



Dirk Noiz, Hamburg

## 1.5 Ozean und Kryosphäre in ihren Wirkungen auf die Weltwasserbilanz und das Klima

PETER HUPFER & ALFRED HELBIG

*Ocean and cryosphere in their effects on the global water budget and the climate: The water budget of the World Ocean as well as of individual oceans is explained in their essential features. Investigations of the long-term changes of the hydrological cycle show a slight intensification in the last decade. The Atlantic Ocean is the main water supplier for the surrounding continents. It is showed how the difference evaporation minus precipitation influences the salinity as an outstanding oceanic property and with this the climatic significant process of the thermohaline circulation in the ocean. Peculiarities of the water balance characterize the hydrographic regime of adjacent seas.*

Das Weltmeer und die Kryosphäre, zu der die verschiedenen Formen des gefrorenen Wassers auf der Erde gehören, sind am Kreislauf beteiligte Wasserreservoirs, die zusammen mit der Atmosphäre von besonderer Wichtigkeit für das Klima und seine Veränderungen sind. Der Ozean bedeckt ca. 71% der Erdoberfläche und der Hauptwasserumsatz vollzieht sich über den Meeren, von denen her der kontinentale Kreislauf ständig gespeist wird. Wichtige Prozesse und Zustände im Meer hängen direkt vom Wasserhaushalt ab. Das in der Erdgeschichte in äußerst variabler Ausdehnung vorkommende Eis tritt in Formen auf, die höchst unterschiedliche Ausdehnung, Mächtigkeiten und Zeitkonstanten im Hinblick auf äußere Störungen und Wirkungen im Klimasystem besitzen.

### Der ozeanische Zweig des Wasserkreislaufes und seine Wirkungen

#### Der Wasserhaushalt des Weltmeeres

Wenn die Gesamtmenge des Wassers auf der Erde als konstant angenommen wird, lautet die Gleichung für den marinen Zweig des globalen Wasserkreislaufes

$$\Delta W = (V_M - N_M) + (F - M) + A_L + T \quad (1)$$

Mit  $\Delta W$  = Änderung des Wasservolumens,  $V_M$  = Verdunstung vom Ozean,  $N_M$  = Niederschlag auf den Ozean,  $F$  = Wassergewinn durch Eisschmelze,  $M$  = Wasserverlust durch Eisbildung und  $A_L$  = Abfluss von den Kontinenten und Inseln. Die Größe  $T$  berücksichtigt die Volumenerhöhung oder -verringern durch thermische Ausdehnung oder Kontraktion. Ihr Wert liegt zurzeit bei 0,1–0,2% des Wertes von  $V_M$  und damit innerhalb der Ungenauigkeit in der Bestimmung dieser Größe. In naher Zukunft nimmt die Bedeutung dieser Größe voraussichtlich zu.

Untersucht man einzelne Teile des Ozeans, muss zusätzlich der Zu- und Abfluss von Wasser durch Strömungen berücksichtigt werden. Beschränkt man sich auf langjährige Mittelwerte und vernachlässigt die thermisch bedingte Ausdehnung, so vereinfacht sich die Beziehung (1) zu (s. auch Kap. 1.3: Marcinek):

$$V_M - N_M = A_L \quad (2)$$

Die zugehörige Höhen- bzw. Wasserstandsänderung stimmt etwa mit der gegenwärtigen Änderung der Höhe des mittleren Meeresspiegels überein. Die zum

Vergleich mitgeteilten Werte nach Klimamodellberechnungen weichen zwar über  $\pm 10\%$  von den empirisch ermittelten Werten ab, geben aber die Relationen richtig wieder.

Entscheidende Bedeutung kommt dem Überschuss von  $V_M$  gegenüber  $N_M$  zu. Der mit Verdunstung in die Luft gelangende Wasserdampf verstärkt nach Kondensation den terrestrischen Kreislauf und trägt so wesentlich zur Wasserversorgung der Kontinente bei (s. Kap. 1.6: Quante).

Die Bestimmung der Wasserhaushaltsgrößen, insbesondere bei kurzen Mittelungszeiträumen, ist noch mit zum Teil erheblichen Fehlern behaftet. Das zeigen auch die aus *Tab. 1.5-1* ersichtlichen Differenzen zwischen den Spalten 2 und 4. Am genauesten sind die auf Messungen beruhenden Werte für den Abfluss durch Flüsse. Die Verdunstung wird in der Regel aus in den Ozeangebieten gewonnenen Klimadaten wie Luft- und Wassertemperatur, Dampfdruck und Windgeschwindigkeit berechnet. Ungeachtet des Einsatzes von radar- und satellitengestützten Methoden ist die Niederschlagsbestimmung über See am kritischsten zu bewerten. Für lange Zeiträume beruhen die Daten meist auf beobachteten Häufigkeiten von Niederschlägen auf See, aus denen die Niederschlagsraten abgeschätzt wer-

den, sowie auf Daten von Insel- und Küstenstationen.

Über den Ozeanen sind  $N_M$  (s. Kap. 3.1.1: Lorenz et al.) und  $V_M$  (s. *Abb. 1.5.1*) ungleichmäßig verteilt. Die Jahresmittel von  $V_M$  weisen Gebiete maximaler Werte in den Subtropen auf. Diese werden als Nährgebiete des Wasserkreislaufes bezeichnet. Der Niederschlag zeigt dagegen hohe Werte in den mittleren Breiten (s. *Abb. 1.5.3*) und besonders in Äquatornähe. Diese Bereiche sind die Zehrgebiete des globalen Wasserkreislaufes.

Der räumlichen Inhomogenität sind zeitliche Schwankungen der ozeanischen Wasserhaushaltsgrößen in einem breiten Periodenbereich überlagert. Neben dem Tages- und Jahresgang (KESSLER 1985, S. 97ff) und unregelmäßigen Fluktuationen handelt es sich um klimatische Schwankungen unterschiedlicher Amplitude und Periode.

Ein aktuelles Problem der Klimaforschung ist die Frage, ob sich mit dem Klimawandel auch der globale Wasserkreislauf verstärkt, d.h. ob sich der Wasserumsatz infolge von mehr Niederschlägen und Verdunstung über den Kontinenten und dem Ozean erhöht (s. bspw. (WILD et al. 2008). In einer älteren Arbeit haben KLIGE (1991) und KLIGE et al. (1998) Ergebnisse einer globalen Studie vorgelegt, aus der hervorgeht, dass während des Höhepunktes der ersten globalen Erwärmung im

**Tab. 1.5-1:** Angaben zu den beobachteten mittleren jährlichen Größen des marinen Wasserhaushaltes nach zwei verschiedenen Berechnungen. Zum Vergleich sind Volumenraten angegeben, die mit einem Klimamodell berechnet wurden. Siehe auch *Tab. 1.4.1*.

Ozeanische Wasserhaushalts-Komponente	Mittlere Volumenrate $10^3 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ nach KLIGE et al. (1998)	Wasserstands-Änderung $\text{mm}/\text{Jahr}$	Mittlere Volumenrate $10^3 \text{ km}^3/\text{Jahr}$ nach TRENBERTH (2007)	Klimamodell ECHAM4(2001) für 1990–1999 $10^3 \text{ km}^3/\text{Jahr}$
Verdunstung $V_M$	507	1401	413	453
Niederschlag $N_M$	457	1264	373	411
Abfluss durch Flüsse	44	122	40	46
Abfluss durch Eis	4	11	Nicht explizit angegeben	
Abfluss durch Grundwasser	2	7	Nicht explizit angegeben	
Bilanz	>0	$\approx 2$	0	4

**Tab. 1.5-2:** Die mittlere Wasserbilanz der Ozeane. Zahlen in  $\text{mm}/\text{Jahr}$  nach BAUMGARTNER & REICHEL (1975). 1 mm entspricht  $361 \text{ km}^3$ .

Ozean	Niederschlag $NM$	Verdunstung $VM$	Differenz $VM - NM$	Abfluss $AL$	Bilanz $NM + AL - VM$
Atlantik	760	1130	370	200	-170
Pazifik	1290	1200	- 90	70	160
Indik	1040	1290	250	70	-180
Nordpolarmeer	100	50	- 50	310	360

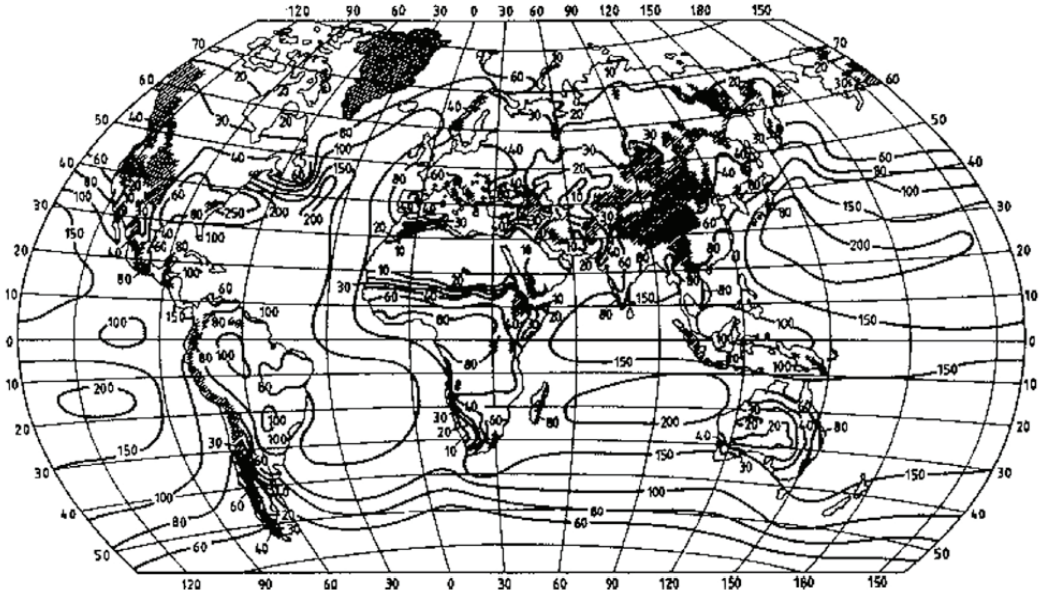


Abb. 1.5.1: Globale Verteilung der Jahresmittelwerte der Verdunstung in cm/Jahr (die Multiplikation der Werte mit 0,72 ergibt den latenten Wärmestrom in  $W/m^2$ ). Werte nach Budyko, hier nach HUPFER & KUTTLER (2006, S. 65).

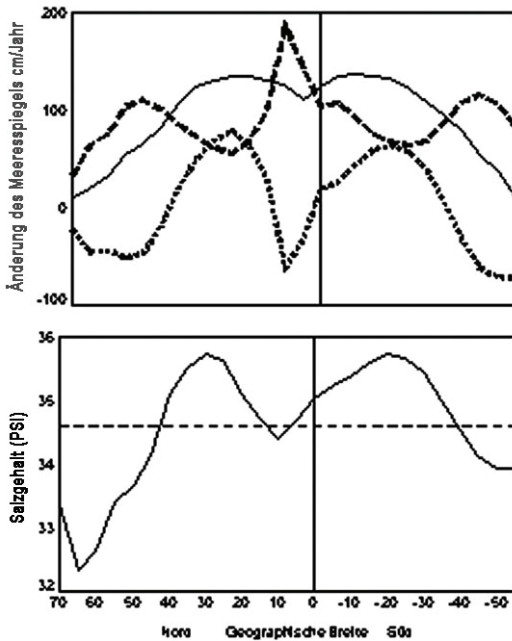


Abb. 1.5.2: Für die Ozeane (einschließlich Nebenmeere) zonal (entlang der Breitenkreise) gemittelte vieljährige Jahreswerte von Verdunstung  $V_M$  (oben, ausgezogen), Niederschlag  $N_M$  (oben, gestrichelt), die Differenz  $V_M - N_M$  (oben, punktiert) und den Salzgehalt  $S$  (unten). Daten nach WÜST et al. (1954).

20. Jahrhundert (s. HUPFER & KUTTLER 2006, S. 285; HUPFER & TINZ 2006) die Tendenz zu erhöhten Werten von  $N_M$  und  $V_M$  festgestellt werden konnte. Für gesicherte Schlussfolgerungen dürfte jedoch die zugrunde liegende Datenbasis nicht ausreichen. Inzwischen hat sich die Verfügbarkeit zuverlässiger Daten – vor allem auch durch Satellitenmessungen (SCHLOSSER & HOUSER 2007) – vor allem auch für die Ozeane wesentlich verbessert. So zeigen die global gemittelten Werte für  $N_M$  und  $V_M$  im letzten Jahrzehnt leicht ansteigende Werte. WENTZ et al. (2007) geben für den globalen Niederschlag zwischen 1987 und 2006 einen Anstieg um  $1,3 \pm 0,5\%/Jahrzehnt$ , für die globale Verdunstung  $1,4 \pm 0,5\%/Jahrzehnt$  sowie für den Wassergehalt über den Ozeanen eine Zunahme um  $0,35 \pm 0,11\%/Jahrzehnt$  an. Derartige Untersuchungen können heute durch die fortgeschrittene Klimamodellierung ergänzt werden. Die Frage, ob sich der ozeanische Wasserkreislauf im Verlauf des Klimawandels spürbar verstärken wird oder nicht, ist mit entscheidend für Klimafolgen auf den Kontinenten und in den Ozeanen. Die längerfristigen Veränderungen der ozeanischen Wasserhaushaltskomponenten sind gleichzeitig Ursache und Folge von Wechselwirkungen und Rückkopplungen im Klimasystem der Erde (vgl. HUPFER & KUTTLER 2006).

**Wasserlieferant Atlantik**

Interessant ist ein Blick auf den Wasserhaushalt der einzelnen Ozeane (Tab. 1.5.2). In Abhängigkeit von ihrer Größe und der Existenz hoher Randgebirge tragen die Ozeane unterschiedlich zur Wasserversorgung der Kontinente bei. Der Atlantische Ozean ist im Gegensatz zum Pazifik nicht von hohen Randgebirgen umrahmt, so dass sich die über dem Atlantik mit Feuchte angereicherten Luftmassen relativ ungehindert über weite Kontinentgebiete ausbreiten und dort zu Niederschlägen führen können. Dies erfolgt bei Übertritt der Luftmassen vom Pazifik zu den umgebenden Kontinenten häufig schon in Küstennähe.

Der Atlantik weist bei einer maximalen mittleren Differenz  $V_M - N_M$  einen negativen Bilanzwert auf. Ähnlich verhält sich der Indik. Der Pazifik ist infolge der hohen Niederschlagswerte (große tropische Areale) ein Wasserüberschussgebiet. Der Ausgleich zwischen den Ozeanen erfolgt im Wesentlichen über den großen, die drei Ozeane verbindenden antarktischen Wasserring.

**Thermohaline ozeanische Zirkulation**

Die globale ozeanische Zirkulation ist vor allem windgetrieben, sie besitzt aber auch eine bedeutende thermohaline Komponente. Unter der thermohalinen Zirkulation versteht man den Anteil an der Gesamtheit der Strömungen, der auf räumlich und zeitlich variable Abweichungen von der mittleren horizontalen Dichteverteilung zurückzuführen ist. Neben dem Austausch fühlbarer Wärme zwischen Meer und Atmosphäre wird diese vornehmlich durch  $V_M$  und  $N_M$  bewirkt (WILLEBRAND 1993).

Die Dichte von Meerwasser hängt von Temperatur und Salzgehalt, in geringem Maß auch vom statischen Druck ab. So besteht im Breitenkreismittel ein signifikanter linearer Zusammenhang zwischen dem Salzgehalt unterhalb der oberflächennahen, oft gestörten Schicht, und  $V_M - N_M$ , der zuerst von dem deutschen Ozeanographen GUSTAV WÜST (1890–1977) gegen Ende der klassischen Phase der Ozeanographie aufgestellt wurde. Je größer  $V_M$  ist, desto höher ist der Salzgehalt und je mehr Niederschlag auf das Meer fällt, desto kleiner ist diese Größe (Abb. 1.5.2). Die Dichte des Meerwassers wird durch  $V_M$  infolge der Salzanzreicherung und der Abkühlung wegen des Entzuges von Verdampfungswärme erhöht. Bei Niederschlägen verringert sich die Dichte im Zusammenhang mit der Abnahme des Salzgehaltes. Außerdem werden durch die korrespondierende Volumenabnahme (infolge  $V_M$ ) bzw. -zunahme (infolge  $N_M$ ) Neigungen des Meeresspiegels hervorgerufen und damit barotrope, d.h. durch

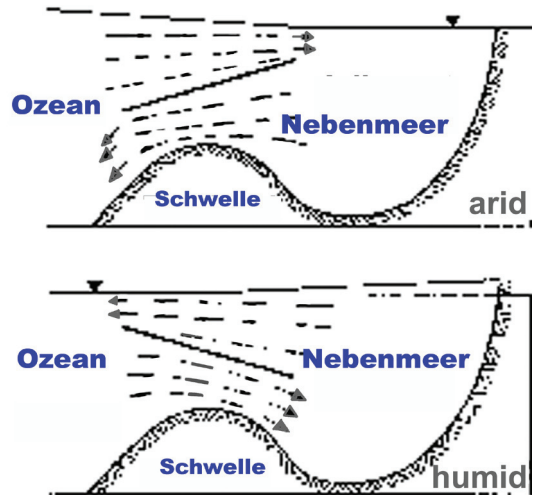
horizontale Druckunterschiede verursachte Strömungskomponenten erzeugt.

Die thermohaline Zirkulation spielt durch ihren Beitrag zum Wärmetransport aus tropischen in polnähere Gebiete eine sehr wichtige Rolle für das Klima und seine Variabilität. So könnte die Verringerung oder Unterbindung des meridionalen Wärmetransportes im Nordatlantik zu dramatischen Abkühlungseffekten in großen Teilen Europas führen. Auf diese Weise ist zu erkennen, dass der marine Zweig des Wasserkreislaufes auch eine große Bedeutung in Zusammenhang mit dem derzeitigen Klimawandel besitzt.

**Besonderheiten von Nebenmeeren**

Die Nebenmeere zeichnen sich durch Besonderheiten aus, je nachdem, ob sie und ihre Einzugsgebiete humiden oder ariden Charakter tragen. Humide Verhältnisse liegen vor, wenn der Niederschlag die Verdunstung übertrifft, aride dagegen, wenn es sich umgekehrt verhält. Die bekanntesten Vertreter sind die Ostsee (HUPFER 2010) und das Mittelmeer, deren mittlere Wasserhaushaltszahlen, zur Verdeutlichung in relativen Einheiten ausgedrückt, lauten:

	Ausstrom-Einstrom = Niederschlag+Zufluss-Verdunstung	
Ostsee:	100 =	49,3 + 89,0 -38,3 % Humid
Mittelmeer:	-100 =	36,8 + 14,5 -151,3 % Arid



**Abb. 1.5.3:** Schematische Darstellung des Wasseraustausches zwischen Ozean und einem Nebenmeer im humiden (unten, z.B. Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee) und ariden Fall (oben, z.B. Straße von Gibraltar). Die gestrichelte Linie gibt die Lage des ungestörten Meeresspiegels an.



Im humiden Bereich dominieren Niederschlag und Flusswasserzufuhr, im ariden dagegen die Verdunstung. Das führt zu sehr verschiedenen hydrographischen Grundzuständen. Die humiden Nebenmeere besitzen niedrigen Salzgehalt (Brackwasser) in der Oberflächenschicht und Einstrom von salzreicherem Wasser in der Unterschicht, während es sich in den Pforten zu ariden Nebenmeeren gerade umgekehrt verhält (*Abb. 1.5.3*). So weisen die innersten Seegebiete der Ostsee einen äußerst geringen Salzgehalt auf, während man im östlichen Mittelmeer (auch in den ariden Nebenmeeren Rotes Meer und Persischer Golf) die höchsten ozeanischen Salzgehalte überhaupt findet. Das salzreiche Tiefenwasser kann in den angrenzenden Ozeanen sehr weit verfolgt werden.

### Eisvorkommen

Die globalen Eismassen und Schneeablagerungen in Gestalt der Eisschilde Antarktikas und Grönlands, der Schneedecke, des Meereises, der Gebirgsgletscher und des unterirdischen Eises bilden die Kryosphäre. Schon seit dem Präkambrium ist die Entwicklung der Erde und ihres Klimas mit Unterbrechungen durch die Existenz einer Kryosphäre gekennzeichnet. Ausdehnung und Mächtigkeit des Eises in seinen verschiedenen Erscheinungsformen sind stets starken Schwankungen unterworfen gewesen. Das quartäre Eiszeitalter ist durch das alternierende Auftreten von Kalt- und Warmzeiten mit entsprechender Ausdehnung oder Zurückweichen des Eises zu den Polargebieten hin gekennzeichnet. Heute ist bekannt, dass diese Klimaabschnitte klimatisch stark strukturiert waren, was mit entsprechenden Expansionen oder Kontraktionen der Kryosphäre verbunden gewesen ist. Die gegenwärtige Ausdehnung der Kryosphäre nach Fläche und Mächtigkeit kann aus *Tab. 1.5.3* entnommen werden. Die Werte unterliegen infolge der globalen Erwärmung signifikanten Verän-

derungen. In den Jahren 2001–2010 erhöhte sich die globale bodennahe Mitteltemperatur um 0,46 °C, und gegenwärtig ist es in Teilen der Arktis bis 1,4 °C wärmer als im langjährigen Mittel (WMO 2011).

In den globalen Übersichten wird der Wasserhaushalt der Eissphäre nicht gesondert ausgewiesen. Die entsprechenden Werte gehen je nach Lage von Eis und Schnee in die kontinentale oder marine Bilanz mit ein. Wie für das Nordpolarmeer in *Tab. 1.5.2* erkennbar ist, sind der Niederschlag, vor allem aber die Verdunstung viel geringer, als das für die großen Wasserflächen und die Landgebiete der Fall ist.

### Wechselwirkungen zwischen Kryosphäre und Atmosphäre

In Struktur, Volumen und Flächenausdehnung außerordentlich differenziert, ist allen Bestandteilen der Kryosphäre gemeinsam, dass sie infolge ihrer physikalischen Eigenschaften (Albedo, Emissionsvermögen, Wärmeleitfähigkeit, spezifische Wärmekapazität, Oberflächenrauigkeit, Dichte) und ihrer Flächenausdehnung gravierende Veränderungen des Energiehaushaltes der Erdoberfläche verursachen und die Wechselwirkungen an den Grenzflächen zwischen Kontinenten bzw. Ozeanen und der Atmosphäre entscheidend kontrollieren.

Von allen Teilen der Kryosphäre sind die jahreszeitliche Schneedecke und das Meereis am stärksten veränderlich und daher am empfindlichsten gegenüber Klimaänderungen. Dabei spielt das Reflexionsvermögen für kurzwellige Strahlung (Albedo) der Schnee- und Eisflächen die wichtigste Rolle. So hat die hohe Albedo des antarktischen Plateaus zur Folge, dass dort zwar im Vergleich mit der Arktis im Sommer die Globalstrahlung höhere Strahlungsflussdichten erreicht (480 W/m<sup>2</sup> im Vergleich zu 305 W/m<sup>2</sup>), aber die Strahlungsbilanz in der Arktis höher ist. Die Meereisdecke steuert in den

**Tab. 1.5.3:** Flächen und Volumen aller Bestandteile der Kryosphäre (nach HARTMANN 1994; IPCC 2007, PEIXOTO & OORT 1992).

		Fläche 10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	Volumen 10 <sup>4</sup> km <sup>3</sup>	Anteil am Gesamteis %
<b>Landeis</b>	<i>Eisschild Antarktika</i>	13,9	2.637	89,3
	<i>Eisschild Grönland</i>	1,7	290	8,6
	<i>Gebirgsgletscher</i>	0,51–0,54	5–13	0,8
	<i>Permafrost Nordhemisphäre</i>	22,8	1,1–3,7	0,9
	<i>Schneedecke Nordhemisphäre</i>	1,9–45,2	0,05–0,5	
<b>Meereis</b>	<i>Südlicher Ozean Maximum</i>	18	2	
	<i>Minimum</i>	3	0,6	
	<i>Arktischer Ozean Maximum</i>	15	4	
	<i>Minimum</i>	8	2	

betroffenen Bereichen die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre, und deshalb können auch hier Anomalien und Veränderungen der Ausdehnung des Meereises über die Energiebilanz große Modifikationen des regionalen und globalen Klimas verursachen. Signifikante Effekte können ebenfalls durch großräumige Salzgehaltsänderungen im Ozean eingeleitet werden, wie sie beim Schmelzen von Meereis entstehen.

Die Eisdecke verändert die Albedo und die aerodynamische Rauigkeit der Ozeanoberfläche, bildet eine Trennfläche zwischen Atmosphäre und Ozean und vermittelt den Salzaustausch zwischen den ozeanischen Wassermassen. Diese Veränderungen wirken auf das Strahlungsregime und den turbulenten Austausch von Energie, Impuls und Feuchte, auf die Salzbilanz und auf die thermohaline Zirkulation im Weltmeer (s. oben).

Die in der Kryosphäre gebundenen Wassermengen machen etwa 2% (ca.  $29 \times 10^6 \text{ km}^3$ ) des Weltwasservorrates aus; ohne das Meereis ergibt sich ein Anteil von etwa 1,7%. Der Süßwasservorrat der Erde besteht zu 85% aus dem Volumen der Eisschilde Antarktikas und Grönlands, aller Gebirgsgletscher und der ständig liegenden Schneedecke (DYCK 1980; MARCINEK 1997). Auch in der Atmosphäre befindet sich Eis mit einem Anteil von 0,01%, das eine wichtige Rolle im globalen Wasser- bzw. Eiskreislauf spielt (s. Kap. 1.6: Quante). So wird der jährliche Zuwachs der Gletscher und Eisschilde fast vollständig durch die Ablagerung atmosphärischen Eises erzeugt. Im Mittel sind 10% der Landflächen der Erde und 7% des Weltmeeres mit mehrjährigem Schnee und Eis bedeckt. Im Laufe eines Jahres variiert die Bedeckung mit Eis und Schnee in weiten Grenzen. Zur Zeit des Maximums ist die eis- und schneebedeckte Fläche auf der Nordhemisphäre zweimal so groß wie auf der Südhemisphäre und die Jahresschwankung sogar dreimal so groß (UNTERSTEINER 1984, IPCC 2007).

## Eisschilde

Die Eisschilde und Gebirgsgletscher entstehen und existieren in Gebieten des Festlandes, die mehr festen Niederschlag erhalten als abschmelzen und verdunsten kann. Im Gegensatz zu diesen Regionen der Akkumulation (Nährgebiete) übertrifft in jenen der Ablation das Abschmelzen und Verdunsten (Zehrgebiete) die Schneeanhäufung. Mit einer Geschwindigkeit, die von ihrer Mächtigkeit, vom Nachschub und vom Gefälle des Gletscherbodens abhängt, schieben sich Inlandeis und Gletscher aus den Nährgebieten in die Zehrgebiete und finden ihre Grenze dort, wo sich Massenverlust und Nachschub die Wage halten. Auf die Erdoberfläche fallen jährlich  $25 \times 10^3 \text{ km}^3$  Wasser in Form von Schnee, das sind etwa 5% des Gesamtniederschlags. Ein Drittel

taut sofort wieder im Ozean, der übrige Teil bildet eine Schneedecke auf den Kontinenten, Gletschern und auf dem Meereis.

Über dem Kontinent Antarktika wölbt sich ein riesiger Eisschild, der 98,6% der Kontinentalfläche bedeckt und im Klimaregime der Südpolarregion als der bedeutendste Einflussfaktor wirkt. In seinem zentralen Teil weist der Eisschild eine maximale Mächtigkeit von 3,5 km auf. Seine mittlere Höhe liegt bei 2.450 Metern. Die Massenbilanz Antarktikas besteht aus folgenden Komponenten (in Wasseräquivalent): Die Akkumulation beträgt gegenwärtig zwischen 2.200–2.600  $\text{km}^3/\text{Jahr}$  gespeist durch atmosphärische Niederschläge und Sublimation von Wasserdampf. Die Ablation ist mit 15–16  $\text{km}^3/\text{Jahr}$  sehr gering, da die klimatische Schneegrenze im Meeresspiegelniveau liegt und mit der Küstenlinie zusammenfällt. Das basale Schmelzen infolge des Eisdruckes liefert etwa 450  $\text{km}^3/\text{Jahr}$ . Um eine Größenordnung größer ist die Eisbergproduktion mit 2.200  $\text{km}^3/\text{Jahr}$ . Ein unsicherer Summand in der Bilanz ist der Betrag des mit dem ablandigen (=katabatischen) Wind über die Küstenlinie hinweg transportierten Schnees, der bis zu 20  $\text{km}^3/\text{Jahr}$  ausmachen kann. Insgesamt wird die Massenbilanz langfristig als ausgeglichen bis schwach positiv beurteilt (DEWRY & MORRIS 1992).

Der grönländische Eisschild befindet sich am Rand des Nordpolargebietes. Seine Ausdehnung beträgt  $1,7 \times 10^6 \text{ km}^2$ , das sind 81% der Fläche Grönlands. Die mittlere Mächtigkeit des Eisschildes längs des Breitenkreises  $72^\circ \text{ N}$  im zentralen Teil beträgt 2.300 m, die maximale Mächtigkeit erreicht 3.300 bis 3.400 m, nach Norden und Süden nimmt sie ab. Das Eisvolumen beträgt etwa  $2,9 \times 10^6 \text{ km}^3$ . In der mittleren Eisbilanz stehen der Akkumulation von 540 bis 595  $\text{km}^3/\text{Jahr}$  ein Schmelzen von 290 bis 360  $\text{km}^3/\text{Jahr}$  und eine Eisbergproduktion von 256  $\text{km}^3/\text{Jahr}$  gegenüber. Allgemein wird angenommen, dass die Massenbilanz derzeit nahezu ausgeglichen ist; in den letzten Jahren allenfalls leicht negativ war (MAYER & OERTER 2006, STAUFFER 1980).

## Permafrost, Gletscher und Schneedecke

Das unterirdische Eis befindet sich sowohl in der jahreszeitlich als auch langjährig gefrorenen Bodenschicht, wobei letztere eine Fläche von  $32 \times 10^6 \text{ km}^2$  überdeckt. Besonders großen Raum nimmt der Permafrostboden auf der Nordhemisphäre, in den subpolaren Breiten Nordamerikas und Eurasiens ein. Die Mächtigkeit des ständig gefrorenen Bodens erreicht in Sibirien 1.300–1.500 m, in Nordkanada 400–600 m. Der Dauerfrostboden reagiert in komplexer Weise sehr langsam auf Variationen des Klimas.

Wegen der Gesamtfläche der Gebirgsgletscher und ihres Volumens (kleiner 1% des gegenwärtigen Eisvolumens) sind keine nennenswerten Rückkopplungen auf das globale Klima zu erwarten. Sie sind jedoch sehr empfindliche Indikatoren für Klimaänderungen und von großer Bedeutung für die Wasserwirtschaft in den von Gletscher-Schmelzwasser gespeisten Gebieten (s. Kap. 1.7: Escher-Vetter).

Die Abnahme der Schneedecken und der Landeis-Ausdehnung um etwa 10% seit den 1960er Jahren ist positiv korreliert mit der ansteigenden bodennahen Lufttemperatur.

## Meereis

Die Bildung des Meereises und seine physikalischen Eigenschaften sind eng mit dem Salzgehalt des Meerwassers verbunden. In den Weltmeeren mit Salzgehalten über ca. 25 PSU (Practical Salinity Unit, entspricht dem früher gebräuchlichen Promille) nimmt bei Abkühlung die Dichte des Meerwassers kontinuierlich zu, so dass die konvektionsbedingte Vertikalzirkulation nicht unterbunden wird und sich die gesamte Wassersäule abkühlen muss. Bei Erreichen des Gefrierpunktes bilden sich kleine Eisteilchen, die infolge ihrer geringeren Dichte nach oben steigen und dort die Eisdecke formieren. Sobald sich Meereis gebildet hat, setzen Wechselwirkungen von vier Medien in komplexer Wei-

se ein: Luft, Schnee, Eis und Wasser. Die mit der Eisbildung verbundene Salzentnahme setzt die Stabilität der Schichtung des oberen Ozeans herab und unterdrückt gleichzeitig die turbulente Mischung und den Austausch von Strahlungsenergie und latenter Wärme mit der Atmosphäre. In den flachen Schelfgewässern rund um die Antarktis, die im Sommer eisfrei sind, stellen diese Verhältnisse bei einem Salzgehalt von 33,5 PSU den typischen Fall dar. Im zentralen arktischen Ozean existiert dagegen eine scharfe Dichtesprungschicht in 25–50 m Tiefe, die die untere Grenze des arktischen Oberflächenwassers mit Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt und einem Salzgehalt von 30 PSU darstellt. Dieser geringere Salzgehalt wird hauptsächlich durch den jährlich etwa 3.300 km<sup>3</sup> Süßwasser (s. auch Tab. 1.5.2) umfassenden kontinentalen Abfluss ermöglicht (UNTERSTEINER 1984, BAREISS 2003). Diese von der Salzverteilung – nicht von der Temperatur – erzeugte Dichteschichtung des Meeres ist die entscheidende Bedingung für die dauernde Existenz einer nahezu geschlossenen Decke des mehrjährigen Treib- und Packeises in der inneren Arktis. Das arktische Meereis besteht zu 70% aus mehrjährigem Eis. Die Öffnungen – Polynjen – in der Festeisdecke, die die Orte der Eisproduktion und der Bildung des kalten Tiefenwassers darstellen, machen 2–15% der Gesamtfläche aus. Gegenüber dem Minimum erreicht die maximale Eisbedeckung den doppelten Betrag. Die Packeissschicht besitzt

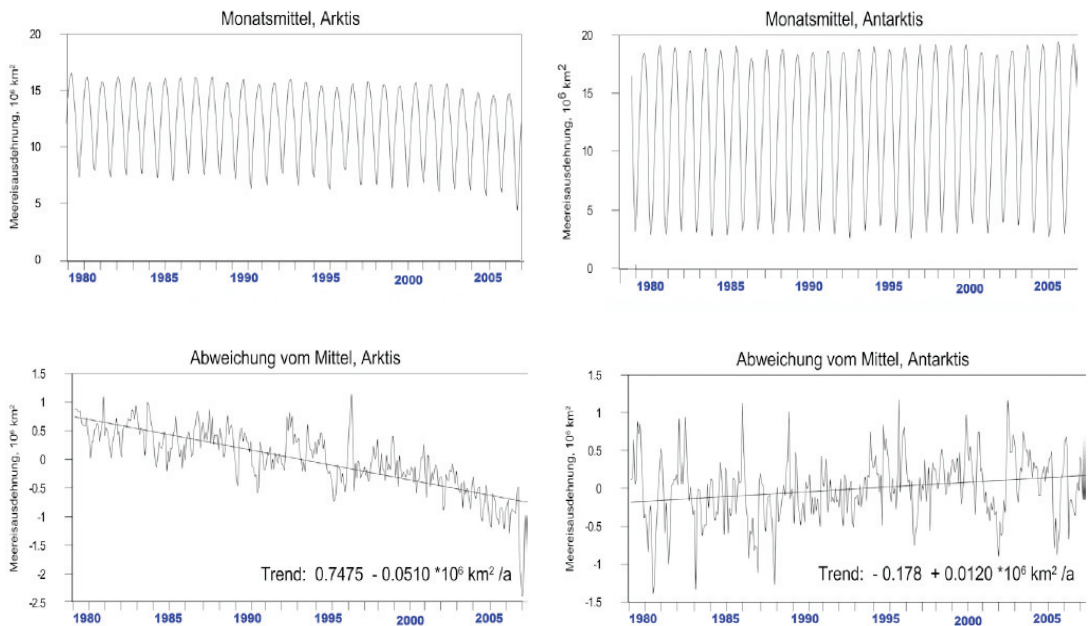


Abb. 1.5.4: Zeitreihen der Meereisbedeckung sowie der Abweichung vom Mittelwert in der Arktis im Zeitraum 1979–2007 (links) und in der Antarktis im Zeitraum 1979–2007 (rechts) (Datenquelle: National Snow and Ice Data Center, USA).

eine mittlere Dicke von 3 m. Die Störung dieser Verhältnisse kann zu einer systematischen Verringerung des arktischen Meereises führen. Die Meereisfläche in der Arktis hat im Frühjahr und Sommer um 10–15% seit den 1950er Jahren abgenommen, verbunden mit einer Verringerung der Meereisdicke in Spätsommer und Frühherbst um 40% im Zeitraum 1958–1976 (HOUGHTON et al. 2001).

Das antarktische Meereis überdeckt im Jahresverlauf bis zu 85% der entsprechenden Ozeanfläche und besitzt infolge divergenter Strömungen einen hoch variablen Anteil an eisfreien Kanälen. Längs der Küstenlinie Antarktikas existieren große quasipermanente Polynjen. Die Bedeckung der antarktischen Gewässer mit Meereis schwankt innerhalb eines Jahres zwischen  $18 \times 10^6$  km<sup>2</sup> im September und  $3 \times 10^6$  km<sup>2</sup> im März. Bereits kleine Verschiebungen haben Konsequenzen für die Zirkulation der Atmosphäre, denn die Änderungen erfolgen am raschesten in jener Zeit, wo die Globalstrahlung am Boden das Maximum erreicht. Daraus folgt, dass eine Modifikation (zeitliche Verlagerung) des Jahresganges der Meereisbedeckung großen Einfluss auf die vom Ozean absorbierte Solarstrahlung hätte.

Die zeitlichen Verläufe der Meereisbedeckung sowohl in der Arktis als auch in der Antarktis sind in *Abb. 1.5.4* gegenübergestellt. Während in der Arktis die Meereisausdehnung einen negativen Trend aufweist, nahm die antarktische Meereisausdehnung im gleichen Zeitraum vor allem in den Sommermonaten zu.

Die Eisdrift erzeugt heterogene Meeresoberflächen mit großen Variationen der Oberflächeneigenschaften an der Grenze zwischen Meereis und Wasserfläche, die zu lokalen Störungen der Energiebilanz führen. Global existiert eine Asymmetrie zwischen Bildung und Schmelzen der polaren Meereisflächen. So dauert die Eisbildung in der Arktis 5 Monate, in der Antarktis dagegen 7 Monate; beim Abschmelzen stehen 7 Monate in der Arktis 5 Monaten in der Antarktis gegenüber.

Der Energieaustausch an den Grenzflächen Atmosphäre-Meereis-Ozean ist der zentrale Faktor bei der Diskussion der Wirkung des Meereises auf das Klima. Das trifft vor allem auch auf die Prozesse zu, die am Eisrand wirksam sind.

### Schlussbetrachtung

Der marine Zweig des Wasserkreislaufes verstärkt den terrestrischen Kreislauf und trägt entscheidend zur Wasserversorgung der Kontinente und damit der menschlichen Gesellschaft bei. Andererseits ist der Ozean Rezipient für das Wasser der Ströme und Flüsse samt ihren Inhaltsstoffen. Der ozeanische Wasserkreislauf übt direkten Einfluss auf wichtige ozeanische Pro-

zesse aus, die für das Klima und seine Veränderungen mit entscheidend sind. Das Gebundensein von Wasser in Form von Eis und Schnee ist seit Milliarden Jahren Bestandteil der Erdgeschichte. Gesamtmenge und Ausdehnung des gefrorenen Wassers ist in einem großen Zeitskalenbereich sehr variabel. Die Klimawirkungen der Kryosphäre sind vielfältig. Zur genaueren Kenntnis der ozeanischen und kryosphärischen Prozesse besteht weiterer, international koordinierter Forschungsbedarf.

### Literatur

- BAUMGARTNER A. & E. REICHEL (1975): Die Weltwasserbilanz. Oldenbourg, München 1975
- BAREISS J. (2003): Süßwassereintrag und Festeis in der ostsibirischen Arktis - Ergebnisse aus Boden- und Satellitenbeobachtungen sowie Sensitivitätsstudien mit einem thermodynamischen Festeismodell. Berichte zur Polar- und Meeresforschung 442. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- DREWRY D.J. & MORRIS E.M. (1992): The response of large ice sheets to climatic change. Phil. Trans. R. Soc. London. B, 338, 235-242.
- DYCK S. (Hrsg.) (1980): Angewandte Hydrologie. Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flußgebiete. 2. überarb. Aufl., Berlin, München.
- HARTMANN D.L. (1994): Global Physical Climatology. Academic Press. San Diego 408 pp.
- Houghton et al. (eds.) (2001): Climate Change 2001: The Scientific Report. IPCC Third Assessment Report. Cambridge Uni. Press. 944 pp.
- HUPFER P. (2010): Die Ostsee – kleines Meer mit großen Problemen. 5. Aufl. Gebr. Borntraeger, Stuttgart. 262 pp.
- HUPFER P. & W. KUTTLER (2006): Witterung und Klima. 12. Auflage. Teubner, Wiesbaden. 554 pp.
- HUPFER P. & B. TINZ (2006): Verhalttes Warnsignal: Die Erwärmung des Nordpolargebietes Während der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts. In: LOZÁN, J. et al. (Hrsg.): Warnsignale aus den Polargebieten. Wiss. Auswertungen. Hamburg. 196-201.
- IPCC (SOLOMON S. et al. eds.) (2007): Climate Change 2007. The Physical Science Basis. IPCC Fourth Assessment Report, Cambridge Univ. Press, Chapter 4. 337-383.
- KESSLER A. (1985): Heat Balance Climatology. World Survey Climatology Vol. IA. Elsevier, Amsterdam usw. 224 pp.
- KLIGE R.K. (1991): Variationen von Komponenten des globalen Wärmeaustausches und die Dynamik der Weltwasserbilanz. In: HUPFER, P. (Hrsg.): Das Klimasystem der Erde. Akademie-Verlag. Berlin. 367-376.
- KLIGE R.K., I.D. DANILOV & V.N. KONIZEV (1998): Geschichte der Hydrosphäre (russ.). Nautschnyj Mir, Moskva 1998, 368 pp.
- MARCINEK J. (1997): Allgemeine Hydrogeographie. In: Hendl, M. & H. Liedtke (Hrsg.): Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie. Justus Perthes Verl.



- Gotha, 451-454.
- MAYER C. & H. OERTER (2006): Die Massenbilanzen des Antarktischen und Grönländischen Inlandeises und der Charakter ihrer Veränderungen. In: Lozan, J. et al. (Hrsg.): Warnsignale aus den Polargebieten. Wiss. Auswertungen. Hamburg 2006, 92-96.
- PARKINSON C.L., CAVALIERI D.J., GLOERSEN P., ZWALLY H.J. & COMISO J.C. (1999): Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996. *J. Geophys. Res.*, Vol. 104, NO. C9, 837-20.
- PEIXOTO J.P. & OORT A.H. (1992): *Physics of Climate*. Am. Institute of Physics, New York. 520 pp.
- SCHLOSSER C.A. & P.R. HOUSER (2007): Assessing a Satellite-Era Perspective of Global Water Cycle. *J. of Climate* 20(2007), 1316-1338.
- STAUFFER B. (1980): Wechselwirkung zwischen Klima und polaren Eiskappen. In: OESCHGER H. et al. (Hrsg.), *Das Klima*. Springer, Berlin. 286-296.
- TRENBERTH K. E. L. SMITH, T. QIAN, A. DAL & J. FASULIO (2007): Estimates of Global Water Budget and its Annual Cycle Using Observational and Model Data. *J. of Hydrometeor.* (Special Section) 8(2007), 758-769.
- UNTERSTEINER N. (1984): The cryosphere. In: J. T. HOUGHTON (ed.): *The global climate*. Univ. Press, Cambridge, 121-140.
- WENTZ F. J., L. RICIARDULLI, K. HILBURN & C. MEARS (2007): How Much More Rain Will Global Warming Bring? *Science* (2007), 233-235.
- WMO (2011): 2010 Equals Record for World's Warmest Year. Press Release WMO No. 906.
- WILD M., J. GRIESER & CHR. SCHÄR (2008): Combined surface brightening and increasing greenhouse effect support recent intensification of the global land-based hydrological cycle. *Geophys. Res. Letters* 36(2008) L11706.
- WILLEBRAND J. (1993): Forcing the Ocean by Heat and Freshwater Fluxes. In: RASCHKE E. & D. JACOB (eds): *Energy and Water Cycles in the Climate System*. NATO ASI-Series, Ser. 1, Vol. 5. Springer, Berlin usw. 215-233.
- WÜST G., W. BROGMUS & E. NOODT (1954): Die zonale Verteilung von Salzgehalt, Niederschlag, Verdunstung, Temperatur und Dichte an der Oberfläche der Ozeane. *Kieler Meeresforschungen* 10(1954) :2.

*Prof. Dr. Peter Hupfer*  
*Humboldt Universität Berlin*  
*Teterower Ring 43 - 12619 Berlin*  
*up.hupfer@freneet.de*

*Prof. Dr. Alfred Helbig*  
*Universität Trier - 54286 Trier*  
*alfred.helbig@gmx.de*