

## 2.3 Änderungen in der Nordatlantischen Tiefenwasserbildung und ihre Auswirkungen auf das Europäische Klima

DAGMAR KIEKE

*Changes in the formation of Deep Water and its impact on the European Climate: The subpolar North Atlantic is one of the few regions of the world ocean where deep water is formed. As part of this process warm water originating in the subtropics is carried by the Gulf Stream and the North-Atlantic Stream far into the North Atlantic. On its way north the water cools and releases heat into the atmosphere. Oceanic and atmospheric heat introduced into the northern hemisphere have a strong impact on modulating the European climate. In key regions of the North Atlantic wintertime surface cooling together with other factors leads to a vertical transformation of surface waters into North Atlantic Deep Water. The latter forms the cold return flow of this overturning cell, spreads towards south and is injected into the global deep water circulation system. Studies based on sediment cores show that in the geological past the formation of deep water in the North Atlantic succumbed to strong changes and even temporarily ceased. Modern climate models predict that the strength in the formation of deep water will weaken in a climate that succumbs to global warming. Present observations show strong variations on interannual to decadal time scales in particular components of North Atlantic deep water but yet do not reveal clear trends. So far existing time series are still too short to allow for any detection of longterm trends.*

Der subpolare Nordatlantik nimmt im Weltozean eine Sonderrolle ein, da hier in verschiedenen Regionen eine vertikale Umformung von Wassermassen, die sogenannte Wassermassentransformation, stattfindet, die in ähnlicher Form nur in wenigen anderen Gebieten des Weltozeans zu beobachten sind (z.B. MARSHALL & SCHOTT 1999). Bei diesem Prozess wird ehemals an der Oberfläche befindliches Wasser in Tiefenwasser umgewandelt. Als Folge entstehen lokal verschiedene Wassermassen, die unter dem Begriff Nordatlantisches Tiefenwasser zusammengefasst werden und zur Erneuerung des Weltozeans zwischen ca. 2.000-4.000 m Tiefe beitragen. Die Untersuchung dieses Tiefenwassers hinsichtlich Schwankungen in der Bildung, Ausbreitung und Veränderlichkeit der Wassermasseigenschaften hat in den letzten Jahren und Jahrzehnten verstärkte Aufmerksamkeit erfahren. Änderungen in diesen Wassermassen werden mit Schwankungen in den physikalischen Antriebsprozessen assoziiert, die letztlich Auswirkungen auf das Europäische Klima haben können. Desweiteren ist die Erneuerung des Tiefenwassers ein wichtiger Prozess für die Belüftung des tiefen Ozeans, da in den Bildungsregionen Gase wie z.B. Sauerstoff und Kohlendioxid von der Oberfläche in den tiefen Ozean eingetragen und dort gespeichert werden. Daher sind auch Untersuchungen zur Speicherfähigkeit des Ozeans hinsichtlich dieser Gase in einem sich erwärmenden Klima von zentraler Bedeutung (z.B. SOLOMON et al. 2007). Klimavorhersagen deuten darauf hin, dass in einem sich erwärmenden Klima die Tiefenwasserbildungsrate und damit die Aufnahme des tiefen Ozeans und Speicherfähigkeit von Gasen wie Kohlendioxid herabgesetzt wird.

### Die meridionale Umwälzbewegung

Die Wassermassenbildungsprozesse im Nordatlantik sind eng mit der atlantischen meridionalen Umwälzbewegung verknüpft, die für den Eintrag von warmen

Oberflächen-Wassermassen in den Nordatlantik und den südwärtigen Abtransport des neu gebildeten kalten Tiefenwassers verantwortlich ist. Tiefenwasserbildungsprozesse verknüpfen somit die Oberflächen- und Tiefenwasserzirkulation. Eine Abschwächung dieser Umwälzbewegung in einem sich erwärmenden Klima, wie sie aus Computer-Simulationen vorgeschagt wird (z.B. SOLOMON et al. 2007), lässt Auswirkungen auf die derzeit vorherrschenden Muster der ozeanischen Zirkulation und die räumlichen Verteilungen von Temperatur und Niederschlagsmengen erwarten.

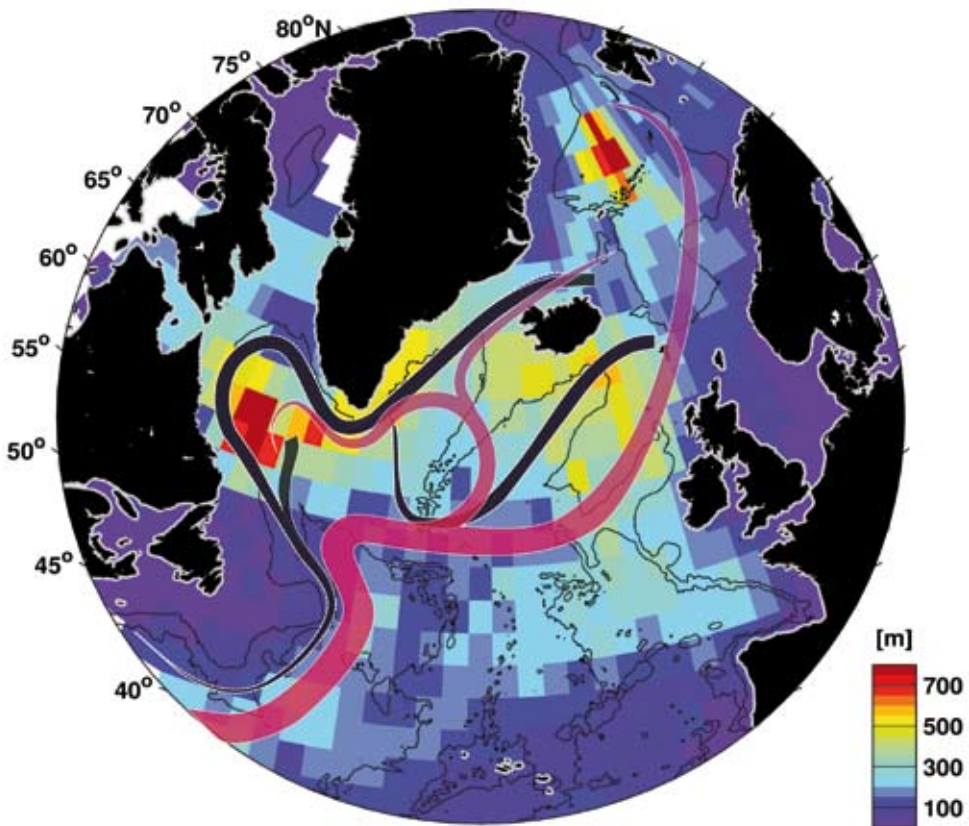
Ausgangspunkt dieser Kette von Prozessen ist eine räumlich ungleiche Verteilung des Wärmeeintrags in das Erdsystem, welches seine Energie aus der Sonneneinstrahlung bezieht. Während der solare Wärmeeintrag in die Tropen und Subtropen keinen starken saisonalen Schwankungen unterliegt und sowohl die Atmosphäre als auch der Ozean große Mengen an Wärme aufnehmen können, so wird diese Wärme in den subpolaren bis polaren Breiten vom Ozean als auch von der Atmosphäre wieder abgegeben. Diese Abgabe ist auf der Nordhalbkugel im Winter am stärksten ausgeprägt und stellt einen wichtigen Bestandteil zur Schließung des Wärme-Budgets der Erde dar.

Die atmosphärische Zirkulation in Form des Windsystems als auch die ozeanische Zirkulation mit ihren Strömungen sind für die räumlichen Verteilungsmuster dieser Wärme und den Ausgleich von Wärme-Überschuss und -Defizit verantwortlich. Sie sorgen für eine großskalige meridionale Umwälzbewegung im Ozean. Diese wird sowohl durch den Windschub als auch durch großräumige Dichtegradienten, die neben der ungleichen Temperatur-Verteilung auch durch Süßwasser-Überschüsse in den polaren Breiten und -Defizite in den Subtropen bedingt werden, erzeugt. Ozean und Atmosphäre tragen ungefähr den gleichen Anteil des Wärmetransports in Richtung polare Breiten. Als Teil der großräumigen

Ozeanzirkulation führt der Golfstrom und seine nordwärtige Fortsetzung, der Nordatlantikstrom, warmes, salzreiches Wasser in den subpolaren Nordatlantik ein. Die mitgeführten warmen und salzreichen Wassermassen subtropischen Ursprungs werden durch den Nordatlantikstrom in den Subpolarwirbel eingespeist und zwischen ca. 47 °N und 53 °N über den Mittelatlantischen Rücken hinweg in den Ostatlantik eingetragen (*Abb. 2.3-1*). Austausch-Prozesse zwischen dem Ozean und der Atmosphäre führen auf dem Weg nach Norden zu einer sukzessiven Abgabe ozeanischer Wärme an die Atmosphäre. Das in den subpolaren Breiten vorherrschende System westlicher Winde sowie der innerozeanische Wärmetransport sorgen für eine wichtige Modulierung des europäischen Klimas, da dieser Wärmetransport die klimatischen Bedingungen und Kontraste Westeuropas im Vergleich zu denen, die auf der Ostseite des Nordamerikanischen Kontinents vorherrschen, maßgeblich abbildert und beeinflusst.

Ein wichtiger Teil des eingetragenen Wassers und der mitgeführten Wärme wird als Atlantisches Wasser auf verschiedenen Pfaden über den Grönland-Island-Schottland-Rücken hinweg weit nach Norden in das Europäische Nordmeer eingetragen. Ein weiterer Zweig folgt der durch die Verteilung der Landmassen vorgegebenen Topographie und gelangt über die südöstlich von Grönland gelegene Irmingersee in Richtung Kanada in die Labradorsee.

Wechselwirkungen der Meeresoberfläche mit der Atmosphäre sowie zwischen dem Ozean und eventuell vorhandenem Meereis führen unter bestimmten Bedingungen zu einem massiven Auftriebsverlust in der oberflächennahen Schicht des Ozeans und damit zur Bildung von Tiefenwasser. Dieser Prozess findet nur in sehr wenigen Regionen des Weltozeans statt. Im Nordatlantik sind besonders die Labradorsee, die Grönlandsee und auch die Irmingersee hierfür prädestiniert (siehe *Abb. 2.3-1*). Sie befinden sich nahe von Landmassen, wo die dort abge-



*Abb. 2.3-1:* Schematische Zirkulation des Nordatlantiks, die den Eintrags warmen, subtropischen Wassers durch den Golfstrom und Nordatlantikstrom (**rote Pfeile**) und den südwardigen Export verschiedener Tiefenwasser-Komponenten (**graue Pfeile**) aufzeigt. Der Hintergrund zeigt das langjährige Mittel der maximalen vertikalen Vertiefung [m] der Deckschicht im Monat März. Gebiete mit großen Vermischungstiefen kennzeichnen Regionen der Wassermassenbildung, die am Ende des Winters am stärksten ausgeprägt ist. Daten nach DE BOYER MONTÉGUT et al. (2004).

kühlte Luft über dem Ozean zu einem signifikanten Wärmeverlust führt. Die lokale Becken-Geometrie erzeugt eine gegen den Uhrzeigersinn verlaufende sogenannte zyklonale Ozean-Zirkulation als dessen Folge sich das ozeanische Dichtefeld nach oben aufwölbt. Wasser mit der gleichen Dichte befindet sich im Beckeninneren näher an der Meeresoberfläche als an den Beckenrändern. Der im Winter ausgeprägte Wärmeverlust in den Oberflächen-Schichten des Ozeans verändert den Auftrieb durch Erhöhung der Wasserdichte. Die Dichteschichtung in der Wassersäule wird instabil, und es kommt zu einer vertikalen Absinkbewegung. Aufgrund des vorherigen Kontakts zur Oberfläche nimmt das abgesunkene Wasser seine an der Oberfläche aufgeprägten Eigenschaften, zu denen auch ein hoher Gehalt verschiedener Gase gehört, mit in die Tiefe. In Gebieten wie der Labrador- oder Irmingersee ist eine direkte Einspeisung dieses gebildeten Wassers in das großräumige Tiefenwasser-Zirkulationssystem möglich. Andere Regionen, wie die Grönlandsee, sind hingegen durch topographische Barrieren abgeriegelt, und die dort stattfindende Tiefenwasserbildung hat nur lokale Bedeutung und trägt nicht direkt zur Entstehung von Nordatlantischem Tiefenwasser bei (MAURITZEN 1996).

**Die Komponenten des Nordatlantischen Tiefenwassers**

Das Nordatlantische Tiefenwasser besteht aus zwei Komponenten, dem oberen und dem unteren Tiefenwasser. Die obere Etage, das sogenannte Labradorseewasser (LSW), entsteht in der Labradorsee als Ergebnis der dort stattfindenden Wassermassentransformation und verlässt als Teil der Tiefenzirkulation auf verschiedenen Ausbreitungspfaden seine Bildungsregion. Das LSW

zeigte in den letzten Jahren und Jahrzehnten starke Veränderungen in seinen Wassermasseneigenschaften, was auf starke Variationen in seiner Bildung hindeutet. Bisher beobachteten Änderungen können größtenteils mit Schwankungen in der Nordatlantischen Oszillation (NAO) in Zusammenhang gebracht werden. Diese kennzeichnet verschiedene dominante Zustände der atmosphärischen Zirkulation, die durch Änderungen in der Luftdruckdifferenz zwischen dem atmosphärischen Island-Tief und dem Azoren-Hoch (z.B. HURRELL 1995) ausgedrückt werden. Eine Phase positiver NAO ist durch verstärkte Westwinde in den mittleren Breiten gekennzeichnet. Als Folge sind die Winter über dem Nordwest-Atlantik kälter als im Mittel, was die dortige Wassermassenbildung beeinflusst, und die über Europa milder. In Phasen negativer NAO kehrt sich diese Beziehung um.

Ein Forschungsschwerpunkt liegt derzeit auf der Untersuchung von langfristigen Schwankungen in der Temperatur und im Salzgehalt des LSW, welche u.a. auf der Basis von wiederholten Schiffsmessungen erfolgt (z.B. SY et al. 1997, AZETSU-SCOTT et al. 2003, STRAMMA et al. 2004, YASHAYAEV 2007, KIEKE et al. 2009, YASHAYAEV & LODER 2009). Daneben werden aber auch in der Labradorsee installierte Langzeitverankerungen analysiert (z.B. AVSIC et al. 2006, FISCHER et al. 2010) sowie Temperatur- und Salzgehaltsdaten von autonomen Driftkörpern ausgewertet (z.B. YASHAYAEV & LODER 2009). Auch die Aufnahme von Gasen wie Sauerstoff (z.B. KÖRTZINGER et al. 2004), FCKWs (RHEIN et al. 2002, KIEKE et al. 2006, 2007) und anthropogenem Kohlenstoff (z.B. STEINFELDT et al. 2009) wurden quantifiziert. Die Analyse von Schichtdicken des LSW (z.B. LAZIER

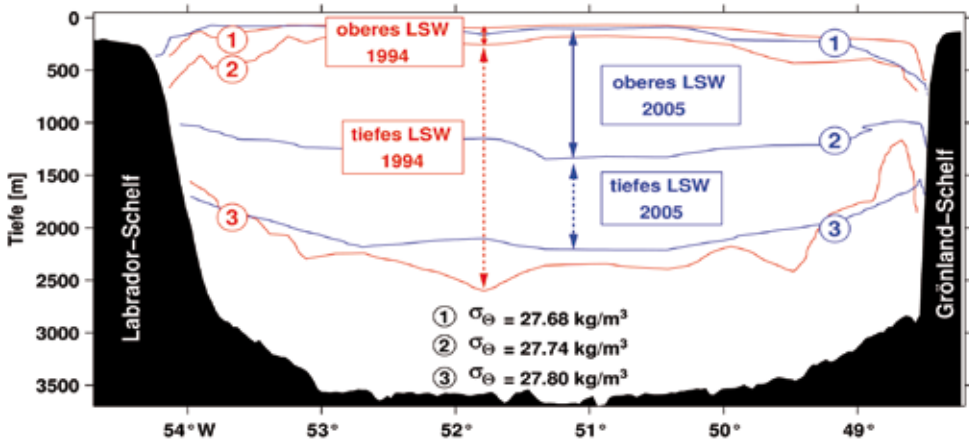
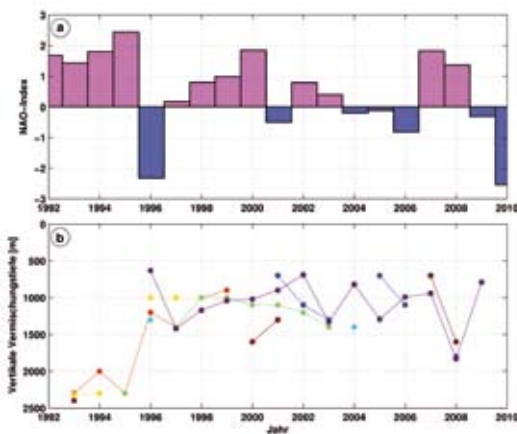


Abb. 2.3-2: Tiefenlage ausgewählter Dichtelinien (rote und blaue Linien) in der zentralen Labradorsee in den Jahren 1994 und 2005. Die gezeigten Dichtelinien begrenzen das obere und das tiefe Labradorseewasser (LSW). Oberes LSW:  $\sigma_\theta = [27,68-27,74] \text{ kg/m}^3$ , tiefes LSW:  $\sigma_\theta = [27,74-27,80] \text{ kg/m}^3$ . Vertikale Pfeile kennzeichnen die jeweilige Schichtdicke. Daten von CCHDO (<http://cchdo.ucsd.edu>).

et al. 2002, KIEKE et al. 2006, RHEIN et al. 2011) zeigte, dass die LSW-Schicht in den frühen 1990er Jahre am stärksten ausgeprägt war (Abb. 2.3-2). Zu dieser Zeit herrschte eine positive NAO-Phase mit einer Abfolge von strengen Wintern über dem Nordwestatlantik, die zu einer Intensivierung der Konvektionstätigkeit bis in eine Tiefe von 2.400 m in der Labradorsee führten (z.B. LAZIER et al. 2002). Als Folge bildete sich ein mächtiges LSW-Volumen, das eine grosse vertikale Homogenität, geringe Temperaturen und Salzgehalte sowie ein Sauerstoffmaximum aufwies. GELDERLOOS et al. (2013) fassen die bisher mittels Schiffsmessungen, Verankerungen und Driftkörpern in der Labradorsee beobachteten vertikalen Vermischungstiefen zusammen. Die sich ergebende Zeitreihe (Abb. 2.3-3) zeigt, wie sich seit den frühen 1990er Jahre die vertikal durchmischte Wassertiefe mit der Zeit verringert und demzufolge die Konvektionsaktivität abgenommen hat. Nach 1996 wurden aufgrund milderer Winterbedingungen und einer Änderung im Zustand der NAO nur noch vertikale Vermischungstiefen zwischen 700 und ca. 1.400 m erreicht. Als Folge davon bildete sich ab 1999/2000 eine leichtere Variante des LSW, das sogenannte obere Labradorseewasser (z.B. AZETSU-SCOTT et al. 2003, STRAMMA et al. 2004, KIEKE et al. 2006), während das bis dahin gebildete dichtere und somit schwerere tiefe LSW nicht mehr erneuert wurde. Desweiteren erwärmte sich das LSW mit der Zeit, und der Salzgehalt nahm zu (z.B. AZETSU-SCOTT et al. 2003, YASHAYAEV 2007, YASHAYAEV & LODER 2009). Im Winter 2007/2008 reichte die Konvektionsintensität noch einmal

bis in ca. 1.600 m Tiefe und erreichte den Dichtebereich des tiefen LSW, was durch eine in diesem Winter verstärkte atmosphärische Abkühlung über der Labradorsee verursacht wurde (YASHAYAEV & LODER 2009). Der nachfolgende Winter war jedoch wieder moderat und führte nur zu geringen Vermischungstiefen (Abb. 2.3-3, RHEIN et al. 2011, GELDERLOOS et al. 2013). Daher stellt der Winter 2007/2008 nach den frühen 1990er Jahren seit langer Zeit eine Ausnahmesituation hinsichtlich der erhöhten Wassermassenbildung dar.

Die konkrete Bildung des LSW in der winterlichen Labradorsee ist nur sehr schwer direkt zu beobachten, da zum einen die stattfindenden Konvektionsereignisse sehr kleinräumig (O(1 km); MARSHALL & SCHOTT 1999) sind, und zum anderen z.B. Schiffsmessungen dort im Winter nur unter erschwerten Bedingungen durchgeführt werden können. Am Meeresboden installierte Tiefsee-Verankerungen liefern den Vorteil hochaufgelöster Zeitreihen, allerdings nur an vorher festgelegten Positionen. Abschätzungen zur Veränderlichkeit der Bildungsrate des LSW beziehen sich daher häufig auf indirekte Methoden. Zu diesem Zweck werden u.a. Änderungen in den FCKW-Inventaren des LSW zwischen zwei Zeitpunkten analysiert (RHEIN et al. 2002, 2011; KIEKE et al. 2006, 2007). Da FCKWs während der LSW-Bildung in den tiefen Ozean eingetragen werden und sich in dieser Schicht im Ozean passiv verteilen, lässt eine signifikante Zunahme der FCKWs in der LSW-Schicht unter bestimmten Annahmen auf eine Zunahme in der Wassermassen-Bildung schließen. Bisher vorhandene Zeitreihen zeigen, dass seit 1997 die Bildung des dichten tiefen LSW zugunsten des oberen LSW abgenommen hat. Aber auch die Bildung des oberen LSW hat sich reduziert. Wurden im Zeitraum 1997-1999 noch 7,9 Sv (1 Sv =  $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ) gebildet, so waren es im Zeitraum 2003-2005 nur noch weniger als 2 Sv. MYERS & CONNELLY (2008) untersuchten die LSW-Bildung anhand der Analyse des Auftriebsflusses an der Meeresoberfläche. Diese Größe lässt sich aus Messungen der Temperatur und des Salzgehaltes sowie atmosphärischen Daten berechnen und hilft bei der Identifizierung von Dichteklassen, in denen das LSW eventuell erneuert wird. Die Autoren erarbeiteten eine Zeitreihe der LSW-Bildung für den Zeitraum 1960-1999 und konnten starke Schwankungen in der LSW-Bildung nachweisen, in denen sich Phasen starker Bildung mit Phasen schwacher Bildung abwechselten. HAINE et al. (2008) fassen die bisherigen unterschiedlichen Ansätze zur Bestimmung der LSW-Bildung zusammen und vergleichen Ergebnisse basierend auf Ozean-Beobachtungen mit Analysen, die auf Simulationen des Ozeans mit Computer-Modellen zurückgehen. Die Tendenzen aus den 1990er Jahre ähneln sich qualitativ, einzelne Ergebnisse weichen aber im Detail um bis



**Abb. 2.3-3:** (a) Index der Nordatlantischen Oszillation (NAO) nach JONES et al. (1997) im Zeitraum 1992-2010. (b) Vertikale Vermischungstiefen [m], die während 1993-2009 in der Labradorsee anhand von Schiffsmessungen, Verankerungen und Daten von autonomen Driftern beobachtet wurden. Daten aus GELDERLOOS et al. (2013), Tab. 1. Die verschieden farbigen Kurven stehen für verschiedene Publikationen, die von GELDERLOOS et al. (2013) für ihre Zusammenfassung herangezogen wurden.



zu Faktor 4 ab. VAN AKEN et al. (2011) zeigen 60 Jahre lange Zeitreihen multidekadischer Schwankungen des LSW in der Labrador- und Irmingersee sowie im Islandbecken und untermauern den Zusammenhang zwischen langfristigen Schwankungen im Netto-Wärmeverlust der Labradorsee an die Atmosphäre und LSW-Temperatur-Schwankungen. Änderungen in den Sauerstoffgehalten, die auf die Bildung konkreter LSW-Varianten hindeuten, erfolgen jedoch auf kürzeren Zeitskalen. Die beobachteten Schwankungen in der Bildung von LSW lassen erwarten, dass auch der südwärtige Export des neugebildeten LSW und die Einspeisung von LSW in den kalten unteren Zweig der meridionalen Umwälzbewegung Änderungen unterliegt. Um diesen Zusammenhang zu untersuchen, wurden seit 1996 Verankerungen im Randstromsystem der westlichen Labradorsee installiert (z.B. FISCHER et al. 2010). Über den westlichen Randstrom wird das neugebildete LSW nach Süden in die Subtropen abtransportiert (Abb. 2.3-1). Bisherige Messungen zeigen zwar starke kurzfristige Export-Änderungen auf zwischenjährlichen Zeitskalen, aber keine langfristige Abnahme. Experimente mit hochaufgelösten Computer-Modellen (z.B. BIASTOCH et al. 2008) deuten jedoch auf einen Zusammenhang zwischen Schwankungen in der Bildung und im Export von LSW und Änderungen in der Stärke der meridionalen Umwälzbewegung hin.

Das untere Tiefenwasser bezieht seine Eigenschaften und Quellwassermassen aus der Region nördlich von Island. Das mit dem Nordatlantikstrom ins Nordmeer eingetragene Atlantik-Wasser stellt die Quelle für das sogenannte Island-Schottland-Overflow-Wasser (ISOW) dar. Durch Wassermassentransformation, die nördlich der Island-Schottland-Schwelle stattfindet, wird eine sehr dichte und salzreiche Wassermasse erzeugt. Diese passiert den Island-Schottland-Rücken vornehmlich durch den Farøer-Shetland-Kanal und verschiedene Passagen im Rückensystem zwischen Island und den Farøer-Inseln und gelangt somit in den östlichen subpolaren Nordatlantik. Der Gesamttransport über den Island-Schottland-Rücken liegt im Mittel bei 3 Sv (z.B. ØSTERHUS et al. 2008). Entrainment, d.h. Einmischung der umliegenden Wassermassen beim und nach dem Überströmen der Schwellen, führt dazu, dass sich der Transport auf dem weiteren Ausbreitungsweg erhöht. Aufgrund der hohen Dichte breitet sich das ISOW im Islandbecken als Bodenschicht aus, folgt dabei dem Verlauf des Reykjanes-Rücken nach Südosten und nutzt vor allem die Charlie-Gibbs-Bruchzonen, einen bei ca. 52 °N gelegenen tiefen Einschnitt in den Mittelatlantischen Rücken, um das Ostbecken des Nordatlantiks zu verlassen und in das Westbecken zu gelangen. Hier folgt es u.a. der Beckengeometrie, bis es im westlichen Nordatlantik mit dem tiefen westlichen Randstrom nach Süden exportiert wird. YASHAYAEV &

DICKSON (2008) zeigen, dass sich der ISOW-Salzgehalt auf dem Weg von der Island-Schottland-Schwelle bis zum Westrand des Nordatlantiks maßgeblich verdünnt, was auf Vermischung mit salzärmeren Wassermassen wie z.B. LSW zurückzuführen ist. HANSEN & ØSTERHUS (2007) konnten aus Messungen im Farøer-Bank-Kanal im Zeitraum 1995-2005 bisher keinen eindeutigen Trend in der Stärke des Overflow-Transports feststellen, sehen aber eine Zunahme im Salzgehalt. Eine vorher in der Periode 1950-2000 festgestellte Abschwächung des Transports konnte unter Verwendung des bis 2005 erweiterten Datensatzes nicht bestätigt werden. Während 1986-2006 beobachten YASHAYAEV & DICKSON (2008) eine Abnahme im ISOW-Salzgehalt, die im Island-Becken bis zur Mitte der 1990er Jahre anhält. Anschließend kehrt sich dieser Trend um, und der Salzgehalt nimmt in den weiteren Jahren wieder zu. Dieses Umkehr-Signal lässt sich mit einer Verspätung von 4-5 Jahren bis an den Westrand der Labradorsee verfolgen. Die von DICKSON et al. (2002) seit den 1960er bis in die frühen 2000er Jahre festgestellte Salzgehaltsabnahme im subpolaren Nordatlantik setzt sich also derzeit nicht fort. YASHAYAEV & DICKSON (2008) finden auch einen klaren Zusammenhang zwischen den Schwankungen in den ISOW-Salzgehalten und salzärmeren oder -reicheren Beimischungen von LSW und dem Dänemarkstraßen-Overflow-Wasser (DSOW), dem zweiten Beitrag zum unteren Nordatlantischen Tiefenwasser.

Das DSOW wird von nördlich der Grönland-Island-Schwelle gelegene Wassermassen gespeist. Deren Eigenschaften führen dazu, dass das DSOW von allen Tiefenwasser-Komponenten die größte Dichte aufweist. Nach dem Überströmen der ca. 600 m-flachen Dänemarkstraße schichtet sich das DSOW daher am Boden ein, verändert durch Entrainment der umliegenden Wassermassen sein Volumen, behält aber eine klare Charakteristik, die sich durch hohe Dichte, kalte Temperaturen, vergleichsweise hohe Konzentrationen von Sauerstoff oder atmosphärischer Spurengase wie FCKWs und vergleichsweise geringe Salzgehalte auszeichnen. DSOW macht ungefähr die Hälfte des Eintrags dichten Overflow-Wassers in den subpolaren Nordatlantik aus (z.B. ØSTERHUS et al. 2008). In Studien zur Stärke des Overflows durch die Dänemarkstraße, die seit vielen Jahrzehnten gemacht werden, wird der DSOW-Eintrag durch die Dänemarkstraße häufig in der Größenordnung von 3-3.5 Sv angegeben (z.B. DICKSON & BROWN 1994, MACRANDER et al. 2005). JOCHUMSEN et al. (2012) analysierten Verankerungsdaten aus der Dänemarkstraße für den Zeitraum 1996 bis 2011, bestimmten den mittleren Transport mit 3.5 Sv, konnten aber keinen signifikanten Trend in der Transportzeitreihe ermitteln. Allerdings sind auf kurzen Zeitskalen von wenigen Tagen starke Transportschwankungen in der Größenordnung von bis zu 8.7 Sv zu beobachten, die

mit der Passage von Wirbeln assoziiert werden. Entsprechende Verankerungszeitreihen der DSOW-Temperatur zeigten eine Abnahme, während der entsprechende Salzgehalt im Beobachtungszeitraum eher konstant blieb (JOCHUMSEN et al. 2012). Die Fortsetzung der von DICKSON et al. (2002) für den Zeitraum 1963-2001 beschriebene Abnahme im Salzgehalt konnte auch hier nicht weiter festgestellt werden. VAN AKEN & DE JONG (2012) fanden hingegen im DSOW der Irmingersee bei 60°N starke Fluktuationen in den Temperaturen und Salzgehalten, die auf wöchentlichen bis multi-dekadischen Zeitskalen zu beobachten waren, und deren Ursachen die Autoren in den Quellwassermassen des DSOW vermuten. ELDEVIK et al. (2009) sehen die Schwankungen im Eintrag von Atlantischem Wasser in das Nordmeer als vorrangige Ursache für die Schwankungen in den Eigenschaften der Overflow-Wassermassen.

### Schlussbemerkung

Viele der bisher in den letzten Dekaden beobachteten Änderungen können zum Teil mit Schwankungen in der Nordatlantischen Oszillation in Zusammenhang gebracht werden, die wiederum Auswirkungen auf die ozeanische Zirkulation hat. HÄKKINEN & RHINES (2004) und JOHNSON et al. (2013) finden einen Zusammenhang zwischen den Veränderungen in der Intensität der NAO und Schwankungen in der Stärke und Ausprägung des Subpolarwirbels, der für die Umverteilung der in den Nordatlantik eingetragenen Wärme und Salzgehalte verantwortlich ist. Dehnt sich der Subpolarwirbel aus, was durch eine ostwärtige Verlagerung der Subpolarfront erkennbar wird, so werden auch subpolare Wassermassen weiter in den Ostatlantik hineingetragen. Zieht er sich hingegen zusammen und die Subpolarfront wandert nach Westen wie seit 1996 beobachtet (JOHNSON et al. 2013), so erhöht das den Eintrag von Wassermassen, die einen südlicheren Ursprung haben und demzufolge wärmer und salzreicher sind. Die Eigenschaften der Quellwassermassen des Nordatlantischen Tiefenwassers werden auf diese Weise moduliert. Inwiefern eine Abschwächung des Subpolarwirbels mit einer Abschwächung in der Tiefenwasserbildung einhergeht, ist Gegenstand aktueller Untersuchungen.

Verschiedene Studien mit Computer-Modellen weisen auf einen Zusammenhang zwischen der Stärke in der meridionalen Umwälzbewegung und der Tiefenwasserbildung hin (z.B. STOUFFER et al. 2006, BIASTOCH et al. 2008). In einem sich erwärmenden Klima wird erwartet, dass sich die meridionale Umwälzbewegung abschwächt, da die Tendenz zur Tiefenwasserbildung herabgesetzt wird. Einerseits vergrößern erhöhte Schmelzraten des Meereises in der Arktis sowie des grönländischen Festlandeseis den Süßwassereintrag in den subpolaren Nord-

atlantik und reduzieren die Oberflächendichte. Andererseits muss der Ozean einen größeren Anteil an Wärme speichern, was ebenfalls zu geringeren Wasserdichten führen würde. Beides wirkt der Tiefenwasserbildung entgegen. Eine längere Abfolge kälterer Winter wäre erforderlich, um dem Ozean den dann vorhandenen Wärmegehalt zu entziehen und Wassermassentransformation zu initiieren. Auf geologischen Zeitskalen wurde ein Zusammenbruch der Tiefenwasserbildung anhand von Sedimentkern-Analysen beobachtet und mit einem massiven Eintrag von subarktischem Süßwasser in Zusammenhang gebracht (z.B. McMANUS et al. 2004). Auch für die Zukunft sagen Computer-Simulationen eine durch die Klimaerwärmung verursachte Abschwächung der meridionalen Umwälzrate voraus. Als Konsequenz reduziert sich der nordwärtige Wärmetransport, und eine Abkühlung wird über dem Nordatlantik und benachbarten Landregionen erwartet, die der Klimaerwärmung entgegen wirkt (z.B. SROKOSZ et al. 2012). Die gegenwärtig vorhandenen Beobachtungszeitreihen sind jedoch noch zu kurz, um diesen Zusammenhang im Ozean nachzuweisen. Bisher werden große Schwankungen auf Zeitskalen von Tagen bis Multi-Dekaden festgestellt. Langfristige Untersuchungen erfordern den Einsatz und die Aufrechterhaltung langjähriger Beobachtungssysteme, die an Schlüsselstellen des Nordatlantiks installiert sind, sowie die Reduzierung von Unsicherheiten in den maßgeblichen Parametern zur Bestimmung der Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkung. Längerfristige angelegte Mess-Systeme sind gegenwärtig an diesen Schlüsselstellen, wie z.B. der Labrador- und Irmingersee, dem Neufundlandbecken und den Overflow-Regionen, und auch auf verschiedenen Breiten des subtropischen Atlantiks installiert. Sie müssen aufrecht erhalten werden, um die bisher beobachteten Schwankungen und die beteiligten Mechanismen besser verstehen und somit die Vorhersagbarkeit von Klima-Änderungen und potentiellen Auswirkungen verbessern zu können. Zusammen mit Computer-Simulationen stellen sie wichtige Werkzeuge dar, Schwankungen in der meridionalen Umwälzbewegung und die sie verursachenden Mechanismen untersuchen und Vorhersagen bezüglich der Auswirkungen verbessern zu können.

### Literatur

- AVSIC, T., J. KARSTENSEN, U. SEND & J. FISCHER (2006): Interannual variability of newly formed Labrador Sea Water from 1994 to 2005. *Geophys. Res. Lett.*, doi:10.1029/2006GL026913.
- AZETSU-SCOTT, K., E. P. JONES, I. YASHAYAIEV & R. M. GERSHEY (2003): Time series study of CFC concentrations in the Labrador Sea during deep and shallow convection regimes (1991–2000). *J. Geophys. Res.*, 108, C11, doi:10.1029/2002JC001317.
- BIASTOCH, A., C. W. BÖNING, J. GETZLAFF, J. M. MOLINES & G. MADEC (2008): Causes of interannual-decadal variability in the meridional overturning circulation of the midlatitude north Atlantic Ocean. *J. Clim.*, 21 (24), 6599–6615.

- DE BOYER MONTÉGUT, C., G. MADEC, A. S. FISCHER, A. LAZAR & D. IUDICONE (2004): Mixed layer depth over the global ocean: an examination of profile data and a profile-based climatology, *J. Geophys. Res.*, 109, C12003. doi:10.1029/2004JC002378.
- DICKSON, B., I. YASHAYAEV, J. MEINCKE, B. TURRELL, S. DYE & J. HOLFORT (2002): Rapid freshening of the deep North Atlantic Ocean over the past four decades, *Nature*, 416, 832–837.
- DICKSON, R. R. & J. BROWN (1994): The production of North Atlantic Deep Water: sources rates and pathways, *J. Geophys. Res.*, 99(C6), 12319–12341.
- ELDEVIK, T. J., NILSEN, D., IOVINO, K., OLSSON, A., SANDØ & H. DRANGE (2009): Observed sources and variability of Nordic seas overflow, *Nature*, doi: 10.1038/NGEO518.
- FISCHER, J., M. VISBECK, R. ZANTOPP & N. NUNES (2010): Interannual to decadal variability of outflow from the Labrador Sea, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24610, doi:10.1029/2010GL045321.
- GELDERLOOS, R., C. A. KATSMAN & K. VÅGE (2013): Detecting Labrador Sea Water formation from space, *J. Geophys. Res.*, 118, doi:10.1002/jgrc.20176.
- HÄKKINEN, S. & P. RHINES (2004): Decline of the subpolar North Atlantic circulation during the 1990s, *Science*, 304, 555–559.
- HAINES, T., C. W. BÖNING, P. BRANDT, J. FISCHER, A. FUNK, D. KIEKE, E. KVALEBERG & M. RHEIN (2008): North Atlantic Deep Water transformation in the Labrador Sea, recirculation through the Subpolar Gyre, and discharge to the subtropics. In: Dickson, R.R., Meincke, J., Rhines, P. (Eds.): *Arctic–Subarctic Ocean Fluxes—Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. Springer. ISBN 978-1-4020-6773-0.
- HANSEN, B. & S. ØSTERHUS (2007): Faroe Bank Channel overflow 1995–2005, *Progr. Oceanogr.*, 75, 817–856.
- HURRELL, J. W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676–679.
- JOCHUMSEN, K., D. QUADFASEL, H. VALDIMARSSON & S. JÖNSSON (2012): Variability of the Denmark Strait overflow: Moored time series from 1996–2011, *J. Geophys. Res.*, 117, C12003, doi:10.1029/2012JC008244.
- JOHNSON, C., M. INALL & S. HÄKKINEN (2013): Declining nutrient concentrations in the northeast Atlantic as a result of a weakening Subpolar Gyre, *Deep-Sea Res. I*, 82, 95–107.
- JONES P.D., T. JONSSON & D. WHEELER (1997): Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17, 1433–1450.
- KIEKE, D., B. KLEIN, L. STRAMMA, M. RHEIN & K. P. KOLTERMANN (2009): Variability and propagation of Labrador Sea Water in the southern subpolar North Atlantic. *Deep-Sea Res. I*, 56(10), 1656–1674.
- KIEKE, D., M. RHEIN, L. STRAMMA, W. M. SMETHIE, J. L. BULLISTER & D. A. LEBEL (2007): Changes in the pool of Labrador Sea Water in the subpolar North Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 34(6), doi:10.1029/2006GL028959.
- KIEKE, D., M. RHEIN, L. STRAMMA, W. M. SMETHIE, D. A. LEBEL & W. ZENK (2006): Changes in the CFC Inventories and Formation Rates of Upper Labrador Sea Water, 1997–2001. *J. Phys. Oceanogr.*, 36, 64–86.
- KÖRTZINGER, A., J. SCHIMANSKI, U. SEND & D. WALLACE (2004): The ocean takes a deep breath, *Science*, 306, 1337.
- LAZIER, J., R. HENDRY, A. CLARKE, I. YASHAYAEV & P. RHINES (2002): Convection and restratification in the Labrador Sea, 1990–2000, *Deep-Sea Res. I*, 49(10), 1819–1835.
- MACRANDER, A., U. SEND, H. VALDIMARSSON, S. JÖNSSON & R. H. KÅSE (2005): Interannual changes in the overflow from the Nordic Seas into the Atlantic Ocean through Denmark Strait, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06606, doi:10.1029/2004GL021463.
- MARSHALL, J. & F. SCHOTT (1999): Open-ocean convection: Observations, theory, and models, *Rev. Geophys.*, 37(1), 1–64.
- MAURITZEN, C. (1996): Production of dense overflow waters feeding the North Atlantic across the Greenland-Scotland Ridge. Part 1: Evidence for a revised circulation scheme, *Deep Sea Res. I*, 43(6), 769–806.
- MCMANUS, J. F., R. FRANCOIS, J.-M. GHERARDI, L. D. KEIGWIN & S. BROWN-LEGER (2004): Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation meridional circulation linked to deglacial climate change, *Nature*, 428, 834–837.
- MYERS, P. G. & C. DONNELLY (2008): Water mass transformation and formation in the Labrador sea, *J. Clim.*, 21 (7), 1622–1638.
- ØSTERHUS, S., T. SHERWIN, D. QUADFASEL & B. HANSEN (2008): The overflow transport east of Iceland. In: Dickson, R.R., Meincke, J., Rhines, P. (Eds.): *Arctic–Subarctic Ocean Fluxes—Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. Springer. ISBN 978-1-4020-6773-0.
- RHEIN, M., D. KIEKE, S. HÜTTL-KABUS, A. ROESSLER, C. MERTENS, R. MEISSNER, B. KLEIN, C. W. BÖNING & I. YASHAYAEV (2011): Deep water formation, the subpolar gyre, and the meridional overturning circulation in the subpolar North Atlantic, *Deep-Sea Res. II*, 58(17–18), 1819–1832.
- RHEIN, M., J. FISCHER, W.M. SMETHIE, D. SMYTHE-WRIGHT, R.F. WEISS, C. MERTENS, D.-H. MIN, U. FLEISCHMANN & A. PUTZKA (2002): Labrador sea water: pathways, CFC inventory, and formation rates, *J. Phys. Oceanogr.*, 32 (2), 648–665.
- SOLOMON, S., D. QIN, M. MANNING, Z. CHEN, M. MARQUIS, K. B. AVERY, M. TIGNOR & H. K. MILLER (Eds.) (2007): *Climate Change 2007: The Physical Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- SROKOSZ, M., M. BARINGER, H. BRYDEN, S. CUNNINGHAM, T. DELWORTH, S. LOZIER, J. MAROTZKE & R. SUTTON (2012): Past, Present, and Future Changes in the Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 1663–1676.
- STEINFELDT, R., M. RHEIN, J. L. BULLISTER & T. TANHUA (2009): Inventory changes in anthropogenic carbon from 1997–2003 in the Atlantic Ocean between 20°S and 65°N, *Glob. Biogeochem. Cycl.*, doi:10.1029/2008GB003311.
- STOUFFER, R. J., und Ko-Authoren (2006): Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *J. Climate*, 19, 1365–1387.
- STRAMMA, L., D. KIEKE, M. RHEIN, F. SCHOTT, I. YASHAYAEV & K. P. KOLTERMANN (2004): Deep water changes at the western boundary of the subpolar North Atlantic during 1996 to 2001, *Deep-Sea Res. I*, 51(8), 1033–1056.
- SY, A., M. RHEIN, J. R. N. LAZIER, K. P. KOLTERMANN, J. MEINCKE, A. PUTZKA & M. BERSCH (1997): Surprisingly rapid spreading of newly formed intermediate waters across the North Atlantic Ocean, *Nature*, 386(6626), 675–679.
- VAN AKEN, H. M. & M. F. DE JONG (2012): Hydrographic variability of Denmark Strait Overflow Water near Cape Farewell with multi-decadal to weekly time scales, *Deep-Sea Res. I*, 66, 41–50.
- VAN AKEN, H. M., M. F. DE JONG & I. YASHAYAEV (2011): Decadal and multi-decadal variability of Labrador Sea Water in the north-western North Atlantic Ocean derived from tracer distributions: Heat budget, ventilation, and advection, *Deep-Sea Res. I*, 58, 505–523.
- YASHAYAEV, I. & J. W. LODER (2009): Enhanced production in the Labrador Sea in 2008, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L10606, doi:10.1029/2008GL036162.
- YASHAYAEV, I. & B. DICKSON (2008): Transformation and fate of overflows in the North Atlantic. In: Dickson, R.R., Meincke, J., Rhines, P. (Eds.): *Arctic–Subarctic Ocean Fluxes—Defining the Role of the Northern Seas in Climate*. Springer. ISBN 978-1-4020-6773-0.
- YASHAYAEV, I. (2007): Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005, *Progr. Oceanogr.*, 73, 242–276.

**Kontakt:**

Dr. Dagmar Kieke

Universität Bremen - Institut für Umweltphysik -

Abt. Ozeanographie

dkieke@uni-bremen.de