2002)

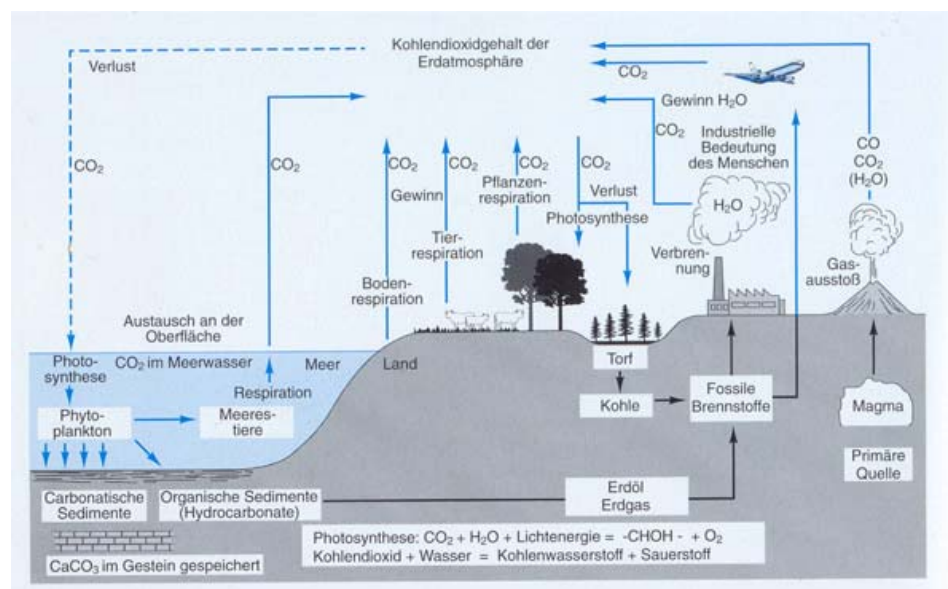


Abb. 8: Kohlenstoffkreislauf
(Quelle: STRAHLER 2002 S. 566)

Es kann zusammenfassend festgehalten werden, dass Kohlenstoff nur zu sehr geringen Teilen kurzfristig verfügbar ist (wovon der Hauptanteil in Form von CO_2 vorliegt), der größte Teil in Sedimenten gespeichert vorkommt und dass der natürliche Kohlenstoffkreislauf in einem Gleichgewicht steht. Ein

wichtiger Aspekt des globalen Kohlenstoffkreislaufes ist der Anstieg von CO_2 in der Atmosphäre aufgrund der Verbrennung fossiler Brennstoffe (SIGG 1996). Heute werden 30 Gt CO_2 pro Jahr auf diese Weise in die Atmosphäre eingebracht (HÄCKEL 2005). Damit greift der Mensch beschleunigend in den Kreislauf ein, so dass das Gleichgewicht gestört wird.

Neben dem Sediment stellt der Ozean mit ca. 39.000 Gt¹¹ gespeichertem Kohlenstoff einen extrem großen Speicher mit einer jährlichen Änderung von $+1,8 (\pm 0,5) \text{ Gt/a}^{-1}$ dar. In der Atmosphäre hingegen ist mit 730 Gt (mit einer Änderung von $+3,3 (\pm 0,1) \text{ Gt/a}^{-1}$) verhältnismäßig kleiner Speicher. Betrachtet man jedoch die jährlichen Flüsse, dominiert die Atmosphäre mit 118 Gt / a^{-1} Kohlenstoff, das in Form von CO_2 zur Photosynthese an das Festland abgegeben wird. Der Eintrag in den Ozean beläuft sich auf 90 Gt / a^{-1} . Der Ozean folgt mit einem Kohlenstofffluss in die Atmosphäre von $88,6 \text{ Gt / a}^{-1}$, wobei $88,0 \text{ Gt / a}^{-1}$ auf anorganische Prozesse und $0,6 \text{ Gt/a}^{-1}$ auf die marine Biosphäre zurückgehen. Weitere $0,2 \text{ Gt / a}^{-1}$ werden vom Ozean in das Sediment eingelagert¹². (HUPFER/KUTTLER 1998)

Kohlenstoffdioxid gehört zu den klimawirksamen Treibhausgasen. Treibhausgase besitzen die Eigenschaft, von der Erdoberfläche zurückgestrahlte Infrarotstrahlung zum Teil zu absorbieren, anstatt diese ungehindert ins Weltall entweichen zu lassen. Die absorbierte Strahlung wird in Wärmeenergie umgesetzt und ein Teil dieser Energie wird erneut in Form von langwelliger Strahlung an die Erdoberfläche abgegeben. Dieser natürliche Effekt macht das Leben auf der Erde erst möglich. (HOUGHTON 2004)

Ein Anstieg der klimawirksamen Gase zieht unweigerlich eine Erwärmung der Atmosphäre mit sich, da mehr Energie im System bleibt und das natürliche Gleichgewicht zwischen einstrahlender und ausstrahlender Energie gestört wird. Ein Temperaturanstieg der Atmosphäre wirkt sich wiederum auf alle weiteren Sphären aus, die die Energie aufnehmen. So erhöht sich z.B. der Energieeintrag in den Ozean. Aufgrund seiner extrem guten Speicherfähigkeiten wird der größte Teil der zusätzlich zugeführten Wärme im Ozeaninneren gespeichert und dessen Temperatur steigt an.

¹¹ Bei HUPFER/KUTTLER (1998) sind 9.000 Gt notiert. Es ist anzunehmen, dass ein Druckfehler vorliegt, da bei einem Vergleich mit weiteren Werken alle weiteren Werte übereinstimmen. HUPFER/KUTTLER werden als Quelle genutzt, weil die weitere Gliederung der Flüsse dort am deutlichsten ist. Für den Zahlenfehler wurden u. a. ERNST 2000 und HOUGHTON 2004 zur Korrektur hinzugezogen.

¹² Eine Aufschlüsselung der Kohlenstoffspeicher Festland/Biosphäre und Sediment und deren Flüsse ist nachzulesen bei HUPFER/KUTTLER 1998, S. 30.

In der Forschung findet man diesen Vorgang bestätigt. So wurde in den letzten vierzig Jahren eine Erwärmung des Ozeans und der Atmosphäre festgestellt (vgl. LEVITUS et al. 2000; GILLE 2002), wobei der Anstieg für die Weltmeere im Vergleich zu den übrigen Klimakomponenten überwiegt. „The estimated increase of observed global ocean heat content (over the range from 0 to 3000 meters) between the 1950s and 1990s is at least one order of magnitude larger than the increase in heat content of any other component” (LEVITUS et al. 2001, S. 267). Dieser Wärmeanstieg, welcher hauptsächlich in den oberen Wasserschichten stattgefunden hat, beeinflusst die saisonale und längerfristige Variabilität des globalen Ozeans nachhaltig.

Einzelne Parameter des Ozeans bieten zuverlässige und direkte Möglichkeiten, den Klimawandel zu detektieren. Insbesondere Veränderungen in der Temperatur der tieferen Schichten, die über das Argo-Projekt erfasst werden (vgl. Kapitel 3), sind für solche Aussagen geeignet, da Temperatur ein leicht sowie genau messbarer Indikator ist und zudem die Auswirkungen des Klimawandels unmittelbare Auswirkung auf dieselbe haben.

In den Weltmeeren schlagen sich die Veränderungen der einzelnen Parameter zunächst in den oberen Wasserschichten nieder, da dort der direkte Austausch mit der Atmosphäre stattfindet. Erst über einen längeren Zeitraum sind auch tiefere Schichten betroffen. Die Wege in die tieferen Ozeanschichten sind von großer Bedeutung für Anomalien, die an der Oberfläche entstehen und auf diese Weise in das Ozeaninnere eingetragen werden. “The large-scale, three-dimensional ocean circulation and the formation of water masses that ventilate the main thermocline together create pathways for the transport of heat, freshwater and dissolved gases such as carbon dioxide from the surface ocean into the density-stratified deeper ocean, thereby isolating them from further interaction with the atmosphere” (BINDOFF et al. 2007, S. 389). Des Weiteren beeinflussen Änderungen der Parameter Temperatur und Salinität das Volumen der Ozeane und damit die Höhe des Meeresspiegels auf regionaler oder globaler Ebene. (BINDOFF et al. 2007) Manche Prognosen gehen soweit, dass durch derartige Modifikationen die gesamte thermohaline Zirkulation im Nordatlantik kollabiert und sich das Antarctic Bottom Water nicht weiter formiert. (HOUGHTON 2004)

In dem ersten Kapitel sind die einzelnen Klimakomponenten und ihre starke Vernetzung ineinander aufgezeigt worden. Die dominierende Bedeutung des Ozeans in diesem Geflecht wurde herausgestellt, da in den folgenden Kapiteln

der Fokus auf diesem Subsystem des Klimasystems Erde liegen soll. Insbesondere das Südpolarmeer wird als Region herausgegriffen, um einerseits die Erforschung desselben mittels autonom profilierender Driftkörper vorzustellen und andererseits die Gründe für die Erforschung eines derart entlegenen Ozeangebietes, die im engen Zusammenhang mit dem Klima und daher mit den oben erläuterten Aspekten stehen, zu benennen. Das erste Kapitel schafft somit die nötige Grundlage für die nachfolgenden Ausführungen.

2. World Ocean Circulation Experiment (WOCE)

In den 1990er Jahren wurde ein wichtiger Fortschritt in der Erfassung der Vorgänge des Ozeaninneren erreicht. Das World Ocean Circulation Experiment (WOCE) wurde durchgeführt – das bisher größte Ozeanexperiment (GOULD 2006). Die ‚international oceanographic community‘ startete 1990 das anspruchsvolle World Ocean Circulation Experiment, in dem zum ersten Mal umfangreiche globale Messungen der physikalischen Eigenschaften des Ozeans, der Zirkulation von Wärme, Wasser und einiger ausgesuchter chemischer Stoffe der Weltmeere sowie deren Austausch mit der Atmosphäre durchgeführt wurden. Das Experiment sollte einen Datensatz hervorbringen, der die bisherigen Kenntnisse über die ozeanische Zirkulation und die Rolle des Ozeans für das Klima revolutionierte.

Vorangetrieben wurde das Experiment durch die Aussicht, künftig wesentlich präzisere Vorhersagen über die Klimaveränderungen machen zu können, da der Ozean aufgrund zahlreicher Wechselwirkungen mit den übrigen Sphären des Systems Erde maßgeblich an den globalen klimatischen Vorgängen beteiligt ist.

Um aussagekräftige Klimavorhersagen/-modellierungen anfertigen zu können, waren also möglichst exakte und vor allem flächendeckende¹³ Messreihen vonnöten. In ein Computermode, das konzipiert wurde, um klimatische Veränderungen über Dekaden vorauszusagen, müssen sowohl Daten über das Ozeaninnere, die atmosphärische Zirkulation, die physikalischen Eigenschaften der Wolken, die Sonneneinstrahlung als auch den Niederschlag eingespeist werden. (WOODS 1985) Bis zur Durchführung von WOCE war das ungleiche Verhältnis der wissenschaftlichen Erfassung der einzelnen Klimakomponenten problematisch. „The atmospheric component of such a model is well advanced, but the oceanic component lags behind“ (WOODS 1985, S. 503).

Gründe für den Rückstand in der Beobachtung des Ozeaninneren waren technische und logistische Hindernisse. Die zur Verfügung stehenden Messungen stammten von Fracht- und Passagierschiffen entlang gängiger Schiffsrouten und beinhalteten somit kaum Daten aus unzugänglichen bzw. rauerer Passagen, wodurch die Beprobung der Meere auf kleine Flächen konzentriert und Aussagen zu den einzelnen Ozeankomponenten für größere

¹³ Auf die Wichtigkeit der *flächendeckenden* Messreihen wird in Kapitel 5.3 genauer eingegangen.

Flächen nicht möglich waren. Außerdem bestand ein großer saisonaler Unterschied in der Datenmenge. Während der Wintermonate war eine flächendeckende Beobachtung auch für gut erschlossene Gebiete nicht gegeben. Ein weiteres Defizit stellte die Qualität der Daten (unter anderem die Messungenauigkeit) dar, deren ursprünglicher Zweck nicht Klimamodellierung/-vorhersage war. (WOODS 1985)

Das zu untersuchende Medium brachte folgende Schwierigkeit mit sich: „Because the ocean is practically opaque to all but acoustic radiation, knowledge of its motion below the surface is sporadic and gained at great effort“ (DAVIS/ZENK 2001, S. 123). Es mussten deshalb adäquate Methoden gefunden werden, um diese Defizite auszugleichen.

Im Vergleich war der Ozean in der nördlichen Hemisphäre allerdings relativ gut erfasst, in der südlichen Hemisphäre gab es hingegen große Flächen unerforschten Ozeans¹⁴ (WOODS 1985). “[...] for example, we have neither documentation nor theory concerning the variability of the Antarctic circumpolar current, and we simply do not know how it connects with the circulation in the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans to the north” (WOODS 1985, S.506). Diese Mängel sollten mit Hilfe des World Ocean Circulation Experiment verringert bzw. beseitigt werden, um ganzjährig homogene und globale Daten zu erhalten.

2.1 Ziele

Die Daten, die für ein adäquates Modell der Ozeanzirkulation benötigt werden, umfassen die Topographie des Meeresbodens als untere Grenze, die Verteilung von Fließgeschwindigkeit, Temperatur, Salinität und ausgewählten chemischen Inhaltstoffen sowie globale Muster der saisonalen Variabilität der Flüsse von Energie, Feuchte und Gasen innerhalb der Wassermassen und an der Oberfläche des Ozeans als obere Grenze. (WOODS 1985)

Die Zielsetzungen der einzelnen Arbeitsgruppen von WOCE ließen sich in fünf Aspekte gliedern:

- Großskalige Wärme- und Süßwasserflüsse sowie deren Variabilität bestimmen und verstehen;

¹⁴ Auch gegenwärtig steht die Beobachtung der südlichen Hemisphäre, insbesondere des Südpolarmeeres, hinter der Beobachtung der Nordhemisphäre zurück. Allerdings wird die Lücke durch den Einsatz eisgängiger Floats im Rahmen des Argo Projektes kleiner (vgl. dazu Kapitel 3.8, in dem die Eisgängigkeit der Floats ausführlich beschrieben wird).

- die dynamische Balance zwischen der Zirkulation und deren Reaktionen auf Veränderungen der Oberflächenströmungen erkennen und verstehen;
- die Verteilung kleinskaliger bis globaler, monatlicher bis jährlicher Variabilität identifizieren und verstehen;
- Volumen und Lokationen der Wassermassen und deren Ventilation innerhalb von zehn bis 100 Jahren definieren und verstehen;
- die gewonnenen WOCE Daten in repräsentative Langzeitmodelle des Ozeans und dessen Veränderungen umwandeln.

(THOMPSON et al. 2001)

Darüber hinaus war das Ziel für die unter anderem eingesetzten Floats, diese möglichst gleichmäßig auszusetzen. So konnte der Effekt genutzt werden, dass Floats aus anderen Regionen nachströmten und die Gebiete mit der Zeit von verschiedenen Driftkörpern erfasst und somit über einen längeren Zeitraum beprobt wurden. (DAVIS/ZENK 2001)

2.2 Durchführung

Innerhalb von WOCE entstanden Arbeitsgruppen zu den einzelnen Fragestellungen und Untersuchungsfeldern. Um die Ziele erreichen zu können, wurden von den einzelnen Gruppen verschiedene Messmethoden zu unterschiedlichen Komponenten durchgeführt. Dabei wurden die oben genannten Probleme berücksichtigt und vielfältige Methoden herangezogen, um möglichst umfangreiche Datensätze zu erhalten. (THOMPSON et al. 2001) Insgesamt lassen sich dreizehn Datenquellen identifizieren (rechnet man die Metadaten mit ein):

Nr.	Datenquelle	Inhalte
1	Metadaten und Programm-Information	'Data Information Unit' (DIU): online Ressource, die Informationen über den Status der Daten, Details der Feldarbeit, bibliographische Angaben etc. bereitstellt
2	Hydrographisches Programm	CTD-Daten, Wasserproben zur Überprüfung, wahlweise O ₂ -Messungen, Mineralstoff-Messungen, ausgewählte Tracer-Messungen
3	Oberflächendrifter	Position, Zeit, Temperatur, wahlweise atmosphärischer Druck sowie Salinität
4	Thermik der Obeflächenwasser (XBT Messungen)	Temperaturprofile in verschiedenen Auflösungen
5	Meeresspiegel	<i>In-situ</i> Messungen der Gezeitenströmungen

6	Floats	Strömungsmessungen unterhalb der Wasseroberfläche
7	Strömungsmesser an verankerten Plattformen	Messungen in engen Passagen mit hoher Strömungsgeschwindigkeit
8	Oberflächenmeteorologie / Luft-Wasser Flüsse	Oberflächenwind, Luft- und Wassertemperatur, Feuchte, atmosphärischer Druck, Niederschlag etc.
9	Thermosalinometer	Oberflächensalinität
10	Satelliten-Messungen	Altimeter-Messungen
11	Bathymetry (Fächerecholot)	Vermessung der Meeresbodentopographie
12	Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)	Strömungsmessungen der oberen 300 m
13	WOCE Datenarchiv	Das 'US National Oceanographic Data Center' stellt die prozessierten Datensätze zur Verfügung

Tab. 5: Eingesetzte Messmethoden zur Datengewinnung bei WOCE (nach LINDSTROM/LEGLER 2001; DAVIS/ZENK 2001)

2.2.1 Daten

Die Durchführung des Experiments mit Hilfe der aufgeführten Messmethoden brachte einen vielfältigen, aber zunächst auch unübersichtlichen Datensatz hervor. Damit die Daten zugänglich und vergleichbar gemacht werden konnten, entwickelte das WOCE Team sieben Data Assembly Centres (DAC's), welche von den beteiligten Wissenschaftlern geleitet und überwacht wurden. In Special Analysis Centres (SAC's) wurden die Wissenschaftler aktiv in die Datenverarbeitung eingebunden, um sicher zu stellen, dass die prozessierten Daten und Produkte verbreitet und genutzt würden¹⁵. „'Data sharing' of new data has now gained widespread acceptability and hopefully will be the norm in future experiments“ (THOMPSON et al. 2001, S. 31). Das Konzept der Datenassimilation, das während des World Ocean Circulation Experiment entwickelt wurde, stellte für spätere Projekte eine effektive Methode der Datennutzung dar und wird gegenwärtig in verschiedenen Projekten vorangetrieben¹⁶. (THOMPSON et al. 2001)

¹⁵ Für ausführlichere Erläuterungen zur Datenverarbeitung und -verbreitung von WOCE vgl. LINDSTROM/LEGLER 2001

¹⁶ Die Datenassimilation wird derzeit zum Beispiel für Argo als Pilotprojekt des Global Ocean Data Assimilation Experiment genutzt. Das dort angewendete Konzept der Datenverarbeitung und -bereitstellung wird in Kapitel 4 ausführlicher erläutert.

2.2.2 Ergebnisse

Nachfolgend sollen einige Ergebnisse von WOCE angeführt werden, ohne dabei ins Detail zu gehen oder einzelne Daten auszuwerten. Vielmehr steht im Vordergrund, die Effektivität des Experiments und dessen Bedeutung für nachfolgende Projekte herauszustellen. Insgesamt lässt sich sagen, dass ein Großteil der gesetzten Ziele erreicht wurde und ein sehr umfangreicher Datensatz daraus hervorgegangen ist, der nach Abschluss der Messreihen sukzessive ausgewertet und in Klimamodelle eingebracht werden konnte.

Die für WOCE geplanten Messungen zur Zirkulation konnten zum Beispiel vollständig durchgeführt werden. So wurden bereits vor WOCE erhobene hydrographische Daten durch Ergebnisse von Untersuchungen zu Nährstoffflüssen im Rahmen des Experimentes ergänzt und in ein Modell eingespeist. (TALLEY et al. 2001)

Auch wenn einige Aspekte des Experiments sich als zu komplex herausstellten, wie zum Beispiel die Erfassung der Wirbeldynamik innerhalb eines Projektes der Numerical Experimentation Group¹⁷, trug WOCE maßgeblich zum besseren Verständnis des Ozeaninneren und der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre bei, denn mittels der differenzierten Messmethoden wurden unterschiedliche Parameter der Weltmeere beprobt, das zunächst so undurchsichtige Medium erfasst und somit das Wissen über die Ozeane in wesentlich höherem Masse erweitert als durch einen einzelnen Datensatz möglich wäre. Strömungen sowohl an als auch unterhalb der Meeresoberfläche konnten gemessen und einzelne Wassermassen eingegrenzt werden.

Das World Ocean Circulation Experiment kann folglich als wichtiger Meilenstein der 3D-Erfassung der Ozeane verstanden werden, wodurch wichtige, wegweisende Erkenntnisse des globalen Klimasystems und dessen Vorhersage erbracht wurden. (THOMPSON et al. 2001)

Neben den Fortschritten in der Beobachtung der Ozeane war die große Abhängigkeit von Forschungszeit und -geldern, die man für den Einsatz der Schiffe benötigte, ein beträchtlicher Nachteil (GOULD 2006). Diesem Defizit konnte durch Weiterentwicklungen der Messmethoden und technischen Fortschritt in nachfolgenden Projekten entgegenwirkt werden.

¹⁷ Vgl.: THOMPSON et al. 2001, S. 37f.

3. Argo-Programm

Auf den Erfahrungen aus dem WOCE-Projekt aufbauend, entwickelte sich 1998 der Plan, ein globales Messprogramm durchzuführen, indem mittels autonom profilierender Driftkörper (Floats) Profile der Tiefenwasser der eisfreien Ozeanflächen erstellt werden sollten. Ziel war es, den Zustand der Weltmeere (Temperatur, Salzgehalt und Strömungen) zu messen und die Rolle der Ozeane im Klimasystem zu verstehen. Dabei waren besonders die Bedeutung und das Ausmaß natürlicher Variabilität und Langzeitänderungen von Interesse. (GOULD 2006)

Eine besondere Herausforderung stellte dabei die Erfassung der Salinität innerhalb der oberen 2000 m dar. Bisher existierten keine vergleichbaren Messungen, während im Rahmen des WOCE nur die Salzgehalte an der Oberfläche mittels Oberflächendrifter gemessen wurden. Dieser Mangel an Daten förderte die Bedeutung des Argo Projektes. Denn Kenntnisse über die Variabilität des Salzgehalts und damit der Dichte des Wassers, die Temperatur und den Druck, die im Rahmen des Argo Projektes gewonnen werden sollten, lassen eine Beurteilung der Strömungen und der Wassermassenverteilung zu. (ARGO SIENCE TEAM 2001)

Im Jahre 1999 wurde das internationale Argo-Programm¹⁸ als ein Pilot Projekt des Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE) gebildet (GOULD et al. 2004). Nachdem im Rahmen von WOCE gezeigt wurde, dass globale Strömungen auch unterhalb der Meeresoberfläche messbar waren, wurden die eingesetzten Floats modifiziert, um noch hochwertigere Daten hervor zu bringen (GOULD 2006).

Die Argo Floats erstellen in einem zehntägigen Rhythmus Profile der Temperatur, der Salinität und des Drucks der oberen 2000 m der Ozeane. In der Zeit zwischen den Profilen driften die Floats mit der Strömung.

Die sich stetig weiter entwickelnde Telekommunikation stellte für Argo einen weiteren Fortschritt dar. "Together with a new generation of Jason radar satellites, the float array would for the first time systematically monitor the state of the global ocean [...]" (GOULD 2006, S.4). Datenübertragung via Satellit in Echtzeit wurde möglich.

¹⁸ Benannt nach dem Schiff aus der griechischen Mythologie, mit dem sich Jason und die Argonauten auf die Suche nach dem goldenen Flies begeben haben.

3.1 Ziele

Argo stellt derzeit die Hauptkomponente der *in situ* Messungen der Ozeane dar. Die höchste Priorität hat bei dem Projekt das Bestreben, die Rolle des Ozeans im Klimasystem besser zu verstehen. Dazu ist eine möglichst umfassende Kenntnis der Temperatur- und Salzverteilung in den Weltmeeren erforderlich (GOULD 2006).

Neben diesem übergeordneten Ziel wurden mit den einzelnen Phasen verschiedene, kleinere Ziele festgelegt: In einer ersten Phase (9/1999-9/2002) sollten technische Möglichkeiten in der Entwicklung präsentiert werden. In einer zweiten Phase (7/2000-6/2002) wurde gezeigt, dass das Koordinieren und Aussetzen einer Großzahl von Floats durchführbar ist. Für eine dritte Phase (8/2001-6/2006) war das Anliegen, die geplanten und für eine ausreichende Profildichte notwendigen 3000 Driftkörper in Abständen von $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ auszusetzen.

Für die Wissenschaft stellten sich folgende Ziele dar: Mit der Beobachtung der Ozeane ist ein wesentlich besseres Verständnis vor allem des Ozeaninneren zu erwarten. Die Kenntnisse ermöglichen die Eingrenzung und Charakterisierung einzelner Wassermassen und großskaliger Zirkulationen. Außerdem wird die genauere Bewertung von Wärme- und Süßwasserspeicherung sowie dessen Transport möglich.

Die bereits erhobenen Daten und daraus entwickelten Produkte bieten vielfältige Möglichkeiten der Nutzung, die als nachhaltige Ziele eingeordnet werden können. Unterschiedlichste Gesellschaftsgruppen profitieren von dem Argo-Programm: die Wissenschaft, da eine dreidimensionale Abbildung der oberen 2000 m der Ozeane zunehmend flächendeckender und in Echtzeit ermöglicht wird, so dass präzisere Aussagen über das Klima und dessen Variabilität gemacht werden können; die Seefahrt und Küstenwache durch bessere Vorhersagen und genauere Kenntnisse einzelner Wetterphänomene; die Fischerei durch Erkenntnisse über Zusammenhänge zwischen physikalischen und biologischen Komponenten der Ozeane und dem davon abhängigen Fischvorkommen; die genauere saisonale Vorhersage zum El Niño hat ökonomische Vorteile für die Agrarwirtschaft, Energiewirtschaft und die Versicherungsbranche. (ROEMMICH et al. 2002)

3.2 Konzept

Argo ist ein internationales Projekt und ist so konzipiert, dass jeder berechtigt ist, Floats zu kaufen und auszusetzen. Sofern die erhobenen Daten einen Wert für das Projekt haben, können sie auf den Projekt-Servern veröffentlicht werden. Mit diesem Prinzip wird die flächendeckende Meeresbeobachtung vorangetrieben, da ein möglichst breites Teilnehmerspektrum und damit tendenziell ein globales Einzugsgebiet an Ressourcen gewährleistet wird.

Ein weiterer Vorteil liegt in der hohen Teilnehmerzahl. Gegenwärtig sind 27 Länder beteiligt¹⁹. Somit ist Argo das bisher größte Projekt zur Beobachtung der Weltmeere und damit bedeutend für die Klimavorhersage, die Zuordnung der Effekte des Klimawandels auf den Ozean, die Kalibrierung der satellitengesteuerten Höhenmessungen sowie das verbesserte Verstehen der Rolle des Ozeans im globalen Klimasystem. Denn je umfangreicher eine Messreihe durchgeführt wird, desto mehr Daten werden erhoben und desto genauer (und realitätsnaher) kann der Ozean in 3D-Modellen abgebildet werden.

Die Internationalität des Projektes produziert gleichzeitig Hindernisse bei der Realisierung, da Floattypen verschiedener Hersteller existieren, die in ihren Funktionsweisen divergieren und die Daten in Datenzentren mit jeweils individuellen Strukturen verarbeitet werden. Daher wurde das Prozessieren der Daten standardisiert, um sie kompatibel und damit für den Nutzer in hoher Qualität problemlos zugänglich zu machen. (ARGO SCIENCE TEAM 2002)

Insgesamt muss das internationale Konzept positiv bewertet werden, denn nur so kann die extrem kostspielige und anspruchsvolle Aufgabe, auf globaler Ebene den Ozean langfristig zu beproben, bewältigt werden (ROEMMICH/GOULD 2003).

3.3 Umsetzung

Im März 2007 waren 2851 Floats aktiv (siehe Abb. 9), so dass in den nächsten Monaten mit 3000 die endgültige Anzahl der ausgesetzten autonomen Driftkörper mit ca. einem Jahr Verzögerung zur ursprünglichen Planung erreicht werden kann. Dieser Erfolg ist wiederum auf die Vielzahl der beteiligten Länder und den damit verbundenen Kapazitäten, weltweit Floats aussetzen zu können, zurückzuführen. Generell steht den Ländern frei, an welchen Positionen sie die Floats – je nach ihren spezifischen Durchführungsmöglichkeiten und Interessen – aussetzen wollen. Allerdings

¹⁹ Eine Liste der teilnehmenden Länder befindet sich im Anhang (siehe Anhang II, S. 85).

erfolgt die Planung in ständiger Absprache mit den anderen teilnehmenden Ländern, um eine möglichst hohe Effektivität zu gewährleisten. (GOULD 2006) Auf diese Weise steht den Nutzern ein extrem umfangreicher Datensatz zur Verfügung.

Die ausgesetzten Floats haben eine Lebensdauer von (mindestens) vier Jahren. Um die Messreihe mit einer Floatdichte von $3^\circ \times 3^\circ$ bei insgesamt 3000 Floats aufrecht zu erhalten, müssen jährlich 800 autonome Driftkörper ausgesetzt werden. Das erste Argo Float wurde Ende 1999 ausgesetzt.

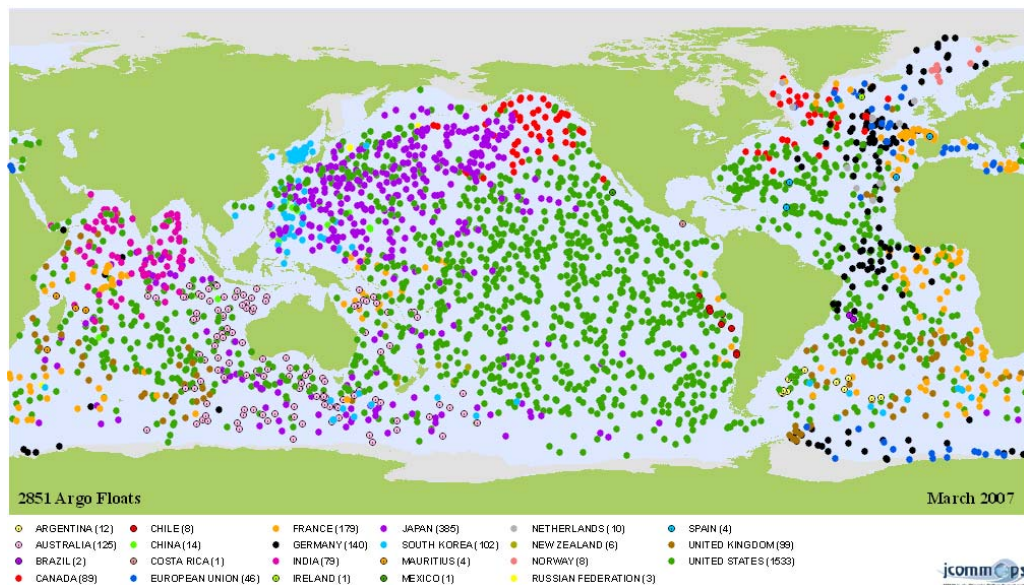


Abb. 9: Aktive Argo Floats – nach Ländern, von denen sie ausgesetzt wurden sortiert (Stand 31.03.2007)

(Quelle: <http://wo.jcommops.org/cgi-bin/WebObjects/JCOMMOPS.woa/1/wo/z4bGPprAuTvy0Iz6g2ibPw/17.1.96.1.0.1> (abgerufen am 26.04.2007))

3.4 Daten

Argo ist seit Mitte 2002 die umfangreichste Datenerfassungsressource, da mehrere Parameter in Tiefen bis zu 2000 m gemessen werden. Zuvor beschränkte sich die Messtiefe auf 750 – 1000 m. (GOULD 2006) Die von den Floats erhobenen Daten werden via Satellit übertragen und stehen den Nutzern online und ohne Einschränkung zur Verfügung. Damit die Daten problemlos nutzbar sind und die Effektivität von Argo erhöht wird, hat man die Methoden des Datenmanagements für die einzelnen Teilnehmer angeglichen und Standardisierungen der Profildaten, Metadaten, Driftdaten und technischen Angaben vorgenommen. Das Argo Datenformat basiert auf NetCDF (network Common Data Form) und wird in FTP-Files und HTML-Files über das World Wide Web bereitgestellt. (CARVAL et al. 2006)

Mit diesen Standardisierungen soll die Partizipierung an dem Projekt und die Kooperation zwischen den einzelnen Daten erleichtert und eine effektive Nutzung der Daten durch den Benutzer ermöglicht werden (GODAE STEERING TEAM 2004).

Wie die Daten vom Float zum Benutzer gelangen und auf welche Weise sie prozessiert werden, wird in Kapitel 4, im Zusammenhang mit dem Global Ocean Data Experiment beschrieben.

Im Rahmen des Argo Projektes hat man das Ziel gesetzt, dass die Daten vom Float innerhalb von 24 Stunden, nachdem sie von der Meeresoberfläche übermittelt wurden, prozessiert, auf ihre Qualität, d. h. auf ihre Plausibilität, kontrolliert und über die globalen Datenserver des Global Ocean Data Assimilation Experiment den Nutzern zur Verfügung gestellt werden. Diese Daten werden als Echtzeitdaten gewertet.

Dem gegenüber stehen die qualitätskontrollierten Daten, die von Wissenschaftlern umfassend auf ihre Qualität geprüft wurden. Diese Daten werden innerhalb von sechs bis zwölf Monaten auf den Servern verfügbar gemacht. Die auf ihre Qualität geprüften Langzeitdaten werden mit den Echtzeitdaten verglichen, um eventuell auftretende Abweichungen bei den Sensoren zu detektieren und zu korrigieren. (CARVAL et al. 2006)

3.5 Weiterentwicklung von Argo gegenüber WOCE

Vergleicht man Argo mit dem älteren WOCE, lassen sich einige Unterschiede herausstellen. Zunächst ist der technische, in der Zeit begründete Fortschritt von Argo gegenüber WOCE zu nennen. Verbesserte Satelliten ermöglichen eine Datenübertragung der *in-situ* Messungen in Echtzeit und in größerem Umfang; die während WOCE gewonnenen Daten wurden nach Ablauf des Experimentes weiterverarbeitet. Die während Argo übertragenen Daten dagegen werden direkt geprüft und prozessiert.

Das Konzept von WOCE, verschiedene Messgeräte zu unterschiedlichsten Parametern einzusetzen, resultierte in einer Vielzahl von Datensätzen, die im Nachhinein miteinander in Bezug gesetzt werden mussten. Für Argo ergibt sich aufgrund der Internationalität eine ähnliche Situation mit einer großen Menge Datensätze, die von den einzelnen teilnehmenden Ländern erhoben wurden. Allerdings handelt es sich dabei stets um die gleichen Parameter (Temperatur, Salinität und Druck), so dass eine Verknüpfung weniger aufwändig ist. Hinzu kommt die vorab

durchgeführte Standardisierung der Formate, wie weiter oben bereits erwähnt wurde.

Die bei WOCE zum Teil stark schiffsgebundenen Methoden kosteten Zeit und Geld. Argo beschränkt sich auf autonome Driftkörper, die, einmal ausgesetzt, keine weiteren Kapazitäten der Seefahrt beanspruchen. So werden Zeit und Kosten eingespart.

Bei den Vorteilen von Argo gegenüber WOCE muss berücksichtigt werden, dass WOCE das erste große Ozeanexperiment war und damit als Vorarbeit für nachfolgende Projekte wie Argo verstanden werden muss. Die Vorteile sind also als Fortschritte zu verstehen. Diesem technischen Fortschritt ist es zu verdanken, dass Argo Floats mittels Zirkelschlag der ARGOS-Satelliten zu orten und das ganze Jahr über im Einsatz sind.

Der bedeutendste Unterschied liegt für die beiden Projekte in der Durchführungsdauer und -weise. WOCE war eine einmalige Beobachtungsreihe, wogegen die Messungen bei Argo wiederholt werden und so eine Langzeitbeobachtung der Ozeane ermöglichen.

3.6 Aufbau der Floats

Im Rahmen des internationalen Argo Projektes existieren verschiedene Float-Typen verschiedener Hersteller. Bei den im Folgenden beschriebenen Driftkörpern handelt es sich um NEMO²⁰ Floats, hergestellt von OPTIMARE Sensorsysteme AG in Bremerhaven, die vom Alfred-Wegener-Institut genutzt werden. Diese autonomen Driftkörper profilieren Temperatur, Leitfähigkeit und Druck der oberen 2000 m der Ozeane in zehntägigen Zyklen.

Das Float ist mit mehreren Batterieblöcken mit einer Gesamtkapazität von ca. 80 Ah ausgestattet. Diese Energieversorgung gewährleistet eine Funktionsfähigkeit von ca. vier Jahren. Ein Float erstellt während seiner Lebensdauer etwa 150 Profile. (PERSÖNLICHE MITTEILUNGEN)

²⁰ NEMO - Navigating European Marine Observer



Links: Innere Ausstattung eines Floats mit Batterieblöcken und der notwendigen Elektronik, um die Profildaten aufzuzeichnen.

Rechts: Floatgehäuse mit der dehnbaren Gummiummantelung, innerhalb derer sich die Ölblase ausdehnt im unteren Bereich.

Abb. 10: Floatinneres mit Gehäuse

Die Floats sind standardmäßig mit drei Sonden ausgestattet, die Temperatur, Leitfähigkeit und Druck messen. Der Temperatursensor ist mit einem ‚Standards-grade Platinum Resistance Thermometer‘ (SPRT), dass sich an der ITS-90²¹ orientiert, kalibriert und hat eine Messgenauigkeit von 0.002 °C. Der Leitfähigkeitssensor ist mittels IAPSO Standard Seewasser²² kalibriert und hat eine Messgenauigkeit von 0.005 psu. Der Drucksensor ist mit einem ‚dead weight tester‘ kalibriert und hat eine Messgenauigkeit von 2,4 dbar. Die integrierte Pumpe pumpt das zu messende Meerwasser mit 40ml/sec. für 2,5 Sekunden pro Messung in die Sensoren. (Vgl. LAWSON/LARSON 2001 und www.seabird.com/alace.htm) Die CTD-Sensoren werden von Seabird Electronics kalibriert²³ und einsatzbereit geliefert. Die NEMO Floats können je nach Einsatz mit weiteren Komponenten ausgestattet werden. So können z.B. Sauerstoffsensoren oder ein RAFOS-System²⁴ (Ranging And Fixing Of Sound) problemlos hinzugefügt werden, da erstens die Schnittstellen vorhanden sind und zweitens, was einen Vorteil z. B. gegenüber den Floats anderer Hersteller darstellt, die Floats über die Schnittstelle auch nach Fertigstellung angesprochen werden können. Dies ermöglicht eine

²¹ IST-90: internationale Temperaturskala von 1990 (vgl. LAWSON/LARSON 2001)

²² IAPSO Standard Seewasser ist gefiltertes Wasser aus dem Nordatlantik, dem soviel destilliertes Wasser zugefügt wird, bis seine Salinität knapp unter 35 liegt. Die elektrische Leitfähigkeit des Standard Seewassers wird bei jeder Herstellung anhand einer definierten KCL-Lösung ermittelt. Der ermittelte Wert (K_{15}) definiert sich folgendermaßen (vgl. OCEAN SCIENTIFIC INTERNATIONAL LTD. 2007):

$$K_{15} = \frac{\text{Leitfähigkeit des Standardseewassers bei } 15^{\circ}\text{C und einer Standardatmosphäre}}{\text{Leitfähigkeit der KCL-Lösung (32,4356g/kg) bei } 15^{\circ}\text{C und einer Standardatmosphäre}}$$

²³ Im Anhang (S. 86) findet sich das Kalibrations-Zertifikat für NEMO 42, das während des Reiseabschnitts ANT-XXIII/9 des Forschungsschiffes Polarstern auf 69°24.08' S und 7°1.04' W als erstes von insgesamt 14 Floats ausgesetzt wurde (vgl. Kapitel 6.1).

²⁴ Das RAFOS-System wird in Kapitel 3.8.3 erläutert.

nachträgliche Modifizierung der Softwareparameter ermöglicht²⁵. Allerdings muss bei einer Ausstattung mit zusätzlichen Komponenten, die außen am Float angebracht werden, berücksichtigt werden, dass sich dadurch das Regelvolumen (d. h. die Dichte des Gesamtsystems) ändert und somit die maximale Tauchtiefe kleiner als 2000 m bemessen werden muss, damit das Float auftauchen kann. Weiterhin muss bei zusätzlicher Bestückung die Batteriekapazität, die nur für die Standardausstattung geprüft ist, neu berechnet werden. Ab einem gewissen Verhältnis zwischen Lebensdauer und Messkomponenten rentiert sich eine Mehrausstattung nicht mehr.

Die fertigen Floats werden vor dem Einsatz in einem Druckbad tariert, um sicher zu stellen, dass sie die Profiltiefe von 2000 m bzw. 2000 dbar²⁶ erreichen und wieder auftauchen. Die Kosten für ein Standrad-Argo-Float, dass nur mit CTD-Sensoren ausgestattet ist, betragen 15.000 €. Somit ergeben sich je Profil im Vergleich zu den schiffsgebundenen CTD-Messungen und dem damit verbundenen Personen-, Zeit- und Materialaufwand sehr geringe Kosten in Höhe von ca. 150 €. (PERSÖNLICHE MITTEILUNGEN)

Während der Profilmessungen werden die Temperatur- und Salinitätsdaten auf eine Genauigkeit bis zur dritten Dezimale und die Druckdaten bis zur ersten Dezimale gespeichert (WITTE/ CEMBELLA 2006, S. 11). Wie aus dem Kapitel 1.3 bereits hervorgeht, hängen Temperatur, Salinität und Druck des Wassers voneinander ab. Es stellt sich nun die Frage, warum zur Erfassung dieser Parameter mit den CTD-Sensoren die Leitfähigkeit (**C**onductivity), die Temperatur (**T**emperature) und die Tiefe (**D**epth) gemessen werden, was im Folgenden kurz erläutert werden soll.

Die Salinität des Wassers bedingt die Leitfähigkeit desselben. Je höher die Salinität, desto geringer der Widerstand und damit größer die Leitfähigkeit des Wassers. Durch den Druck und in noch höherem Maße durch die Temperatur wird dieses Verhältnis beeinflusst, so dass zur Bestimmung der exakten Salinität Messungen der Parameter Leitfähigkeit, Temperatur und Druck eines Wasserpaketes zu einem bestimmten Zeitpunkt notwendig sind. Dies wird mit den CTD-Sensoren in den Floats ermöglicht wird. Mit den Sensoren wird die Tiefe nicht direkt gemessen, sondern über den Druck

²⁵ Die Möglichkeit, nachträglich auf die Software zugreifen zu können, ohne das Float zu öffnen, bietet den Vorteil, dass auch noch kurz vor dem Aussetzen der Floats, z. B. bereits an Bord eines Schiffes, die Parameter geändert werden können. Ohne eine solche Schnittstelle müssten die Geräte beim Hersteller modifiziert werden und kämen nicht zum Einsatz. Diese Schnittstellen gehören nicht zum Standard aller Floattypen.

²⁶ Eine Wassersäule von 10 m baut einen Druck von 1 bar auf, 1 m Wassersäule entsprechen somit 1 dbar. Angaben werden in der Regel in dbar gemacht.

ermittelt, da 1 m Wassersäule einem Druck von 1 dbar entsprechen und somit der Druck mit der Tiefe gleichgesetzt werden kann.

3.7 Funktionsweise der Floats

Im Folgenden wird ein vollständiger Zyklus eines NEMO Floats beschrieben. Die einzelnen Einheiten eines solchen Zyklus sind vom Nutzer individuell festzulegen²⁷, wobei das Prinzip dasselbe bleibt und nur die Tiefen bzw. Laufzeiten variieren.

In dem starren Gehäuse des Floats (siehe Abb. 11a und 11b) befindet sich ein mit 300 ml Mineralöl gefüllter Kolben, der mit einer am unteren Ende befindlichen Ölblase verbunden ist. Sobald der Zeitpunkt des Aufstiegs des Floats aus 2000 m Wassertiefe erreicht wird, drückt der Kolben gegen den Wasserdruck von bis zu 2000 dbar das Öl in die Blase, wodurch sich das Volumen des Floats vergrößert und damit seine Dichte verkleinert wird. Das Float gewinnt an Auftrieb und steigt bis an die Oberfläche. Dort wird die Luft aus dem Gehäuse in eine Luftblase gepumpt, um den Auftrieb zu unterstützen und die Satellitenantenne zur Datenübertragung oberhalb der Wasseroberfläche zu positionieren.



(Oben) Abb. 11a: Ölblase

(Rechts) Abb. 11b: Kolben mit Ölblase am unteren Ende



Nachdem die Datenübertragung abgeschlossen ist, wird über die hydraulische und die pneumatische Funktion das Absinken auf die ‚parking depth‘ eingeleitet. In dieser Phase ist die Luftblase vollständig geleert; das Öl aus der Ölbase hingegen ist nicht vollständig in den Kolben zurück gepumpt worden, damit das Float nicht bis auf die Profiltiefe absinkt, sondern auf der ‚parking depth‘ driftet. (PERSÖNLICHE MITTEILUNGEN)

²⁷ Die hier beschriebenen Einheiten stimmen mit den Einstellungen der NEMO Floats überein, die vom Alfred-Wegener-Institut Anfang 2007 im Südpolarmeer ausgesetzt wurden und auf die in Kapitel 6 eingegangen wird.

3.7.1 Ein zehntägiger Zyklus

Ein vollständiger Zyklus eines Floats, der in der Regel zehn Tage andauert, umfasst fünf Abschnitte. Den größten Teil der Zeit driftet das Float in seiner Drifftiefe („parking depth“), die vom Benutzer individuell festzulegen ist, mit der Meeresströmung. Nach ca. 9 Tagen sinkt das Float auf eine Profiltiefe von 2000 m (2000 dbar) ab, indem die Ölblase geleert und somit das Volumen des Floats reduziert wird. Sobald die Profiltiefe erreicht ist, beginnt sich die Ölblase zu füllen und das Float steigt an die Oberfläche. Während des ca. zehnstündigen Aufstiegs werden Messungen der Parameter Temperatur, Leitfähigkeit und Druck an vorab gewünschten Tiefen (so genannte Profile) durchgeführt (vgl. Anhang IV, S. 92). Der Aufstieg des Floats wird allein über die Ölblase reguliert und ausschließlich an der Oberfläche durch die nun gefüllte Luftblase unterstützt. Das Float verweilt weitere acht Stunden an der Oberfläche und sendet die aufgezeichneten Daten an einen Satelliten. Im Anschluss an die Datenübertragung werden Luft- und Ölblase leer gepumpt, das Float sinkt erneut auf seine „parking depth“ und der nächste Zyklus beginnt.

Die einzelnen Abschnitte eines solchen Zyklus, der insgesamt zehn Tage oder 864.000 Sekunden einnimmt, sind zeitlich genau festgelegt. Die ersten Vier Abschnitte (Absinken, Driften auf der „parking depth“, Absinken auf die Profiltiefe und der Aufstieg) umfassen 9,6 Tage (835.200 Sekunden) und der fünfte Abschnitt, das Übertragen der Daten an der Wasseroberfläche, dauert acht Stunden (28.800 Sekunden) an.

Sollte das Float schneller an die Oberfläche gelangen, als es im Idealverlauf vorgesehen ist, wird die Übertragung der Daten trotzdem erst nach Ablauf der festgelegten Zeiteinheit gestartet, um den Rhythmus des Zyklus beizubehalten. Das Float driftet in diesem Fall (vgl. Abb. 12) solange ohne Messungen durchzuführen oder Daten zu senden an der Meeresoberfläche, bis der Zeitpunkt, an dem die Übertragung einsetzt, erreicht ist. (WITTE/CEMBELLA 2006)

Ein anderer Fall tritt ein, wenn das Float in Regionen mit Wassertiefen unter 2000 m driftet und das Absinken eingeleitet wird. Das Absinken erfolgt mit einer Geschwindigkeit von 1 cm/s, so dass ein langsames Auftreffen auf den Meeresboden keine Schäden an dem Float verursacht. Sollte der Driftkörper beispielsweise auf einer Tiefe von 1500 m aufsetzen, wird der Prozess des Absinkens, also das Leeren der Ölblase fortgesetzt und der Zyklus nicht unterbrochen. Wenn sich die Ölblase wieder füllt, bleibt das Float

zunächst aufgrund seiner im Vergleich zur Umgebung zu hohen Dichte am Meeresboden. Sobald es mit der Umgebungsdichte übereinstimmt, beginnt das Float aufzusteigen. Auf diese Weise wird der Zyklus ebenfalls nicht unterbrochen oder verschoben. In dem Datensatz eines solchen Profils sind die ersten Messungen mit immer gleichen Werten, die am Meeresboden durchgeführt wurden, als solche identifizierbar, zumal die Position des Floats bei der Übertragung bekannt ist und mit den jeweiligen Meerestiefen abgeglichen werden kann. Die Erfahrung hat gezeigt, dass die Driftkörper weiterhin uneingeschränkt einsatzbereit bleiben. (PERSÖNLICHE MITTEILUNGEN)

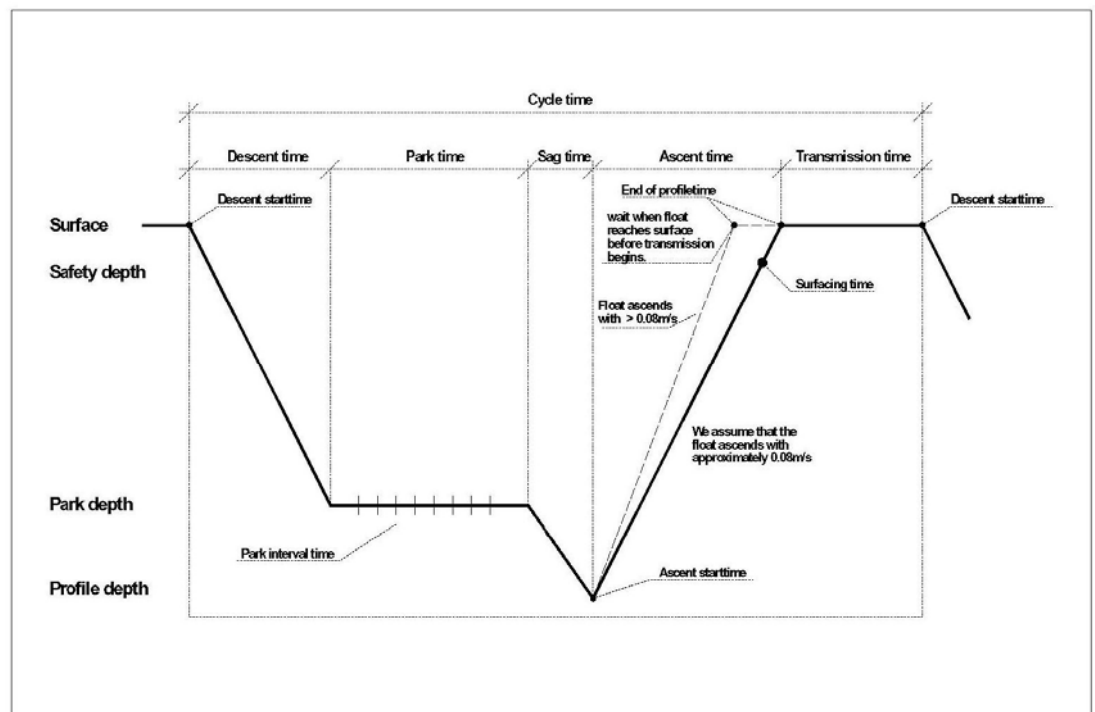


Abb. 12: Schematische Darstellung des Zyklus eines regulären (durchgezogene Linie) und eines verfrühten (gestrichelte Linie) Aufstiegs (Quelle: WITTE/CEMBELLA 2006, S.4)

3.8 Eisgängigkeit der Floats

Nahezu alle früheren Kenntnisse über das Ozeaninnere stammen aus schiffsgebundenen Messungen, die hauptsächlich während der Sommermonate durchgeführt wurden. Beinahe alle Untersuchungen waren nur für kurze Perioden angelegt und ließen keine Aussagen über Langzeitänderungen im Ozean zu. Die ersten autonom profilierenden Driftkörper konnten zwar ganzjährig eingesetzt werden und lieferten die erforderlichen Daten, allerdings nur für die eisfreien Gebiete. Daten über die Wintermonate des weit entfernt gelegenen, aber klimarelevanten Südpolarmeeres fehlten weitestgehend.

Das Alfred-Wegener-Institut (AWI) setzte zwischen 1999 und 2003 unter anderem 35 Floats zwischen dem 50. und 60. Breitengrad Süd entlang des Greenwich Meridians ein. Obwohl die Eisbedeckung in dieser Region über das Jahr vergleichsweise gering ist, sind 23 Floats in das Eis geraten. Im ersten Winter übertrugen 16 dieser Floats ihre Daten. Im zweiten Winter wurden nur noch von sechs Floats Daten empfangen und im dritten Winter von keinem Float. Als Hauptgrund für den hohen Verlust ist anzunehmen, dass die Driftkörper zwischen Eisschollen geraten und zerstört worden sind. Des Weiteren sind wahrscheinlich die Antennen beim Auftauchen an der Eisdecke beschädigt worden, so dass keine Übertragung mehr möglich war. (KLATT et al. 2007)

3.8.1 Ice Sensing Algorithm (ISA)

Um die hohe Verlustrate in Eisregionen zu verringern, mussten die Floats weiterentwickelt werden. Dabei war zu berücksichtigen, dass sich die Eisverhältnisse während der Übergangsmonate sehr kurzfristig ändern können und nicht flächendeckend sein müssen (vgl. Anhang V, S. 93). Die Eissituation musste nicht nur punktuell über dem Float, sondern innerhalb des Driftradius ermittelt werden.

Eine Option stellte ein aufwärtsgerichtetes Sonar dar, dass über ein Echo das Vorhandensein von Eis detektieren sollte. Allerdings wären dazu aufwändige Voruntersuchungen notwendig gewesen, um die Laufzeiten des Echos für Wasser bzw. Eis zu ermitteln. Außerdem hätte diese Variante verschiedene negative Effekte auf das Float bedeutet: Gewichts- und Größenzunahme, verringerte Auftriebsfähigkeit, höhere Batterielastung durch das Sonar und damit eine eingeschränkte Lebensdauer, so dass von dieser Veränderung abgesehen wurde.

Eine zweite Verbesserungsmöglichkeit, die sich ebenfalls nicht durchgesetzt hat, war eine stabile Antenne, welche die Eisdecke durchbrechen sollte, um die gespeicherten Daten zu übertragen. Um eine Datenübertragung gewährleisten zu können, wäre eine schnelle Kommunikation via Satellit notwendig, die sich derzeit noch in der Entwicklungsphase befindet.

Die dritte Variante, die Wassertemperatur als natürlichen Eisindikator zu nutzen, brachte die Lösung und der ‚ice sensing algorithm‘ (ISA) wurde entwickelt. Diese Version hatte den Vorteil, dass die Floats unverändert genutzt werden konnten, da die benötigten Elemente bereits vorhanden waren und somit keine zusätzlichen Kosten entstanden. Der Temperatursensor misst während des Aufstiegs wie gewöhnlich die Wassertemperatur. Zwischen 50 m und 20 m Tiefe liegen sieben Messungen²⁸, aus denen der Median²⁹ ermittelt wird. Liegt dieser unter $-1.79\text{ }^{\circ}\text{C}$, wird das Füllen der Ölblase unterbrochen und direkt das Absinken des Floats auf eine ‚safety depth‘ von 100 m (100 dbar) eingeleitet, ohne an die Oberfläche zu gelangen, da die Wahrscheinlichkeit, dass die Temperatur an der Oberfläche unter dem Gefrierpunkt von Meerwasser ($-1.9\text{ }^{\circ}\text{C}$) liegt sehr hoch ist. Es wird mit dieser Methode also nur eine Eiswahrscheinlichkeit festgestellt, eine Messung der tatsächlichen Eisbedeckung ist nicht möglich. Die typischen saisonalen Schwankungen des Salzgehaltes in den Untersuchungsgebieten sind bei dem ‚ice sensing algorithm‘ zu vernachlässigen, da sie nur einen sehr geringen Einfluss auf den Gefrierpunkt haben und da mit ISA, wie bereits erwähnt, ohnehin nur eine Eiswahrscheinlichkeit ermittelt werden kann. (KLATT et al. 2007) Auf der ‚safety depth‘ verweilt das Float (vgl. Abb. 13), bis der reguläre Zyklus abgeschlossen ist und sinkt erst dann auf die ‚parking depth‘ ab (WITTE/CEMBELLA 2006).

²⁸ Die genauen Messpunkte sind dem Anhang IV, S. 92 zu entnehmen.

²⁹ Es wird der Median genutzt und nicht die gemittelte Temperatur, damit ‚Ausreißer‘ in den Messwerten unberücksichtigt bleiben.

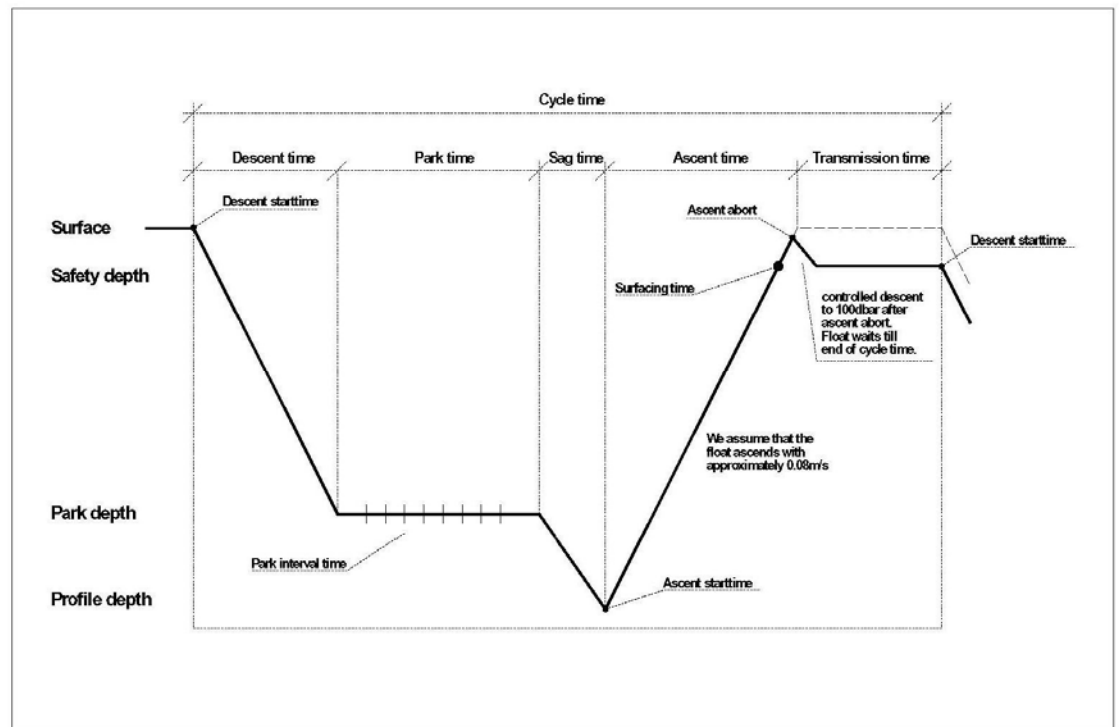


Abb. 13: Schematische Darstellung eines Zyklus, bei dem aufgrund zu hoher Eiswahrscheinlichkeit an der Meeresoberfläche das Absinken vorzeitig eingeleitet wurde

(Quelle: WITTE/CEMBELLA 2006, S.5)

3.8.2 interim Storage (iStore)

Das gemessene Profil wird mit der Funktion des interim Storage (iStore) gespeichert und beim nächsten Satellitenkontakt übertragen. Bei einer längeren Eisphase, die mehrere Zyklen umfasst, wiederholt sich dieser Prozess. Sobald das Float wieder an die Oberfläche aufsteigen und Daten übertragen kann, wird zunächst das aktuelle Profil übermittelt. Im Anschluss daran verweilt das Float so lange an der Oberfläche, bis alle gespeicherten Profile ebenfalls an den Satelliten gesendet wurden (vgl. Abb. 14). Dadurch verlängert sich die Datenübertragungsphase. Sobald alle Profile gesendet wurden, taucht das Float auf die ‚safety depth‘ ab und driftet dort, bis es wieder in einem 24 Stunden-Rhythmus ist. Der Zehn-Tages-Zyklus verschiebt sich also um n mal 24 h. Die Anzahl der gespeicherten Profile wird dabei lediglich durch die Kapazität der Batterien beschränkt. Theoretisch könnte das Float mehrere Jahre unter dem Eis aufzeichnen und im letzten Profil seiner Lebenszeit alle Daten übertragen. (PERSÖNLICHE MITTEILUNGEN)

Eine Übertragung in Echtzeit (innerhalb von 24 Stunden) ist in diesem Fall nicht mehr gegeben. Jedoch gehen die Daten nicht verloren und geben

Aufschluss über die Situation unter der Eisdecke. Diese Messungen sind somit ebenfalls sehr hochwertig, da auch während der Wintermonate und der eisbedeckten Phasen Daten *in situ* erhoben werden, was zu einem noch besseren Verständnis des Ozeaninneren führt.

Der erste Zyklus beginnt sechs Stunden nach dem Aussetzen des Floats. (WITTE/CEMBELLA 2006) Alle Floats werden auf UTC eingestellt, um eine internationale Vergleichbarkeit der Daten zu erleichtern.

Seit 2005 werden in dem Südpolarmeer eisgängige NEMO Floats erfolgreich eingesetzt und Profile aus den Wintermonaten gewonnen. Die ersten sechs eiskompatiblen und mit iStore ausgestatteten Driftkörper wurden während der Expedition ANT-XXII/3 in der Zeit vom 21. Januar bis zum 6. April 2005 ausgelegt. Fünf der sechs Floats lieferten 91 Profile, die unter der Eisdecke gemessen und gespeichert wurden. (KLATT et al. 2007)

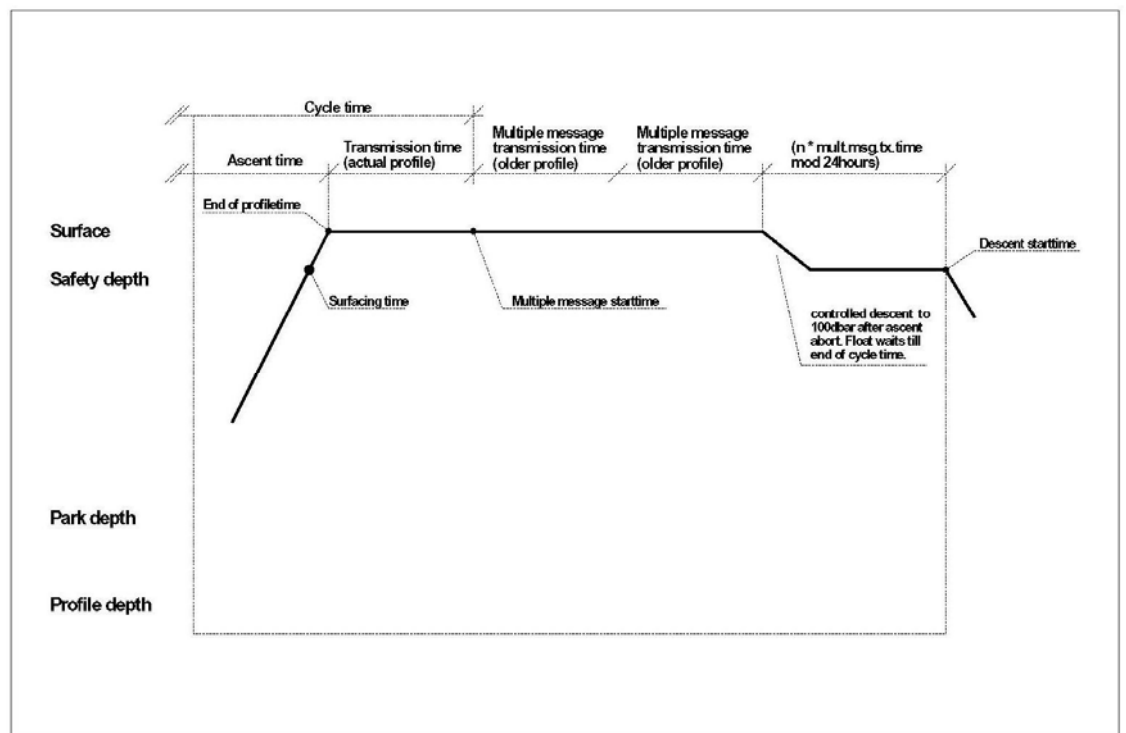


Abb. 14: Schematische Darstellung eines Zyklus, bei dem mehrere gespeicherte Profile übertragen werden
(Quelle: WITTE/CEMBELLA 2006, S.6)

3.8.3 Ranging And Fixing Of Sound (RAFOS)

Als dritter Schritt der Floatoptimierung wurde das RAFOS-System genutzt. Das Float empfängt ein akustisches Signal, das von einer am Meeresboden befindlichen Verankerung ausgeht. Der Zeitpunkt des Sendens (an der Verankerung) und des Empfangens (am Float) sind bekannt. Anhand der ermittelten Laufzeit lassen sich Aussagen über die Entfernungen zu den verschiedenen Schallquellen machen. Durch Zirkelschlag lässt sich somit auch die Position des Floats unterhalb der Meeresoberfläche bestimmen. Die über RAFOS gewonnen Daten werden von OPTIMARE dem Alfred-Wegener-Institut unverarbeitet zur Verfügung gestellt. Für alle weiteren Daten, die über die Floats gewonnen werden, bietet OPTIMARE eine Weiterverarbeitung in Absprache mit dem AWI an.

4. GODAE – Global Ocean Assimilation Experiment

Die Methode der Datenassimilation als zukunftsweisende Möglichkeit einer umfassenden Beobachtung und Ergebnisverarbeitung, vor allem für schwer erreichbare Regionen wie das Südpolarmeer, soll anhand des Global Ocean Data Assimilation Experiment (GODAE) vorgestellt werden.

GODAE ist ein Experiment, bei dem Daten zur Erfassung der Weltmeere aus verschiedenen nationalen und internationalen Projekten zusammengeführt werden. Argo ist somit ein Projekt unter vielen, deren Daten bei GODAE assimiliert werden.

Die Idee hinter diesem Experiment ist “A global system of comprehensive information on the state of oceans, in a way that will promote and engender wide utility and availability of this resource for maximum benefit to the community” (<http://www.godae.org/What-is-GODAE.html>).

Um diesem Ziel gerecht zu werden und die Daten vieler internationaler Forschungsgruppen der Öffentlichkeit zugänglich zu machen, bedarf es einer sinnvollen Struktur, die im Folgenden vorgestellt werden soll.

4.1 Warum Datenassimilation?

Ohne Datenassimilation würde eine große Anzahl punktueller Messungen existieren, die zu keiner Aussage über großflächigere Abläufe im Ozeaninneren oder an der Oberfläche führen würden. Um ein 3D-Modell des Ozeans zu erstellen, ist Datenassimilation zwingend notwendig, da nur so die wesentlichen Komponenten einer langfristigen und flächendeckenden Beobachtung erfüllt werden, die einen sinnvollen Datensatz ausmachen. Innerhalb eines Projektes bzw. über die Forschung eines einzelnen Landes kann die benötigte Datenmenge aus logistischen wie auch finanziellen Gründen nicht erbracht werden. Viele kleine Gruppen, die im Rahmen unterschiedlicher Projekte Studien durchführen, können ihre ‚Datencluster‘ zu einem großen Datensatz zusammenfügen und nutzen. Das Global Ocean Data Assimilation Experiment bedient sich dieser Methode und stellt gesammelte Daten verschiedener Länder bzw. Arbeitsgruppen auf Servern öffentlich zur Verfügung.

4.2 Datenverarbeitung

Der Prozess der Datenassimilation beginnt mit den rohen Daten, die direkt von den Messplattformen stammen.

Die rohen Daten werden von den National Centres an die Global Data Assembly Centres geschickt, wo sie auf ihre Qualität bzw. auf ihre Plausibilität geprüft und prozessiert werden. Dabei lassen sich die Daten je nach Bearbeitungsgrad in vier Level der Prozessierungsstadien einteilen, die sich wiederum in je drei Subklassen aufteilen:

Level 0: Rohe Daten, wie sie von den Messplattformen aufgezeichnet wurden.

Level 1: Erste Gruppierungen der Daten entsprechen den Variablen der Messmethoden.

Level 2: Genauere kategoriebezogene Zuordnung der Daten, anhand geophysischer Eigenschaften (z. B. Salinität in Abhängigkeit von Leitfähigkeit oder Sub-Surface-Temperature (SST) in Abhängigkeit von der Oberflächenstrahlung. Auf diesem Level der Bearbeitung gewinnen die Subklassen an Bedeutung. Die Kategorien dieser Unterklassen variieren von a) minimal bearbeitet bis c) auf hohem Niveau prozessiert und interpretiert.

Level 3: Aus 2a-Daten resultieren 3a-Daten, aus 2b- 3b-Daten und aus 2c- 3c-Daten.

Allerdings werden bei GODAE keine Produkte aus kaum bearbeiteten 3a-Daten entwickelt, da in jedem Fall grundlegende Qualitätsprüfungen und Prozessierungen vorgenommen werden.

Level 4: Daten und Produkte, die aus den Subklassen von Level 3 nach weiterer Verarbeitung und damit Qualitätssteigerung hervorgehen.

(GODAE STEERING TEAM 2004)

Die Qualitätssteigerung der Daten lässt sich graphisch darstellen (vgl. Abb. 15). Die Level 1-4 sind dabei mit dem Faktor Zeit in Verbindung zu bringen. Je länger die Daten bearbeitet werden, desto hochwertiger sind sie. Die Subklassen der einzelnen Level stellen eine zeitunabhängige Komponente dar.

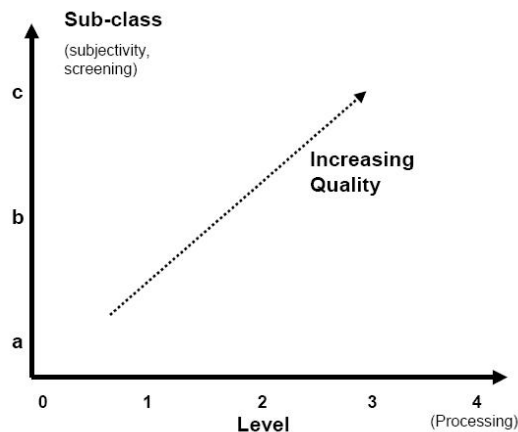


Abb. 15: Schematische Darstellung der Qualitätssteigerung der Daten mittels Prozessierung
(Quelle: GODAE STEERING TEAM 2004, S. 28)

4.3 Datentypen

Um die Komplexität einer so umfangreichen Datenassimilation wie bei GODAE zu verdeutlichen, werden im Folgenden zwei Gruppen von Daten mit den entstehenden, bei der Assimilation zu berücksichtigenden Problemen vorgestellt.

4.3.1 Sea Surface Temperature (SST)

Daten und Produkte der Meeresoberflächentemperatur werden aus *in situ* Messungen - mit Hilfe von Schiffen, Bojen oder über Satellit gemessen - gewonnen. Die für die Klimavorhersage genutzten SST-Analysen müssen konstant bleiben und dürfen nicht durch Veränderungen der Messmethoden oder Anzahl der Messungen beeinflusst werden, da die Vergleichbarkeit verloren ginge und die Messreihen unterbrochen würden. Fehlerquellen wie Veränderung der Messinstrumente oder bei Satellitenmessungen Einflüsse durch Aerosole bzw. Wolkenverunreinigung müssen bedacht und bei der Datenauswertung berücksichtigt werden.

Allerdings ist für eine nicht klimabezogene Nutzung die Einhaltung dieser Vorgaben nicht so relevant, da auch Daten mit Veränderungen der oben angegebenen Parameter für verschiedene Fragestellungen interessant sind. (GODAE STEERING TEAM 2004)

4.3.2 *In situ data*

Traditionell, z. B. bei WOCE, bezog sich Datenassimilation auf die Daten einer bestimmten Plattform. Das Neue und Fortschrittliche (gleichzeitig aber auch Schwierige) an GODAE ist die integrative Datenassimilation von verschiedenen Plattformen.

Für Argo als ein Lieferant von *in situ* Daten gilt dieses Prinzip sogar auf zwei Ebenen, da erstens innerhalb des Argo Projektes eine Vielzahl internationaler Plattformen koordiniert werden und zweitens Argo bei der Einspeisung in das Global Ocean Data Assimilation Experiment als ein Projekt zwischen vielen steht. (GODAE STEERING TEAM 2004)

Dem gegenüber steht der Wert von in Echtzeit übertragenen *in situ* Daten, die für bestimmte Fragestellungen wesentlich hochwertiger sind als in Langzeit bereitgestellte, nachbearbeitete Daten. So können kurzfristigere Klimavorhersagen bzw. Vorhersagen einzelner Phänomene (z.B. El Niño) nur mittels schnell verfügbarer Informationen erfolgen.

4.4 Datenflüsse des Argo Projektes innerhalb von GODAE

Nachdem ein Float innerhalb eines Messzyklus die oberen 2000 m einer Wassersäule profiliert hat, wird der Datensatz via Satellit an das für das jeweilige Float zuständige Datenzentrum gesendet.

Die rohen Daten werden an ein Global Assembly Centre weitergeleitet. Dort werden die Daten auf ihre Qualität geprüft, prozessiert und zu assimilationsfertigen Produkten verarbeitet.

In diesem Stadium werden die Daten auf den GODAE Data Servern für den Benutzer bereitgestellt und gleichzeitig an das/ein GODAE Assimilation Centre geschickt. Dort werden die geprüften, weiterverarbeiteten, assimilierungsfertigen Produkte eingebracht und als solche auf den GODAE Product Servern den Nutzern zur Verfügung gestellt.³⁰ (GODAE STEERING TEAM 2004)

³⁰ Neben dem beschriebenen Pfad existieren weitere Kopplungen zwischen den einzelnen Bausteinen des GODAE Netzwerkes. So werden zum Beispiel Qualitätskontrollen oder Fehlerstatistiken an verschiedenen Schnittstellen durchgeführt. Die einzelnen Datenflüsse werden nicht in ihrer Gesamtheit aufgenommen, da an dieser Stelle der wesentliche Datenpfad von Floatprofilen im Rahmen des Argo Projektes nachgezeichnet werden sollte.

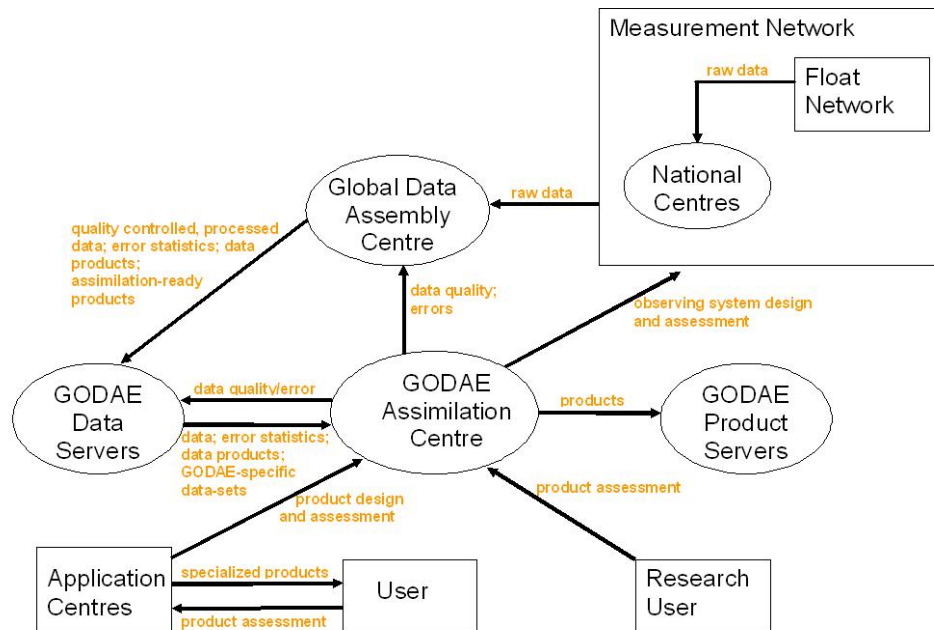


Abb. 16: Vereinfachte Darstellung der Beziehungen zwischen den einzelnen GODAE-Komponenten (nach GODAE STEERING TEAM 2004)

Das Argo-Programm ist in diesem Schaubild (Abb. 16) als ein Measurement Network einzuordnen, dass aus einer Vielzahl von Messplattformen besteht, die ihre Datensätze über National Centres an die Global Data Assembly Centres weiterschicken und so in den Datenflow eingegliedert werden bis die Produkte bzw. Daten zu den Nutzern gelangen. Argo nimmt in dem Global Ocean Data Assimilation Experiment eine besonders wichtige Rolle ein, da es den einzigen globalen, unterhalb der Wasseroberfläche in Langzeit gemessenen Datensatz produziert (ROEMMICH 2002).

GODAE stellt über die Global Data Assembly Centres laufend die aktuellsten und damit hochwertigsten Daten zur Verfügung, da dieses Experiment vor allem auf die Bereitstellung von Echtzeitdaten fokussiert. Die Bereitstellung von langfristiger bearbeiteten Datensätzen läuft vornehmlich über andere Gruppen der Datenassimilation. (GODAE STEERING TEAM 2004)

5. Südpolarmeer als Untersuchungsgebiet

Im folgenden Kapitel wird das Südpolarmeer mit seiner zentralen Rolle für die globale ozeanische Zirkulation genauer betrachtet. Dabei wird zunächst das Südpolarmeer abgegrenzt, seine dominierenden Eigenschaften benannt und die mittlere monatliche Eisbedeckung aufgezeigt. Danach wird auf das Weddellmeer fokussiert, um in einem nächsten Schritt den Weddellwirbel etwas ausführlicher in seinen Grenzen, vorherrschenden Wassermassen, Wasserformationsprozessen und Anbindungen an die globale Zirkulation zu beschreiben. Daraus ergibt sich die Bedeutung des Wirbels für das Klimasystem Erde.

Als Südpolarmeer bezeichnet man den Teil des globalen Ozeans der polwärts von 60° S liegt, womit eine klare Abgrenzung in nördlicher Richtung festgelegt ist. Diese Grenze ist aus ozeanographischer Sicht willkürlich und basiert auf der im Rahmen des Antarktisvertrages³¹ festgelegten Grenzziehung. Der Kontinent Antarktika stellt die südliche Grenze dar. Die besondere Situation im Südpolarmeer, dass keine Landbarrieren das Wasser begrenzen, führt zu der herausragenden Bedeutung dieser Region. Der Antarctic Circumpolar Current (ACC) umströmt den Kontinent Antarktika ostwärts und verbindet alle großen Ozeanbecken miteinander (vgl. Abb. 17). Diese Verbindung ermöglicht eine globale Zirkulation der Wassermassen. Im gesamten Klimasystem dominiert die ozeanische Zirkulation den Transport von Wärme und Süßwasser. (RINTOUL et al. 2001) Der ACC ist mit $134 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ polarem und subpolarem Wasser, das von West nach Ost durch die Drake Passage transportiert wird, der bedeutendste Strom für den Austausch zwischen den Ozeanbecken (GORDON 2001). Im Südpolarmeer herrschen ostwärts gerichtete Strömungen vor, die von den vorherrschenden Westwinden³² und Dichteunterschieden angetrieben und zusätzlich von der Corioliskraft und der Bodentopographie beeinflusst werden.

³¹ Der Antarktisvertrag ist ein Abkommen darüber, dass das Gebiet zwischen 60° und 90° Süd ausschließlich der friedlichen Nutzung und wissenschaftlichen Erforschung offen steht. Die genaueren Übereinkünfte sind in 14 Artikeln festgelegt. Am 1. Dezember 1959 wurde der Vertrag von zwölf Staaten unterzeichnet (inzwischen sind es 42 Vollmitglieder) und trat am 23. Juni 1961 in Kraft. (ALFRED-WEGENER-INSTITUT 1997)

³² Irreführenderweise folgen Meteorologen und Ozeanographen bei der Einordnung der Strömungsrichtung von Fluiden entgegen gesetzten Konventionen. Meteorologen nutzen die Richtung, aus der ein Wind kommt, um ihn zu beschreiben. Ozeanographen nutzen die Richtung in die eine Strömung fließt. Das bedeutet ostwärts gerichtete Strömungen im Ozean und Westwinde in der Atmosphäre haben dieselbe Strömungsrichtung. (Vgl. BIGG 2003, S. 7, Fußnote 3)

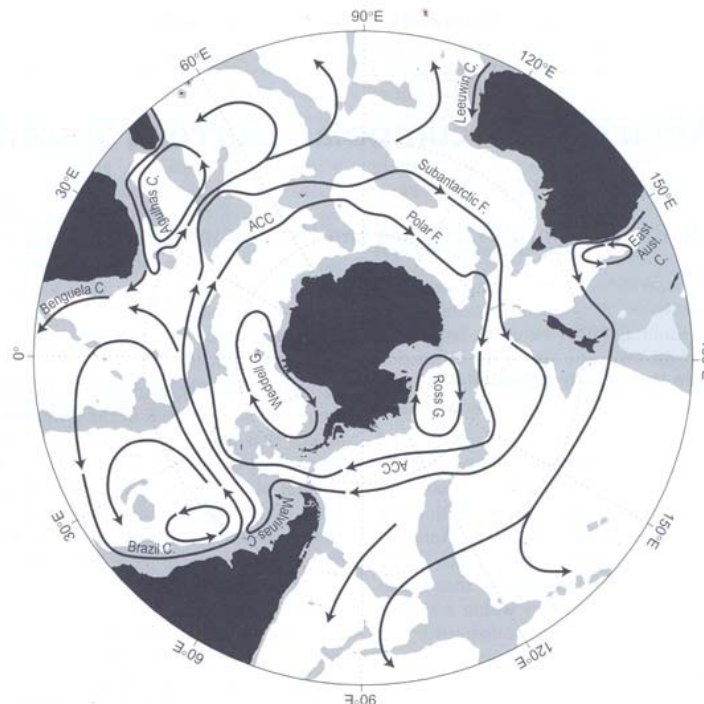


Abb. 17: Schematische Darstellung der wesentlichen Strömungen südlich von 20° Süd. Meerestiefen unter 3500 m sind grau unterlegt (Quelle: RINTOUL et al. 2001, S. 272)

Im ACC kommt es zur Vermischung verschiedener Wassermassen. Wassermassen definieren sich über bestimmte Kombinationen von physikalischen und chemischen Eigenschaften. Sie bleiben grundsätzlich erhalten und verändern nicht aus Eigenantrieb ihre Zusammensetzung. Wenn Wassermassen aus ihren Entstehungsregionen heraus fließen, vermischen sie sich mit den umgebenden Wassermassen, wodurch sich die chemischen und physikalischen Eigenschaften ändern. Die am häufigsten genutzten Parameter, um eine Wassermasse zu identifizieren sind Temperatur und Salinität. (BROWN 2004)

Von Norden strömt North Atlantic Deep Water (NADW) ein, wird ostwärts um Antarktika transportiert. Dabei vermischt es sich mit Wassermassen geringerer Dichte, die aus dem Indischen und Pazifischen Ozean einströmen, sowie dem darunter liegenden, kälteren Bodenwasser. Es bildet sich, nach dem Entstehungsort benannt, Circumpolar Deep Water (CDW). Das CDW lässt sich unterteilen in Upper Circumpolar Water (UCDW) und Lower Circumpolar Water (LCDW). Mit der subpolaren Zirkulation, die zwischen dem ACC und Antarktika liegt, wird das LCDW zum Kontinentalrand transportiert, vermischt sich dort mit Schelfwasser und formt auf diese Weise das kälteste Bodenwasser der Südhemisphäre und des gesamten Weltozeans, das

Antarctic Bottom Water (AABW). (ORSI et al. 1999) Dieser Ablauf ist in Abbildung 18 schematisch dargestellt.

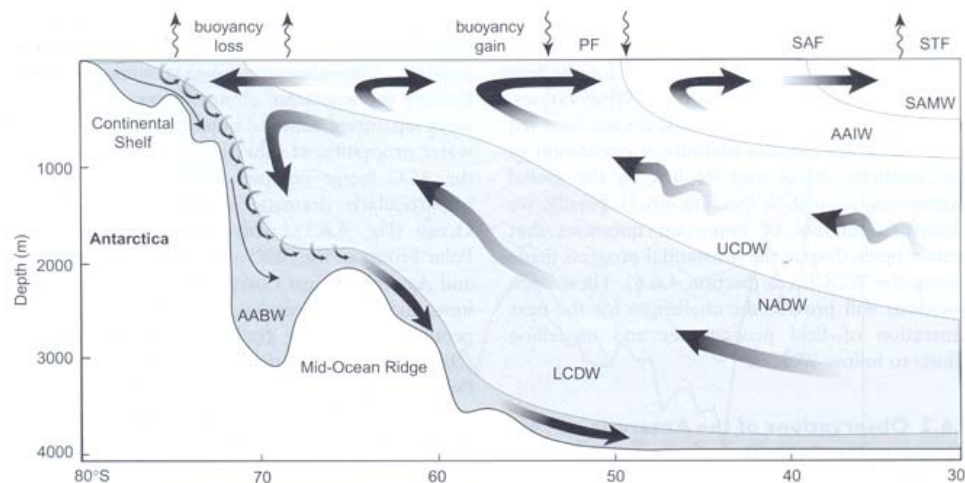


Abb. 18: Schematische Übersicht der Tiefenzirkulation im Südpolarmeer (Quelle: RINTOUL et al. 2001, S. 273)

Generell lässt sich für die polare Region festhalten, dass an der Meeresoberfläche zunächst eine relativ salzarme und kalte Schicht zu finden ist, die im Niederschlag bzw. Schmelzwasser sowie der hohen Wärmeabgabe an die kalte Atmosphäre begründet ist. Darunter liegt eine relativ warme und salzhaltige Schicht. Aufgrund des höheren Salzgehaltes kommt es zu einer stabilen Schichtung, die z. B. durch turbulente Durchmischung, angetrieben vom Wind, und einhergehend mit einer Erhöhung der Dichte des Oberflächenwassers gestört werden kann. Während der Eisbildung fällt zusätzliches Salz in die Oberfläche aus, so dass die Schichtung instabil werden kann und somit die Möglichkeit der tiefen Konvektion, d. h. das Eindringen von Oberflächenwasser in den tiefen Ozean besteht. (BROWN 2004)

Die Eisbedeckung des Südpolarmeers variiert saisonal (vgl. Anhang V, S. 93). Die Eisausdehnung überschreitet maximal den 55. Breitengrad, Teile des Südpolarmeeres bleiben in der Regel ganzjährig eisfrei. Daraus ergeben sich über das Jahr betrachtet zum einen stark variierende Einflüsse des Windes auf die Meeresoberfläche und zum anderen Veränderungen der Dichte des Wassers aufgrund des sich ändernden Salzgehaltes mit dem Gefrieren bzw. Schmelzen des Meereises. Diese saisonalen Unterschiede führen gemeinsam mit der wind- und thermohalinetriebenen Zirkulation zu einem komplexen Geflecht von Faktoren, die die Zirkulation in den polaren Regionen beeinflussen, hier aber nicht weiter ausgeführt werden sollen. (FAHRBACH/BECKMANN 2001)

5.1 Weddellmeer

In das Südpolarmeer eingebettet liegt das Weddellmeer. Die Grenzen des Weddellmeeres sind in der Literatur nicht ganz eindeutig, was zum einen in der saisonalen Variabilität und zum anderen in der Interpretation der einzelnen Autoren begründet ist. In dieser Arbeit werden die Grenzen aus FAHRBACH/BECKMANN 2001 entnommen, da das Weddellmeer eines der Hauptforschungsgebiete von FAHRBACH, der als Ozeanograph am Alfred-Wegener-Institut beschäftigt ist, darstellt (vgl. zum Beispiel FAHRBACH et al. 1994, FAHRBACH/BECKMANN 2001, FAHRBACH et al. 2001).

FAHRBACH und BECKMANN (2001) unterscheiden zwischen einer geographisch und einer ozeanographisch fundierten Begrenzung des Weddellmeeres. So lässt sich aus geographischer Perspektive, die eher auf einer horizontalen Beobachtungsebene basiert, das Weddellmeer im Westen durch die antarktische Halbinsel und im Süden durch den Antarktischen Kontinent eindeutig abgrenzen. In nördlicher Richtung erstreckt sich der Wirbel bis 60° S und in östlicher Richtung auf die Höhe von ‚Coats Land‘ (zwischen 20° und 30° W). Damit umfasst das Weddellmeer eine Fläche von 2.800.000 km². Allerdings sind die nördliche und vor allem die östliche Grenze wegen der saisonalen Variabilität, aber auch mangels genauerer Erforschung, in der Literatur nicht einheitlich festgelegt. Die Einordnung der nördlichen Grenze variiert beispielsweise zwischen 55° und 60° Süd (ORSI et al. 1993).

Dem gegenüber steht die ozeanographische Perspektive, die auch die vertikale Beobachtungsebene einbezieht. Danach werden die Grenzen des Weddellmeeres häufig mit der Ausdehnung des Weddellwirbels gleichgesetzt, der in nördlicher Richtung durch den Scotiarücken, den nördlichen Teil des Weddellrückens und den südwestlichen Teil des indischen Rückens, wo die Weddellfront als Vertikale die Wassermassen des Weddellwirbels von den zirkumpolaren Wassermassen trennt, begrenzt wird. In östlicher Richtung erstreckt sich der Wirbel bis 30° oder 40° Ost, wobei der Grenzverlauf nicht eindeutig durch eine Front zwischen Weddellmeer und ACC zu markieren ist. Die südliche und westliche Begrenzung durch die Landmassen ist identisch mit dem geographischen Verlauf. (FAHRBACH/BECKMANN 2001)

Von Mai bis November ist das Meer in der Regel völlig von Eis bedeckt (vgl. Anhang V, S. 93), wobei im September das Maximum erreicht ist. In den Monaten Dezember bis Februar geht das Eis zurück. Im Februar ist die Eisbedeckung am geringsten und beschränkt sich auf den westlichen Teil des Weddellmeeres, entlang der antarktischen Halbinsel.

5.2 Weddellwirbel

Innerhalb des Weddellmeeres wird die Zirkulation durch den zyklonisch verlaufenden Weddellwirbel dominiert. Im Rahmen der Expedition ANT-XXIII/9 des Forschungsschiffes Polarstern, auf die im späteren Verlauf der Arbeit eingegangen wird, wurden die Argo-Floats in der Region des Weddellwirbels ausgelegt, um weitere aufschlussreiche Daten der Schichtung zu erhalten.

Der Weddellwirbel wird in seiner Ausdehnung mit den Grenzen des Weddellmeeres gleichgesetzt und somit auch die Eisbedeckung. Das bereits erwähnte AABW hat einen Ursprungsort im Weddellwirbel und soll im Zusammenhang mit der dort herrschenden Schichtung und Zirkulation im Folgenden noch etwas genauer erläutert werden.

Die thermohaline Struktur im Weddellwirbel setzt sich im Wesentlichen aus vier Schichten zusammen. Die typische Deckschicht des zentralen Weddellmeeres besteht aus dem ca. 50 – 100 m Winter Water (WW), dessen Dicke zu den Rändern zunimmt (FAHRBACH 1993). Die Temperatur dieser Schicht liegt mit $-1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ nahe dem Gefrierpunkt, der Salzgehalt liegt zwischen 34,36 und 34,52. Im Sommer ist da WW von Antarctic Surface Water (AASW) mit höherer Temperatur und niedrigerem Salzgehalt überdeckt. Das AASW entsteht aufgrund der Erwärmung durch die Sonneneinstrahlung und das Aussüßen infolge der Meereisschmelze.

Unterhalb des kalten WW bis in eine Tiefe von ca. 1500 m liegt das Warm Deep Water (WDW) mit potentiellen Temperaturen von $0-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ und einer Salinität zwischen 34,64 und 34,72. Bei dieser wärmsten und salzreichsten Schicht handelt es sich um LCDW, das WDW genannt wird, nachdem es den ACC verlassen hat und bei $54^{\circ}\text{ S}/30^{\circ}\text{ O}$ in den Weddellwirbel eingetreten ist. (ORSI et al. 1999) Im zentralen Weddellmeer ist das Maximum in der Temperatur (in ca. 300 m Tiefe) und im Salzgehalt (bei ca. 500 m Tiefe) im WDW zu lokalisieren (GORDON et al. 1993). Die Grenzschicht zwischen WW und WDW besitzt starke Temperatur- und Salinitätsgradienten. Die dort auftretende Mischung dieser beiden Wassermassen ist im Bereich des Kontinentalschelfs durch ein Maximum der potentiellen Temperatur als eigenständige Wassermasse identifizierbar und wird Modified Warm Deep Water (MWDW) genannt (CARMACK 1974). Unterhalb des WDW befindet sich das Weddell Sea Deep Water (WSDW). Gekennzeichnet ist das WSDW durch Temperaturen zwischen $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ und Salinitätswerte zwischen 34,64 und 34,68. Im südöstlichen Weddellmeer reicht diese Wassermasse bis zum Meeresboden, während im Westen und im Norden noch das Weddell Sea

Bottom Water (WSBW) zu finden ist. WSBW ist durch potentielle Temperaturen unterhalb von $-0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ und Salzgehalte zwischen 34,64 und 34,68 definiert³³.

Sowohl WSDW als auch WSBW sind lokale Wassermassen. bei einer globaleren Betrachtung aus werden diese Wassermassen als AABW bezeichnet. Da WSBW aufgrund seiner großen Dichte schnell absinkt, wird das AABW (mit Weddellmeerursprung) fast ausschließlich aus WSDW gebildet (ORSI et al. 1999).

5.3 Bedeutung des Weddellwirbels für das globale Klimasystem

Der Weddellwirbel hat einen gravierenden Einfluss auf die thermohaline Zirkulation des globalen Ozeans (vgl. Abb. 7), da es die bedeutendste Entstehungsregion für AABW und damit den Hauptlieferanten des kalten Bodenwasser darstellt. AABW fließt nordwärts aus dem Wirbel heraus und verbreitet sich in weite Teile bis über den Äquator hinaus in alle großen Ozeanbecken (vgl. Abb. 19). Antarctic Bottom Water ist im globalen Vergleich das am weitesten verbreitete Bodenwasser. Es wirkt stabilisierend auf das gesamte Klima, da es aufgrund seiner niedrigen Temperaturen einen ausgleichenden Effekt auf die wärmeren Ströme hat. (CARMACK/FOSTER 1975) Messungen haben ergeben, dass $\frac{2}{3}$ des Wassers mit einer Temperatur unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ südlich der Polar Front WSBW ist, das aus dem Weddellwirbel stammt. Er bildet somit die Schnittstelle zwischen dem globalen Ozeansystem und einer Region in der Wassermassen hoher Dichte gebildet werden (FAHRBACH et al. 1994). (FAHRBACH/BECKMANN 2001)

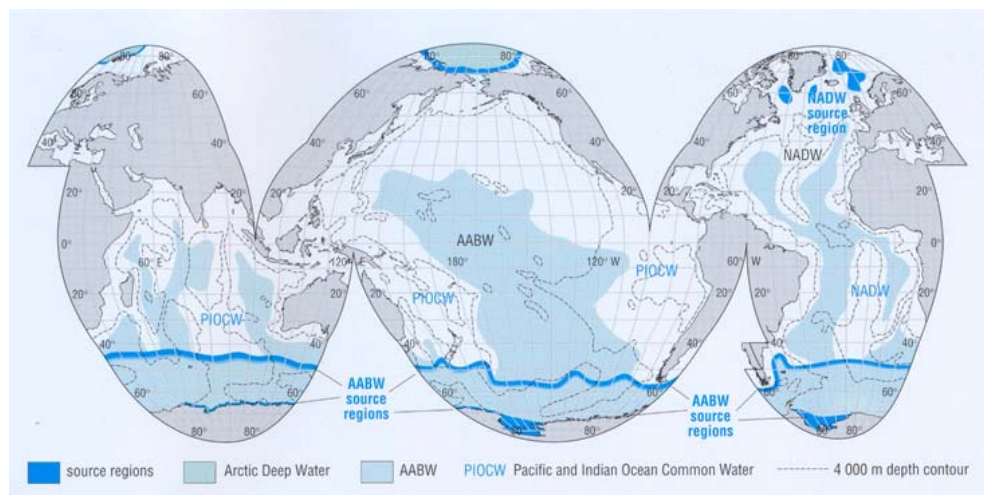


Abb. 19: Ausdehnung des Antarctic Bottom Water (AABW)
(Quelle: BROWN 2004, S. 217)

³³ Zur weiterführenden Lektüre können neben den hier zitierten Autoren DEACON 1979; GOURETSKI/DANILOV 1993 oder HEYWOOD 1998 herangezogen werden.

5.4 Warum werden Floats im *östlichen* Weddellwirbel ausgesetzt?

Der wesentliche Grund zur gezielten Erforschung des *östlichen* Teils des Wirbels liegt darin begründet, dass der Weddellwirbel als zyklonische Zirkulation gegenüber der fast zonalen Zirkulation des ACC quer laufende Ströme ermöglicht. So wird im östlichen Teil des Wirbels Wasser vom subantarktischen Gürtel zur antarktischen Küste transportiert. Dort kommt es zu intensivem Austausch zwischen Wasseroberfläche und Atmosphäre, womit ein Absinken der Temperatur und der Salinität einhergehen, was sich wiederum auf die Schichtung im Weddellmeer auswirkt. (FAHRBACH/BECKMANN 2001) Dieser Effekt läuft hauptsächlich in den Küstenpolynyas ab. Polynyas sind küstennahe eisfreie Flächen, die in starkem Maße zur Eisbildung beitragen. Wind vom antarktischen Kontinent treibt das neu gebildete Eis von der Küste weg. Es bildet sich neues Eis und der Prozess wiederholt sich. Durch die ständige Eisbildung wird dem Ozean sehr viel Energie in Form latenter Wärme entzogen und die Oberflächentemperatur des Wassers in diesen Regionen herabgesetzt. (BROWN 2004)

Ein zweiter Grund liegt in den Langzeitstudien zur Erfassung der im Weddellmeer bzw. Südpolarmeer insgesamt herrschenden Strömungen und Wassermassenverteilungen, die bereits viel Aufschluss gebracht haben. Noch im Jahre 2001 schreiben FAHRBACH et al. über die Ungewissheiten im Weddellmeer. „The Weddell Sea is known to feed recently formed deep and bottom water into the Antarctic circumpolar water belt, from whence it spreads into the basins of the world ocean. The rates are still a matter of debate” (FAHRBACH et al. 2001, S. 2761). Auch vier Jahre später ändert sich an dieser Grundaussage nichts, wenn das Südpolarmeer, verglichen mit anderen Regionen des globalen Ozeans, noch immer, vor allem während der südlichen Wintermonate, nur spärlich erforscht ist (PARK et al. 2005). Diese Mängel treffen vor allem auf den östlichen Teil des Weddellwirbels zu, der westliche Teil wurde bereits relativ gut erforscht. Um eine zyklonische Struktur zu verstehen, ist jedoch eine ganzheitliche Betrachtung erforderlich. *In situ* Messungen stellen die effektivste Möglichkeit dar, die Kenntnisse über den Weddellwirbel zu erweitern.

Die Region des Südpolarmeers gilt generell als vergleichsweise wenig erforscht, wie weiter oben bereits deutlich wurde. Nachfolgend werden die Gründe, warum die Erforschung des Südpolarmeers vorangetrieben werden muss, aufgezeigt werden.

5.5 Lücken in der Beobachtung der Ozeane

Betrachtet man das Floatvorkommen im Weddellmeer oder im gesamten Südpolarmeer (vgl. Abb. 9), fällt auf, dass die Dichte der Messplattformen im Vergleich zu den übrigen Ozeangebieten recht dünn ist. Diese, im globalen Vergleich spärliche Anzahl spiegelt die gesamte Situation über die Kenntnisse des Südpolarmeeres wider. In der Literatur wird von den ‚gaps in the southern hemisphere‘ gesprochen. In den 80er Jahren wurden im Hinblick auf das World Ocean Circulation Experiment Erfolge in der Erforschung des Südpolarmeeres erwartet. „The major discoveries of WOCE are expected to come from the Southern Hemisphere, which has been poorly sampled in the past, for obvious logistic reasons“ (WOODS 1985, S. 506). Doch auch 20 Jahre später sind die Lücken in der südlichen Hemisphäre nicht geschlossen. „The largest gaps in present coverage [...] are in the southern Pacific, where there are few commercial ships or transiting research vessels“ (ROEMMICH 2004, S. 33f.). Das Ziel der *flächendeckenden* Beobachtung der Ozeane ist noch nicht erreicht.

Die unwirtliche Lage, schlechte Erreichbarkeit und das saisonal auftretende Meereis im Südpolarmeer und damit im Weddellwirbel, erschweren die Untersuchung dieser Region extrem. Diese Umstände bedingen eine lückenhafte Beobachtung der Ozeane polwärts von 60° Süd und schränken das Verständnis über diese Region im Kontext des globalen Klimasystems ein.

5.6 Lückenschließung in der Beobachtung der Ozeane

Welche Bedeutung die im Rahmen des Argo Projektes angestrebte lückenlose oder mit anderen Worten flächendeckende Erforschung der Ozeane für die Wissenschaft hat, soll im Folgenden erläutert werden.

Das Eisvorkommen als größtes Problem der ganzjährigen Zugänglichkeit konnte mit Hilfe des ‚ice sensing algorithm‘ überwunden werden. Das AWI als Teilnehmer des Argo Projektes ist derzeit die einzige Institution, die seit 2005 erfolgreich eisgängige Floats im Südpolarmeer (und den Eisregionen insgesamt) aussetzt (vgl. Abb. 9). Die schwarz gefärbten Punkte in der Region markieren die vom AWI finanzierten Driftkörper des Typs NEMO und die dunkelblau gefärbten Punkte die von der EU finanzierten Driftkörper des Typs APEX. Auf in anderen Regionen vom AWI ausgelegte Floats soll im Rahmen dieser Arbeit nicht eingegangen werden. Das Argo-Projekt ermöglicht eine sukzessive Füllung der ‚Lücke‘.

Ozeanische Zirkulation rangiert zwischen kleinsten Strudeln und großflächigen Wirbeln, die sich über mehrere km^3 ausdehnen und saisonalen Schwankungen unterliegen. Eine adäquate Erfassung der einzelnen Komponenten (Ausdehnung, Richtung, zeitliche Stabilität) bedarf somit einer möglichst flächendeckenden und langfristigen Beobachtung. Punktueller Messungen lassen keine relevanten Aussagen zu. Da die Ozeane miteinander verbunden sind, stehen sie in ständigem Austausch und müssen deshalb im Zusammenhang betrachtet werden.

Ein weiterer Aspekt der flächendeckenden Beobachtung der Weltmeere liegt in der 3D-Erfassung. Will man den Ozean als Klimakomponente verstehen, muss neben den Phänomenen an der Oberfläche das Ozeaninnere bekannt sein. Flächendeckend umfasst also neben der horizontalen Ebene im Idealfall die vertikale Ebene, die Aufschluss über die Wassermassenetstehungen und -umwälzungen in der Tiefe.

Die im Rahmen des Argo Projektes eingesetzten Floats stellen eine Möglichkeit dar, Daten zur Erstellung einer 3D-Abbildung der Weltmeere zu erheben.

6. Expedition ANT-XXIII/9 des FS Polarstern (02.02.-11.04.2007)

Am 2. Februar 2007 startete die Expedition ANT-XXIII/9 des Forschungsschiffes Polarstern in Punta Arenas, Chile. Die erste Station vor Erreichen der Schelfeiskante mit dem Versuch das italienische Ozeanobservatorium ‚Mabel‘ aufzunehmen, musste aufgrund technischer Probleme und sich verschlechternden Wetterbedingungen abgebrochen werden. Nachdem der zweite Stopp, die Versorgung der Neumayer Station mit Treibstoff und Lebensmitteln, abgeschlossen war, nahm Polarstern Kurs auf das Forschungsgebiet der Expedition. In der Prydz-Bucht wurden an den Larsemann Bergen petrologische Studien und geomikrobiologische Untersuchungen in Permafrostböden durchgeführt und auf den Rauer Inseln Sedimentproben zur Rekonstruktion der Klima- und Umweltgeschichte genommen. Auf einer der Inseln konnten seismische und magnetische Messungen durchgeführt werden. In der Bucht wurden auf diesem Fahrabschnitt meeresgeologische Proben genommen. Nach Abschluss der Arbeiten in dieser Region nahm Polarstern Kurs auf die Kerguelen, um die geodynamische und tektonische Entwicklung des Kontinentalrandes zwischen der Prydz-Bucht und dem Kerguelen-Plateau zu untersuchen. Die Expedition endete am 10. April 2007 in Kapstadt (vgl. Abb. 20). (HUBBERTEN 2007)

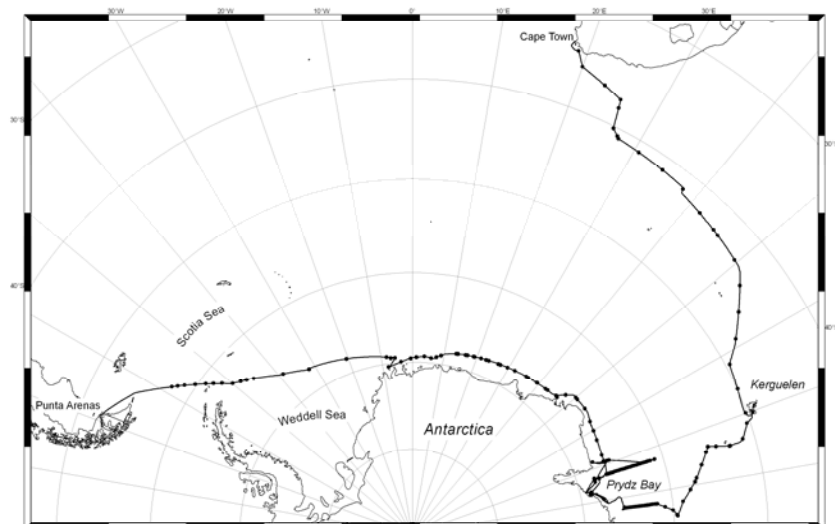


Abb. 20: Cruiseplot der Expedition ANT-XXIII/9
(Quelle: HUBBERTEN 2007)

6.1 Aussetzen der Floats

In dem Zeitraum vom 11. Februar bis zum 19. Februar 2007 konnten weitere 14 Floats, acht des Typs NEMO und sechs des Typs APEX³⁴ entlang des antarktischen Schelfeises zwischen 7° West und 51° Ost und zwischen 65° und 70° südlicher Breite ausgelegt werden (vgl. Abb. 21 und Tab. 6), um die Verteilung der Temperatur und des Salzgehaltes im Südpolarmeer auch während der Wintermonate zu messen und via Satellit zu übertragen. Die verschiedenen Floattypen sind dabei zwei unterschiedlichen Projekten zuzuordnen. Die NEMO-Floats wurden im Rahmen des EU-Programms MERSEA³⁵ und die APEX-Floats im Rahmen des Argo Projektes ausgesetzt.

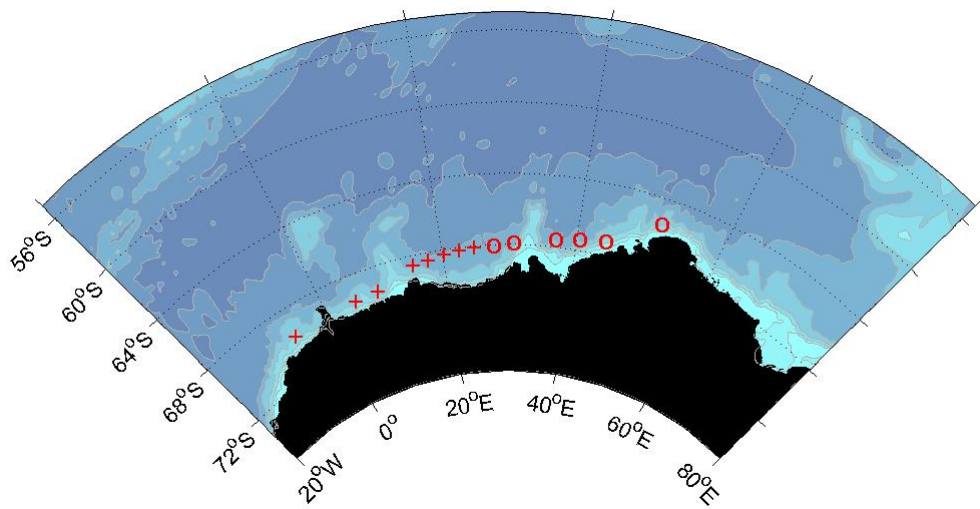


Abb. 21: Float-Auslegepositionen während der Antarktisexpedition ANT-XXIII/9. Die unterschiedlichen Symbole kennzeichnen die eingesetzten Float-Typen: (+) NEMO Floats, (o) APEX Floats.
(Quelle: KLATT/MUHLE 2007)

Die Auslegepositionen wurden so gewählt, dass die Wassertiefe deutlich mehr als 2000 m betrug und die Meeresoberfläche zum Zeitpunkt des Aussetzens eisfrei war. Für jedes Float (unter Angabe der laufenden AWI-Nummer, dem Float-Typ und der jeweiligen Seriennummer) wurden vor dem Aussetzen die genaue Wassertiefe, die geographische Breite und Länge, das Datum und die Uhrzeit (Angaben in UTC) protokolliert.

³⁴ APEX - **A**utonomous **P**rofilng **E**xplorer; hergestellt von der Webb Research Corporation in Falmouth, Massachusetts

³⁵ Für detaillierte Informationen zu diesem Projekt siehe: <http://www.mersea.eu.org/>

AWI-Nummer	Float-Typ und Seriennummer	CTD Station PS69/	Wassertiefe (m)	Geographische Breite [S]	Geographische Länge	Datum (UTC)	Zeit (UTC)
106	Nemo 42	747-1	2954	69° 24.08'	7° 1.04' W	11.02.07	17:40
107	Nemo 37		2897	69° 18.61'	3° 50.58' E	15.02.07	06:53
108	Nemo 35	754-1	2507	69° 14.86'	7° 39.61' E	15.02.07	17:43
109	Nemo 33	757-1	3400	68° 25.20'	14° 9.80' E	16.02.07	10:25
110	Nemo 32		3577	68° 19.25'	16° 29.78' E	16.02.07	15:38
111	Nemo 41	762-1	4309	68° 12.99'	19° 1.80' E	16.02.07	23:20
112	Nemo 38		4222	68° 07.06'	21° 20.01' E	17.02.07	04:31
113	Nemo 39		3969	68° 00.88'	23° 45.63' E	17.02.07	09:57
114	APEX 1185	771-1	4088	67° 54.53'	26° 43.52' E	17.02.07	18:18
115	APEX 2558		3868	67° 46.30'	29° 40.80' E	18.02.07	00:28
116	APEX 2551		3344	67° 29.94'	35° 48.04' E	18.02.07	14:28
117	APEX 2550		3393	67° 20.73'	39° 19.94' E	18.02.07	21:39
118	APEX 2548		2661	67° 10.69'	43° 10.06' E	19.02.07	05:38
119	APEX 2549		2239	65° 24.93'	50° 2.90' E	20.02.07	06:31

Tab. 6: Float-Auslegepositionen während der Expedition ANT-XXIII/9
(Quelle: KLATT/MUHLE 2007)

Die Floats wurden jeweils eine Stunde vor dem Einsatz mittels Magneten, der einen im Gehäuse befindlichen Schalter betätigt, in Betrieb genommen. Das Auslegen erfolgte am Heck des Forschungsschiffes, indem die Floats bei einer maximalen Fahrtgeschwindigkeit von vier Knoten ins Wasser gelassen wurden (vgl. Abb. 22a-c).



Abb. 22a: Vorbereitung zum Aussetzen des Floats



Abb. 22b: Aussetzen des Floats



Abb. 22c: Float im Wasser

Abbildungen 22a-c zeigen das Aussetzen eines Floats. Bei einer Fahrtgeschwindigkeit von vier Knoten werden die Driftkörper am Heck ausgesetzt. Sobald das Float außer Reichweite des Soges der Schiffschraube ist, kann die Fahrtgeschwindigkeit wieder gesteigert werden.

Am 20. Februar 2007 wurde das letzte der 14 Floats ausgesetzt. Jeweils zehn Tage nach dem Aussetzen der Driftkörper, nachdem ein Zyklus vollständig durchlaufen war, konnte das AWI in Bremerhaven erfolgreich die ersten Profile abrufen. Von keinem der 14 Floats wurde eine Fehlermeldung übertragen. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass im Februar die Eisbedeckung im Südpolarmeer am geringsten ist und die Phasen mit Eiswahrscheinlichkeiten bis zu 100 % auf der Südhalbkugel erst in den Wintermonaten August und September eintreten (vgl. Anhang V, S. 93). Die Übertragung der mit iStore während der Wintermonate gespeicherten Profile kann unter Umständen erst in einigen Monaten erfolgen, so dass ein absolut erfolgreicher Einsatz erst mit dem nächsten Frühjahr der Südhalbkugel, wenn das Eis zurückgegangen ist, bestätigt werden kann.

Aufgrund der bisherigen Erfolgsquoten der mit dem ‚ice sensing algorithm‘ ausgestatteten Floats ist jedoch eine Rückmeldung und Übertragung der gespeicherten Profile aller 14 Floats wahrscheinlich.

6.2 Beispieldaten

Die vom AWI eingesetzten Floats senden ihre Daten über ARGOS-Satelliten an die Datenzentren. Über das Datenzentrum Coriolis³⁶ erhält das AWI die Datensätze und kann sie vor Ort dekodieren. Jedes Float hat einen Sender (einen so genannten ‚Wildcat‘), in dem eine ARGOS ID fest einprogrammiert ist. Über diese ID lassen sich die einzelnen Floats identifizieren.

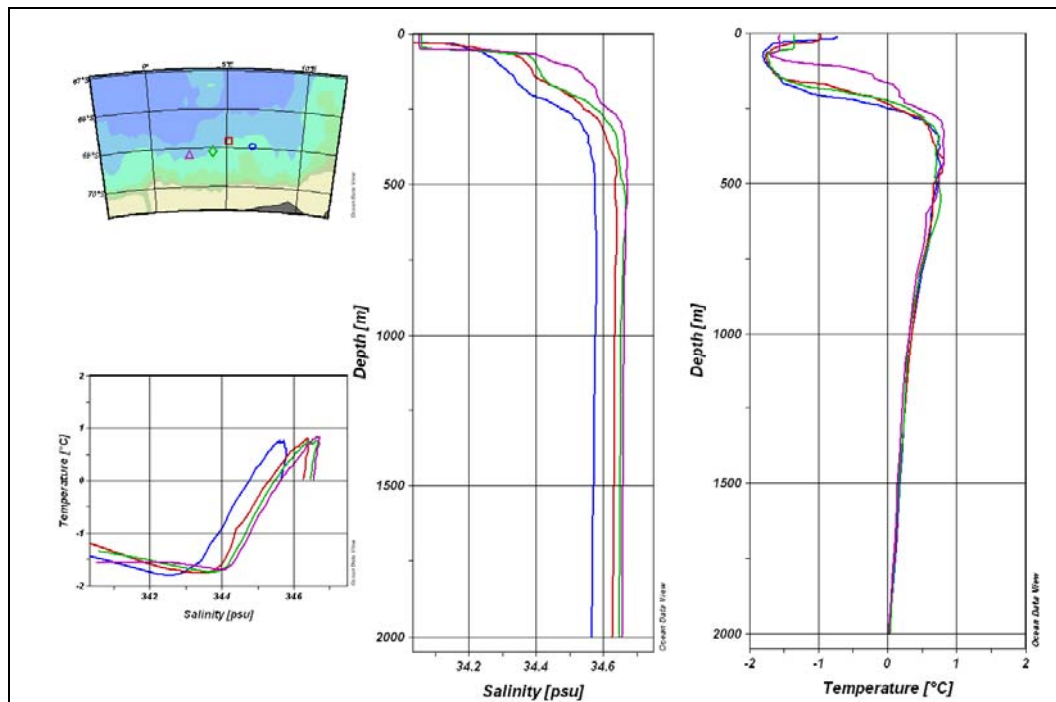


Abb. 23a: Vier Profile des NEMO Floats 108; die obersten 2000 m

³⁶ ‚Coriolis‘ ist ein Projekt, das vom ‘Institut français de recherche pour l’exploitation de la mer’ (Ifremer) durchgeführt wird und ein National Data Centre von GODAE darstellt (vgl. Abb. 16). Auf der Homepage werden unter anderem im Rahmen des Argo Projektes erhobene Daten bereitgestellt (vgl. <http://www.coriolis.eu.org/>).

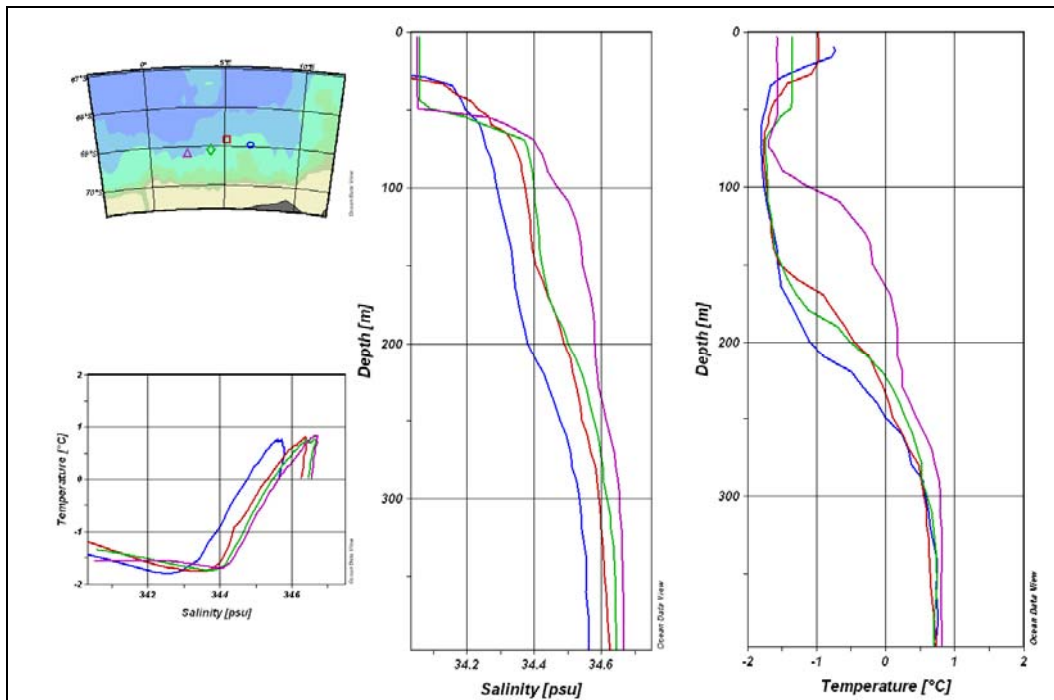


Abb. 23b: Vier Profile des NEMO Floats 108; die obersten 400 m

In Abbildung 23a sind vier Profile bis auf eine Wassertiefe von 2000 m des NEMO Floats 108 mit ‚Ocean Data View‘, dargestellt. Abbildung 23b zeigt die oberen 400 m derselben Profile, um die oberflächennahen Änderungen der gemessenen Parameter zu fokussieren. Der starke Temperaturabstieg in den oberen Metern wird durch Wärmeabgabe aus dem Ozean an die vergleichsweise kältere Atmosphäre hervorgerufen. Mit dem Abstieg der Temperatur steigt die Dichte an und damit erhöht sich die Salinität. Die darunter liegenden Schichten können aufgrund der im Vergleich zur Grenzschicht wesentlich langsameren Austauschprozesse innerhalb des Ozeans den Wärmeverlust in dem Oberflächenwasser nicht ausgleichen. Ab ca. 60 m nimmt die Temperatur im Ozeaninneren wieder zu, da die dort gespeicherte Wärme nicht abgegeben wird. In den tieferen Regionen verändern sich die einzelnen Parameter nur noch sehr gering.

6.3 Kalibration

Mit dem Aussetzen der Driftkörper setzt das autonome Driften, Profilieren und Übertragen der Daten ein, ein nachträgliches Eingreifen ist nicht mehr möglich. Aus diesem Grund müssen andere Methoden genutzt werden, um eine Kalibration der Sensoren auch nach dem Aussetzen vollziehen zu können.

Zwei Varianten können mit einem schiffsgebundenen Wasserkranzschöpfer mit eingebauter CTD durchgeführt werden. Die erste

Variante stellt die wiederholte Beprobung an so genannten Standardmesspunkten dar. Die Forschungsgruppen des Forschungsschiffes Polarstern nehmen, sobald es der Kurs zulässt, auf dem Nullgradschnitt jedes halbe und jedes ganze Grad ein Profil (60° S/ 0° O; $60,5^{\circ}$ S/ 0° O; 61° S/ 0° O usw.), um eine vergleichbare Zeitreihe zu erstellen. Floats, die auf oder nahe bei dem Nullgradschnitt ihre Daten übertragen, können anhand eines Vergleichs mit dieser Messreihe kalibriert werden. Eine zweite Variante stellt die Profilnahme an der jeweiligen Auslegeposition der Driftkörper dar.

Während der Expedition ANT-XXIII/9 wurden an fünf Auslegeposition der Floats zwecks Kalibration zusätzlich schiffsgebundene CTD-Messungen durchgeführt (vgl. Tab. 6). Dazu wurde ein Wasserkransschöpfer SBE 32 eingesetzt. Der Schöpfer war mit 24 Flaschen à 12 Litern Fassungsvermögen ausgestattet, die auf individuell festgelegten Tiefen über ein Releaser-System geschlossen werden können, um Wasserproben zu nehmen.



Abb. 24a: Wasserkransschöpfer



Abb. 24b: Im Wasserkransschöpfer eingebaute CTD.

In der Mitte des Flaschenkranzes war eine CTD SBE 9*plus* eingebaut, die mit je zwei SBE 4C Conductivity Sensoren, SBE 3PlusTemperature Sensoren und SBE 5T Pumpen ausgestattet war (vgl. Abb. 24a/b).

Der Wasserkransschöpfer wurde über eine Winde, die mittels Einleiter die Stromversorgung der Flaschen-Releaser und der CTD-Sensoren gewährleistet, zu Wasser gelassen. Über eine SBE 11plus V2 deck unit wurden die Releaser gesteuert und die Messungen der Sensoren (24 Messungen pro Sekunde) mit dem Programm ‚Seasave‘ aufgezeichnet (vgl. Abb. 26a/b). Zusätzlich war das Gerät mit einem Altimeter ausgestattet, um

ein Aufsetzen auf den Meeresboden zu vermeiden. Alle eingesetzten Geräte und Sensoren wurden von der Firma Sea-Bird Electronics in Washington entwickelt und hergestellt. (www.seabird.com)



Abb. 25a:
Wasserkransschöpfer
an der Winde

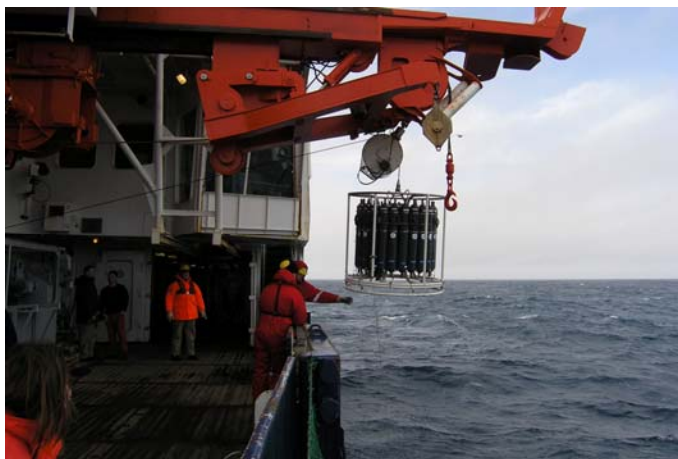


Abb. 25b: Windenkran
wird ausgefahren

Die Abbildungen 25a-c zeigen das Herablassen des Kranzwasserschöpfers über die mit einem Einleiter versehenen Winde. Vom Windenleitstand aus wird die Winde bedient. Dort

Abb. 25c: Wasserkransschöpfer wird zu Wasser gelassen



Die CTD-Sensoren wurden vor der Expedition von Seabird Electronics kalibriert und messen mit derselben Messgenauigkeit wie die Seabird-Sensoren in den Driftkörpern (vgl. Kapitel 3.6). Die Kalibrationsdaten³⁷ der Sensoren wurden in das Programm ‚Seasave‘ eingespeist, um eine genaue Abbildung der Messungen zu erhalten.

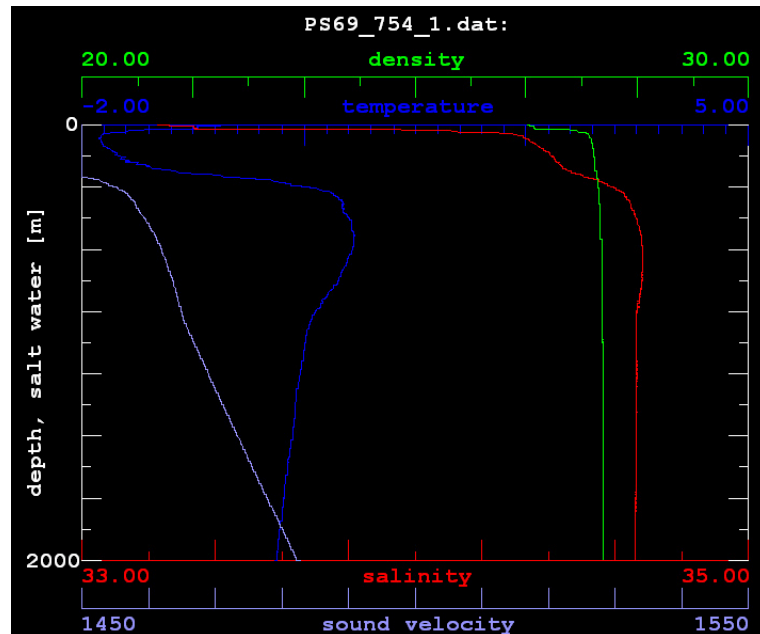


Abb. 26a: Daten der schiffsgebundenen CTD der Station 754_1. Dargestellt sind Temperatur [°C] (blau), Salinität [PSU] (rot), Schallgeschwindigkeit [m/s] (lila) und Dichte [kg/m³] (grün). Profiltiefe bis 2000 m angezeigt.

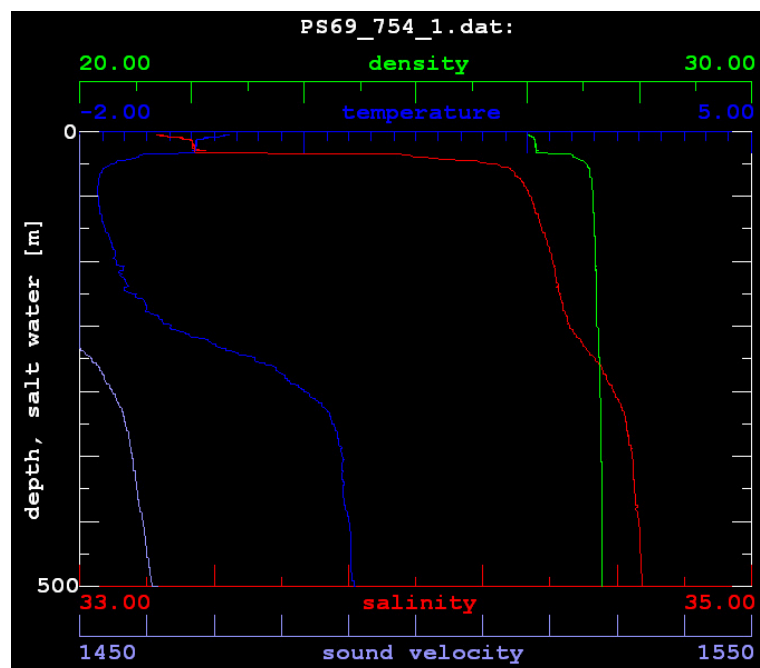


Abb. 26b: Die oberen 300 m des CTD-Profiles

³⁷ Im Anhang befinden sich die Kalibrationsblätter des NEMO Floats 42 (siehe S. 86).

Die Abbildungen 26a und b zeigen das in ‚Seasave‘ erstellte Profil der schiffsgebundenen CTD der Station 754, an der das Float NEMO 108 ausgesetzt wurde. In Abbildung 24a sind die oberen 2000 m dargestellt, in Abbildung 26b die oberen 500 m, um auch hier die oberflächennahen Änderungen der gemessenen Parameter zu fokussieren. Wie bei dem Profil des Floats sinkt die Temperatur in der oberen Wasserschicht auf ca. -2 °C ab und steigt ab 60 m wieder an, um von 300 m abwärts nur noch sehr schwache Änderungen aufzuzeigen. Mit der Temperaturabnahme geht ein Anstieg der Dichte und des Salzgehaltes einher. Allerdings ist mit der Art der Darstellungen an dieser Stelle kein wirklicher Vergleich der gemessenen Float-Profile möglich, da die tatsächlichen Werte nicht zur Verfügung stehen. Die Daten dienen vielmehr der Veranschaulichung der während der Expedition ANT-XXIII/9 erhobenen Profile.

Generell ist eine nachträgliche Kalibration möglich. Dies erfolgte über einen Abgleich der Datensätze, sobald das Float, welches an der entsprechenden schiffsgebundenen CTD-Station ausgesetzt wurde, die ersten Daten gesendet hatte. Auch wenn das erste Profil erst nach zehn Tagen übertragen wird, bleiben die Daten des Driftkörpers mit denen der schiffsgebundenen CTD vergleichbar. Da die Floats sehr langsam driften befinden sie sich auch nach zehn Tagen noch in einem Radius, der einen Vergleich zulässt. Zwar ist nur eine grobe Kalibration möglich, jedoch können größere Fehler bei den Sensoren auf diese Weise sicher detektiert werden.

Die Wasserproben aus dem Wasserkranzschöpfer sind unter anderem ebenfalls für Kalibrationen nutzbar. An Bord der Polarstern können im klimatisierten Salinometerraum die Wasserproben direkt mit dem Salinometer ‚Autosal 8400B‘ des Herstellers Guideline und der Software ‚SOFTSAL‘ der Firma SIS über Messungen der elektrischen Leitfähigkeit auf den jeweiligen Salzgehalt beprobt werden. Um auch hier eine größtmögliche Messgenauigkeit zu erhalten, wird vor jeder Wasserprobe der Salinometer mit IAPSO Standard Seewasser kalibriert. Mit der Ermittlung des Salzgehaltes der Wasserproben kann in diesem Fall eine zweifache Kalibration vorgenommen werden, da zum einen die Sensoren der schiffsgebundenen CTD und zum anderen die Sensoren der Floats anhand des ersten Datensatzes überprüft werden können.

Eine weitere Möglichkeit, die Messgenauigkeit der Floats nach dem Aussetzen zu überprüfen, liegt in dem Vergleich von Datensätzen

verschiedener Floats auf einer ähnlichen Position, über die eine Sensordrift detektiert werden kann.

7. Fazit

Fasst man die wesentlichen Aspekte der im Rahmen dieser Arbeit gemachten Ausführungen noch einmal zusammen, wird die Notwendigkeit der Erforschung des Südpolarmeers und der weiteren Durchführung des Argo-Projektes besonders deutlich.

Das komplexe Wirkungsgeflecht der einzelnen Komponenten des Klimasystems Erde, in dem der globale Ozean eine herausragende Rolle einnimmt, reagiert sehr sensibel auf äußere Einflüsse – z. B. anthropogen verursachte Veränderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre durch erhöhten CO₂-Eintrag.

Zur Erfassung aller Facetten des Klimasystems sind langfristig angelegte Messreihen unverzichtbar. Die umfassende Nutzung der international erhobenen Daten – unter anderem im Rahmen des World Ocean Circulation Experiments (WOCE) und dem Argo-Projekt – über die Datenassimilation im GODAE Experiment und die daraus entstehende Verbesserungsmöglichkeit der Klimamodellierung stellt eine effektive Erfassungsmöglichkeit dar. Aufgrund umfangreicherer Datensätze lassen sich verlässlichere Modelle erstellen, so dass die daraus resultierenden Vorhersagen genauer werden.

Als Beispiel soll die Bedeutung des ACCs als Hauptstrom des Südpolarmeers aufgegriffen werden. Denn die Verbindung der großen Ozeanbecken birgt neben der stabilisierenden Wirkung auf das Klima eine Gefahr in sich. Auf dem Klimawandel basierende Anomalien in einem Becken können über den ACC in die anderen Becken eingetragen werden und auch dort zu Veränderungen führen. Das Klima stellt ein nicht-lineares System dar. „Charakteristisch ist eine Tendenz zur Selbstregulierung und zum plötzlichen Übergang in einen qualitativ anderen Zustand, wenn ein kritischer Punkt überschritten wird“ (RAHMSTORF 1999, S. 18). So wirken sich beispielsweise Veränderungen der Niederschlagsereignisse auf die ozeanische Zirkulation aus. Im Nordatlantik sinkt Meerwasser aufgrund hoher Salinität ab. Niederschlagsereignisse wirken durch den Süßwassereintrag verdünnend. Solange ausreichend salzreiches Wasser nachströmt, wird der Verdünnungseffekt ausgeglichen. Ab einem bestimmten Punkt ist erreicht die Ausgleichswirkung zu schwach ist, die Salinität wird verringert, das Wasser sinkt nicht ab und die ursprüngliche Zirkulation wird unterbrochen. Die Brisanz dieser Erkenntnis liegt darin, dass im Rahmen des anthropogen verursachten Klimawandels die Niederschläge im Nordatlantik zunehmen. (RAHMSTORF 1999) Damit würden sich der Strömungsverlauf des NADWs, die

Zusammensetzung des ACCs und die Formation des AABWs ändern. Der ausgleichende Effekt des im Weddellwirbel gebildeten kalten Bodenwassers (AABW) auf die warmen Strömungen würde nicht mehr wirken. Davon würde die globale Zirkulation beeinflusst und könnte letztendlich zu einem Kollaps der thermohalinen Umwälzung führen.

Die Erforschung des Südpolarmeers mit Hilfe autonom profilierender Driftkörper stellt eine sehr wichtige Komponente in der Klimaforschung dar. Denn nur detaillierte Kenntnisse der im Klimasystem ablaufenden Prozesse und insbesondere Kenntnisse der Veränderungen im Zusammenhang mit dem Klimawandel ermöglichen ein adäquates Handeln, um einem Wandel und den damit einhergehenden Gefahren entgegenwirken zu können. Berücksichtigt man die langsamen Reaktionszeiten des globalen Ozeans auf äußere Einflüsse, die zwischen einem Jahr in den oberen Schichten und bis zu einem Jahrtausend in den tiefen Schichten variieren, bestätigt sich die Notwendigkeit der weiteren Durchführung des Argo-Projektes, um Langzeitstudien zu erhalten, anhand derer Veränderungen in den Weltmeeren detektiert werden können.

8. Literaturverzeichnis

AKEN, H. M. VAN: The Oceanic Thermohaline Circulation. An Introduction. New York 2007 (= Atmospheric and Oceanographic Sciences Library 39)

BIGG, G.: The Oceans and Climate. 2. Auflage. Cambridge 2003

BINDOFF, N. L., J. WILLEBRAND, V. ARTALE, A. CAZENAVE, J. GREGORY, S. GULEV, K. HANAWA, C. LE QUÉRE, S. LEVITUS, Y. NOJIRI, C.K. SHUM, L. D. TALLEY und A. UNNIKRISSNAN: OBSERVATIONS: OCEANIC CLIMATE CHANGE AND SEA LEVEL. IN: SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K. B. AVERYT, M. TIGNOR und H. L. MILLER (Hrsg.): Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge und New York 2007

BODGEN, P. S. und C. A. EDWARDS: Wind Driven Circulation. In: Encyclopedia of Ocean Sciences, Band VI (2001). S. 3227-3235

BOGGS, S. W.: This Hemisphere. In: Journal of Geography 44/9 (1945). S. 345-355

BROWN, J., A. COLLING, D. PARK, J. PHILLIPS, D. ROTHERY und J. WRIGHT.: Ocean circulation. Neudruck der 2. Auflage mit Korrekturen. Oxford u. a. 2004 (=The oceanography series 3)

CARMACK, E. C.: A quantitative characterization of water masses in the Weddell Sea during summer. In: Deep-Sea Research 21 (1974). S. 431-442

CARMACK, E. C. und T. D. FOSTER: On the flow of water out of the Weddell Sea. In: Deep-Sea Research 22 (1975). S. 711-724

CHERESKIN, T. K. und PRICE, J. F.: Ekman transport and pumping. In: Encyclopedia of Ocean Sciences, Band II (2001). S. 809-814

DAVIS, R. E. und W. ZENK: Subsurface Lagrangian observations during the 1990's. In: SIEDLER, G., J. CHURCH und J. GOULD (Hrsg.): Ocean Observation & Climate. Observing and Modelling the Global Ocean. San Diego u. a. 2001. S. 123-139 (= International Geophysics Series 77)

DEACON, G. E. R.: The Weddell Gyre. In: Deep-Sea Research 26A (1997). S. 981-995

EMERY, W. J.: Water Types and Water Masses. In: Encyclopedia of Ocean Sciences, Band VI (2001). S. 3178-3187

FAHRBACH, E.: Zirkulation und Wassermassenformation im Weddellmeer. In: Geowissenschaften 11/7 (1993). S. 246-253

FAHRBACH, E., G. ROHARDT, M. SCHRÖDER und V. STRASS: Transport and structure of the Weddell Gyre. In: Annae Geophysicae 12 (1994). S. 840-855

FAHRBACH, E., S. HARMS, G. ROHARDT, M. SCHRÖDER und R. A. WOODGATE: Flow of bottom water in the northwestern Weddell Sea. In: Journal of Geophysical Research 106/C2 (2001). S. 2761-2778

FAHRBACH, E. und A. BECKMANN: Weddell Sea Circulation. In: Encyclopedia of Ocean Sciences. Band VI (2001). S. 3201-3209

GILLE, S. T.: Warming on the Southern Ocean since the 1950s. In: Science, 295/5558 (2002). S. 1275-1277

GLOERSEN, P., W. J. CAMPBELL, D. J. CAVALIERI, J. C. COMISO, C. L. PARKINSON und H. J. ZWALLY: Arctic and Antarctic Sea Ice, 1978-1987: Satellite Passive-Microwave Observations And Analysis. NASA SP-511, National Aeronautics and Space Administration. Washington D.C 1992. S. 176-177

GOULD, J., D. ROEMMICH, S. WIJFFELS, H. FREELAND, M. IGNASZEWSKY, X. JIANPING, S. POULIQUEN, Y. DESAUBIES, U. SEND, K. RADHAKRISHNAN, K. TAKEUCHI, K. KIM, M. DANCHEKOV, P. SUTTON, B. KING, B. OWENS und S. RISER: Argo profiling floats bring new era of in situ ocean observations. In: EoS, 85/19 (2004). S. 190-191

GORDON, A. L., B. A. HUBER, H.H. HELLMER und A. FIELD: Deep and Bottom Water of the Weddell Sea's Western Rim. In: Science 262 (1993). S. 95-97

GORDON, A. L.: Interocean Exchange. In: SIEDLER, G., J. CHURCH und J. GOULD (Hrsg.): Ocean Observation & Climate. Observing and Modelling the Global Ocean. San Diego u. a. 2001. S. 303-314 (= International Geophysics Series 77)

GOURETSKI, V. V. und A. I. DANILOV: Weddell Gyre: structure of the eastern boundary. In: Deep Research I, 40/3 (1993). S. 561-582

GRASSL, H.: Climate and Oceans. In: SIEDLER, G., J. CHURCH und J. GOULD (Hrsg.): Ocean Observation & Climate. Observing and Modelling the Global Ocean. San Diego u. a. 2001. S. 3-9 (= International Geophysics Series 77)

HÄCKEL, H.: Meteorologie. 5. völlig überarbeitete Auflage. Stuttgart 2005

HEYWOOD, K. J., R. A. LOCARNINI, R. D. FREW, P. F. DENNIS und B. A. KING: Transport and water masses of the antarctic slope front system in the eastern Weddell Sea. In: Antarctic Research Series 75 (1998). S. 203-213

HUBBERTEN, H.-W. (Hrsg.): Die Expedition ANT-XXIII/9 mit FS "Polarstern". Im Druck, 2007 (= Berichte zur Polar- und Meeresforschung)

HUPFER, P.: Unsere Umwelt: das Klima. Globale und lokale Aspekte. Stuttgart/Leipzig 1996

HUPFER, P. und W. KUTTLER: Witterung und Klima. Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie. 11., überarbeitete und erweiterte Auflage. Wiesbaden 2005

INGMANSON D. E. und W. J. WALLACE: Oceanography. An Introduction. Belmont 1995. S. 95-108

KLATT, O., O. BOEBEL und E. FAHRBACH: A profiling float's sense of ice. In: Journal of Atmospheric and Oceanic Technology. Akzeptiert 2007

- KLATT, O. und K. MUHLE: Deployment of Argo-floats. In: Hubberten, H.-W. (Hrsg.): Die Expedition ANT-XXIII/9 mit FS "Polarstern". Im Druck, 2007 (= Berichte zur Polar- und Meeresforschung)
- KRAUS, H.: Die Atmosphäre der Erde. 3. erweiterte und aktualisierte Auflage. Berlin u. a. 2004
- LAWSON, K. und LARSON N. G.: CTD. In: Encyclopedia of Ocean Sciences. Band I. (2001). S. 579-588
- LEVITUS, S., J. I. ANTONOV, T. P. BOYER und C. STEPHENS: Warming of the World Ocean. In: Science 287 (2000). S. 2225-2229
- LEVITUS, S., J. I. ANTONOV, J. WANG, T. L. DELWORTH, K. W. DIXON und A. J. BROCCOLI: Anthropogenic Warming of Earth's Climate System. In: Science 292 (2001). S. 267-270
- LINDSTROM, E. J. und D. M. LEGLER: Developing the WOCE Global Data System. In: SIEDLER, G., J. CHURCH und J. GOULD (Hrsg.): Ocean Observation & Climate. Observing and Modelling the Global Ocean. San Diego u. a. 2001. S. 181-190 (= International Geophysics Series 77)
- OCEAN SCIENTIFIC INTERNATIONAL LTD.: IAPSO Standard Seawater. Hampshire (2007)
- ORSI A. H., W. D. NOWLIN JR. und T. WITHWORTH: On the circulation and stratification of the Weddell Gyre. In: Deep-Sea Research I 40/1 (1993)
- ORSI, A. H., G. C. JOHNSON und J. L. BULLISTER: Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. In: Progress in Oceanography 43 (1999). S. 55-109
- PARK, Y. G., K. H. OH und M. S. SUK: Water Masses and Flow Fields of the Southern Ocean Measured by Autonomous Profiling Floats (Argo floats). In: Ocean and Polar Research 27/2 (2005). S. 183-188
- RAHMSTORF, S.: Treibhauseffekt und Klimawandel: Die Rolle der Meeresströme. In: HGG-Journal 14. Heidelberg 1999. S. 17-21 (= Heidelberger Geographische Gesellschaft)
- RINTOUL, S. R., C. W. HUGHES und D. OLBERS: The Antarctic Circumolar Current System. In: SIEDLER, G., J. CHURCH und J. GOULD (Hrsg.): Ocean Observation & Climate. Observing and Modelling the Global Ocean. San Diego u. a. 2001. S. 271-302 (= International Geophysics Series 77)
- ROEMMICH, D. und J. GOULD: The future of climate observation in the global ocean. In: Sea Technology 44/8 (2003). S. 10-15
- ROEMMICH, D., S. RISER, D. RUSS und D. YVES: Autonomous Profiling Floats: Workhorse for Broad-scale Ocean Observations. In: Marine Technology Society Journal 38/1 (2004). S. 31-39
- SCHÖNWIESE, C.-D.: Klimatologie. 2. überarbeitete Auflage. Stuttgart 2003 (=UTB Wissenschaft)

SIGG, L. und W. STUMM: Aquatische Chemie. Eine Einführung in die Chemie wässriger Lösungen und natürlicher Gewässer. 4. Auflage. Stuttgart 1996

STRAHLER, A. H. und A. N. STRAHLER: Physische Geographie. 2. überarbeitete Auflage. Stuttgart 2002 (= UTB für Wissenschaft)

SUMMERHAYES, C. P. und S. A. THORPE: Oceanography. An illustrated guide. 2. Auflage. London 1998

TALLEY, L. D., D. STAMMER und I. FUKUMORI: Towards a WOCE Synthesis. In: SIEDLER, G., J. CHURCH und J. GOULD (Hrsg.): Ocean Observation & Climate. Observing and Modelling the Global Ocean. San Diego u. a. 2001. S. 525-545 (= International Geophysics Series 77)

TOGGWEILER, J. R. und R. M. KEY: Thermohaline Circulation. In: Encyclopedia of Ocean Sciences. Band VI (2001). S. 2941-2947

TOLMAZIN, D.: Elements of dynamic oceanography. Boston u. a. 1985

THOMPSON, B. J., J. CREASE und J. GOULD: The Origins, Development and Conduct of WOCE. In: SIEDLER, G., J. CHURCH und J. GOULD (Hrsg.): Ocean Observation & Climate. Observing and Modelling the Global Ocean. San Diego u. a. 2001. S. 31-43 (= International Geophysics Series 77)

WITHWORTH, T. und W. D. NOWLIN JR.: Water masses and currents of the southern ocean at the Greenwich meridian. In: Journal of Geophysical Research 92 (1987). S. 6462-6476

WITTE, T., Projektleiter bei Optimare Sensorsysteme AG in Bremerhaven. Persönliche Mitteilungen im Gespräch am 29.06.2007

WITTE, T. und B. CEMBELLA: Operating Manual NEMO (Navigating European Marine Observer). Part Number: 160 6 07 31 001. OPTIMARE Sensorsysteme AG. Bremerhaven 2007

WOODS, J.: The World Ocean Circulation Experiment. Nature 314 (1985), S. 501-511

9. Internetquellen

ALFRED-WEGENER-INSTITUT (1997): Das Antarktis-Vertragssystem.
<http://www.awi-bremerhaven.de/AWI/Presse/Does/Vertrag2p65.pdf>
(abgerufen am 24.10.2007)

ARGO SCIENCE TEAM (2002): Data management handbook. Observing the Ocean in Real Time. Argo. A Global Array of Profiling Floats. To Understand & Forecast Climate.
http://www.coriolis.eu.org/cdc/argo/argo_data_management_handbook.pdf
(abgerufen am 23.06.2007)

CARVAL, T., B. KEELEY, Y. TAKATSUKI, T. YOSHIDA, S. LOCH, C. SCHMID, R. GOLDSMITH, A. WONG, R. MCCREADIE, A. THRESHER und A. TRAN (2006): Argo User's Manual.
<http://w3.jcommops.org/FTPRoot/Argo/Doc/argo-dm-user-manual.pdf>
(abgerufen am 17.06.2007)

GODAE STEERING TEAM (2004): GODAE Development and Implementation Plan.

<http://www.bom.gov.au/GODAE/IP>

(abgerufen am 22.05.2007)

GOULD J. (2006): Argo, an array of profiling floats observing the ocean in real-time.

http://w3.jcommops.org/FTPRoot/Argo/Doc/Argo_new_brochure.pdf

(abgerufen am 15.04.2007)

ROEMMICH, D., R. E. DAVIS, S. C. RISER, W. B. OWENS, R. L. MOLINARI, S. L. GARZOLI und G. C. JOHNSON (2002): The Argo Project: Global Ocean Observation for Understanding and Prediction of Climate Variability. A National Oceanographic Partnership Award. Project Report 2002

<http://www.nopp.org/nopp/project-reports/reports/02roemmi.pdf>

(abgerufen am 10.09.2007)

<http://ioc.unesco.org/iocweb/index.php> (abgerufen am 17.09.2007)

<http://www.awi.de> (abgerufen am 16.09.2007)

<http://www.coriolis.eu.org/> (abgerufen am 20.09.2007)

<http://www.godae.org.html> (abgerufen am 4.08.2007)

<http://www.ipcc.ch.htm> (abgerufen am 15.10.2007)

<http://www.mersea.eu.org/> (abgerufen am 18.08.2007)

<http://www.seabird.com> (abgerufen am 12.10.2007)

10. Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Die Intensität der Insolation ist abhängig vom Einfallswinkel der Strahlen (Quelle: STRAHLER 2002, S. 60).....	S. 5
Abb. 2:	Das Klimasystem Erde (mit Zeitangaben der Reaktionszeiten auf äußere Störungen) (Quelle: HUPFER/KUTTLER 2005, S. 239).....	S. 7
Abb. 3:	Vertikaler Aufbau der Atmosphäre (Quelle: KRAUS 2004, S. 137).....	S. 9
Abb. 4a:	Wasserhemisphäre (Quelle: BOGGS 1945, S. 345).....	S. 12
Abb. 4b:	Landhemisphäre (Quelle: BOGGS 1945, S. 350).....	S. 12
Abb. 5:	Mittlerer monatlicher Luftdruck und vorherrschende Winde (Pfeile) an der Erdoberfläche im Januar und im Juli (Quelle: STRAHLER 2002, S.103).....	S. 12
Abb. 6a:	Schema der Druck- und Windgürtel auf einer homogenen Erde (Quelle: KRAUS 2004, S. 316).....	S. 14
Abb. 6b:	Schema der Drei-Zellen-Struktur der atmosphärischen Zirkulation (Quelle: KRAUS 2004, S. 316).....	S. 14
Abb. 6c:	Schematische Darstellung der globalen Oberflächenwinde, wobei die störenden Effekte der Kontinente auf der Nordhalbkugel vernachlässigt wurden (Quelle: STRAHLER 2002, S. 105).....	S. 14
Abb. 7:	Abb. 6 : Die globale thermohaline Zirkulation (Quelle: http://www.awi.de/de/entdecken/klicken_lernen/lesebuch/meeresstroemungen/).....	S. 18
Abb. 8:	Kohlenstoffkreislauf (Quelle: STRAHLER 2002 S. 566).....	S. 22
Abb. 9:	Aktive Argo Floats – nach Ländern, von denen sie ausgesetzt wurden sortiert (Stand 31.03.2007) (Quelle: http://wo.jcommops.org/cgi-bin/WebObjects/JCOMMOPS.woa/1/wo/z4bGPprAuTvy0Iz6g2ibPw/17.1.96.1.0.1 (abgerufen am 26.04.2007)).....	S. 34
Abb. 10:	Floatinneres mit Gehäuse	S. 37
Abb. 11a:	Ölblase des Floats.....	S. 39
Abb. 11b:	Kolben mit Ölblase am unteren Ende.....	S. 39
Abb. 12:	Schematische Darstellung eines Zyklus eines regulären (durchgezogene Linie) und eines verfrühten (gestrichelte Linie) Aufstiegs (Quelle: WITTE/CEMBELLA 2006, S.4).....	S. 41

Abb. 13:	Schematische Darstellung eines Zyklus, bei dem aufgrund zu hoher Eiswahrscheinlichkeit an der Meeresoberfläche das Absinken vorzeitig eingeleitet wurde (Quelle: WITTE/CEMBELLA 2006, S.5).....	S. 44
Abb. 14:	Schematische Darstellung eines Zyklus, bei dem mehrere gespeicherte Profile übertragen werden (Quelle: WITTE/CEMBELLA 2006, S.6).....	S. 45
Abb. 15:	Schematische Darstellung der Qualitätssteigerung der Daten mittels Prozessierung (Quelle: GODAE STEERING TEAM 2004, S. 28).....	S. 49
Abb. 16:	Vereinfachte Darstellung der Beziehungen zwischen den einzelnen GODAE-Komponenten (GODAE STEERING TEAM 2004).....	S. 51
Abb. 17:	Schematische Darstellung der wesentlichen Strömungen südlich von 20° Süd. Meerestiefen unter 3500m sind grau unterlegt. (Quelle: RINTOUL et al. 2001, S.272).....	S. 53
Abb. 18:	Schematische Übersicht der Tiefenzirkulation im Südpolarmeer. (Quelle: RINTOUL et al. 2001, S. 273).....	S. 54
Abb. 19:	Abb. 18: Ausdehnung des Antarctic Bottom Water (Quelle: BROWN 2004, S. 217).....	S. 57
Abb. 20:	Cruiseplot der Expedition ANT-XXIII/9 (Quelle: HUBBERTEN 2007).....	S. 61
Abb. 21:	Float-Auslegepositionen während der Antarktisexpedition ANT-XIII/9. Die unterschiedlichen Symbole kennzeichnen die eingesetzten Float-Typen: (+) NEMO Floats, (o) APEX Floats. (KLATT/MUHLE 2007).....	S. 62
Abb. 22a:	Vorbereitung zum Aussetzen des Floats.....	S. 64
Abb. 22b:	Aussetzen des Floats.....	S. 64
Abb. 22c:	Float im Wasser.....	S. 64
Abb. 23a:	Vier Profile des NEMO Floats 108; die obersten 2000 m.....	S. 65
Abb. 23b:	Vier Profile des NEMO Floats 108; die obersten 400 m.....	S. 65
Abb. 24a:	Wasserkransschöpfer.....	S. 67
Abb. 24b:	Im Wasserkransschöpfer eingebaute CTD.....	S. 67
Abb. 25a:	Wasserkransschöpfer an der Winde.....	S. 68
Abb. 25b:	Windenkran wird aus gefahren.....	S. 68
Abb. 25c:	Wasserkransschöpfer wird zu Wasser gelassen.....	S. 68
Abb. 26a:	Daten der schiffsgebundenen CTD der Station 754_1. Dargestellt sind Temperatur [°C] (blau), Salinität [PSU] (rot), Schallgeschwindigkeit [m/s] (lila) und Dichte [kg/m ³] (grün). Profiltiefe bis 2000 m angezeigt.....	S. 69

Abb. 26b:	Die oberen 300 m des CTD-Profiles.....	S. 69
------------------	--	-------

11. Tabellenverzeichnis

Tab. 1:	Quantitative Verteilung der Sphären (nach SCHÖNWIESE 2004).....	S. 8
Tab. 2:	Hauptbestandteile der Atmosphäre (nach BIGG 2003).....	S. 9
Tab. 3:	Konzentrationen der in Meerwasser gelösten Ionen (nach BIGG 2003).....	S. 16
Tab. 4:	Gefrierpunkt von Wasser in Abhängigkeit von der Salinität. (nach Ingmanson 1995).....	S. 17
Tab. 5:	Eingesetzte Messmethoden zur Datengewinnung bei WOCE (nach LINDSTROM/LEGLER 2001 und DAVIS/ZENK 2001).....	S. 28
Tab. 6:	Float-Auslegepositionen während der Expedition ANT-XXIII/9 (KLATT/MUHLE 2007).....	S. 63

12. Abkürzungs- und Akronymverzeichnis

AABW	Antarctic Bottom Water
AASW	Antarctic Surface Water
ACC	Antarctic Circumpolar Current
ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler
ALACE	Autonomous Lagrangian Circulation Explorer
APEX	Autonomous Profiling Explorer
AWI	Alfred-Wegener-Institut
bzw.	beziehungsweise
ca.	circa
CDW	Circumpolar Deep Water
CTD	Conductivity, Temperature, Depth
DAC	Data Assembly Centre
d. h.	das heißt
DIU	Data Information Unit
etc.	et cetera
FTP	File Transfer Protocol
GDAC	Global Data Assembly Centre
GODAE	Global Ocean Data Experiment
HTML	Hypertext Markup Language
IAPSO	International Association for the Physical Science of the Ocean
ISA	Ice Sensing Algorithm
iStore	interim storage
ITS	International Temperature Scale
LCDW	Lower Circumpolar Deep Water
MERSEA	Marine EnviRonment and Secrity for the European Area
MWDW	Modified Warm Deep Water
NADW	North Atlantic Deep Water
NEMO	Navigating Eueopean Marine Observer
NetCDF	network Common Data Form
PI	Principle Investigator
P-ALACE	Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer
PSU	Practical Salinity Unit
RAFOS	Ranging And Fixing Of Sound
S.	Seite
SAC	Special Analysis Centres
SBE	Seabird
SPRT	Standard-grade Platinum Resistant Thermometer
SST	Sea Surface Temperature
SSW	Standard Sea Water

THC	Thermohaline Circulation
UCDW	Upper Circumpolar Deep Water
u. a.	unter anderem
usw.	und so weiter
UTC	Universal Time coordinated
vgl.	vergleiche
WDW	Warm Deep Water
WOCE	World Ocean Circulation Experiment
WSBW	Weddell Sea Bottom Water
WSDW	Weddell Sea Deep Water
WW	Winter Water
XBT	expandable bathythermograph
z. B.	zum Beispiel
z. T.	zum Teil

13. Anhang

I. Temperaturen und Salinitätswerte der Wassermassen im globalen Ozean

Table 1 Temperature-salinity characteristics of the world's water masses

Layer	Atlantic Ocean	Indian Ocean	Pacific Ocean
Upper waters (0–500 m)	Atlantic Subarctic Upper Water (ASUW) (0.0–4.0 °C, 34.0–35.0‰) Western North Atlantic Central Water (WNACW) (7.0–20.0 °C, 35.0–36.7‰) Eastern North Atlantic Central Water (ENACW) (8.0–18.0 °C, 35.2–36.7‰) South Atlantic Central Water (SACW) (5.0–18.0 °C, 34.3–35.8‰)	Bengal Bay Water (BBW) (25.0–29 °C, 28.0–35.0‰) Arabian Sea Water (ASW) (24.0–30.0 °C, 35.5–36.8‰) Indian Equatorial Water (IEW) (8.0–23.0 °C, 34.6–35.0‰) Indonesian Upper Water (IUW) (8.0–23.0 °C, 34.4–35.0‰) South Indian Central Water (SICW) (8.0–25.0 °C, 34.6–35.8‰)	Pacific Subarctic Upper Water (PSUW) (3.0–15.0 °C, 32.6–33.6‰) Western North Pacific Central Water (WNPCW) (10.0–22.0 °C, 34.2–35.2‰) Eastern North Pacific Central Water (ENPCW) (12.0–20.0 °C, 34.2–35.0‰) Eastern North Pacific Transition Water (ENPTW) (11.0–20.0 °C, 33.8–34.3‰) Pacific Equatorial Water (PEW) (7.0–23.0 °C, 34.5–36.0‰) Western South Pacific Central Water (WSPCW) (6.0–22.0 °C, 34.5–35.8‰) Eastern South Pacific Central Water (ESPCW) (8.0–24.0 °C, 34.4–36.4‰) Eastern South Pacific Transition Water (ESPTW) (14.0–20.0 °C, 34.6–35.2‰)
Intermediate waters (500–1500 m)	Western Atlantic Subarctic Intermediate Water (WASIW) (3.0–9.0 °C, 34.0–35.1‰) Eastern Atlantic Subarctic Intermediate Water (EASIW) (3.0–9.0 °C, 34.4–35.3‰) Antarctic Intermediate Water (AAIW) (2–6 °C, 33.8–34.8‰) Mediterranean Water (MW) (2.6–11.0 °C, 35.0–36.2‰) Arctic Intermediate Water (AIW) (–1.5–3.0 °C, 34.7–34.9‰)	Antarctic Intermediate Water (AAIW) (2–10 °C, 33.8–34.8‰) Indonesian Intermediate Water (IIW) (3.5–5.5 °C, 34.6–34.7‰) Red Sea–Persian Gulf Intermediate Water (RSPGIW) (5–14 °C, 34.8–35.4‰)	Pacific Subarctic Intermediate Water (PSIW) (5.0–12.0 °C, 33.8–34.3‰) California Intermediate Water (CIW) (10.0–12.0 °C, 33.9–34.4‰) Eastern South Pacific Intermediate Water (ESPIW) (10.0–12.0 °C, 34.0–34.4‰) Antarctic Intermediate Water (AAIW) (2–10 °C, 33.8–34.5‰)
Deep and abyssal waters (1500 m–bottom)	North Atlantic Deep Water (NADW) (1.5–4.0 °C, 34.8–35.0‰) Antarctic Bottom Water (AABW) (–0.9–1.7 °C, 34.64–34.72‰) Arctic Bottom Water (ABW) (–1.8–10.5 °C, 34.88–34.94‰)	Circumpolar Deep Water (CDW) (1.0–2.0 °C, 34.62–34.73‰)	Circumpolar Deep Water (CDW) (0.1–2.0 °C, 34.62–34.73‰) Subantarctic Surface Water (SASW) (3.2–15.0 °C, 34.0–35.5‰) Antarctic Surface Water (AASW) (–1.0–1.0 °C, 34.0–34.6‰)

(Quelle: EMERY 2001, S. 3182)

II. Liste der gegenwärtig am Argo Projekt teilnehmenden Länder

1) Äquador	10) Europäische Union	19) Mauritius
2) Argentinien	11) Frankreich	20) Mexiko
3) Australien	12) Großbritannien	21) Neuseeland
4) Brasilien	13) Indien	22) Niederlande
5) Chile	14) Irland	23) Norwegen
6) China	15) Japan	24) Russland
7) Costa Rica	16) Kanada	25) Spanien
8) Dänemark	17) Kenia	26) Südafrika
9) Deutschland	18) Korea	27) USA

III. Kalibrationsblätter des Floats NEMO 42 (Serial No. 41-2998)**SBE 41 CERTIFICATES****CTD Serial Number 41-2998**

Instrument Configuration.....	1
DC - Coefficient Output File.....	2
Temperature Calibration Sheet.....	3
Conductivity Calibration Sheet.....	4
Pressure Calibration Sheet.....	5

SEA-BIRD ELECTRONICS, INC.
1808 136th Place NE
Bellevue, Washington 98005 USA
Phone: (425) 643 9866
Fax: (425) 643 9954
Email: seabird@seabird.com

SBE 41 Instrument Configuration

Model Number: SBE 41

Serial Number: 41-2998

Part Number: 90460.004

Description: OPTIMARE Standard Configuration

Firmware Version: 2.6

Pressure Type: Druck

Pressure Range: 2000 dBar

Pressure Serial Number: 9848

Document Date: Thursday, March 30, 2006

```
SBE 41-ALACE V 2.6 2998
temperature: 24-mar-06
  TA0 = -2.527261e-05
  TA1 = 2.772517e-04
  TA2 = -2.436828e-06
  TA3 = 1.581147e-07
conductivity: 24-mar-06
  G = -1.006010e+00
  H = 1.627361e-01
  I = -3.991107e-04
  J = 5.731404e-05
  CPCOR = -9.570000e-08
  CTCOR = 3.250000e-06
  WBOTC = -7.023564e-07
pressure S/N = 9848, range = 2900 psia: 21-mar-06
  PA0 = 3.832251e-01
  PA1 = 1.373752e-01
  PA2 = -3.351679e-08
  PTCA0 = -1.220123e+02
  PTCA1 = 1.611229e-01
  PTCA2 = -1.677483e-03
  PTCB0 = 2.488000e+01
  PTCB1 = -8.000001e-04
  PTCB2 = 0.000000e+00
  PTHA0 = -6.074777e+01
  PTHA1 = 5.313446e-02
  PTHA2 = -4.951798e-07
  POFFSET = 0.000000e+00
```

Document Date: Thursday, March 30, 2006

SEA-BIRD ELECTRONICS, INC.

1808 136th Place N.E., Bellevue, Washington, 98005 USA

Phone: (425) 643 - 9866 Fax (425) 643 - 9954 Email: seabird@seabird.com

SENSOR SERIAL NUMBER: 2998
CALIBRATION DATE: 24-Mar-06SBE 41 TEMPERATURE CALIBRATION DATA
ITS-90 TEMPERATURE SCALE

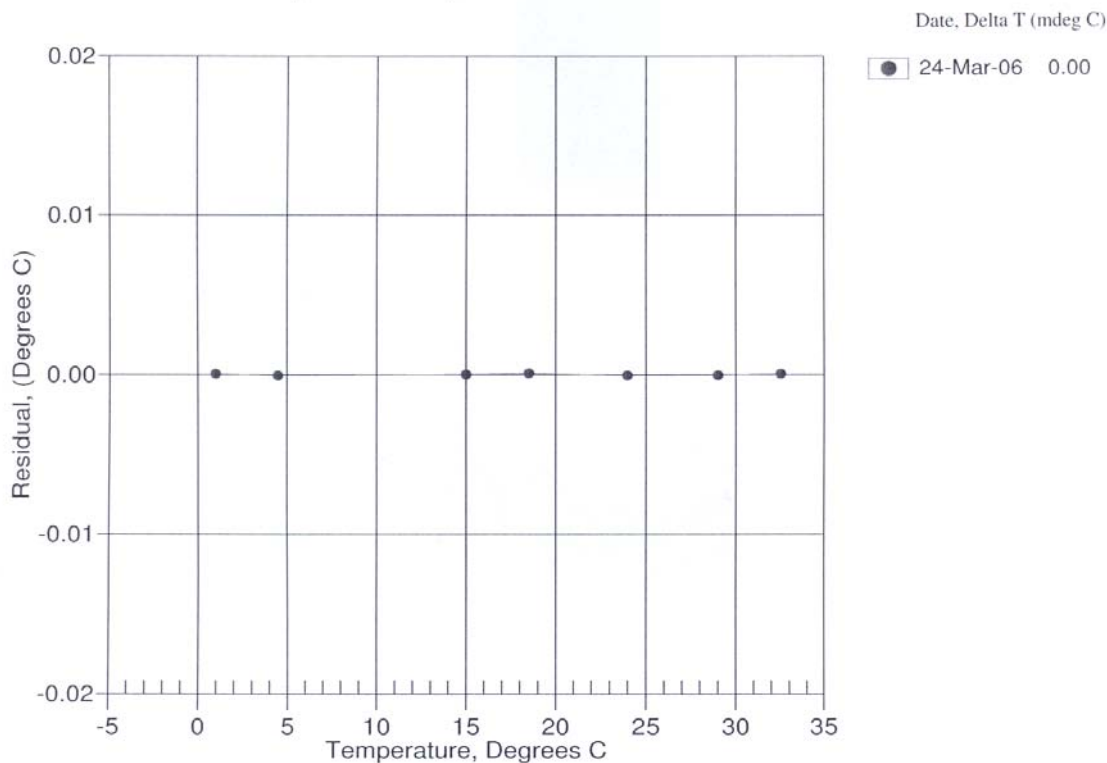
ITS-90 COEFFICIENTS

$a_0 = -2.527261e-005$
 $a_1 = 2.772517e-004$
 $a_2 = -2.436828e-006$
 $a_3 = 1.581147e-007$

BATH TEMP (ITS-90)	INSTRUMENT OUTPUT	INST TEMP (ITS-90)	RESIDUAL (ITS-90)
1.0000	693816.0	1.0000	0.0000
4.5000	594274.7	4.4999	-0.0001
15.0000	380641.6	15.0000	0.0000
18.5000	330113.9	18.5001	0.0001
23.9940	265520.9	23.9939	-0.0001
29.0000	219035.2	29.0000	-0.0000
32.5000	192080.4	32.5000	0.0000

$$\text{Temperature ITS-90} = 1/[a_0 + a_1[\ln(n)] + a_2[\ln^2(n)] + a_3[\ln^3(n)]] - 273.15 \text{ (}^\circ\text{C)}$$

Residual = instrument temperature - bath temperature



Document Date: Thursday, March 30, 2006

SEA-BIRD ELECTRONICS, INC.

1808 136th Place N.E., Bellevue, Washington, 98005 USA

Phone: (425) 643 - 9866 Fax (425) 643 - 9954 Email: seabird@seabird.com

SENSOR SERIAL NUMBER: 2998
CALIBRATION DATE: 24-Mar-06SBE 41 CONDUCTIVITY CALIBRATION DATA
PSS 1978: C(35,15,0) = 4.2914 Siemens/meter

COEFFICIENTS:

g = -1.006010e+000
h = 1.627361e-001
i = -3.991107e-004
j = 5.731404e-005CPcor = -9.5700e-008
CTcor = 3.2500e-006
WBOTC = -7.0236e-007

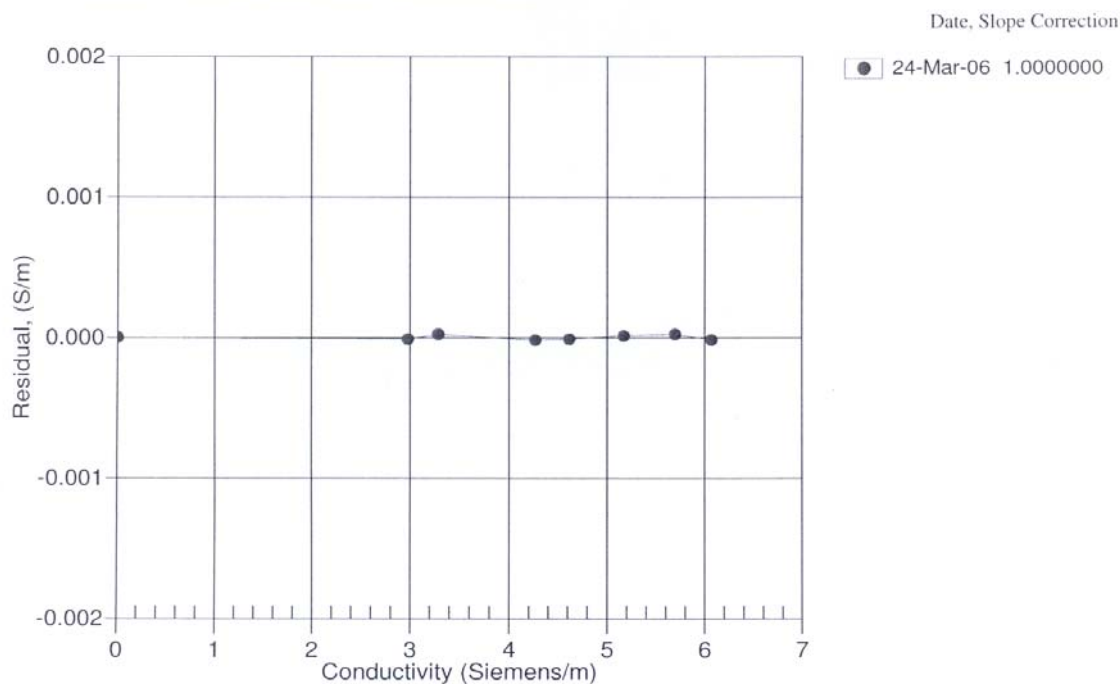
BATH TEMP (ITS-90)	BATH SAL (PSU)	BATH COND (Siemens/m)	INST FREQ (Hz)	INST COND (Siemens/m)	RESIDUAL (Siemens/m)
22.0000	0.0000	0.00000	2491.24	0.00000	0.00000
1.0000	34.8379	2.97764	4956.34	2.97762	-0.00001
4.5000	34.8184	3.28490	5143.45	3.28493	0.00002
15.0000	34.7764	4.26724	5699.79	4.26722	-0.00002
18.5000	34.7674	4.61258	5882.63	4.61257	-0.00001
23.9940	34.7577	5.17025	6166.17	5.17027	0.00001
29.0000	34.7527	5.69307	6420.30	5.69310	0.00002
32.5000	34.7507	6.06584	6595.30	6.06583	-0.00002

$$f = \text{INST FREQ} * \sqrt{1.0 + \text{WBOTC} * t} / 1000.0$$

$$\text{Conductivity} = (g + hf^2 + if^3 + jf^4) / (1 + \delta t + \epsilon p) \text{ Siemens/meter}$$

$$t = \text{temperature}[^{\circ}\text{C}]; p = \text{pressure}[\text{decibars}]; \delta = \text{CTcor}; \epsilon = \text{CPcor};$$

$$\text{Residual} = \text{instrument conductivity} - \text{bath conductivity}$$



Document Date: Thursday, March 30, 2006

SEA-BIRD ELECTRONICS, INC.
 1808 136th Place N.E., Bellevue, Washington, 98005 USA
 Phone: (425) 643 - 9866 Fax (425) 643 - 9954 Email: seabird@seabird.com

SENSOR SERIAL NUMBER: 2998
 CALIBRATION DATE: 21-Mar-06

SBE 41 PRESSURE CALIBRATION DATA
 2900 psia S/N 9848

COEFFICIENTS:

PA0 = 3.832251e-001
 PA1 = 1.373752e-001
 PA2 = -3.351679e-008
 PTHA0 = -6.074777e+001
 PTHA1 = 5.313446e-002
 PTHA2 = -4.951798e-007

PTCA0 = -1.220123e+002
 PTCA1 = 1.611229e-001
 PTCA2 = -1.677483e-003
 PTCB0 = 2.488000e+001
 PTCB1 = -8.000000e-004
 PTCB2 = 0.000000e+000

PRESSURE SPAN CALIBRATION

PRESSURE PSIA	INST OUTPUT	THERMISTOR OUTPUT	COMPUTED PRESSURE	ERROR %FSR
14.54	-15.7	1593.0	14.61	0.00
614.56	4353.0	1592.0	614.53	-0.00
1214.58	8732.3	1594.0	1214.62	0.00
1814.65	13121.3	1595.0	1814.75	0.00
2414.69	17519.4	1597.0	2414.83	0.00
3014.84	21926.1	1599.0	3014.78	-0.00
3014.84	21926.1	1599.0	3014.78	-0.00
2414.82	17519.5	1598.0	2414.85	0.00
1814.78	13121.4	1596.0	1814.76	-0.00
1214.72	8732.4	1598.0	1214.64	-0.00
614.69	4352.8	1597.0	614.51	-0.01
14.54	-15.8	1596.0	14.60	0.00

THERMAL CORRECTION

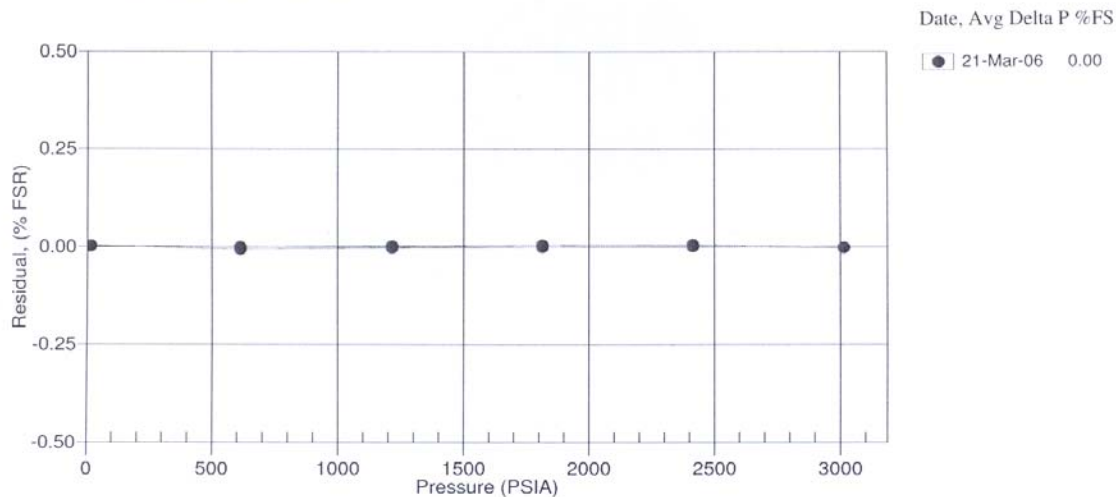
TEMP ITS90	PRESS TEMP	INST OUTPUT
32.50	1784.40	-10.26
29.00	1717.00	-10.22
23.99	1619.30	-10.73
18.50	1511.90	-11.22
15.00	1445.60	-11.68
4.50	1242.70	-12.85
1.00	1174.70	-13.51
TEMP (ITS90)		SPAN (mV)
-5.00		24.88
35.00		24.85

$$y = \text{thermistor output}; t = \text{PTHA0} + \text{PTHA1} * y + \text{PTHA2} * y^2$$

$$x = \text{pressure output} - \text{PTCA0} - \text{PTCA1} * t - \text{PTCA2} * t^2$$

$$n = x * \text{PTCB0} / (\text{PTCB0} + \text{PTCB1} * t + \text{PTCB2} * t^2)$$

$$\text{pressure (psia)} = \text{PA0} + \text{PA1} * n + \text{PA2} * n^2$$



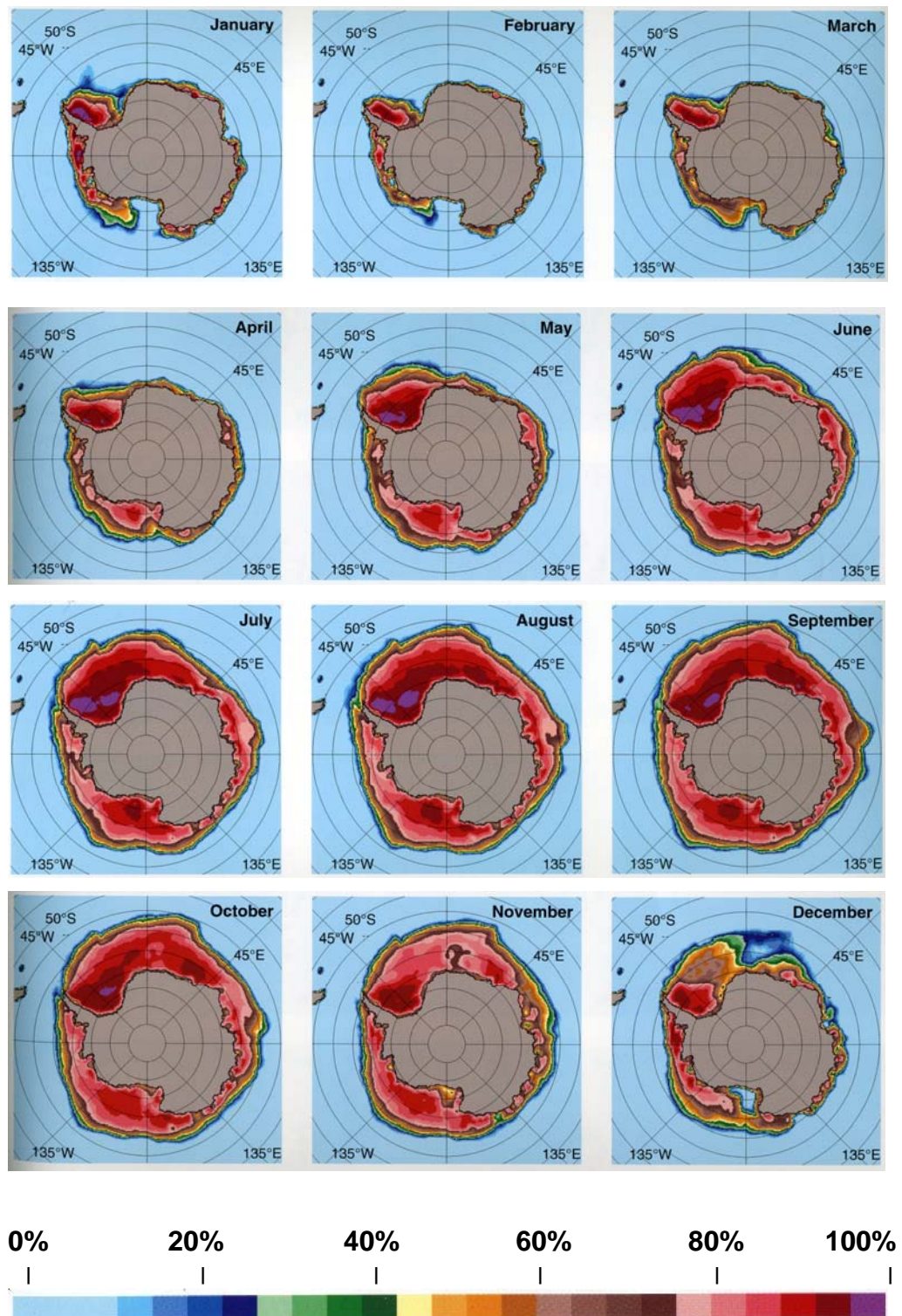
Document Date: Thursday, March 30, 2006

IV. Messpunkte der Profile für NEMO Floats

Sample Point	Pressure [dbar]	Sample Point	Pressure [dbar]	Sample Point	Pressure [dbar]
1	2000	26	340	51	95
2	1900	27	330	52	90
3	1800	28	320	53	85
4	1700	29	310	54	80
5	1600	30	300	55	75
6	1500	31	290	56	70
7	1400	32	280	57	65
8	1300	33	270	58	60
9	1200	34	260	59	55
10	1100	35	250	60	50
11	1000	36	240	61	45
12	900	37	230	62	40
13	800	38	220	63	35
14	700	39	215	64	30
15	650	40	200	65	25
16	600	41	190	66	20
17	550	42	180	67	15
18	500	43	170	68	10
19	480	44	160	69	7
20	460	45	150	70	4 or surface
21	420	46	140		
22	400	47	130		
23	380	48	120		
24	360	49	110		
25	350	50	100		

Messpunkte der Profile für die NEMO Floats, die während ANT-XXIII/9 ausgesetzt wurden. Die maximale Messtiefe für NEMO Floats liegt bei 2000m (2000 dbar). Bei 0 dbar wird keine Messung durchgeführt, um zu vermeiden, dass die Pumpe und die Sensoren trocken laufen.
(Quelle: WITTE/CEMBELLA 2006, S. 21)

V. Durchschnittliche Eisbedeckung im Südpolarmeer der Jahre 1978-1987 in %.



(Quelle: Gloersen et al. 1992)

VI. Schlusserklärung

Ich versichere, dass ich die schriftliche Hausarbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe. Alle Stellen der Arbeit, die anderen Werken dem Wortlaut oder Sinn nach entnommen wurden, habe ich in jedem Fall unter Angabe der Quelle als Entlehnung kenntlich gemacht. Das Gleiche gilt auch für die beigegebenen Zeichnungen, Kartenskizzen und Darstellungen.

Datum

Unterschrift