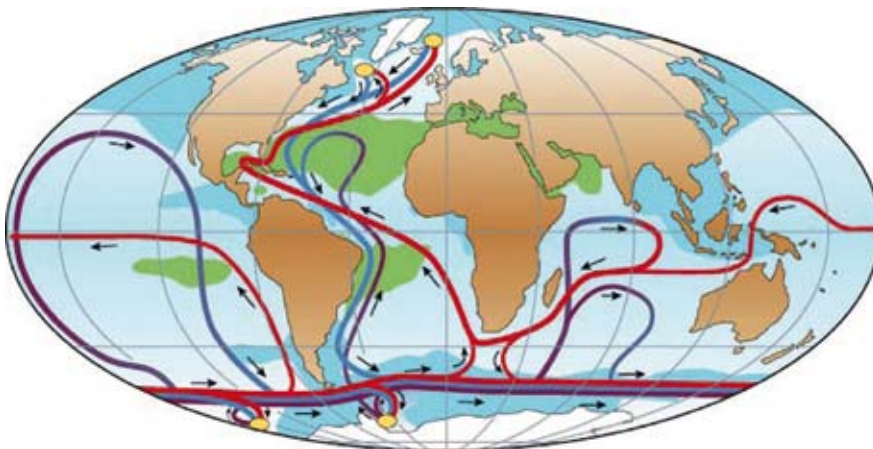


## 2 MEERESSTRÖMUNG, STÜRME UND EIS

Die Meeresströmungen transportieren überschüssige Wärme aus den niederen Breiten in die Polarregionen und sorgen damit für ein relativ milderes Klima auf der Erde. Die ozeanographischen Bedingungen in den Polarregionen sind jedoch sehr unterschiedlich. Im Süden sind die Meeresströmungen charakterisiert durch einen Wasserring um den antarktischen Kontinent, Antarktika, der die drei großen Ozeanen zu einem Südlichen Ozean (Südpolarmeer) vereinigt (Kap. 2.1 - FAHRBACH et al.) und einen regen Austausch zwischen diesen unterschiedlichen Wassermassen ermöglicht. Das Nordpolarmeer ist dagegen von Landmassen und Nebenmeeren umgeben und stellt so ein relativ isoliertes Gebiet mit geringem Wasseraustausch mit den großen Ozeanen dar. Nur der Wasserwechsel durch die Framstraße mit dem Atlantik ist von einer nennenswerten Größe (Kap. 2.2 - SCHAUER). Die größte Menge Eis der Welt befindet sich in den Eisschilden Antarktikas und Grönlands (Kap. 2.7 - MAYER & OERTER); sie speichern große Wassermengen und können schon durch geringe Schwankungen den Meeresspiegel beeinflussen. Sie bestimmen ebenfalls aufgrund ihrer großen Fläche (12,1 Mio. und 1,7 Mio. km<sup>2</sup>) und Höhe bis 4.000 m maßgeblich die globale atmosphärische Zirkulation, weil sie das Gefälle des Luftdrucks zwischen den Polen und den Tropen aufrecht erhalten. Veränderungen der Eisschilde sind aufgrund ihrer Größe nur schwer zu quantifizieren. Die Variabilität in der Ausdehnung und Dicke der Meereisdecke ist dagegen etwas leichter feststellbar; sie reagiert wegen ihrer Dicke von nur wenigen Metern auf Veränderungen der Luft- und Wassertemperatur sehr rasch und stellt daher einen Schlüsselindikator der Klimaveränderung dar (Kap. 2.8 - NOTZ). Eine weitere Bedeutung der Polarregionen liegt in der Wechselwirkung mit den Meeresströmungen, die zur Bildung vom Tiefenwasser führt. Gelangt wärmeres Wasser in die kalten Gebiete höherer Breiten, kühlt sich das Wasser durch starke Wärmeabgabe an die Atmosphäre so weit ab, dass es dichter als dasjenige in tieferen Schichten werden kann und daher absinkt. Diese Konvektion ist umso tiefreichender, je stärker die Abkühlung ist. Maximale Konvektion findet man besonders im hohen Nordatlantik und in der Antarktis. Die Bildung neuen Tiefenwassers treibt die globale Tiefenzirkulation an. Es entsteht ein riesiger ozeanischer Kreislauf in der Art eines »Förderbandes« (»oceanic conveyor belt«, s. unetere Abbildung), dessen Umlaufperiode bis zu ca. 1.000 Jahre beträgt. Störungen der Anregung dieses Förderbandes führen je nach ihrer Stärke und Dauer zu nachhaltigen Klimaschwankungen in großen Gebieten. Ferner wirkt die marine Zirkulation nicht nur thermisch auf das Klima, sondern auch als Teil großer biogeochemischer Kreisläufe, insbesondere des Kohlenstoffs auf die Naturverhältnisse. Besonders das Südpolarmeer zeichnet sich durch aussergewöhnliche meteorologische und ozeanographische Bedingungen aus. Dabei handelt es sich vor allem um starke Winde und hohen Seegang (Kap. 2.5 - HEINEMANN). Die Windverhältnisse haben die Fahrensleute mit dem Ausdruck »stürmische Westwinde« belegt, der für beiden Polarregionen gilt, im Süden aber eine ganz besondere Bedeutung hat. Denn die Starkwinde zwischen 40 und 60 °S heißen seemännisch »brüllende Vierziger« und »wütende Fünfziger« während südlich von 60 °S »kreischende Sechziger« (Kap. 2.4 - SCHMAGER et al.) herrschen. Viele Schiffe sind in der Vergangenheit verloren gegangen. Auch heute, trotz moderner Wetterberichte und leistungsfähiger Navigationssysteme, sind solche Verluste noch zu beklagen.



Das große marine Förderband mit kalter Tiefenströmung und warmer Oberflächenströmung und Tiefenwasserbildung im Nordatlantik und in der Antarktis (Nach RAHMSTORF).

## 2.1 Struktur, Dynamik und Bedeutung des antarktischen Wasserringes

EBERHARD FAHRBACH<sup>+</sup>, GERD ROHARDT, VOLKER STRASS & HARTMUT H. HELLMER

*The Southern Ocean: Structure, dynamics, and global importance: The Southern Ocean plays an important role in the global climate system. The circulation is dominated by the Antarctic Circumpolar Current, which continuously flows from west to east around the Antarctic continent, controlling the exchange of water masses between the Pacific, Atlantic, and Indian Oceans. Superimposed on this zonal current is a meridional overturning circulation that is driven by the divergence of the large-scale wind field. Part of the deep water, which ascends in the Antarctic Divergence, descends to a maximum depth of 1000 m as it flows north. On this level it travels to lower latitudes as Antarctic Intermediate Water. The other part is advected southward within the sub-polar gyres that fill the Ross Sea and the Weddell Sea to the Antarctic marginal seas, where it contributes to the melting of ice and the formation of new water masses. Enhanced heat loss to the atmosphere, interaction with the fringing ice shelves, and salinity increase through the formation of sea ice, creates high-density shelf water, which descends to great depth along the continental slope. The bottom water masses escape from the sub-polar basins through gaps in the confining mid-ocean ridges, cross the Antarctic Circumpolar Current guided by topography, and finally contribute to the ventilation of the World Ocean abyss. All these processes occur on different spatial scales and are subject to large temporal variations. Time series data collected during the last decades have revealed changes in Southern Ocean properties. However, it still has to be clarified whether these changes represent long-term climatic trends or natural interannual to multidecadal variability.*

### Der antarktische Wasserring im globalen System

Die Bedeutung des antarktischen Wasserrings für den globalen Ozean und das Klimasystem beruht im Wesentlichen auf zwei Eigenschaften (RINTOUL et al. 2001, OLBERS et al. 2004). Erstens verbindet er als Ringozean die drei großen Ozeanbecken zu einem Weltmeer und ermöglicht so das globale Zirkulationssystem, das als »conveyor belt« bezeichnet wird. Durch diese Verbindung zu einem weltumspannenden Ozean ergeben sich ganz andere Umwälzzeiten und Intensitäten, Aufnahmefähigkeiten gelöster Stoffe und Aufenthaltsdauern von Wassermassen fern der Oberfläche als es bei drei isolierten Becken der Fall wäre. Der zweite Beitrag zum globalen System besteht in der Wassermassenbildung, die einen Teil der globalen vertikalen Umwälzirkulation darstellt. Dieser Beitrag erfolgt durch das Absinken von Wassermassen bei der Bildung von Zwischenwasser, Tiefenwasser und Bodenwasser und das Aufsteigen der Tiefenwassermassen, die ihren Ursprung im Nordatlantik haben. Das Zwischenwasser gelangt in verschiedene Auftriebsgebiete, wo es die Oberfläche erreicht und als warmes Oberflächenwasser den Kreislauf der globalen thermohalinen Zirkulation schließen kann.

### Die geographischen und atmosphärischen Bedingungen

Der antarktische Wasserring, oft auch Südlicher Ozean genannt, umfasst die südlichen Teile des Atlantiks, des Pazifiks und des Indischen Ozeans. Hydrographisch gesehen gliedert er sich in den Zirkumpolarstrom im Norden, den Küstenstrom am Kontinentalrand im

Süden und die dazwischen eingebetteten großen subpolaren Wirbel. Seine Grenze nach Norden ist offen und nicht durch eindeutige topographische Strukturen festgelegt. Daher gibt es unterschiedliche Definitionen seiner Grenzen, die jeweils der Fragestellung angepasst werden. Steht der Bezug zu antarktischen Fragestellungen im Vordergrund, so liegt die nördliche Grenze bei der ozeanischen Polarfront oder der Subantarktischen Front. Betrachtet man die Bedeutung für das gesamte Klimasystem, so wird die Subtropenfront als nördlicher Rand gewählt. Mehr schematische Grenzen liegen bei 30 °S, wie z.B. in OLBERS et al. (1993) dargestellt, oder bei 60 °S, der nördlichen Grenze des Gültigkeitsbereichs des Antarktisvertrags (s. Kap. 5.8 SCHWARZBACH et al.). Begrenzt durch die Polarfront im Norden und den antarktischen Kontinent im Süden umfasst der antarktische Wasserring 38 Mio. km<sup>2</sup>, mit der Subtropenfront als nördliche Grenze 70 Mio. km<sup>2</sup>. Dies entspricht etwa 20% des Weltmeeres.

Die meridionale Erstreckung des antarktischen Wasserrings variiert stark mit der geographischen Länge. Während an seiner engsten Stelle, der Drake-Passage, nur 800 km zwischen Antarktika und Südamerika liegen, trennen Südafrika 3.900 km von der Antarktis. Die Bodentopographie ist äußerst kompliziert und durch das globale System der Mittelozeanischen Rücken geprägt. Mit seinem quasi-zonalen Verlauf im Bereich des Südozeans trennt es im Wesentlichen die der Antarktis vorgelagerten Tiefseebecken im Süden von denen im Norden. Obwohl meridionale Bruchzonen und Rücken eine zonale Gliederung erlauben, findet man eine durchgängige Tiefwasser-Verbindung um Antarktika herum.

**+ Wir trauern um unseren Kollegen und Freund Dr. Eberhard Fahrbach, der am 21. April 2013 verstorben ist.**

Die ozeanischen Bedingungen im antarktischen Wassergürtel werden in einem hohen Maß durch die atmosphärischen Verhältnisse (s. Kap. 4.1 - DETHLOFF et al.) bestimmt. Die Lufttemperatur nimmt von Norden nach Süden stark ab, was sich auf den Luftdruck auswirkt. Das polare Hochdruckgebiet über der Antarktis wird von einer Tiefdruckrinne in den mittleren Breiten eingerahmt. Nördlich davon sind die subtropischen Hochdruckgebiete zu finden. In dem großräumigen Tiefdruckgürtel ziehen Tiefdruckgebiete nach Osten und schwächen sich dabei ab. Dadurch kommt es zu einer starken zeitlichen Veränderlichkeit der atmosphärischen Antriebsbedingungen.

Die Luftdruckverteilung ist untrennbar mit den Windverhältnissen verbunden. Ein Band von Ostwinden zieht sich um den antarktischen Kontinent herum und bestimmt die Winde über dem südlichen Teil des antarktischen Wassergürtels. Gebietsweise herrschen über dem Kontinent und an der Küste kräftige ablandige Fallwinde, so genannte katabatische Winde, die mit sehr niedrigen Temperaturen und hohen Windgeschwindigkeiten extreme Verhältnisse im Ozean bewirken (s. Kap. 4.10 - HEINEMANN). Weiter nördlich herrschen die mit der Tiefdruckrinne verbundenen zirkumpolaren Westwinde vor. Sie sind bekannt als die »Röhrenden Vierziger«, die »Brüllenden Fünziger« und die »Heulenden Sechziger« (s. Kap. 2.4 - SCHMAGER et al.). Das Windsystem stellt den primären Antrieb der Meeresströmungen im antarktischen Wasserring dar. Thermohaliner Antrieb bedingt durch die Temperatur- und Salzgehaltsverteilung kommt hinzu. Er erfolgt durch die Wassermassenbildung infolge von Abkühlung und Erwärmung, Niederschlag und Verdunstung sowie durch Gefrieren und Schmelzen von Meereis, was sich wiederum auf die Dichteverteilung auswirkt.

### Die Wassermassenverteilung im antarktischen Wasserring

Die Oberflächentemperatur (Abb. 2.1-1) nimmt im antarktischen Wasserring von den Subtropen mit etwa 25 °C auf die Gefrierpunkttemperatur, die für Meerwasser mit einem Salzgehalt von 34,5‰ bei -1,9 °C liegt, in den antarktischen Küstengewässern ab. Der Salzgehalt (Abb. 2.1-2) nimmt ebenfalls von den Subtropen, wo die Verdunstung überwiegt, nach Süden ab, bedingt durch den vermehrten Niederschlag in mittleren Breiten, und steigt in Richtung antarktischer Küste wieder leicht an. Im Süden wird der Salzgehalt durch das Gefrieren und Schmelzen von Meereis, das wegen des Transports von Meereis an unterschiedlichen Orten auftritt (Kap. 2.8 - NOTZ), und den Eintrag von kontinentalem Süßwasser (Kap. 2.7 - MAYER & OETER) durch Eisberge und schmelzendes Schelfeis (Kap. 2.6 - GROSFELD et al.) beeinflusst.

Die Wassermasseneigenschaften ändern sich nicht gleichmäßig, sondern stufenweise. Schmale Gebiete mit starken Gradienten, Fronten genannt, trennen Zonen mit verhältnismäßig gleichförmigen Eigenschaften voneinander. Von Norden nach Süden voranschreitend unterscheidet man die Subtropenfront, die Subantarktische Front, die Polarfont, die südliche Zirkumpolarstromfront und den südlichen Rand des antarktischen Zirkumpolarstroms (ORSI et al. 1995). Fronten bestehen nicht nur an der Meeresoberfläche, sondern sie reichen in die Tiefe. Die Temperatur- und Salzgehaltsabnahme nach Süden geht mit dem Aufsteigen der Isothermen und Isohalinen einher (ORSI & WITWORTH 2005). Diese drängen sich in den Fronten. Häufig sind die Fronten in der Tiefe sogar klarer zu erkennen als an der Oberfläche, wo relativ schnell wirkende atmosphärische Einflüsse kurzfristige Veränderungen hervorrufen und die Signatur der Fronten verwischen können. Da man die Lage der Fronten auch ohne Messungen von Vertikalprofilen erfassen möchte, werden meist Oberflächensignaturen zur Lokalisierung verwendet.

Die Temperatur- und Salzgehaltsgradienten verursachen Dichtgradienten und diese wiederum horizontale Druckgradienten, die über das geostrophische Gleichgewicht mit der Strömungsgeschwindigkeit gekoppelt sind. Im geostrophischen Gleichgewicht wird der horizontale Druckgradient durch die Corioliskraft balanciert. Letztere ist eine Folge der Erdrotation. Durch die dynamische Kopplung sind die Fronten auch mit der Neigung der Meeresoberfläche verbunden, die selbst von Satelliten gemessen werden kann. Die Neigung bewirkt einen Strömungsanteil, der bis zum Meeresboden reicht. Er kann durch horizontale Dichtegradienten im Inneren abgewandelt werden. Durch die verhältnismäßig schwache vertikale Dichteschichtung in polaren Meeresgebieten ist die vertikale Veränderung der Strömung im Allgemeinen gering, so dass die Meeresbodentopographie eine starke steuernde Rolle spielt.

### Der antarktische Zirkumpolarstrom

Der großräumige meridionale Dichtegradient ist mit dem antarktischen Zirkumpolarstrom verbunden, der mit einem Volumentransport von 130 bis 140 Sverdrup (1 Sv = 1 Mio. m<sup>3</sup>/s) die mächtigste aller Meeresströmungen ist. Der antarktische Zirkumpolarstrom wird durch das großräumige Band der Westwinde angetrieben und deshalb auch Westwinddrift genannt. Der antarktische Zirkumpolarstrom konzentriert sich in den Fronten mit erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten, die dazu führen, dass er in ein System von Strombändern aufgegliedert ist.

Zusätzlich zur Strömung entlang einer Front besteht eine wesentlich schwächere Zirkulation quer zur

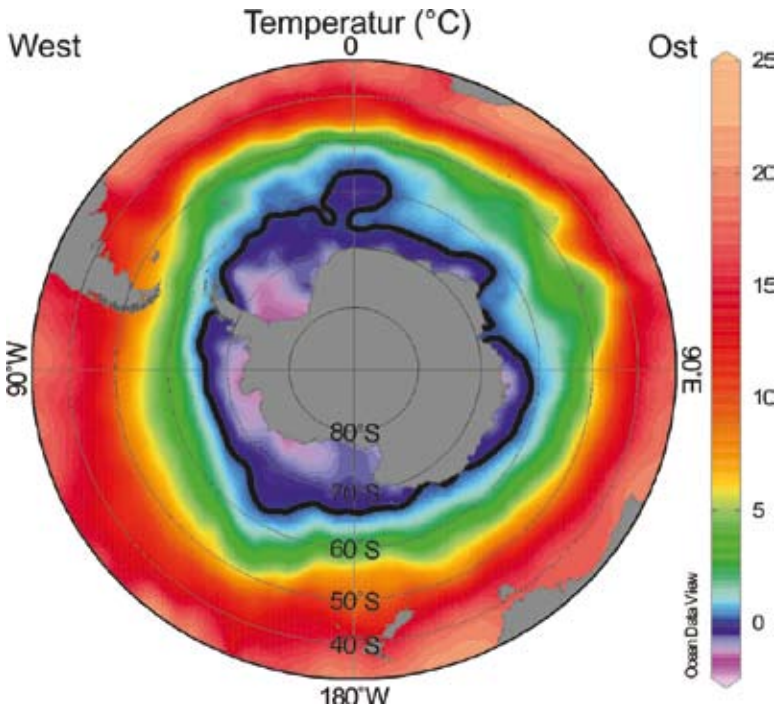


Abb. 2.1-1: Die Temperatur an der Oberfläche des antarktischen Wassergürtels (OLBERS et al. 2010). Die dicke Linie zeigt die 0°C-Isotherme.

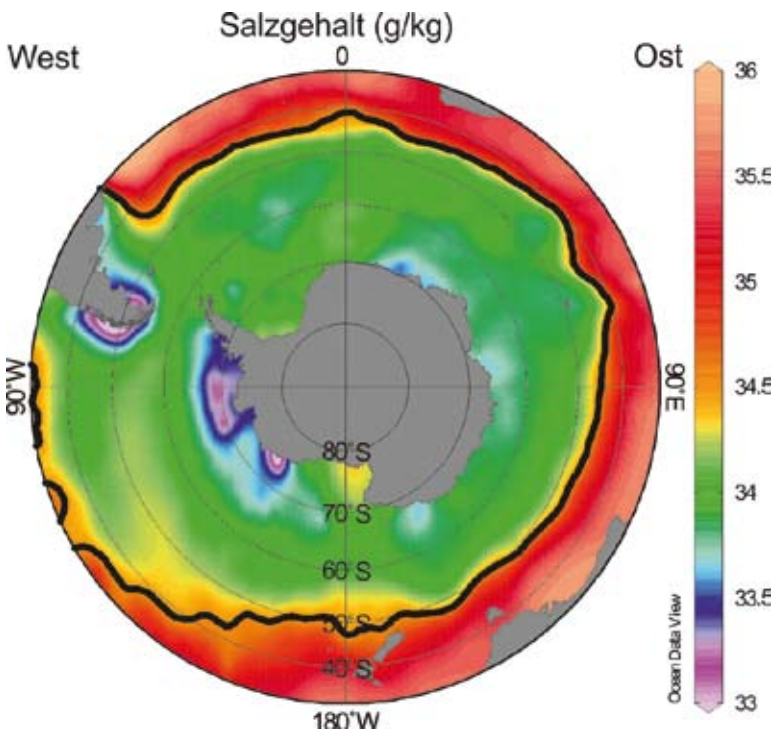


Abb. 2.1-2: Der Salzgehalt an der Oberfläche des antarktischen Wassergürtels (OLBERS et al. 2010). Die dicke Linie zeigt die 34,5 g/kg-Isohaline.

Front, die mit aufsteigenden (Auftrieb) und absinkenden Bewegungen verbunden ist. Diese Bewegung kann an Fronten Konvergenzen erzeugen. Deshalb wird der Bereich von der Subantarktischen Front zur Polarfront auch als antarktische Konvergenz bezeichnet. An den Fronten kommt es zum Auftrieb von Nährstoffen oder durch Überschiebung zur Stabilisierung der Wassersäule, was die Grundlage der hohen biologischen Produktivität an den Fronten bildet. Daher sind die Fronten meist durch eine reichhaltige Tierwelt gekennzeichnet und teilweise auch für deren Nutzung von Interesse.

Die Fronten entstehen durch ein Zusammenwirken der Windkräfte, des Wärme- und Süßwasseraustauschs und der Bodentopographie. Trotz der dynamischen Ankoppelung an die Bodentopographie können sich Fronten in gewissem Ausmaß verlagern. Satellitenbilder zeigen, dass sie von einer Vielzahl von Störungen, Mäandern und Wirbeln, überlagert sind.

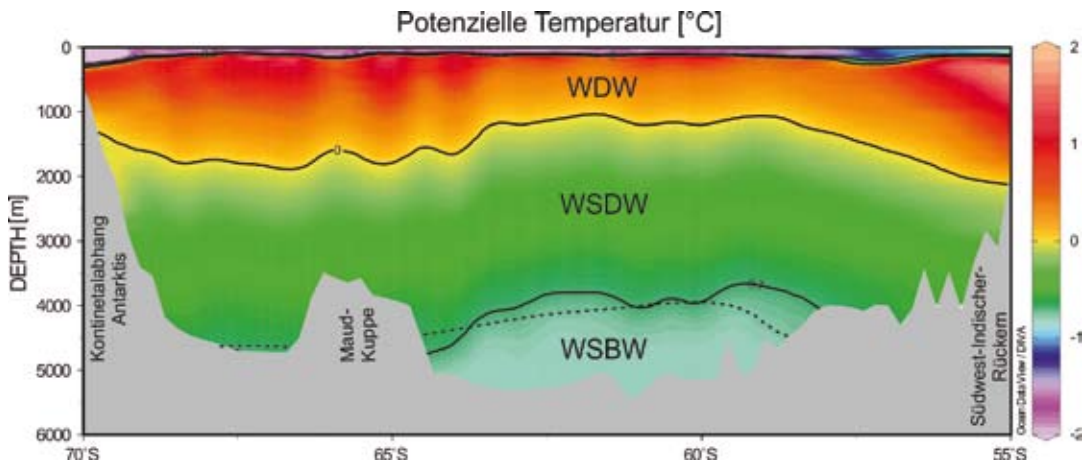
Die zonale Strömung des antarktischen Zirkumpolarstroms und die Querkirkulation sind dynamisch eng aneinander gekoppelt (OLBERS et al. 2004). Eine obere meridionale Zirkulationszelle, die vom Westwindgürtel angetrieben wird und in Oberflächennähe einen nordwärtigen Transport aufweist, lässt Tiefenwasser aufsteigen, das in Zwischenwasser umgeformt wird. Eine darunter liegende Zirkulationszelle führt Tiefenwasser an den Kontinent, wo es sich mit Schelfwassermassen vermischt und absinkt. Der vertikale Impulstransport erfolgt durch mesoskalige Wirbel, die einen meridionalen Wärmetransport bewirken. Sie entsprechen den Hoch- und Tiefdruckgebieten in der Atmosphäre und haben

Durchmesser von wenigen Zehn bis einigen Hundert Kilometern. In der Tiefe bauen sich zwischen den meridional verlaufenden Rücken interne Druckgradienten auf, die zu einem Gleichgewicht zwischen Windschubspannung an der Oberfläche und Bodendruckkraft in der Tiefe führen. Dieses Gleichgewicht bestimmt die Dynamik des antarktischen Zirkumpolarstroms und damit seinen Transport.

Im antarktischen Zirkumpolarstrom herrscht im Wesentlichen eine zonale Strömungsrichtung vor. Trotzdem zeigt sich kein rein zonales Bild. Hierfür verantwortlich ist der Einfluss der Bodentopographie. Daher verläuft der Zirkumpolarstrom auch in unterschiedlichem Abstand von der antarktischen Küste. Dies wird weiter dadurch verstärkt, dass sich der antarktische Kontinent unterschiedlich weit nach Norden erstreckt und z.B. an der antarktischen Halbinsel in den Westwindgürtel hineinreicht.

### Die subpolaren Wirbel

Südlich vom antarktischen Zirkumpolarstrom liegen die großräumigen zyklonalen (im Uhrzeigersinn drehenden), subpolaren Wirbel, die an ihren westlichen und östlichen Rändern meridionale Strömungen bewirken. Man kennt im Wesentlichen drei subpolare Wirbel: den Weddellwirbel, den Rosswirbel und den Kerguelenwirbel. Sie unterscheiden sich in ihrer Intensität, Erstreckung und den Wassermasseneigenschaften. Im Norden strömen sie dem antarktischen Zirkumpolarstrom folgend nach Osten. Die Trennung zwischen Zirkumpolarstrom und Wirbel ergibt sich anhand der



**Abb. 2.1-3:** Vertikalschnitt der potenziellen Temperatur durch den antarktischen Wassergürtel entlang des Nullmeridians von 56° südlicher Breite bis zur antarktischen Küste. Dargestellt sind die Daten aus dem ersten Beobachtungsjahr 1992. Die gestrichelt gezeichnete  $-0,7^{\circ}\text{C}$ -Isotherme, als Grenze des Weddellseebodenwassers (WSBW), wurde 2013 gemessen und deutet auf die Abnahme des WSBW-Volumens in Folge des stetigen Temperaturanstiegs hin (WDW = Warmes Tiefenwasser; WSDW = Weddellseetiefenwasser).

Wassermassengrenzen. Im Süden herrscht Strom nach Westen vor. Im Westen führt ein meist topographisch geführter Randstrom nach Norden, im Osten nach Süden. Die Wirbel haben eine längliche Form und erstrecken sich zonal etwa über 3.000–4.000 km und meridional über 1.500–2.000 km.

Die Strömungsverhältnisse in den subpolaren Wirbeln sind nur in geringem Ausmaß durch direkte Messungen bekannt. Sie wurden aus der Drift von Schiffen, Bojen, Eisbergen und dem Meereis abgeleitet. In ganz geringem Ausmaß gibt es Messungen mit verankerten Strömungsmessern. Deshalb werden die Lage und die Form der Wirbel aus der räumlichen Verteilung der Wassermassen abgeleitet. Numerische Modelle des antarktischen Wasserrings mit ausreichender räumlicher Auflösung liefern das umfassendste Bild der Strömungsverteilung (z.B. TIMMERMANN et al. 2002), das aber in seiner Aussagekraft jeweils durch die Qualität des Modells begrenzt ist. Aus verschiedenen Randbedingungen und Modellkonfigurationen ergeben sich unterschiedliche Ausdehnungen und Transporte der Wirbel. Hinzu kommt, dass weite Teile der Wirbel nicht durch eindeutige topographische Strukturen bestimmt sind, sondern durch Wassermassengrenzen, die zeitlich veränderlich sind.

Der größte der drei Wirbel ist der Weddellwirbel. Er erstreckt sich von der antarktischen Halbinsel über die Weddell Abyssal Plain und die Enderby Abyssal Plain bis etwa 30 °O. Der Weddellwirbel wird im Norden durch den North Weddell und den Southwest Indian Ridge begrenzt. Der östliche Rand ist nur durch eine Wassermassengrenze bestimmt, die dadurch entsteht, dass der antarktische Zirkumpolarstrom westlich des Conrad Rise stark nach Süden schwenkt und Instabilitäten hervorbringt. So werden warme, salzreiche zirkumpolare Wassermassen gegen kalte, salzarme im nördlichen Bereich des Weddellwirbels geführt. Die starke Wirbelbildung führt dazu, dass zirkumpolares Wasser in den Weddellwirbel eingemischt wird. Dessen südlicher Bereich strömt nach Westen und führt somit wärmere zirkumpolare Wassermassen zu den antarktischen Kontinentalschelfen, wo durch die extremen Witterungsverhältnisse bedingt die Wassermassenbildung stattfindet. Die Fläche des Weddellwirbels beträgt 7 Mio. km<sup>2</sup> und die mittlere Tiefe 3.900 m, wobei die größte Wassertiefe in der Enderby Abyssal Plain bei 5.900 m liegt.

Der Wirbel entsteht durch den südwardigen Übergang vom Westwind- zum Ostwindband und die topographische Führung. Mit diesem Übergang ist ein Wechsel des oberflächennahen Wassertransports verbunden. Es entsteht eine Divergenz, die antarktische Divergenz, die als Aufwölbung der Isothermen und Isohalinen er-

kennbar ist (*Abb. 2.1-3*). Auch die zonale Erstreckung des Tiefdruckgebiets über dem Weddellwirbel spielt für seine ostwärtige Begrenzung eine Rolle.

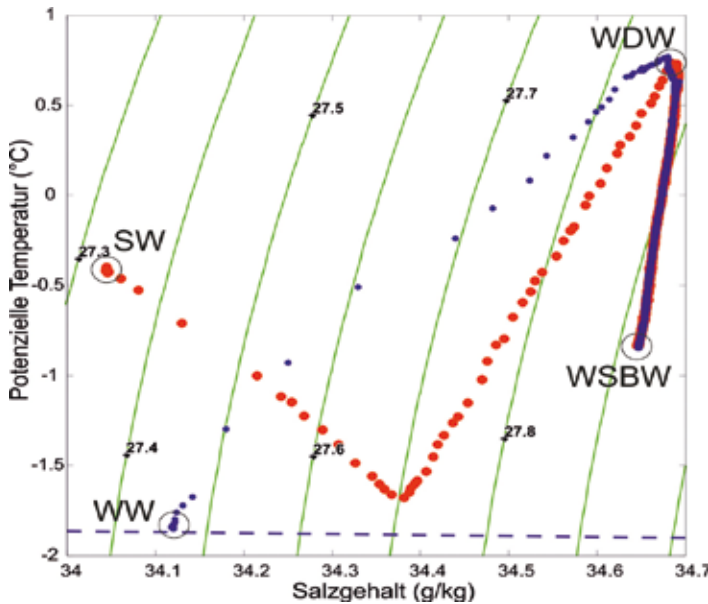
Die Verteilung der Wassermasseneigenschaften und numerische Modellrechnungen zeigen, dass der Weddellwirbel aus zwei Teilwirbeln besteht, die westlich des Meridians von Greenwich ineinander übergehen. Die Subwirbel haben einen Volumentransport von etwa 50 Sv, wobei der östliche etwas stärker ist als der westliche. Die Intensität beider Wirbel ist veränderlich. Die Strömungsgeschwindigkeiten in den Randströmen betragen 10–50 cm/s, im Inneren der Wirbel nur 1 cm/s.

Der Rosswirbel erstreckt sich von der Küste Victoria-Lands aus dem eigentlichen Rossmeer heraus bis in die Amundsen Abyssal Plain. Nach Nordwesten ist der Wirbel durch den Hang des Antarctic Ridge begrenzt. Der östliche Rand ist unklar. Meist wird er bei 130 °W angenommen. Es gibt jedoch Hinweise auf die Existenz eines weiteren Wirbels, des Bellingshausenwirbels, der bis 90 °W reicht. Modelle weisen darauf hin, dass er ein Teil des Rosswirbels ist. Mit der östlichen Grenze bei 130 °W umfasst der Rosswirbel eine Fläche von 2,4 Mio. km<sup>2</sup>. Er hat einen Volumentransport von 25 Sv und seine mittlere Wassertiefe beträgt 3.000 m mit einem Maximum von 4.600 m. Die Strömungsgeschwindigkeiten sind denen im Weddellwirbel vergleichbar.

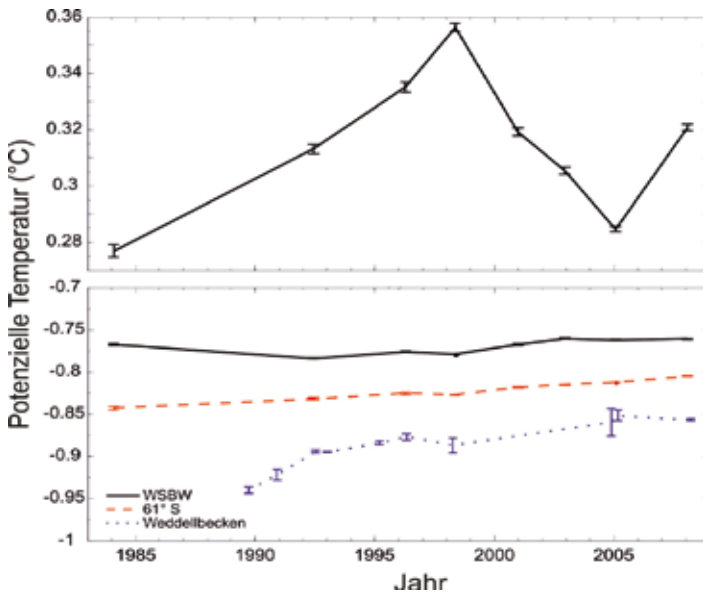
Der Kerguelenwirbel ist nicht durch eine Landmasse nach Westen begrenzt, sondern durch den Kerguelenrücken bei etwa 75 °O. Er erstreckt sich über das Australian Antarctic Basin. Sein nördlicher Rand ist der Southeast Indian Ridge. Der nordwestwärts gerichtete Wassertransport entlang dem östlichen Hang des Kerguelenrückens ist deutlich an der Wassermassenverteilung zu erkennen, aber die Lage der nördlichen und östlichen Ränder ist nur aus Modellen abgeleitet. Die Modelle ergeben für diesen Wirbel auch einen Transport von 30 Sv. Seine Fläche ist 2,6 Mio. km<sup>2</sup>, die mittlere Tiefe 3.900 m und das Maximum 4.700 m.

### **Der antarktische Küstenstrom**

Der südliche Teil der subpolaren Wirbel schließt den antarktischen Küstenstrom und die Front entlang des antarktischen Kontinentalhangs mit ein. Diese Regime sind oft nicht voneinander zu trennen. Angetrieben durch den Ostwindgürtel entsteht durch die zunehmende Bodenneigung am Kontinentalhang ein intensivierter, nach Westen strömender Randstrom. Der Gegensatz zwischen Schelfwassermassen und denen des offenen Ozeans bildet eine Dichtefront, die ebenfalls eine Strömungsintensivierung am Kontinentalhang bewirkt. Auf dem Schelf kann sich ein weiteres Strömungssystem ausbilden, das den eigentlichen Küstenstrom darstellt. Über den Küstenstrom ist allerdings



**Abb. 2.1-4:** Das Temperatur-Salzgehalts-Diagramm eines CTD-Profiles von 61°S auf dem Nullmeridian; siehe Abb. 2.1-3. Die kleinen blauen Punkte zeigen ein Winterprofil. Die großen roten Punkte sind ein typisches Sommerprofil. In dem Diagramm sind die Wassermassen (SW = Sommerwasser, WW = Winterwasser, WDW = Warmes Tiefenwasser, WSBW = Weddellseebodenwasser) markiert. Die Dichten relativ zum Oberflächendruck sind als durchgezogene grüne Linien dargestellt. Die gestrichelte blaue Linie zeigt die Gefrierpunkttemperatur.



**Abb. 2.1-5:** Der in Abb. 2.1-3. gezeigte Schnitt wurde zwischen 1984 und 2008 insgesamt achtmal wiederholt. Dabei wurde jeweils die Temperatur der WDW-Schicht zwischen 56°S und 69,5°S gemittelt. Die Zeitreihe hiervon ist im oberen Teil abgebildet. Analog wurde auch die Zeitreihe der Temperatur des WSBW berechnet. Sie ist als schwarze Linie in der unteren Graphik dargestellt. Im Vergleich dazu sind die Temperaturen am Boden von einzelnen Profilen, vom Nullmeridian auf 61°S und aus dem zentralen Weddellbecken gezeit.

nur wenig bekannt, weil die geringe Dichteschichtung den Berechnungen auf der Grundlage der Geostrophie wenig Aussagekraft verleiht und es nur eine geringe Anzahl von direkten Messungen gibt.

### Die Wassermassenbildung im antarktischen Wasser-ring

Die Wassermasseigenschaften in den Wirbeln beruhen auf dem Gegensatz zwischen den einströmenden zirkumpolaren und den lokal gebildeten Wassermassen (Abb. 2.1-4). Das einströmende Wasser besteht aus Zirkumpolarem Tiefenwasser. Man unterscheidet das obere Zirkumpolare Tiefenwasser, das durch ein Temperaturmaximum gekennzeichnet ist, und das untere, das durch ein Salzgehaltsmaximum erkennbar wird. Das obere Zirkumpolare Tiefenwasser stammt vom Nordatlantischen Tiefenwasser ab, das untere kommt aus dem Pazifischen Ozean. In den Wirbeln wird das Tiefenwasser nach Süden geführt, wo es die Oberfläche erreicht und seine Wärme abgeben kann. Durch den Überschuss von Niederschlag über die Verdunstung und die Zufuhr von Schmelzwasser sinkt der Oberflächensalzgehalt, wodurch eine Stabilisierung der Wassersäule auftritt. Im Kontakt mit der winterlichen Atmosphäre wird das Wasser auf den Gefrierpunkt abgekühlt, wobei sich Meereis bildet (s. Kap. 2.8 - NOTZ). Dieser Prozess setzt Salz frei, da das Kristallgitter des Meereises weniger Salz aufnehmen kann als das Meerwasser. Die Salzfreisetzung lässt die Dichte des Oberflächenwassers ansteigen und löst eine haline Tiefenkonvektion aus. Dauert die Konvektion lange genug an, erreicht sie das unter der winterlichen Deckschicht liegende relativ warme Zirkumpolare Tiefenwasser. Durch die Konvektion wird warmes Wasser nach oben gebracht, was zur Eisschmelze führt. Die damit verbundene Süß-

wasserfreisetzung behindert die Konvektion. Über diesen Regelungsprozess ist die thermisch gebildete Meereisdicke in der Antarktis im offenen Ozean auf 0,5–1 m begrenzt. Im Gegensatz dazu wird die vertikale Vermischung auf dem Kontinentalschelf durch die gezeitenbedingte Turbulenz verstärkt. Außerdem wird das neu gebildete Eis von den starken Winden mit einer ablandigen Komponente abtransportiert und offene Wasserflächen, sogenannte Polynjas, entstehen in Küstennähe. In diesen Polynjas kann die gesamte Wassersäule auf den Oberflächengefrierpunkt abgekühlt werden, so dass der die Eisbildung begrenzende Wärmetransport aus dem Ozean unterbunden wird. Unter diesen Umständen kann die Eisbildung den Salzgehalt des Meerwassers auf 34,7‰ ansteigen lassen. Damit ist das Wasser auf dem Kontinentalschelf dicht genug, um unter das am Hang anstehende Zirkumpolare Tiefenwasser abzusinken. Entsprechend seiner Ausgangsdichte und der Vermischung mit den umgebenden Wassermassen erreicht das absinkende Wasser bestimmte Tiefenhorizonte und bildet Tiefen- bzw. Bodenwasser. Der Absinkvorgang unterliegt der Corioliskraft, so dass die absinkende Wassermasse nach Verlassen der Quellregion über Hunderte bis Tausende Kilometer fast parallel dem Hang folgt und nur eine kleine Abwärtskomponente besitzt. Ein lawinenartiges Absinken in einem steilen Winkel findet man nur in Regionen mit ausgeprägten topographischen Strukturen, wie Rücken oder Canyons.

### **Die Wechselwirkung zwischen Wassermassen und Schelfeis**

Weite Bereiche der antarktischen Küste werden durch Schelfeisgebiete (s. Kap. 2.6 - GROSSELD et al.) eingenommen. Hier schwimmt das von Eisströmen angelieferte kontinentale Eis auf und bildet eine Kaverne, die von Meerwasser durchströmt wird. Das Filchner-Ronne-Schelfeis z.B. erstreckt sich bis zu 1.000 km von der Aufsetzlinie bis zur Schelfeiskante. Die Aufsetzlinie liegt in 1.500 m Tiefe und die Schelfeiskante hat einen Tiefgang von ca. 200 m. Dadurch kann selbst Meerwasser mit Temperaturen nahe des Oberflächengefrierpunkts Wärme an die Unterseite des Schelfeises abgeben und Eis schmelzen. Der Gefrierpunkt des Meerwassers nimmt mit zunehmendem Druck (und zunehmendem Salzgehalt) ab. So entstehen in der Kaverne die kältesten Wassermassen des Ozeans mit bis zu  $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Beim Schmelzen an der Unterseite des Schelfeises nehmen der Salzgehalt und damit die Dichte ab – das Wasser steigt auf. Erreicht es beim Aufsteigen dann seinen *in-situ* Gefrierpunkt, bildet sich so genanntes marines Schelfeis. Abhängig vom ursprünglichen Salzgehalt des einströmenden Meer-

wassers, kann unterkühltes Eisschelfwasser mit einer Temperatur von  $-2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$  unter dem Schelfeis hervorstürmen. Dieses Eisschelfwasser stellt eine bedeutende Quelle zur Bildung von Weddellmeer-Bodenwasser dar. Die Wechselwirkung mit dem Schelfeis kann auch die Bodenwasserbildung unterbinden, wenn das einströmende Wasser verhältnismäßig warm ist. Dieser Fall ist dort gegeben, wo das Zirkumpolare Tiefenwasser das Schelfeis direkt berühren kann. Folglich werden dann große Mengen vom Schelfeis abgeschmolzen, wobei der Salzgehalt des Meerwassers so stark abnimmt, dass die zur Bildung von Tiefen- bzw. Bodenwasser benötigte Dichte nicht erreicht wird. Daher wirkt sich das Schelfeis im östlichen Weddellmeer mit schmalem Schelf hemmend und im westlichen Weddellmeer mit breitem Schelf fördernd auf die Bodenwasserbildung aus.

### **Die Veränderlichkeit der Bedingungen im antarktischen Wasserring**

Die Bedingungen im antarktischen Wasserring unterliegen einem weiten Bereich von zeitlichen Fluktuationen. Trends sind daher nur mit langfristigen Messprogrammen zu erkennen, da neben jahreszeitlichen und zwischenjährlichen Veränderungen auch Schwankungen in der Größenordnung von Jahrzehnten (dekadisch) mit erheblicher Intensität auftreten. Zumindest teilweise verstandene Fluktuationen wie die antarktische Zirkumpolare Welle (WHITE & PETERSON 1996), der antarktische Dipol (YUAN 2004) und der Südliche Ringmode (Southern Annular Mode) (THOMPSON & SOLOMON 2002) sind zwischenjährliche bis dekadische Störungen, die von der Atmosphäre ausgehen. Zunehmend mit den gewonnenen Erkenntnissen wird der Einfluss von El-Niño/Southern Oscillation auch auf den antarktischen Wasserring z.B. im antarktischen Dipol deutlich. Fluktuationen des Windes und die Auswirkung auf das Meereis sind in den Daten nachweisbar. Hydrographische Daten aus Messungen, wie in *Abb. 2.1-3*, zwischen 1984 und 2008 zeigen im Warmen Tiefenwasser (WDW) eine ausgeprägte dekadische Fluktuation. Die von Osten mit dem warmen Tiefenwasser einströmende Wärme breiten sich im Weddellmeer über die gesamte Wassersäule bis zum Boden aus. Zeitreihen von Temperaturmessungen am Boden zeigen dies mit einem stetigen Anstieg (*Abb. 2.1-5*). Damit funktioniert der Weddellwirbel als Wärmespeicher (FAHRBACH et al. 2011). Gleichzeitig hat auch der Salzgehalt im Bodenwasser zugenommen. Kältere Quellen, die das Bodenwasser im Weddellmeer speisen, wirken dem Erwärmungstrend nicht entgegen. Folglich setzt sich mit der Ausbreitung des Bodenwassers, das im Atlantik durch den



Vemakanal nach Norden strömt, die Erwärmung auch in diesen Regionen fort. Im Gegensatz dazu wird das Bodenwasser im australischen Sektor kälter und salzärmer (RINTOUL 2007), bedingt auch durch die deutliche Abnahme des Salzgehaltes im Rossmeer (JACOBS et al. 2002). Als mögliche Ursache dafür wird das starke Schmelzen der Gletscher, die in das Amundsenmeer fließen, angesehen, wo hingegen im Weddellmeer ein breiter Kontinentalschelf den Kontakt des Warmen Tiefenwassers mit dem Filchner-Ronne-Schelfeis verhindert. Szenariorechnungen für das 21. Jahrhundert aber zeigen, dass das Warme Tiefenwasser die Schwelle in den Filchnergraben überwinden kann, was im weiteren Verlauf einen rapiden Massenverlust des antarktischen Inlandeises zur Folge hat (HELLMER et al. 2012). Das Ergebnis dieser Modellstudie verdeutlicht die Notwendigkeit fortlaufender Feldmessungen, um langfristige Veränderungen in der Wassersäule des Weddellmeeres zu erfassen.

## Literatur

- FAHRBACH, E., M. HOPPEMA, G. ROHARDT, M. SCHRÖDER & A. WISOTZKI (2004): Decadal-scale variations of water mass properties in the deep Weddell Sea. *Ocean Dynamics*, 54, 77-91.
- FAHRBACH, E., HOPPEMA, M., ROHARDT, G., BOEBEL, O., KLATT, O. & A. WISOTZKI (2011): Warming of deep and abyssal water masses along the Greenwich meridian on decadal time scale: The Weddell gyre as a heat buffer. *Deep-Sea Research II* 58, 2509-2523.
- HELLMER, H., KAUKER, F., TIMMERMANN, R., DETERMANN, J. & RAE (2012): Twenty-first-century warming of a large Antarctic ice-Shelf cavity by redirected coastal current. *Nature*, 485, 225-228, doi:10.1038/nature11064.
- JACOBS, S. S., C. F. GIULIVI & P. A. MELE (2002): Freshening of the Ross Sea during the late 20th century. *Science*, 297, 386-389.
- OLBERS, D., GOURETSKI, V., SEISS, G. & J. SCHRÖTER (2010): Hydrographic Atlas of the Southern Ocean in original file formats. Alfred Wegener Institute, Helmholtz Center for Polar and Marine Research, Bremerhaven, doi:10.1594/PANGAEA.750658.
- OLBERS, D., D. BOROWSKI, C. VÖLKER & J. O. WOLFF (2004): The dynamical balance, transport and circulation of the Antarctic Circumpolar Current, *Antarctic Science*, 16 (4), 439-470.
- OLBERS, D., V. GOURETSKI, G. SEIB & J. SCHRÖTER (1993): Hydrographic Atlas of the Southern Ocean. Alfred Wegener Institute, Bremerhaven. 82 S.
- ORSI, A. H., T. WHITWORTH III & W. D. NOWLIN Jr. (1995): On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current, *Deep-Sea Res.*, 42: 641-673.
- ORSI, A. & T. WHITWORTH III (2005): Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Experiment (WOCE). Volume 1: Southern Ocean. In: M. SPARROW, P. CHAPMAN & J. GOULD (Hrsg.). International WOCE Project Office Southampton, U.K.. 223 S.
- RINTOUL, S. R. (2007): Rapid freshening of Antarctic Bottom Water formed in the Indian and Pacific oceans. *Geophysical Research Letters*, 34, L06606, doi:10.1029/2006GL028550.
- RINTOUL S. R., C. W. HUGHES & D. OLBERS (2001): The Antarctic Circumpolar Current system. In: SIEDLER G., J. CHURCH & J. GOULD (Hrsg.) *Ocean circulation and climate: Observing and modelling the global ocean*, Academic Press. 271-302.
- THOMPSON, D. W. J. & S. SOLOMON (2002): Interpretation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. *Science*, 296, 895-899.
- TIMMERMANN, R., H. H. HELLMER & A. BECKMANN (2002): Simulations of ice-ocean dynamics in the Weddell Sea 1. Model configuration and validation. *Journal of Geophysical Research*, 107 (C3): 10.1029/2001JC000741.
- WHITE W. B. & R. G. PETERSON (1996): An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature* 380: 699-702.
- YUAN, Y. (2004): ENSO-related impacts on Antarctic sea ice: a synthesis of phenomenon and mechanisms. *Antarctic Science*, 16 (4), 415-426.

## Kontakt:

*Gerd Rohardt*  
*Dr. Volker Strass*  
*Dr. Hartmut Hellmer*  
*Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum*  
*für Polar- und Meeresforschung*  
*Gerd.Rohardt@awi.de*