

# **Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2006**

von

Günther Nausch, Rainer Feistel, Hans Ulrich Lass, Klaus Nagel, Herbert Siegel

Leibniz- Institut für Ostseeforschung Warnemünde  
an der Universität Rostock

Im Auftrag  
des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie  
Hamburg und Rostock

Warnemünde  
April 2007



# Inhaltsverzeichnis

|   | <b>Seite</b> |
|---|--------------|
| Abstract  | 3            |
| Kurzfassung   | 3            |
| 1. Einleitung   | 4            |
| 2. Meteorologische Bedingungen  | 6            |
| 3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge/<br>Beobachtungen an der Messplattform „Darßer Schwelle“ | 18           |
| 3.1 Wassertemperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt   | 18           |
| 3.2 Strömung  | 26           |
| 4. Beobachtungen an der Bojenstation „Arkonabecken“   | 28           |
| 5. Beobachtungen an der Bojenstation „Oder- Bank“   | 33           |
| 6. Hydrographisch- chemische Bedingungen  | 35           |
| 6.1. Wassertemperatur   | 35           |
| 6.1.1 Wasseroberflächentemperatur   | 36           |
| 6.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur   | 43           |
| 6.2 Salzgehalt  | 49           |
| 6.3 Sauerstoff und Schwefelwasserstoff  | 52           |
| 6.4 Anorganische Nährstoffe   | 62           |
| 6.5 Natürliche organische Verbindungen  | 74           |
| Zusammenfassung   | 83           |
| Summary   | 84           |
| Danksagung  | 86           |
| Literaturverzeichnis  | 87           |



## Abstract

The article summarizes the hydrographic-hydrochemical conditions in the western and central Baltic Sea in 2006. Based on the meteorological situation, the horizontal and vertical distribution of temperature, salinity, oxygen/hydrogen sulphide, inorganic and organic nutrients are described on a seasonal scale. In 2006, the lack of important barotropic inflow events lead to a continuation of the stagnation period in the deep basins of the Baltic Sea. Oxygen conditions deteriorated further, hydrogen sulphide concentrations as well as their spatial extension increased. Thus, the annual mean at 200 m water depth in the eastern Gotland Basin decreased from 0.88 ml/l (2004) over -0.23 ml/l (2005) to -1.58 ml/l in 2006. Two baroclinic inflow events from September to December 2005 and from June to August 2006 could improve the oxygen condition in the Bornholm and eastern Gotland Basin only shortly. The increasing anoxic layer caused an enrichment of phosphate. The H<sub>2</sub>S zone was free of nitrate, and ammonium did accumulate. The annual mean of phosphate at 200 m water depth in the eastern Gotland Basin increased from 3.12 µmol/l (2005) to 4.20 µmol/l (2006), ammonium increased from 1.7 µmol/l (2005) to 9.2 µmol/l in 2006. The extreme values from the end of the last stagnation period were not reached yet.

Phosphate winter concentrations were lower than in the year before, nitrate was comparable to that of the last years. The resulting N/P ratios were favourable for the development of cyanobacteria in summer. Additionally, the high water temperatures caused an early start of blooming in the Bornholm and Arkona Basin and in the western Baltic which continued until the end of August/beginning of September. The Gotland Basin was clearly less affected.

## Kurzfassung

Die Arbeit beschreibt die hydrographisch-hydrochemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee für das Jahr 2006. Basierend auf den meteorologischen Verhältnissen, werden die horizontalen und vertikalen Verteilungsmuster von Temperatur, Salzgehalt, Sauerstoff/Schwefelwasserstoff sowie der anorganischen und organischen Nährstoffe mit saisonaler Auflösung dargestellt.

Markante barotrope Einstromereignisse fanden in der Ostsee 2006 nicht statt, so dass sich die Stagnationsperiode in den Tiefenbecken der Ostsee fortsetzte. Es kam zu einer weiteren Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse, sowohl die Schwefelwasserstoffkonzentrationen wie auch ihre vertikale Ausdehnung nahmen zu. So fiel der Jahresmittelwert für den 200 m- Horizont des östlichen Gotlandbeckens von 0,88 ml/l (2004) über -0,23 ml/l (2005) auf -1,58 ml/l im Jahr 2006. Zwei baroklinen Einströme im September – Dezember 2005 und im Juni – August 2006 konnten die Sauerstoffbedingungen im Bornholmbecken und östlichen Gotlandbecken nur kurzzeitig beeinflussen. Die Zunahme der anoxischen Schicht führte zu einer Rücklösung und Anreicherung von Phosphat. Die schwefelwasserstoffhaltige Schicht war dagegen frei von Nitrat, und es kam zu einer Akkumulation von Ammonium. Beispielweise stieg der Jahresmittelwert für Phosphat in 200 m Wassertiefe im Gotlandtief von 3,12 µmol/l (2005) auf 4,20 µmol/l (2006), die Ammoniumkonzentrationen erhöhten sich von 1,7 µmol/l (2005) auf 9,2 µmol/l im Jahr 2006. Die extrem hohen Werte vom Ende der vorherigen Stagnationsperiode wurden jedoch noch nicht wieder erreicht.

Die Phosphatwinterkonzentrationen waren 2006 deutlich niedriger als im Vorjahr. Die winterlichen Nitratkonzentrationen lagen dagegen im Bereich der letzten Jahre. Die dadurch verursachten sehr niedrigen N/P-Verhältnisse stellten ideale Bedingungen für die Entwicklung von Blaualgen im Sommer dar. Zusätzlich trugen die hohen Wassertemperaturen zu einer frühzeitigen Initiierung der Cyanobakterienblüte bei. Bereits Anfang Juli setzte eine intensive Massenentwicklung im Bornholmbecken, im Arkonabecken und in der westlichen Ostsee ein, die bis Ende August/Anfang September anhielt. Der Bereich des Gotlandbecken war deutlich weniger betroffen.

## 1. Einleitung

Die Einschätzung des hydrographisch-hydrochemischen Zustandes der Ostsee im Jahre 2006 erfolgte im Wesentlichen auf der Basis des Ostsee-Überwachungsprogramms, das das *Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde* (IOW) im Auftrag des *Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie* (BSH) Hamburg und Rostock durchführt. Im Rahmen einer Verwaltungsvereinbarung wird dem IOW der deutsche Beitrag für das Überwachungsprogramm (COMBINE) der Helsinki-Kommission (HELCOM) zum Schutz der Meeresumwelt des Ostseegebietes übertragen. Zu den Aufgaben dieses Programms gehört die Überwachung des Wasseraustausches zwischen Ost- und Nordsee, der hydrographisch-chemischen Bedingungen in den zentralen Ostseebecken und deren zeitliche und räumliche Veränderungen sowie die Identifikation und Untersuchung von Langzeittrends.

Im Jahre 2006 wurden nur vier reguläre Monitoring-Fahrten durchgeführt, die alle vier Jahreszeiten umfassten. Die zusätzlichen Beobachtungen im März/April während der Frühjahrsblüte des Phytoplanktons mussten ausfallen, da das Forschungsschiff „Gauss“ wegen technischer Probleme nicht auslaufen konnte. Die Zustandseinschätzung basiert auf den Daten, die im Rahmen dieser Überwachungsfahrten gewonnen wurden sowie auf Ergebnissen anderer Forschungsarbeiten des IOW. Ausgewählte Daten von Forschungseinrichtungen anderer Ostseeanliegerstaaten, insbesondere des *Schwedischen Meteorologischen und Hydrologischen Instituts* (SMHI) und der *Maritimen Abteilung des Polnischen Instituts für Meteorologie und Wasserwirtschaft* (IMGW) wurden in die Auswertung einbezogen. Die Lage der wesentlichsten Stationen, die in die nachfolgenden Auswertungen einbezogen wurden, ist aus Abb. 1 zu entnehmen. Die internationale Zuordnung dieser Stationen ist bei NAUSCH et al. (2003a) zusammengestellt.

Grundlage des hydrographisch-hydrochemischen Standard-Messprogramms, das mit dem Forschungsschiff „Gauss“ durchgeführt wurde, sind die Richtlinien der HELCOM für die Überwachung der Ostsee im Rahmen des COMBINE-Programms (HELCOM, 2000). Angaben über die Gewinnung der Wasserproben und die untersuchten Parameter sowie über die verwendeten Messverfahren und ihre Genauigkeit sind bei NEHRING et al. (1993, 1995a) enthalten.

Die schiffsgebundenen Untersuchungen wurden durch Messungen an drei autonomen Stationen des deutschen Umweltüberwachungs-Messnetzes MARNET ergänzt, die im Gebiet der Darßer Schwelle (Messplattform; Stat. DS), im Arkonabecken (Halbtaucher; Stat. AB) und in der Pommerschen Bucht (Messboje; Stat. OB „Oder-Bank“) liegen (vgl. Abb. 1). Neben meteorologischen Parametern wurden an diesen Stationen die Wassertemperatur und der Salzgehalt sowie der Sauerstoffgehalt in verschiedenen Tiefen registriert:

|                  |                   |                              |
|------------------|-------------------|------------------------------|
| DS: ab Aug. 2005 | 6 Horizonte T + S | + 2 Horizonte O <sub>2</sub> |
| AB: ab Sep. 2006 | 8 Horizonte T + S | + 2 Horizonte O <sub>2</sub> |
| OB: 2005, 2006   | 2 Horizonte T + S | + 2 Horizonte O <sub>2</sub> |

Alle Daten werden als Stundenmittel aus 6 Messungen telemetrisch via Wettersatellit (METEOSAT) an die Datenbank des BSH übertragen (KRÜGER et al., 1998; KRÜGER, 2000a, b). Angaben über die Strömungsverhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle und der Station „Arkonabecken“ liefert jeweils ein selbst registrierender akustischer Doppler-Profil-Strömungsmesser (ADCP). Die ADCP an der DS und bei der AB befinden sich jeweils ca. 200 m von der Hauptstation entfernt am Boden, geschützt in einem „Trawl Resistant Bottom Mount“ (TRBM) mit Releaser. Sie werden im Echtzeitmodus betrieben, d.h. sie geben jede Stunde einmal ihre Messwerte an die Hauptstation zur Speicherung und Satellitenübertragung ab, an der DS über

Kabel, bei der AB über eine akustische Datenverbindung. Die in den Geräten selbst registrierten Daten werden in der Regel zur Qualitätssicherung und für Servicezwecke bei den 1 - 2-mal im Jahr stattfindenden Wartungsmaßnahmen im Nachhinein ausgelesen.

Die Überwachung der Wasseroberflächentemperatur der gesamten Ostsee erfolgte anhand von Einzelszenen und mittleren monatlichen Verteilungen, ermittelt aus NOAA-AVHRR-Wettersatellitendaten. Dabei wurden alle wolken- und eisfreien Bildpunkte (Pixel 1 x 1 km) der Satellitenüberflüge eines Monats berücksichtigt und in Karten zusammengestellt (SIEGEL et al., 1999, 2006). Die Einschätzung des Jahres 2006 wurde im Vergleich zu den Mittelwerten des Untersuchungszeitraumes 1990-2006 und zu extremen Jahren vorgenommen.

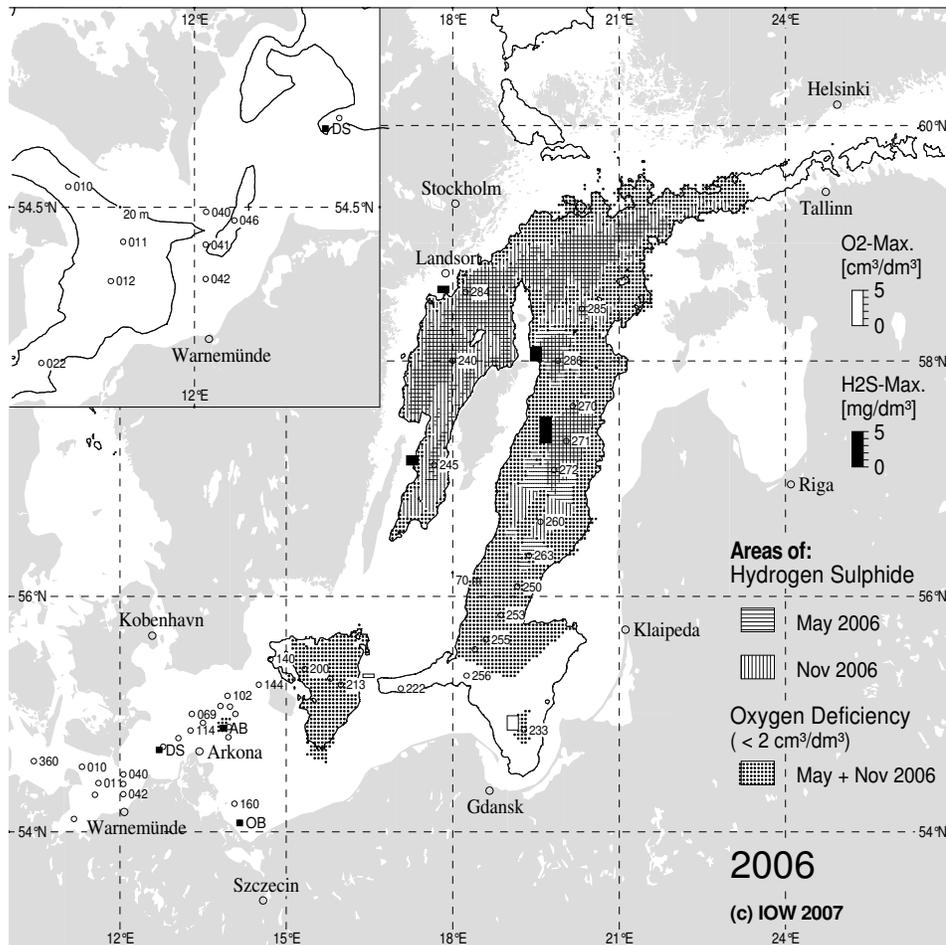


Abb. 1

Stationskarte (■ MARNET-Stationen) und Gebiete mit Sauerstoffmangel und Schwefelwasserstoff in der grundnahen Wasserschicht der Ostsee sowie maximale Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffkonzentrationen an ausgewählten Stationen (Säulen) im Jahre 2006; die Abb. enthält zusätzlich die 70 m - Tiefenlinie bzw. die 20 m -Tiefenlinie (Bildausschnitt)

Fig. 1

Location of stations (■ MARNET- stations) and areas of oxygen deficiency and hydrogen sulphide in the near bottom layer of the Baltic Sea in 2006. Bars show the maximum oxygen and hydrogen sulphide concentrations of this layer in 2006; the figure contains additionally the 70 m – depth line resp. 20 m – depth line (small picture)

## 2. Meteorologische Bedingungen

Der Witterungsverlauf des Jahres 2006 in der südlichen Ostsee kann durch Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD, 2006) an der Wetterstation Arkona auf Rügen, die Wärme- und Kältesummen der Wetterstation Warnemünde sowie den Verlauf des Eiswinters beschrieben werden. Tab. 1 zeigt die monatlichen Temperaturen, die Luftfeuchtigkeit, die Sonnenscheindauer, den Niederschlag sowie die Zahl der Frost- und Eistage, gemessen an der Station Arkona. Tab. 2 enthält die Kälte- und Wärmesummen der Wetterstation Warnemünde zusammen mit dem langjährigen Mittel.

Der Winter 2005/2006 war ein mittelkalter Winter, nach 2002/2003 der zweitkälteste Winter der vergangenen Dekade, strenger als 2004/2005. Er lag nach finnischen Angaben (FIMR, 2006) mit einer maximalen Eisbedeckung der Ostsee von 210 000 km<sup>2</sup> am 16. März (Abb. 18) bei 98% des langjährigen Mittelwerts von 215 000 km<sup>2</sup> seit 1720. Die Eisbildung in der Bottenwiek begann erst im Dezember, einen Monat später als im Durchschnitt. Wegen der milden Witterung im Januar war die Bottenwiek erst ab Mitte Februar vollständig zugefroren, über einen Monat später als normal. Die maximale Eisdicke in der Bottensee erreichte 50-70 cm. Der 30-jährige Mittelwert der Eisbedeckung steigt durch den Winter 2005/2006 leicht über seinen sehr tiefen Wert der letzten Jahre an (Abb. 2). Eine Bedeckung von etwa 51% der Gesamtfläche der Ostsee von 415 266 km<sup>2</sup> fällt in den Bereich 40% - 60%. Dieser Bedeckungsgrad wird im langfristigen Mittel mit etwa 20% der Winter am zweithäufigsten beobachtet (SMHI, 1982). Die Wendepunkte im Langzeittrend der Eisbedeckung stehen in enger Beziehung zu denen des NAO, des Wasserstands der Ostsee und der Landtemperatur der ganzen Nordhalbkugel (HAGEN und FEISTEL, 2005).

1947/1948 wurde die reduzierte Eissumme für die Bewertung der Stärke eines Eiswinters in den deutschen Küstengebieten eingeführt. Es handelt sich dabei um den arithmetischen Mittelwert der Tage mit Eisvorkommen an den 13 Eisklimastationen, durch den Umfang und Dauer der Vereisung charakterisiert wird. Seit 1897 schwankte die reduzierte Eissumme für die deutsche Ostseeküste zwischen Null und maximal 98 Tagen. Das arithmetische Mittel beträgt 22 Tage, der Medianwert 12 Tage (BSH, 2004). Die reduzierte Eissumme für die deutsche Ostseeküste betrug im Jahr 2006 16 Tage, somit gehört der Eiswinter 2005/06 an der deutschen Ostseeküste zu den mäßigen Eiswintern. An den Küsten Schleswig-Holsteins wurde in der inneren Schlei mit 59 Tagen und in Flensburg mit 13 Tagen deutlich länger Eis beobachtet als 2005, ebenso in Neustadt (26 Tage), Wismar (26 Tage) und Rostock (27 Tage) in Mecklenburg-Vorpommern (HOLFORT, 2006). Die Kältesummen von Warnemünde der Wintermonate 2005/2006 (Tab. 2) waren überdurchschnittlich hoch im Januar und März, alle anderen Monate waren dagegen zu mild. Die Eissaison in deutschen Gewässern begann am 7. Dezember 2005, erreichte am 27. Januar 2006 ihren Höhepunkt und endete am 29. März (HOLFORT, 2006).

Das Jahr 2006 war geprägt von häufigen Blockierungslagen über Deutschland und dem Ostseeraum, mit reduzierten Westwindlagen und häufigeren und anhaltenden Süd- oder Nordwinden. So waren der Juli und September extrem warm, der Januar aber wies extreme Kälte und der März sehr viel Schnee auf. Dagegen war der Winter in den USA 2006 sehr mild (NOAA, 2006a). Auf Svalbard (Spitzbergen) lagen die Monatsmitteltemperaturen seit Dezember 2005 sogar um bis zu 12,6 °C über den Normalwerten, der wärmste Winter dort seit 1912, wahrscheinlich bedingt durch einen wärmeren Westspitzbergenstrom (WALCZOWSKI and PIECHURA, 2006).

Trotzdem 2006 als wärmer eingeschätzt wird als das Jahr 2005 - zumindest war 2006 für die USA das wärmste Jahr seit 1895 (NOAA 2007) und für Warnemünde seit 1960 (TIESEL, 2008) - fiel die Hurrikan-Saison über dem Atlantik 2006 im Vergleich zu den Rekordwerten der tropischen Stürme

im Vorjahr extrem ruhig aus. Eine neue Theorie sucht die Ursache für diese eher unerwartete und den Vorhersagen zuwiderlaufende Entwicklung in verstärktem Transport von Saharastaub auf den Atlantik, bedingt durch einen intensivierten Nordostpassat (KERR, 2007; MCGREGOR et al., 2007). Eine solche großräumige Wind- und Druckanomalie hätte natürlich auch entsprechende Auswirkungen auf die beobachteten ungewöhnlichen Verhältnisse im Ostseeraum (HAGEN und FEISTEL, 2008). Neue Untersuchungen der weltweiten Hurrikanhäufigkeit finden keinen der globalen Erwärmung entsprechenden ansteigenden Trend in den letzten Dekaden (KOSSIN et al., 2007). Nur 5 Hurrikane wurden 2006 auf dem Nordatlantik registriert, die zumeist das amerikanische Festland nicht erreichten. Ein weiterer Grund dafür kann der moderate El Nino sein, der sich 2006 im Pazifik entwickelte und von extremer Dürre und Hitze in Südost-Australien und starken Niederschlägen in Ostafrika bis nach 2007 hinein begleitet wurde, z. B. am Horn von Afrika mit den heftigsten Regenfällen seit 50 Jahren (NOAA, 2006b, WMO, 2006, PLUMMER et al., 2007). Nach vorläufiger Einschätzung der WMO (2006) war 2006 mit  $+0.42\text{ °C}$  über dem Mittelwert von 1961-1990 das weltweit sechstwärmste Jahr seit 1891.

Am 23. Januar 2006 wurden nachts die tiefsten Temperaturen seit Februar 1956 im deutschen Tiefland gemessen,  $-23\text{ °C}$  in Vorpommern,  $-14,5\text{ °C}$  auf Hiddensee, in Bayern in Funtensee sogar  $-33,8\text{ °C}$ . Entlang der gesamten Oder/Neiße-Grenze fielen die Temperaturen bis unter  $-20\text{ °C}$ , ebenso in der Danziger Bucht. An der MARNET- Oderboje setzte starke Vereisung durch Treibeis aus der Oder ein, sie wurde am 25. Januar geborgen. Am 10. Februar zog ein Schneetief von der Ostsee südwärts, brachte bis 150 cm Schnee in Bayern, wo mehrere Dächer unter der außergewöhnlichen Schneelast einstürzten. Am 13. und 14. März befand sich das Hoch „Olaf“ über dem Weißen Meer und der Ostsee, in Hamburg fielen die Temperaturen bis unter  $-15\text{ °C}$ . Noch immer lag hoher Schnee bis Norddeutschland, es war bis dahin der kälteste März seit 100 Jahren. Nach dem 15. März sorgten Hoch "Ingo" und Tief "Diana" weiter für kalte und wolkenreiche Luft mit auffrischendem Nordostwind. Europa „versank im Schnee“.

Am 25./26. März beendete eine Warmfront von West die Blockierungslage. Am 27. März erreichte schwüle, subtropische Luft mit  $15\text{ °C}$  und schwerem Gewitter, Hagel und Platzregen Warnemünde. Ein Tornado in Harburg richtete verheerende Verwüstungen in der Stadt an. Ab 6. Mai herrschte wieder eine Blockierungslage, ein Tief zog ausnahmsweise westwärts von der Ostsee nach Island. Noch am 12. Juni war es sehr kalt mit einem Hoch über Island/Irland und einem Tief über Polen/Baltikum. Dann zog das Hoch über Deutschland weiter nach Osten und brachte warme Südwestwinde. Vom 14. bis 17. Juni zirkulierte ein Höhentief über Niedersachsen, Schleswig-Holstein und Mecklenburg-Vorpommern mit Gewittern, Stürmen und Hagel und verursachte starke Schäden in Leipzig und im Müritz-Gebiet.

Am 29. Juni, um den Siebenschläfer, zog Hoch „Zorro“ vom Atlantik nach Skandinavien und brachte Sommerwetter nach Norddeutschland. Tiefs über dem Mittelmeer transportierten feuchte Luft mit Temperaturen bis  $40\text{ °C}$  nach Südeuropa. Entlang einer Linie von Spanien über Pfalz/Württemberg/Bayern bildeten sich starke Gewitterzellen mit tennisballgroßen Hagelkörnern, die z.B. im Schwarzwald und in Sachsen erhebliche Schäden anrichteten. Die Front stand einige Tage fast ortsfest. Am Freitag, den 30. Juni, hatte sich aus der Subtropenfront über Süddeutschland ein kleines Tief über Bayern entwickelt und zog entlang der Oder nordwärts. Es brachte Regen bis Berlin und ein „Jahrtausend-Hochwasser“ in Niederösterreich und Rumänien. Ein Hoch setzte sich über der Ostsee fest, es wurde dort heiß und trocken.

Am 4. Juli zog das Hoch „Zorro“ südwärts nach Polen und bildete mit einem Tief über Frankreich eine neue Blockierungslage mit Südwind für Deutschland. Am 6. Juli kehrte „Zorro“ zur Ostsee zurück, mit  $32,4\text{ °C}$  war dieser Tag der heißeste in Warnemünde. Am 8. Juli bestand eine

Tiefdruckrinne von Albanien bis Nordschweden, das Azorenhoch reichte von Madeira über die Biskaya bis Norwegen. Schwere Gewitter traten über Hamburg (7.7.) und Berlin (8.7.) auf.

Am 14. Juli lag Hoch „Bruno“ über die Ostsee. Während des ganzen Juli herrschte eine starke haline Schichtung am Darßer Mast mit Werten bis 24 psu am Boden und deutete auf einen möglichen baroklinen Einstrom hin. Am 17. Juli 2006 bestand eine stabile Hochdruckzone von Island über England - Deutschland ("Bruno") bis zum Golf von Lyon. Mit einem Tief am Nordkap herrschte sommerlich-warmer NE-Wind über der Ostsee. Der 20. Juli war mit 38,5 °C der wärmste Tag in Hamburg seit Beginn der Aufzeichnungen. Am 24. Juli reichte eine Hochdruckbrücke von Island bis Sizilien. Ein schwaches Tief (1010 hPa) war eingebettet bei England. Anhaltende Hitze herrschte in ganz Europa, das Wasser vor Warnemünde erreichte 22,5 °C. Tropensturm „Beryl“, der von der Karibik über Nova Scotia gezogen war, drang nicht zur Ostsee durch, sondern wurde „blockiert“. Am 27. Juli zeigten sich auch an der Arkona-Boje Hinweise auf einen andauernden baroklinen Einstrom. Bei 40 m Tiefe war die Temperatur seit dem 12. Juli von 7,5 °C auf 12,5 °C linear angestiegen, der Salzgehalt pendelte zwischen 16 und 19 psu. Der Sauerstoffgehalt schwankte um 4,5 ml/l mit fallender Tendenz. An der Darßer Schwelle schwankte der Salzgehalt in Bodennähe (19 m) und in der Schicht darüber (17 m) zwischen 19 und 24 psu. Der DWD maß am 27. Juli in Warnemünde eine Wassertemperatur von 23,4 °C, ein außergewöhnlicher Wert für Juli.

Noch nie war in Deutschland ein Monat so sonnig gewesen wie der Juli 2006. Mit über 407 Stunden Sonnenschein an der Station „Leuchtturm Dornbusch“ auf Hiddensee wurde der monatliche Allzeit-Rekord gebrochen, bisher gehalten vom Kap Arkona mit 403 Stunden, gemessen im Juli 1994. Der Juli 2006 war der heißeste Monat seit Beginn der Wetterbeobachtung vor 105 Jahren. Der Deutsche Wetterdienst registrierte in Warnemünde eine Juli-Durchschnittstemperatur von 21,9 °C.

Am 1. August erfolgte mit Tief "Xaviera" eine Umstellung der Wetterlage. Eine Tiefdruckrinne reichte von Trondheim bis Korsika und brachte kühleren, feuchten, aber weiterhin schwachen Wind. Wie schon 2005 waren die Hundstage in der ersten Augustwoche ausnahmsweise nicht heiß, entgegen der allgemeinen Wetterregel. Die Blockierungslage am 2. August zeigte ein Hoch von Island bis Azoren und ein Tief vom Nordkap über Deutschland bis Jugoslawien. Nördliche kalte Winde erreichten Deutschland mit Schauern. Am 14. August herrschte weiter eine Blockierungslage, ein schwaches Tief lag über Deutschland, ein Vb-Tief brachte Regen nach Norddeutschland. Am 15. und 16. August vertiefte sich das Vb-Tief über Dänemark (995 hPa) und brachte Sturmböen von West bis 17 m/s an der Darßer Schwelle. Das führte zu einem barotropen Ausstrom-Stoß mit anschließendem kurzem Einstrom an der DS. Dann wanderte das Tief weiter nach Norden. Gleichzeitig zog das Island-Tief südwärts nach Spanien, und eine warme SW-Strömung setzte in Deutschland wieder ein, wie schon im Juli. Zeitweilige Westwindphasen bis Bft 6 unterbrachen den vermuteten baroklinen Einstrom und lösten die Dichteschichtung an der DS auf. Dicke Teppiche von Cyanobakterien wurden zwischen Warnemünde und Gedser vom 22. bis 24. August beobachtet und beprobt, deren Entwicklung bereits im Juli begonnen hatte (HÖGLÄNDER, 2006).

Am 26. Oktober maßen Meteorologen 27,6 °C in Freiburg, so warm wie noch nie in den jeweils letzten zehn Oktobertagen. Auch im Spätsommer waren weiterhin häufig Blockierungslagen aufgetreten. Am 1. November brachte das Tief "Britta" eine „Jahrhundert-Sturmflut“ an die Nordseeküste. An der DS wurden Orkanböen bis 24 m/s von Nord gemessen. Der Containerfrachter "Finnbirch" (155 m lang) sank zwischen Öland und Gotland wegen verrutschter Ladung. Am Abend traten in Warnemünde Pegel bis 120 cm auf, steigend bis auf 162 cm in der Nacht zum 2. November. In Schweden bildeten sich starke Schneeverwehungen und der

Zugverkehr brach zusammen. Diese schwerste Sturmflut seit 1954 (mit damals 172 cm in Warnemünde, vgl. PERLET, 2006) bewirkte erhebliche Abbrüche an den Steilküsten, insbesondere von Warnemünde bis zum Darß und auf Usedom. Pegelstände über 150 cm zählen als schwere Sturmflut. Am 9. November schob das Tief „Elli“ mit Wind bis 108 km/h am Kap Arkona das vertikal durchmischte Salzwasser der Beltsee über die Darßer Schwelle weiter nach Osten und sorgte für einen minimalen Einstrom in das Arkonabecken.

In der letzten Novemberwoche sorgte ein stabiles Hoch über Osteuropa für trockenes und warmes Wetter. Im Allgäu wurden am 24. November 21,9 °C gemessen. Am Jahresende zogen nacheinander die Tiefs „Karla“ und „Lotte“ über Deutschland mit Winden bis 150 km/h. In der Silvesternacht mussten zahlreiche Veranstaltungen, z.B. in Warnemünde, wegen des Sturms abgesagt werden.

In Warnemünde war es 2006 in Bezug auf alle monatlichen Wärmesummen von Juni bis Oktober deutlich zu warm (Tab. 2), nur April und Mai fielen etwas kälter aus als der langjährige Mittelwert. Die Jahreswärmesumme 2006 von 355 Kd sowie die Wärmesummen von Juli (184 Kd) und September (58 Kd) sind die höchsten in der Beobachtungsreihe seit 1948. Die entsprechenden bisherigen Rekordwerte von 294 Kd im Jahr 2004, 146 Kd vom Juli 1994 und 50 Kd vom September 1999 wurden mit jeweils etwa 20% erheblich übertroffen. Wie die Temperaturen an der Station Arkona zeigen (Tab. 1), waren 2006 nur Januar bis März zum Teil deutlich zu kalt, sonst herrschten erhebliche positive Temperaturanomalien vor, insbesondere im Juli (+5,0 K) und im Herbst/Winter, von September (+3,2 K) bis Dezember (+4,5 K). Sowohl die positiven Temperaturanomalien im Juli und September als auch die negativen im Januar und März gingen mit größerer Sonnenscheindauer einher, im Februar, April und August lag der Sonnenschein dagegen deutlich unter dem langjährigen Durchschnitt. Der August mit 214% gefolgt vom Mai mit 170% waren die mit Abstand niederschlagsreichsten Monate des Jahres. Insgesamt war das Jahr 2006 nach einem kalten Winter extrem warm, bis in den neuen Winter 2006/2007 hinein. Die Niederschläge schwankten extrem zwischen 21% im Juli und 214% im August. Der Tiefstwert der Luftfeuchte von nur 76% im Juli in Warnemünde, und Werte bis 82% von Mai bis August unterstreichen einen trockenen Charakter des Sommers, denn Werte unter 82% wurden z.B. 2004 überhaupt nicht angetroffen, waren 2005 jedoch häufig.

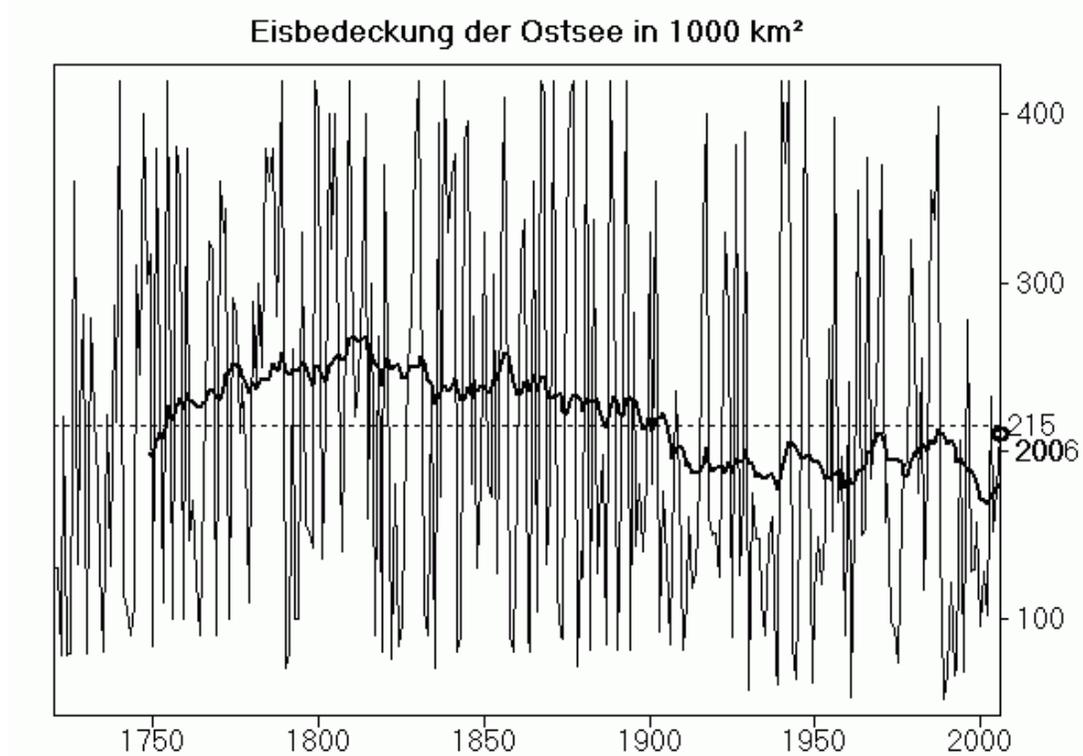


Abb. 2

Maximale Eisbedeckung der Ostsee in 1000 km<sup>2</sup> in den Jahren 1720 bis 2006 nach Daten des FIMR (FIMR, 2006). Der Langzeit-Mittelwert von 215 000 km<sup>2</sup> ist gestrichelt dargestellt. Die dicke Linie ist ein gleitender Mittelwert über die vorherigen 30 Jahre. Der Kreis zeigt die Eisbedeckung im Winter 2005/2006 mit 210 000 km<sup>2</sup>

Fig. 2

Maximum ice covered area in 1000 km<sup>2</sup> of the Baltic Sea in the years 1720 to 2006 from data of FIMR (FIMR, 2006). The long-term average of 215,000 km<sup>2</sup> is shown as dashed line. The bold line is a running mean value over the past 30 years. The ice coverage in winter 2005/2006 with 210,000 km<sup>2</sup> is encircled

Tab. 1

Monatliche gemittelte Wetterdaten der Station Arkona (Rügen, 42 m über NN) nach DWD (2006).  $t$ : Lufttemperatur,  $\Delta t$ : Lufttemperatur-Anomalie,  $h$ : Luftfeuchte,  $s$ : Sonnenscheindauer,  $r$ : Niederschlag, Frost: Zahl der Tage mit Tiefsttemperatur unter 0 °C, Eis: Zahl der Tage mit Höchsttemperatur unter 0 °C. Prozentangaben sind relativ zum langjährigen Mittel. Maxima und Minima hervorgehoben

Table 1

Monthly averaged weather data at Arkona station (Rügen Island, 42 m above sea level) from DWD (2006).  $t$ : air temperature,  $\Delta t$ : air temperature anomaly,  $h$ : humidity,  $s$ : sunshine duration:  $r$ : precipitation, Frost: days with minimum temperature below 0 °C, Eis: days with maximum temperature below 0 °C. Percentages are given with respect to the long-term mean. Maxima and minima are shown in bold

| Monat | $t/^\circ\text{C}$ | $\Delta t / \text{K}$ | $h/\%$    | $s/\%$     | $r/\%$     | Frost | Eis |
|-------|--------------------|-----------------------|-----------|------------|------------|-------|-----|
| Jan   | <b>-1,5</b>        | <b>-1,7</b>           | 88        | <b>182</b> | 23         | 27    | 11  |
| Feb   | 0,0                | -0,2                  | <b>91</b> | <b>75</b>  | 119        | 19    | 1   |
| Mrz   | 0,5                | -1,6                  | 86        | 110        | 124        | 24    | 7   |
| Apr   | 5,6                | +0,6                  | 88        | 78         | 74         | -     | -   |
| Mai   | 10,4               | +0,7                  | 82        | 106        | 170        | -     | -   |
| Jun   | 15,5               | +1,4                  | 81        | 107        | 65         | -     | -   |
| Jul   | <b>21,2</b>        | <b>+5,0</b>           | <b>76</b> | k.A.       | <b>21</b>  | -     | -   |
| Aug   | 18,0               | +1,5                  | 82        | 80         | <b>214</b> | -     | -   |
| Sep   | 16,8               | +3,2                  | 85        | 143        | 122        | -     | -   |
| Okt   | 12,9               | +3,0                  | 87        | 94         | 82         | -     | -   |
| Nov   | 7,8                | +2,5                  | 88        | 109        | 125        | -     | -   |
| Dez   | 6,5                | +4,5                  | 90        | 92         | 86         | -     | -   |

Tab. 2

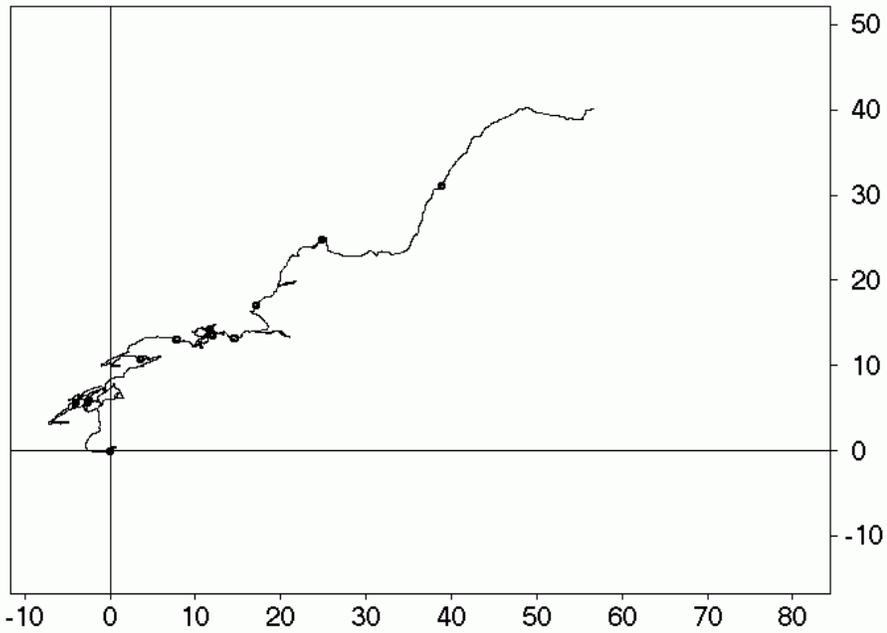
Summen der Tagesmittel der Lufttemperatur an der Wetterstation Warnemünde. Die Kältesumme (KS) ist das Zeitintegral der Lufttemperatur unterhalb der Linie  $t = 0$  °C, in  $\text{K} \cdot \text{d}$ , die Wärmesumme (WS) das entsprechende Integral oberhalb der Linie  $t = 16$  °C. Zum Vergleich sind die entsprechenden Mittelwerte 1948 bis 2006 angegeben

Table 2

Sums of daily mean air temperatures at the weather station Warnemünde. The 'cold sum' (KS) is the time integral of air temperatures below the line  $t = 0$  °C, in  $\text{K} \cdot \text{d}$ , the 'heat sum' (WS) is the corresponding integral above the line  $t = 16$  °C. For comparison, the corresponding mean values 1948 till 2006 are given

| Monat              | KS 2005/06 | Mittelwert       | Monat         | WS 2006 | Mittelwert       |
|--------------------|------------|------------------|---------------|---------|------------------|
| November           | 2,2        | $2,7 \pm 6,5$    | April         | 0,0     | $1,0 \pm 2,5$    |
| Dezember           | 6,0        | $21,7 \pm 26,9$  | Mai           | 1,3     | $4,9 \pm 5,7$    |
| Januar             | 66,9       | $39,9 \pm 40,2$  | Juni          | 48,0    | $23,0 \pm 15,0$  |
| Februar            | 10,2       | $32,8 \pm 39,5$  | Juli          | 183,5   | $53,2 \pm 34,4$  |
| März               | 21,3       | $8,8 \pm 12,3$   | August        | 63,4    | $50,5 \pm 32,6$  |
| April              | 0,0        | $0,0 \pm 0,2$    | September     | 58,1    | $11,5 \pm 12,5$  |
|                    |            |                  | Oktober       | 0,8     | $0,4 \pm 1,2$    |
| $\Sigma$ 2005/2006 | 98,4       | $106,0 \pm 80,2$ | $\Sigma$ 2006 | 355,1   | $144,6 \pm 69,5$ |

**a) Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 2006**



**b) Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 1951-2002**

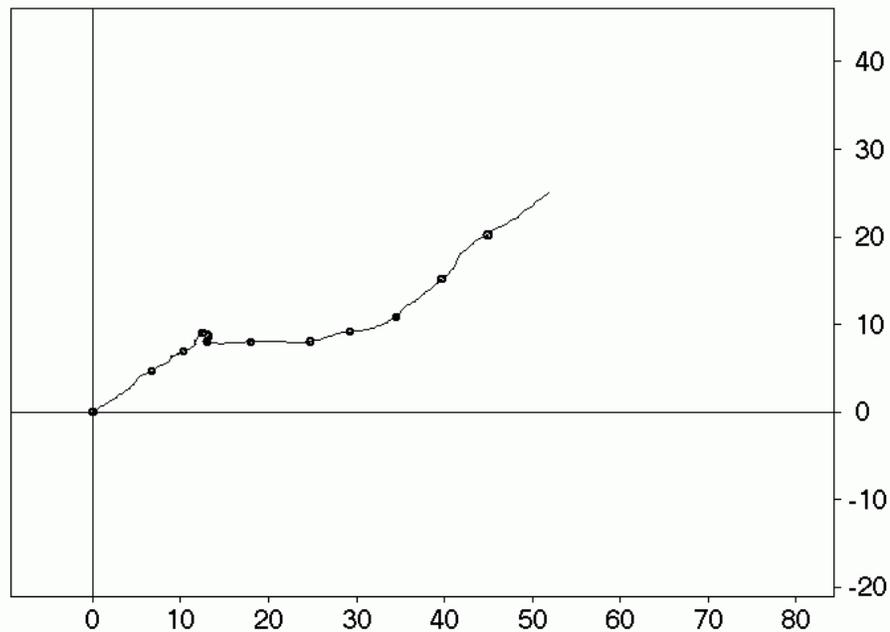


Abb. 3

Fortschreitende Vektordiagramme der Windgeschwindigkeit an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2007), in 1000 km, positiv nach nördlichen und östlichen Richtungen. a) 2006, b) Langzeitmittel. Der erste Tag des Monats ist durch einen Kreis markiert

Fig. 3

Progressive vector diagram of the wind velocity at the weather station Arkona (from data of DWD, 2007), in 1000 km, positive in northerly and easterly directions. a) 2006, b) long-term average. The first day of each month is encircled

Abb. 3 zeigt die Windentwicklung mit Hilfe fortschreitender Vektordiagramme für die Station Arkona, wobei die Trajektorie durch zeitliche Integration des Windvektors am Ort entsteht. Das Jahr 2006 ist dargestellt im Vergleich mit dem klimatischen mittleren Wind der Jahre 1951 bis 2002. Die Kurve für 2006 (57 000 km nach Osten, 40 000 km nach Norden) weicht von der des klimatischen Mittelwerts (52 000 km nach Osten, 25 000 km nach Norden) deutlich ab. Insbesondere ist die Nordkomponente fast doppelt so groß, was ein verstärktes Auftreten von Blockierungslagen mit intensivierten Meridionalwinden, hauptsächlich Südwinden, bedeutet. Dabei ist der mittlere Betrag der Windgeschwindigkeit (7,2 m/s) geringer als im Vorjahr, siehe Abb. 4, der Betrag des mittleren Windvektors jedoch deutlich größer als 2005. Letzteres ist dadurch zu erklären, dass 2006 die Windkomponenten ihr Vorzeichen seltener wechselten, sich im vektoriiellen Mittelwert also z.B. Nord- und Südwinde nicht gegenseitig kompensieren konnten. Der untypische Verlauf 2006 von Januar bis März zeigt Blockierungslagen mit überwiegenden Süd- und Nordostwinden. Danach, von April bis August, finden wir häufig wechselnde Windlagen, wie sie sonst gewöhnlich im Frühjahr (Eisheilige) auftreten. Ab Oktober treten anhaltende Südwestlagen mit deutlichen Südkomponenten auf, die zusammen über die Hälfte des gesamten scheinbaren Jahrestransports ausmachen. Das typische Sommerplateau wie im Langzeitmittel mit fast ausschließlich zonalen Windrichtungen fehlt praktisch völlig. Es muss aber angemerkt werden, dass im Juli und August zahlreiche Datenlücken vorhanden sind.

Die klimatische Windkurve in Abb. 3b ist erwartungsgemäß glatter als die der einzelnen Jahre. Sie besteht aus einer Winterphase mit Südwestwind, die im Mai endet und im September langsam neu wieder einsetzt. Die Sommerphase dagegen besitzt keine meridionale Komponente und verläuft deshalb parallel zur x-Achse. Die auffälligste Struktur jedoch ist der kleine Knick, bei dem der Wind auf nördliche und östliche Richtungen dreht und ein Umschalten von Winter auf Sommer markiert. Er tritt um den 12. Mai herum auf und gehört zur Phase der so genannten „Eisheiligen“. Die außergewöhnliche Regelmäßigkeit des Auftretens dieses Nordostwinds mit Kälterückfall in Deutschland über viele Jahre hinweg ist schon lange bekannt und lässt sich physikalisch aus dem Sonnenstand und der Land-See-Verteilung erklären (BEZOLD, 1883).

Die mittlere Windgeschwindigkeit an der Station Arkona lag mit 7,2 m/s zwischen den Werten der Vorjahre von 7,1 m/s im Jahr 2003 (NAUSCH et al., 2004) und von 7,7 m/s im Jahr 2002 (NAUSCH et al., 2003a). In den Jahren 2004 und 2005 wurde ein Mittelwert von jeweils 7,4 m/s ermittelt. Als Windspitzen der Stundenwerte traten auf 22,1 m/s am 27. Oktober aus West, 21,8 m/s am 9. November aus West, 20,9 m/s am 31. Dezember aus West und 19,0 m/s am 11. März aus Nordost (Abb. 4). Damit wurden die Spitzenwerte von 2000 (30 m/s), 2005 (26,6 m/s) und 2004 (23,1 m/s) nicht wieder erreicht.

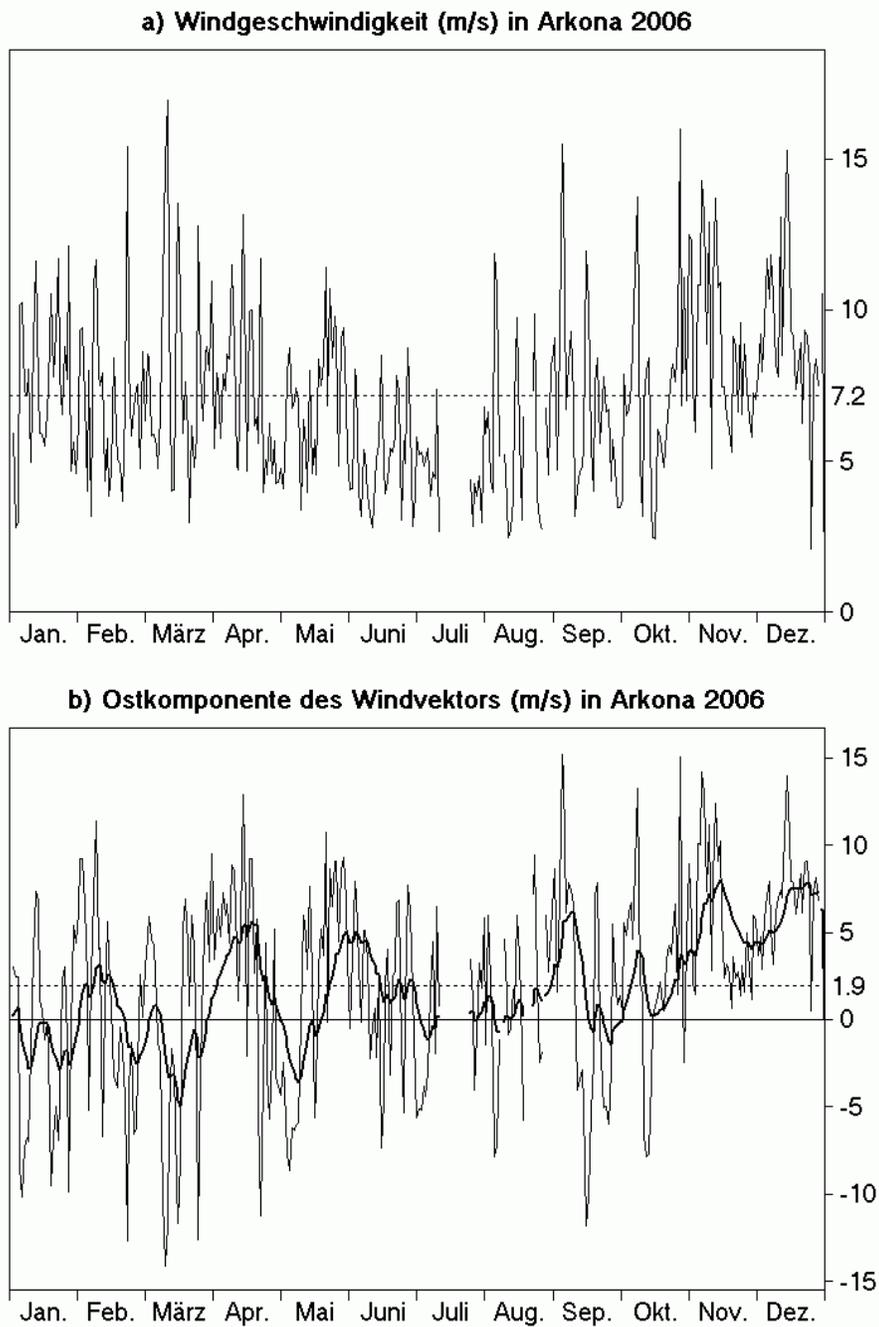


Abb. 4

Windmessungen an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2006); a) Tagesmittelwerte der Windgeschwindigkeit in m/s, Jahresmittelwert 7,2 m/s gestrichelt; b) Tagesmittelwerte der Ostkomponente (Westwind positiv), Jahresmittelwert 1,9 m/s gestrichelt. Die fett gezeichnete Linie ist mit einem exponentiellen Gedächtnis von 10 Tagen gefiltert

Fig. 4

Wind measurements at the weather station Arkona (from data of DWD, 2006); a) Daily means of wind speed, in m/s, the dashed line is the annual average of 7.2 m/s; b) Daily means of the eastern component (westerly wind positive), the dashed line is the annual average of 1.9 m/s. The line in bold is filtered with a 10-days exponential memory

Herausragende Einstromereignisse mit Volumen um 200 km<sup>3</sup> oder mehr fanden in der Ostsee 2006 nicht statt, weil die Weststürme jeweils nur zu kurz andauerten, zu schwach waren und der Füllstand der Ostsee am Jahresende permanent hoch lag. Die Verhältnisse im zentralen Tiefenwasser waren einerseits noch immer geprägt durch die Nachwirkungen der warmen und kalten Einströme 2002 und 2003 (FEISTEL et al., 2003a, b, NAUSCH et al., 2003b, FEISTEL et al., 2004a, b, 2006a, b, c, d), vgl. Kapitel 6. Jedoch deuten mehrere Indizien auf barokline Einströme 2006 hin, die zum Teil in einzelnen Schüben mit unterschiedlichen Eigenschaften auch die zentrale Ostsee erreicht zu haben scheinen. Insbesondere wurde die bodennahe Schicht im Raum vom Bornholmbecken bis zum Danziger Tief belüftet (Abb. 1), ein für barokline Einströme typischer Vorgang (FEISTEL et al., 2004a, b, 2006a, b, c, d). Die halinen Schichtungsverhältnisse am Messmast Darßer Schwelle während der ruhigen Ausstromlagen im Herbst 2005 hatten für jene Zeit einen baroklinen Einstrom erwarten lassen. Dessen für 2006 erwartete Wirkung in den zentralen Becken der Ostsee konnte aber zuvor nicht nachgewiesen werden, insbesondere weil die dort gesetzten Verankerungen nicht oder nur zerstört geborgen werden konnten. Da barokline Einströme mit einer extremen Inhomogenität im Querschnitt über der Darßer Schwelle einhergehen und diese hauptsächlich in der Rinne vor Mön passieren (FEISTEL et al., 2004a), sind die Daten vom Messmast nicht repräsentativ für den Salztransport bei diesen Einströmen. Der detaillierte Nachweis barokliner Einströme ist mit den jetzigen Messorten und -methoden des Ostseemonitorings weiterhin nur unsicher und indirekt möglich. Eine speziell zur Beobachtung des vermuteten Sommereinstroms 2006 durchgeführte Expedition mit FS „Penck“ in der Zeit vom 23. bis 26. August 2006 blieb erfolglos, weil zuvor einsetzende starke Winde die Dichteschichtung aufgelöst hatten. Im Kapitel 6 gehen wir von der plausiblen Annahme aus, dass 2006 hauptsächlich zwei wichtige barokline Einströme die Tiefenwassereigenschaften veränderten, einer im September - Dezember 2005 und einer im Juni - August 2006.

Der Füllungsgrad der Ostsee wird gut durch den Pegel an der schwedischen Station Landsort beschrieben (Abb. 5a, nach Daten des SMHI, 2007). Im Gegensatz zu früheren Jahren handelt es sich jetzt um den neuen Pegel „Landsort Norra“ (58°46'N, 17°52'E). Der alte Pegel Landsort (58°45'N, 17°52'E) wurde im September 2006 außer Betrieb genommen, weil wegen der postglazialen Landhebung seine Lage im Haff bei Niedrigwasser die Verbindung zur offenen Ostsee nicht mehr sicherstellte (FEISTEL et al., 2008b). Beide Pegel wurden für mehr als zwei Jahre parallel betrieben und zeigen nahezu identische Werte. Ein Vergleich der 8760 stündlichen Werte beider Pegel von 2005 ergibt einen Korrelationskoeffizienten zwischen Landsort ( $L$ ) und Landsort Norra ( $L_N$ ) von 98,88 % und eine lineare Regressionsbeziehung  $L + 500 \text{ cm} = 0,99815 * L_N + 0,898 \text{ cm}$  mit der mittleren quadratischen Abweichung (rms) von 3,0 cm und einer maximalen von 26 cm. Wir werden im Folgenden den Pegel weiter einfach „Landsort“ nennen, obwohl Landsort Norra damit gemeint ist.

Das markanteste Signal im Verlauf des Landsortpegels 2006 ist der nahezu lineare Anstieg um ca. 80 cm von Mitte März bis Ende Dezember, wobei das Wasservolumen um ca. 300 km<sup>3</sup> zunahm. Das entspricht einem fast vollständigen Rückstau des in die Ostsee eingetragenen Flusswassers in diesen 9 Monaten, das klimatologisch einen Pegelanstieg von etwa 10 cm / Monat bewirken würde, wenn kein Abfluss erfolgte. Diese Beobachtung ist im Einklang mit dem deutlich verringerten Ausstrom an der Darßer Schwelle in diesem Jahr (Kapitel 3). Die Erklärung für diesen Vorgang liegt in den ungewöhnlichen süd- und südwestlichen Windlagen (Abb. 3), die insbesondere ab Oktober ein Vordringen des im Norden und Nordosten angestauten Ostseewassers bis zu den Dänischen Straßen verhinderten. Dieser anhaltend hohe Füllungsgrad der Ostsee, der sich sogar noch bis Februar 2007 verstärkt fortsetzte, verhinderte die sonst möglichen effektiven barotropen Einströme während der wiederholten Weststürme von Oktober 2006 bis Februar 2007.

Anhaltende meridionale und östliche Winde bewirkten einen deutlich abgesenkten Pegel von Januar bis Mai mit Minima am 23. Januar (635 cm), am 18. März (633 cm), und am 10. Mai (647 cm). Die höchsten Pegelwerte wurden am 16. November (726 cm) und am 17. Dezember (726 cm) registriert. Von besonderem Interesse sind hier stets schnelle Pegelanstiege, die in der Regel nur durch einen Zustrom von Nordseewasser durch Sund und Belte hervorgerufen werden können. Sie sind bedingt durch Stürme von West bis Nordwest, wie an der klaren Korrelation des Landsortpegels mit den gefilterten Kurven des Winds (Abb. 4b, 5b) zu erkennen ist. Die Filterung erfolgt nach der Formel

$$\bar{v}(t) = \int_0^{\infty} d\tau v(t - \tau) \exp(-\tau/10d),$$

wobei die Abklingzeit von 10 Tagen die sowohl theoretisch als auch durch Beobachtungen gut belegte Tiefpasswirkung von Sund und Belten in Bezug auf Pegelschwankungen bei Landsort im Vergleich zu denen im Kattegat beschreibt. Kleine barotrope Einstromereignisse sind 2006 zu erkennen an den Anstiegen um 38 cm in 19 Tagen vom 24. Januar bis 12. Februar, um 51 cm in 33 Tagen vom 18. März bis 20. April, um 43 cm in 22 Tagen vom 10. Mai bis 1. Juni, um 36 cm in 20 Tagen vom 20. August bis 9. September und um 49 cm in 30 Tagen vom 17. Oktober bis 16. November. Im letzteren Fall wurde sowohl vom Schiff als auch von den Messstationen Fehmarnbelt und Darßer Schwelle ein hoher Oberflächensalzgehalt registriert, der jedoch weniger durch direkten Einstrom aus dem Kattegat als hauptsächlich durch sturmbedingtes Aufmischen der vorhandenen bodennahen salzreichen Schicht in der flachen westlichen Ostsee zu erklären ist. Mit der empirischen Näherungsformel (NAUSCH et al., 2002)  $\Delta V / \text{km}^3 = 3,8 \cdot \Delta L / \text{cm} - 1,3 \cdot \Delta t / d$  erhalten wir aus den Werten des Pegelunterschieds  $\Delta L$  und der Einstromdauer  $\Delta t$  als Schätzungen für das eingeströmte Volumen  $\Delta V = 120 \text{ km}^3$  im Januar/Februar,  $151 \text{ km}^3$  im März/April,  $135 \text{ km}^3$  im Mai/Juni,  $111 \text{ km}^3$  im August/September und  $147 \text{ km}^3$  im Oktober/November. Der vermutete barokline Einstrom zwischen Anfang Juni und Mitte August dagegen war, wie ähnlich auch in den Jahren 2002 und 2003 beobachtet, durch schwache östliche Winde und einen leicht abgesenkten Landsortpegel geprägt.

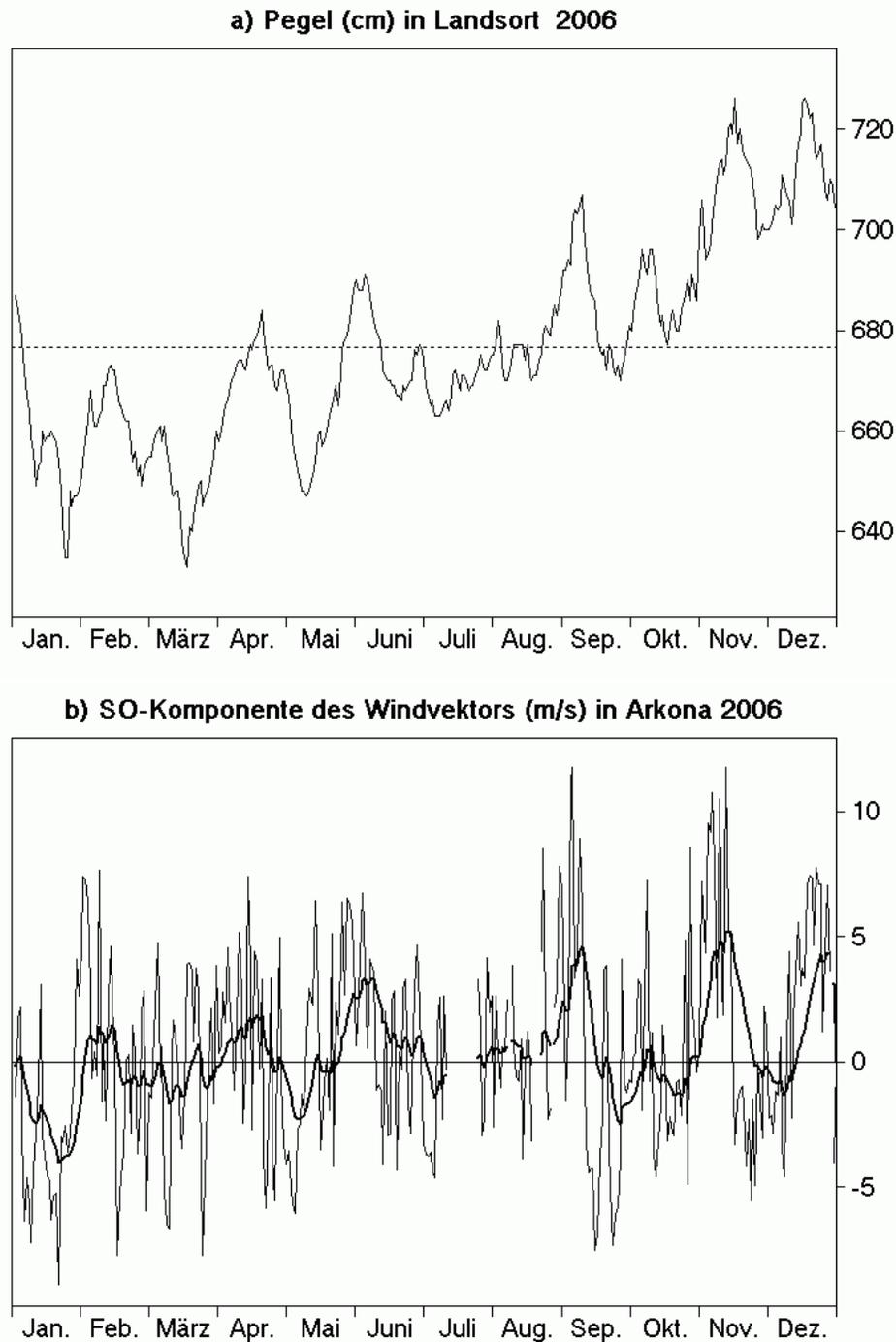


Abb. 5

a) Pegel bei Landsort als Maß für den Füllungsgrad der Ostsee (nach Daten des SMHI, 2007).  
 b) Stärke des Nordwestwinds (positiv) an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2007).  
 Die fett gezeichnete Kurve entstand durch Filterung mit einem exponentiellen 10-Tage-Gedächtnis

Fig. 5

a) Sea level at Landsort as a measure of the Baltic Sea fill factor (from data of SMHI, 2007).  
 b) Strength of the north-west wind (positive) at the weather station Arkona (from data of DWD, 2007). The bold curve appeared by filtering with an exponential 10-days memory

### **3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge/ Beobachtungen an der Messplattform "Darßer Schwelle"**

Die kontinuierlichen Registrierungen der Wassertemperatur und des Salzgehaltes sowie der Strömungsgeschwindigkeit wurden an der Station "Darßer Schwelle" (Stat. DS, vgl. Abb. 1) fortgesetzt.

Der Sauerstoffgehalt des Wassers wurde mit Sauerstoffsonden des Typs S-14 der Firma Züllig, Schweiz, im 7 m und 19 m Tiefenniveau am Messmast gemessen. Die neuen S-14 Sensoren zeichnen sich durch eine bessere Langzeitstabilität und eine Vorrichtung zur Unterdrückung des biologischen Bewuchses aus. Vereinzelt Vergleichsmessungen des Sauerstoffgehalts an Wasserproben aus der Messtiefe der Geräte wurden mit Hilfe der Winkelmethode (vgl. GRASSHOFF et al., 1983) während der Wartungszyklen des Messmastes durchgeführt. Die Zeitreihenmessungen wiesen einen Trend in der Empfindlichkeit der Sauerstoffsensoren auf und wurden entsprechend korrigiert. Die bisherigen Beobachtungen haben gezeigt, dass sich die Langzeitstabilität der Sauerstoffmessungen signifikant verbessert hat.

#### **3.1 Wassertemperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt**

Die Jahresmittel der Wassertemperatur an der Darßer Schwelle, dargestellt in Tab. 3 und Abb. 6, wiesen 2006 sowohl in der durchmischten Deckschicht (7 m Tiefe) als auch in der bodennahen Wasserschicht (19 m Tiefe) – verglichen mit dem Zeitraum seit 1992 – 2006 Werte auf, die nahe dem Maximum lagen. Der Mittelwert in 19 m Tiefe kann nicht für einen unmittelbaren Vergleich herangezogen werden, da das Messgerät in dieser Tiefe im März und April ausgefallen war. Die Standardabweichungen der Wassertemperatur in 7 m, 17 m und 19 m Tiefe weisen ebenfalls maximale oder zu mindestens in der Nähe des bisherigen Maximums liegende Werte auf. Die thermische Schichtung war 2006 verglichen mit dem Mittel seit 1992 von maximaler Intensität (Abb. 6a).

Die Fourieramplituden des Jahresganges der Wassertemperatur seit 1992 sind in Tab. 4 zusammengefasst. Der Jahresgang der Temperatur in der Deckschicht wies 2006 innerhalb des Beobachtungszeitraums die maximale Amplitude auf. Die Amplitude des Jahresgangs der Temperaturen in den bodennahen Schichten erreichte ebenfalls hohe Werte innerhalb des Beobachtungszeitraums. Die Phase des Jahresgangs der Temperatur auf der Darßer Schwelle zeigt 2006 an, dass sein Maximum Mitte August lag. Das war etwas später als der Zeitpunkt des aktuellen Temperaturmaximums im Jahre 2006. Dies ist auf die relative Erwärmung der Wassertemperatur im September und Oktober zurückzuführen.

Die im Jahre 2006 beobachteten thermischen Verhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle können als Ergebnis eines relativ kalten Winters 2005/2006 (Abb. 2), dem ein warmer Sommer folgte, erklärt werden (vgl. auch Kapitel 6.1). Dies führte dazu, dass sowohl der Mittelwert als auch die Amplitude des Jahresgangs der Wassertemperatur nahe dem Maximalwert der letzten 15 Jahre liegt (Tab. 4). Der normale Anstieg der Wassertemperaturen der Deckschicht auf der Darßer Schwelle entspricht 2006 einem durchschnittlichen Wärmefluss aus der Atmosphäre in die Ostsee während des Frühjahrs. Die extreme Schichtung der Wassertemperatur auf der Darßer Schwelle in 2006 weist auf eine Überlagerung relativ warmen Ostseewassers über relativ kaltem Wasser aus dem Kattegat im Sommer 2006 hin.

Der Jahresmittelwert des Salzgehaltes im Oberflächenwasser war 2006 an der Darßer Schwelle relativ niedrig, während er in den bodennahen Wasserschichten ein Maximum aufwies bzw. nahe dem Maximum im Beobachtungszeitraum lag.

Tab. 3

Jahresmittelwerte der Wassertemperatur (T) und des Salzgehaltes (S) sowie deren Standardabweichungen auf der Darßer Schwelle. Maxima hervorgehoben- unsichere Werte kursiv

Table 3

Mean values and standard deviation of temperature (T) and salinity (S) at the Darss Sill of the corresponding years. Maxima are shown in bold- uncertain values in italic

| Jahr | 7 m Tiefe          |                           | 17 m Tiefe                |                     | 19 m Tiefe         |                     |
|------|--------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------|--------------------|---------------------|
|      | T<br>°C            | S<br>PSU                  | T<br>°C                   | S<br>PSU            | T<br>°C            | S<br>PSU            |
| 1992 | 9,41 ± 5,46        | <b>9,58</b> ± 1,52        | 9,01 ± 5,04               | 11,01 ± 2,27        | <b>8,90</b> ± 4,91 | 11,77 ± 2,63        |
| 1993 | 8,05 ± 4,66        | <b>9,58</b> ± <b>2,32</b> | 7,70 ± 4,32               | 11,88 ± 3,14        | 7,71 ± 4,27        | 13,36 ± 3,08        |
| 1994 | 8,95 ± 5,76        | 9,55 ± 2,01               | 7,94 ± 4,79               | 13,05 ± 3,48        | 7,87 ± 4,64        | 14,16 ± 3,36        |
| 1995 | 9,01 ± 5,57        | 9,21 ± 1,15               | 8,50 ± 4,78               | 10,71 ± 2,27        | –                  | –                   |
| 1996 | 7,44 ± 5,44        | 8,93 ± 1,85               | 6,86 ± 5,06               | 13,00 ± 3,28        | 6,90 ± 5,01        | 14,50 ± 3,14        |
| 1997 | 9,39 ± 6,23        | 9,05 ± 1,78               | –                         | 12,90 ± 2,96        | 8,20 ± 4,73        | 13,87 ± 3,26        |
| 1998 | 8,61 ± 4,63        | 9,14 ± 1,93               | 7,99 ± 4,07               | 11,90 ± 3,01        | 8,10 ± 3,83        | 12,80 ± 3,22        |
| 1999 | 8,83 ± 5,28        | 8,50 ± 1,52               | 7,96 ± 4,39               | 12,08 ± <b>3,97</b> | 7,72 ± 4,22        | 13,64 ± <b>4,39</b> |
| 2000 | 9,21 ± 4,27        | 9,40 ± 1,33               | 8,49 ± 3,82               | 11,87 ± 2,56        | 8,44 ± 3,81        | 13,16 ± 2,58        |
| 2001 | 9,06 ± 5,16        | 8,62 ± 1,29               | 8,27 ± 4,06               | 12,14 ± 3,10        | 8,22 ± 3,86        | 13,46 ± 3,06        |
| 2002 | <b>9,72</b> ± 5,69 | 8,93 ± 1,44               | <b>9,06</b> ± <b>5,08</b> | 11,76 ± 3,12        | 8,89 ± 5,04        | 13,11 ± 3,05        |
| 2003 | 9,27 ± 5,84        | 9,21 ± 2,00               | 7,46 ± 4,96               | <b>14,71</b> ± 3,80 | 8,72 ± <b>5,20</b> | <b>15,74</b> ± 3,27 |
| 2004 | 8,95 ± 5,05        | 9,17 ± 1,50               | 8,36 ± 4,52               | 12,13 ± 2,92        | 8,37 ± 4,44        | 12,90 ± 2,97        |
| 2005 | 9,13 ± 5,01        | 9,20 ± 1,59               | 8,60 ± 4,49               | 12,06 ± 3,06        | 8,65 ± 4,50        | 13,21 ± 3,31        |
| 2006 | 9,47 ± <b>6,34</b> | 8,99 ± 1,54               | 8,40 ± 5,06               | 14,26 ± 3,92        | <i>9,42 ± 4,71</i> | <b>16,05</b> ± 3,75 |

Tab. 4

Amplituden (in K) und Phasen (umgerechnet in Monate) des Jahresganges der Temperatur in verschiedenen Tiefen auf der Darßer Schwelle. Maxima hervorgehoben

Table 4

Amplitude and phase of the yearly cycle of temperature measured at the Darss Sill in different depths. Maxima are shown in bold

| Jahr | 7 m Tiefe      |                | 17 m Tiefe     |                | 19 m Tiefe     |                |
|------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
|      | Amplitude<br>K | Phase<br>Monat | Amplitude<br>K | Phase<br>Monat | Amplitude<br>K | Phase<br>Monat |
| 1992 | 7,43           | 4,65           | 6,84           | 4,44           | 6,66           | 4,37           |
| 1993 | 6,48           | <b>4,79</b>    | 5,88           | <b>4,54</b>    | 5,84           | <b>4,41</b>    |
| 1994 | 7,87           | 4,42           | 6,55           | 4,06           | 6,32           | 4,00           |
| 1995 | 7,46           | 4,36           | 6,36           | 4,12           | –              | –              |
| 1996 | 7,54           | 4,17           | 6,97           | 3,89           | 6,96           | 3,85           |
| 1997 | 8,60           | 4,83           | –              | –              | 6,42           | 3,95           |
| 1998 | 6,39           | <b>4,79</b>    | 5,52           | 4,46           | –              | –              |
| 1999 | 7,19           | 4,52           | 5,93           | 4,00           | 5,70           | 3,83           |
| 2000 | 5,72           | 4,50           | 5,02           | 4,11           | 5,09           | 4,01           |
| 2001 | 6,96           | 4,46           | 5,35           | 4,01           | 5,11           | 3,94           |
| 2002 | 7,87           | 4,53           | 6,91           | 4,32           | 6,80           | 4,27           |
| 2003 | 8,09           | 4,56           | <b>7,06</b>    | 4,30           | <b>7,24</b>    | 4,19           |
| 2004 | 7,11           | 4,48           | 6,01           | 4,21           | 5,90           | 4,18           |
| 2005 | 6,94           | 4,40           | 6,23           | 4,03           | 6,21           | 3,93           |
| 2006 | <b>8,92</b>    | 4,32           | 7,02           | 3,80           | 6,75           | 3,72           |

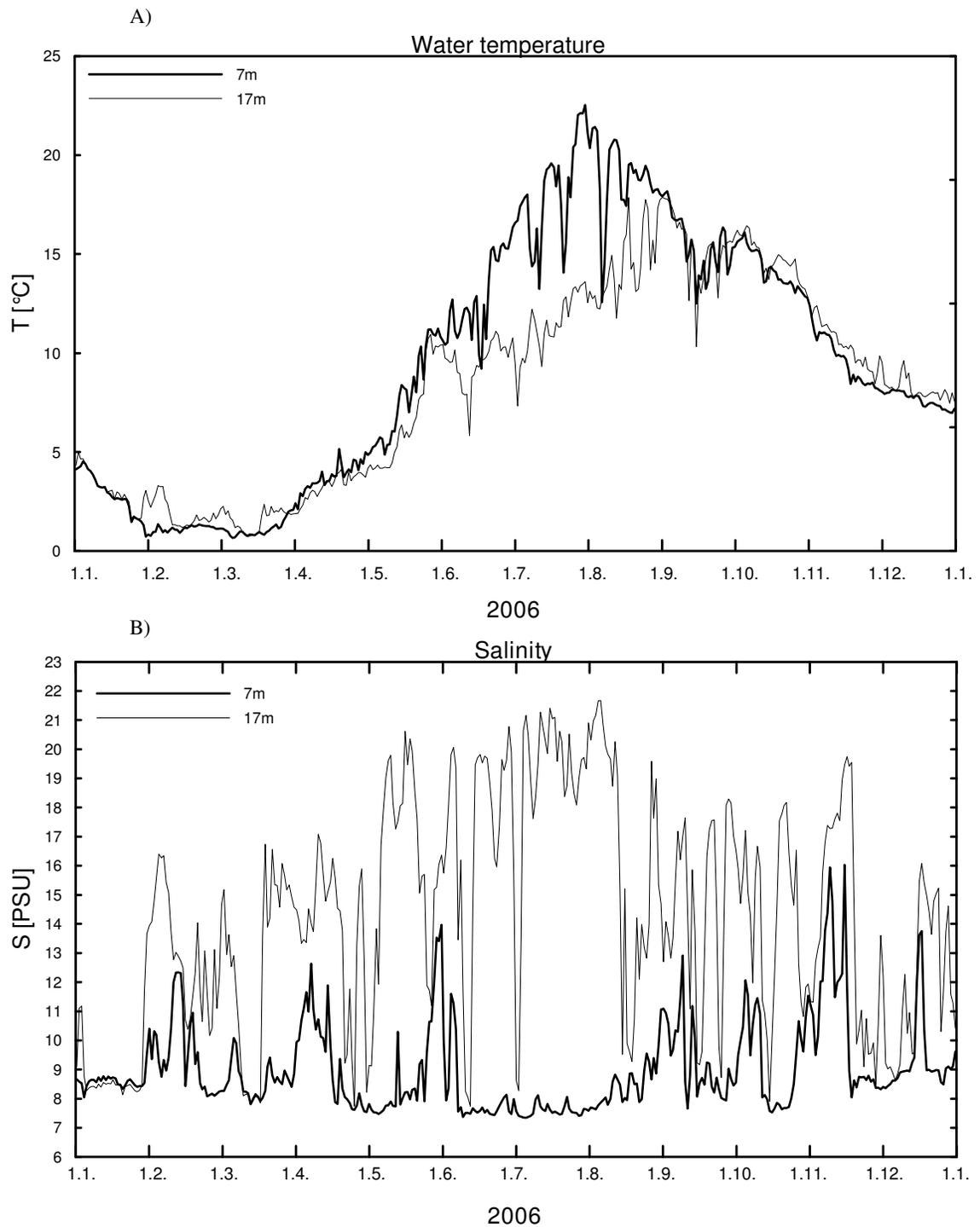


Abb. 6  
Verlauf der Wassertemperatur (A) und des Salzgehaltes (B) in der Deck- und Bodenschicht auf der Darßer Schwelle (Stat. DS in Abb. 1) im Jahre 2006

Fig. 6  
Water temperature (A) and salinity (B) measured in the surface layer and near the bottom at Stat. DS in 2006 at the Darss Sill

Der aktuelle Verlauf der Wassertemperatur des Jahres 2006 ist für die Messtiefen 7 m und 17 m in Abb. 6A dargestellt. Das Minimum der Wassertemperatur in der Oberflächenschicht wurde relativ ausgedehnt von Anfang Februar bis Ende März 2006 mit Werten um 1 °C erreicht. Eine thermische Schichtung der Wassersäule war schon im Winter zu beobachten, die offensichtlich durch den Einstrom wärmeren, salzreichen Wassers aus dem Kattegat erzeugt wurde. Die durch den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre erzeugte thermische Schichtung begann Ende April und war bis Anfang September ausgeprägt. Ab Mitte September erzeugte der in die Atmosphäre gerichtete Wärmestrom wiederum eine gegenüber der Bodenschicht kältere Oberflächenschicht. Der Anstieg der Wassertemperatur in der Deckschicht wurde zwischen Juni und September immer wieder durch Kaltwassereinschübe unterbrochen. Diese Ereignisse gingen mit anhaltenden Ostwindperioden (vgl. Abb. 4, Ostkomponente) einher und wurden durch von der Insel Hiddensee zur Darßer Schwelle vordringende Filamente mit kaltem Auftriebswasser verursacht (vgl. LASS et al., 2003), welches aus dem winterlichen Zwischenwasser des Arkonabeckens stammt. Das Maximum der Wassertemperatur in der Deckschicht wurde Ende Juli mit Werten zwischen 22 °C und 23 °C erreicht und war damit deutlich höher als in 2005 an gleicher Stelle. Die herbstliche Abkühlungsphase des Wassers begann auf der Darßer Schwelle in der Deckschicht bereits im August, wurde jedoch durch eine zeitweilige Erwärmung von September bis Mitte Oktober unterbrochen. Das Wasser kühlte sich bis Ende Dezember auf rund 6 °C ab (Abb. 6A). Die Abkühlungsphase des bodennahen Wassers, die Anfang September begann, erfuhr jedoch die gleiche Erwärmungsphase wie das Oberflächenwasser. Während der Abkühlungsphase ab Mitte Oktober sank die Temperatur des oberflächennahen Wassers durch den aus dem Wasser in die Atmosphäre gerichteten Wärmefluss unter die Temperatur der Bodenwasserschicht ab.

Der zeitliche Verlauf des Salzgehalts im Bereich der Darßer Schwelle für 2006 ist in Abb. 6B dargestellt. Barotrope Einstromereignisse wurden im Februar, im April, Ende Mai, Anfang September und Oktober, im November und im Dezember beobachtet. Bis auf das Einstromereignis im November waren alle anderen Einstromereignisse von geringer Stärke, die zur Belüftung des Bodenwassers der Becken der mittleren Ostsee nur wenig beitragen können (vgl. auch Kapitel 6.3). Das Einstromereignis im November war von moderater Intensität, bei dem der Oberflächensalzgehalt 16 psu erreichte. Da Salzwassereinströme über die Darßer Schwelle mit denen über die Drogenschwelle korreliert sind, die etwas länger andauern und einen höheren Salzgehalt haben, tragen diese Ereignisse geringer und mittlerer Stärke signifikant zur Belüftung intermediärer Wasserschichten in der Halokline der Ostseebecken bei. Das zeitliche Muster des Salzgehalts an der Darßer Schwelle zeichnet sich in 2006 gegenüber allen vorangegangenen Beobachtungen durch eine nahezu ganzjährige ästuarine Zirkulation aus, die lediglich von kurzen Perioden unterbrochen war und mit intensiven baroklinen Salzwassereinschüben in der bodennahen Schicht verbunden war. Das Maximum der baroklinen Einstromaktivität wurde von Mai bis Anfang August mit maximalen Salzgehalten zwischen 20 psu und 22 psu bei einer Wassertemperatur zwischen 10 °C und 22 °C beobachtet. Die Intensität der baroklinen Einströme nahm erst im November 2006 deutlich gegenüber denen im Sommerhalbjahr ab. Während dieses Zeitraums verstärkter ästuariner Zirkulation herrschte eine relativ schwache Windanregung über der Ostsee, siehe Abb. 4 (oben) und der Füllungsgrad der Ostsee schwankt um seinen langjährigen Mittelwert (Abb. 5, oben). Das bedeutet, dass der barotrope Wasseraustausch der Ostsee mit der Nordsee sehr gering war und sich im Wesentlichen auf den Ausstrom des Süßwasserüberschusses reduzierte. Die zeitweilige Abschwächung der ästuarinen Zirkulation im August hatte eine bessere Belüftung des Bodenwassers in der westlichen Ostsee zur Folge, so dass auch 2006 kein ausgedehnter Sauerstoffmangel in diesem Seegebiet beobachtet wurde, siehe Abb. 9.

Die untere Grenze der Variationen des Oberflächensalzgehalts an der Darßer Schwelle, die den Salzgehalt des Deckschichtwassers des Arkonabeckens charakterisiert, lag in der Wintersaison zwischen 8 psu – 9 psu und fiel in der Sommersaison um 1 psu ab. Dies deutet auf eine im Sommerhalbjahr reduzierte vertikale Vermischung im Arkonabecken hin.

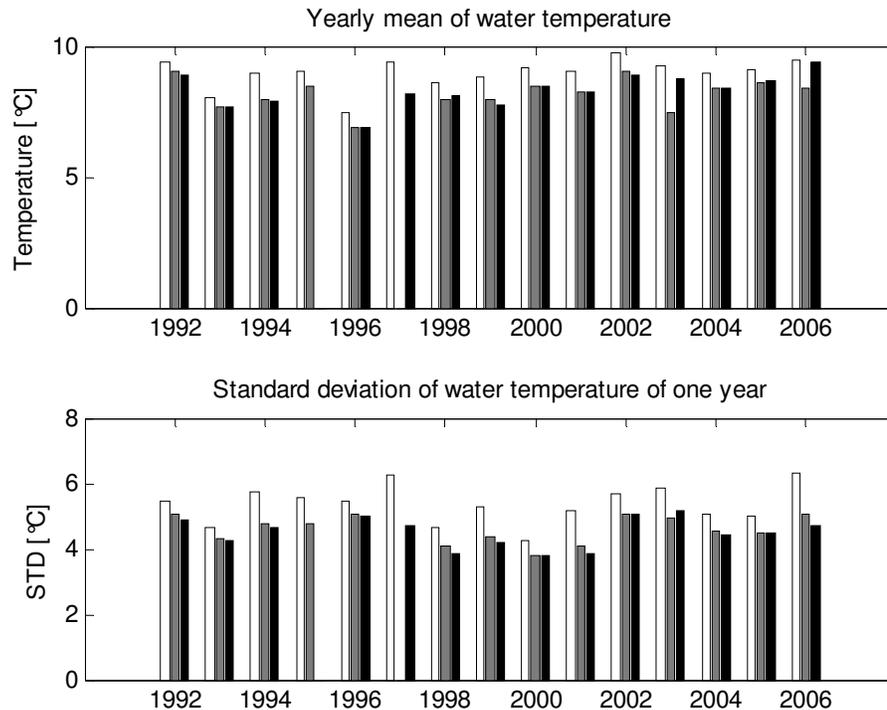


Abb. 7

Jahresmittel und Standardabweichung der Wassertemperatur in der Deckschicht (7 m, helle Säule), und der Bodenschicht (17 m, graue Säule und 19 m, schwarze Säule) auf der Darßer Schwelle

Fig. 7

Mean and standard deviation of the water temperature taken over one year in the surface layer (7 m, white bar) and in the bottom layer (17 m, grey bar and 19 m, black bar) at the Darss Sill

Die kontinuierlichen Sauerstoffmessungen am Messmast waren im Jahr 2006 in 7 m und 19 m Tiefe durchgeführt worden (Abb. 9). Die den Sauerstoffgehalt des Wassers regulierenden Prozesse sind in Kapitel 6.3 dargelegt. Der Sauerstoffgehalt des Oberflächenwassers schwankte während des ganzen Jahres um die Sättigungskonzentration des Sauerstoffs und wies damit einen vor allem durch die Wassertemperatur aufgeprägten Jahresgang mit einem Minimum im Spätsommer auf. Im Januar dominierten schwache Zehrungsprozesse im Wasser an der Darßer Schwelle, so dass der Sauerstoffgehalt in der ganzen Wassersäule leicht unterhalb des Sättigungswertes lag. Der Eintritt der Frühjahrsblüte drückt sich an Hand einer Absenkung des Sauerstoffgehaltes des Bodenwassers um ungefähr 2 ml/l gegenüber dem des Oberflächenwassers aus und erfolgte im Bereich der Darßer

Schwelle relativ früh, nämlich Anfang Februar. Dieser Betrag der Absenkung des Sauerstoffgehaltes im Bodenwasser blieb bis ungefähr Anfang Juli erhalten. Das weist darauf hin, dass vom Winter bis zum Frühsommer ständig organisches Material in der euphotischen Schicht produziert wurde und in die Bodenschicht absank, wo es unter Sauerstoffverbrauch bakteriell abgebaut wurde. Die vom Februar bis zum Jahresende andauernde, an die ästuarine Zirkulation gebundene vorherrschende Schichtung, verhinderte die lokale vertikale Vermischung und somit die Belüftung des Bodenwassers. Diese Stagnationsphase des Bodenwassers wurde in diesem Zeitraum lediglich durch kurzzeitige Ausstromereignisse von sauerstoffreichem Oberflächenwasser des Arkonabeckens unterbrochen. Im Laufe des Julis erfolgt eine weitere Absenkung des Sauerstoffgehaltes im Bodenwasser auf annähernd 4 ml/l, die von kurzzeitigen Unterbrechungen abgesehen, bis Ende Oktober anhielt. In dieser Phase wurde auch das Jahresminimum des Sauerstoffgehaltes im Bodenwasser an der Darßer Schwelle mit etwas weniger als 1 ml/l erreicht. Die Verstärkung der Sauerstoffzehrung im Bodenwasser im Laufe des Julis suggeriert das Absinken von Blaualgen aus dem Oberflächenwasser der westlichen Ostsee vom Hochsommer bis in den Herbst hinein. In diesem Zeitraum wurden im Bodenwasser kurzzeitig höhere Sauerstoffgehalte als im Oberflächenwasser gemessen. Diese Beobachtung ist ungewöhnlich, korrelierte jedoch mit dem zeitlichen Verlauf des Salzgehaltes in der Wassersäule an der Darßer Schwelle, der anzeigt, dass zu den fraglichen Zeitpunkten Oberflächenwasser aus der Beltsee das Bodenwasser an der Darßer Schwelle unterhalb einer etwas brackigeren Deckschicht bildete. Diese Beobachtung drängt die Vermutung auf, dass in der Beltsee eine stärkere Algenblüte als in der Arkonasee auftrat, so dass sich das sauerstoffreichere Deckschichtwasser der Beltsee unter das sauerstoffärmere Deckschichtwasser der Arkonasee einschob. Satellitenbeobachtungen zeigen, dass zumindest im August im Fehmarnbelt und der Mecklenburger Bucht die Blaualgenblüte stärker als im Arkonabecken war (H. Siegel, pers. Mitteilung).

Der minimale Sauerstoffgehalt im Bodenwasser an der Darßer Schwelle trat 2006 deutlich später auf als in den vorangegangenen Jahren. Dies ist insbesondere auf die ruhige Wetterlage im Herbst 2006 zurückzuführen, die sich in positiven Anomalien der Lufttemperatur im September und Oktober ausdrückte, siehe Kapitel 2. Dadurch war das von Ende August bis Ende Oktober mit der ästuarinen Zirkulation in das Arkonabecken eingeströmte salzreiche Bodenwasser schlechter belüftet und es ist fraglich, ob es durch seine Transformation im Arkonabecken so belüftet werden konnte, dass es auf die Belüftung des Zwischenwassers in den Becken der östlichen Ostsee wirken konnte, wie es in den vorangegangenen Jahren zum Teil der Fall war, sie z.B. (FEISTEL et al., 2003b).

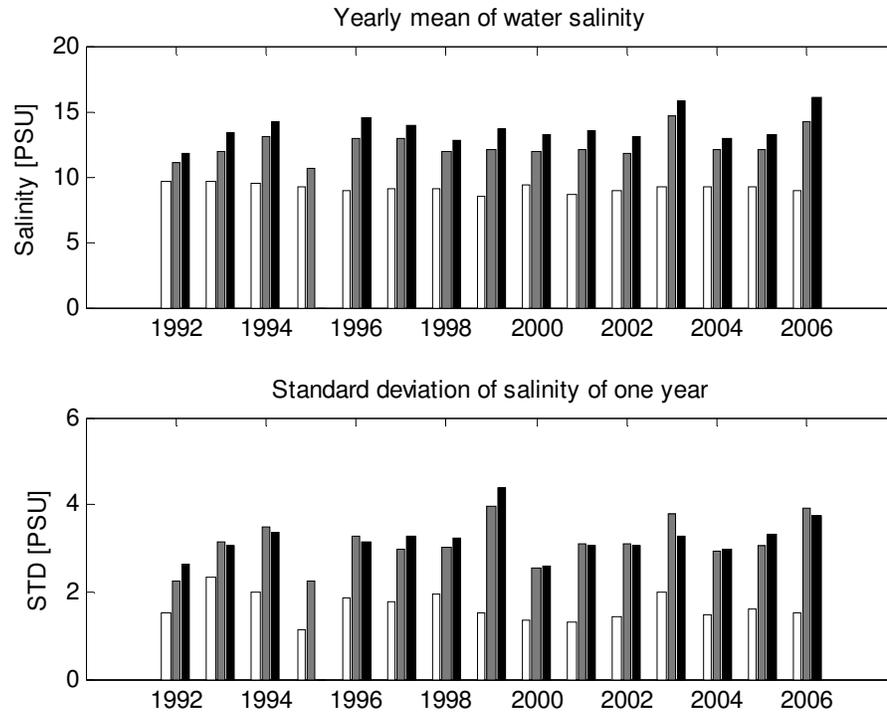


Abb. 8  
 Jahresmittel und Standardabweichung des Salzgehaltes in der Deckschicht (7 m, helle Säule) und der Bodenschicht (17 m, graue Säule und 19 m, schwarze Säule) auf der Darßer Schwelle

Fig. 8  
 Mean and standard deviation of the salinity taken over one year in the surface layer (7 m, white bar) and in the bottom layer (17 m, grey bar and 19 m, black bar) at the Darss Sill

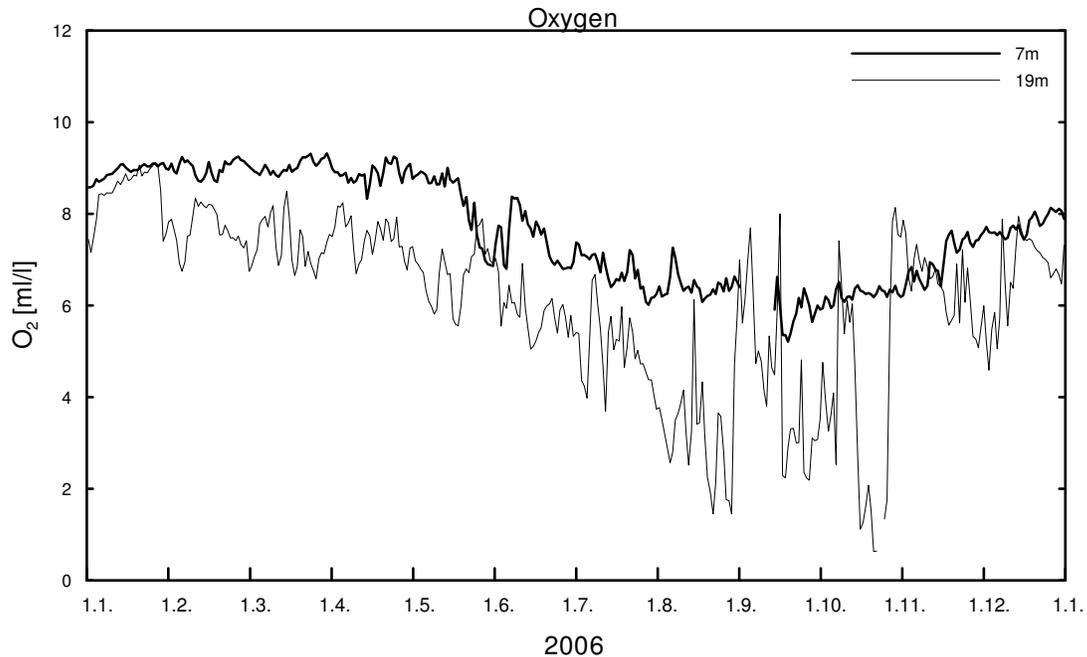


Abb. 9  
Verlauf des Sauerstoffgehaltes in der Deck- und Bodenschicht auf der Darßer Schwelle im Jahre 2006

Fig. 9  
Dissolved oxygen content measured in the surface and bottom water layer at the Darss Sill station in 2006

### 3.2 Strömung

Die mittlere Strömung und ihre Fluktuationen sind im Allgemeinen auf der Darßer Schwelle innerhalb der Wassersäule sehr kohärent. Zur Charakterisierung des baroklinen Anteils der Strömung ist sie in 3 m und 19 m Messtiefe zeitlich integriert und die entsprechenden fortschreitenden Vektordiagramme (Pseudotrajektorien) berechnet worden. Diese filtern insbesondere die kurzzeitigen Fluktuationen aus der Strömungsmessung und lassen die langzeitigen Eigenschaften der Strömung besser erkennen.

Die Ostkomponente der Pseudotrajektorien der Strömung in Oberflächen- (3 m) und Grundnähe (18 m) sowie der vertikal gemittelten Strömung sind in Abb. 10 dargestellt. Die Oberflächenströmung weist einen Wechsel zwischen Einstrom- und Ausstromlagen auf, der eine Zeitskala in der Größenordnung von ein bis zwei Monaten hat. Dabei wird Einstrom durch eine positive Änderung der Kurven und Ausstrom durch negative Änderungen angezeigt. Die in der Trajektorie der Oberflächenströmung sichtbaren Ein- und Ausstromphasen korrelieren mit einer entsprechenden Änderung des Oberflächensalzgehaltes an der Darßer Schwelle (siehe Abb. 6). Der langzeitige Trend der Oberflächenströmung weist am stärksten in negative Richtung und repräsentiert damit den durch den Süßwasserüberschuss der Ostsee bedingten permanenten Ausstrom in die Nordsee. Das Jahresmittel des Ausstroms des oberflächennahen Wassers war in 2006 (4 cm/s) deutlich geringer als im Jahr davor (rund 6 cm/s).

Die Trajektorie der Bodenströmung führt die gleichen kurzperiodischen Schwankungen wie die der Oberflächenströmung und der vertikal gemittelten Strömung durch. Das bedeutet, dass die kurzfristigen Strömungsschwankungen barotrop und stärker als die barokline Strömungskomponente waren. Während 2005 im Jahresmittel eine nahezu ausgeglichene Bewegung der Bodenschicht in 18 m Tiefe beobachtet wurde, war 2006 die Bewegung der bodennahen Schicht im Jahresmittel eindeutig mit einer mittleren Stromgeschwindigkeit von 3 cm/s in die Ostsee gerichtet. Dies zeigt an, dass der permanente in die Ostsee gerichtete barokline Druckgradient, der durch die Unterschiede im Salzgehalt zwischen Kattegat und Arkonabecken verursacht wird, am Boden stärker war als der in die Nordsee gerichtete barotrope Druckgradient, der durch die positive Wasserbilanz der Ostsee verursacht wird (siehe LASS et al., 1987).

Der bodennahe Einstrom war besonders intensiv und andauernd zwischen Mai und Anfang September und wechselte erst ab November seine Richtung. Dies hatte eine starke Advektion von salzreichem Bodenwasser über die Darßer Schwelle zur Folge, während an der Oberfläche im gleichen Zeitraum überwiegend Ausstrom herrschte. Diese ästuarine Zirkulation bewirkte, dass der Oberflächensalzgehalt die typischen Werte des Oberflächenwassers des Arkonabeckens annahm, während der Bodensalzgehalt den Maximalwert innerhalb des Jahres erreichte (siehe Abb. 6) und somit eine starke Schichtung im Bereich der Darßer Schwelle aufrecht erhalten wurde. Diese Schichtung führte im Zusammenwirken mit der Produktion in der euphotischen Schicht und dem anschließenden Absinken organischen Materials in die Bodenschicht zu der Zehrung des in dieser Schicht gelösten Sauerstoffs, siehe Abb. 9.

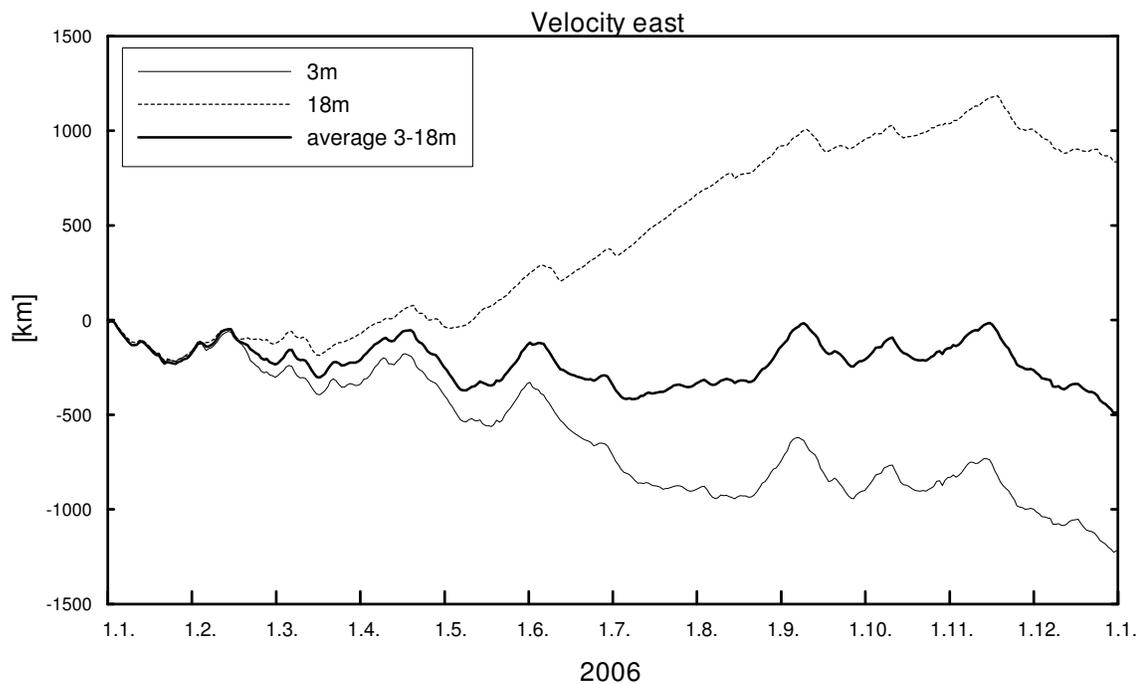


Abb. 10  
Ostkomponente der progressiven Vektordiagramme der Strömung in 3 m Tiefe (ausgezogene Linie), der vertikal gemittelten Strömung (gestrichelte Linie) und der Strömung in 18 m Tiefe (gepunktete Linie) auf der Darßer Schwelle 2006

Fig. 10  
East component of progressive vector diagrams of the current in 3 m depth (solid line), the vertical averaged current (dashed line) and the current in 18 m depth (dotted line) at the Darss Sill in 2006

#### 4. Beobachtungen an der Bojenstation "Arkonabecken"

Die Ausbreitung von salzreichem Wasser, das über die Drogden Schwelle und die Darßer Schwelle in das Arkonabecken eingeströmt ist, ist im Rahmen des SALPRO-Projektes (Salzwasserpropagation im Arkonabecken) untersucht worden (LASS and MOHRHOLZ, 2003, LASS et al., 2005). Die über die Schwellen einströmenden Salzwasserzungen breiten sich am Boden des Arkonabeckens entgegen dem Uhrzeigersinn entlang des Randes in Richtung Bornholmshgat aus. Während das über die Drogden Schwelle einströmende salzreiche Wasser überwiegend nördlich des Kriegers Flak in die zentralen Teile des Arkonabeckens vordringt, breitet sich das über die Darßer Schwelle einströmende Salzwasser überwiegend entlang des südlichen Randes des Arkonabeckens Richtung Bornholmshgat aus. Die relativ geringe Bodenreibung der Salzwasserzungen bewirkt eine schwache, in das Zentrum des Beckens gerichtete spiralförmige Bewegung, wo die Salzwasserzungen zur Bildung des Salzwasserpools im Arkonabecken beitragen. Die durch den Wind angetriebene Ekmanzirkulation erzwingt eine zeitweilige Verschiebung des Salzwasserpools beziehungsweise der Salzwasserzungen in Richtung des Gradienten der Bodentopographie. Westlicher Wind verschiebt das salzreiche Bodenwasser am Südrand des Arkonabeckens in Richtung des Zentrums und östlicher Wind verschiebt es zum Rand des Beckens (Auftrieb).

Die Bojenstation "Arkonabecken" befindet sich annähernd 20 m nordöstlich von Arkona auf 46 m Wassertiefe (Stat. AB, vgl. Abb. 1). Die Station war während des ganzen Jahres 2006 operativ. Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 7 m und 40 m Tiefe sind in Abb. 11 dargestellt. Die an dieser Station an der Meeresoberfläche gemessene Wassertemperatur folgt in ihrem Jahresgang weitgehend dem auf der Darßer Schwelle gemessenen Verlauf (vgl. Abb. 6). Es gibt jedoch auch charakteristische Unterschiede im Jahresgang der Wassertemperatur der Deckschicht an beiden Positionen, die besonders im Sommer ausgeprägt sind. Nachdem Ende Juli das Jahresmaximum der Oberflächentemperatur mit annähernd 23 °C erreicht wurde, sinkt die Temperatur bis Anfang September auf 16 °C ab und erwärmt sich dann für einen Monat um 1 °C bis sich Anfang Oktober die herbstliche Abkühlungsphase fortsetzt. Die Temperatur der Deckschicht im sommerlichen Arkonabecken weist die auf der Darßer Schwelle im gleichen Zeitraum auftretenden Kaltwassereintrüche nicht auf. Diese Unterschiede in der thermischen Entwicklung der Deckschicht sind auf die charakteristischen Auftriebsereignisse von Zwischenwasser aus dem Arkonabecken vor Rügen und Hiddensee und dessen anschließende Verdriftung in den Bereich der Darßer Schwelle zurückzuführen. Die thermische Schichtung auf der Station Arkonabecken ist ganzjährig stärker ausgeprägt als auf der Darßer Schwelle. Dies ist auf die von den atmosphärischen Einflüssen weitgehend entkoppelte Zwischenlagerung des über die Schwellen eingeströmten Salzwassers im Bodenwasserpool des Arkonabeckens zurückzuführen. Das Bodenwasser konserviert die Wassertemperatur, die es zum Zeitpunkt des Überströmens der Schwellen hatte und kann sich dann bis zu drei Monate im Arkonabecken aufhalten. Bemerkenswert sind zwei stufenförmige Erwärmungen des Bodenwassers Ende Mai und Ende August sowie eine plötzliche Abkühlung Anfang November, welches an der Darßer Schwelle jeweils rund zwei Wochen eher zu beobachten ist. Dies deutet auf advektive Prozesse im Zusammenhang mit den im Oberflächensalzgehalt an der Darßer Schwelle sichtbaren Einstromereignissen hin. Das Maximum der Wassertemperatur in der Bodenwasserschicht des Arkonabeckens wird von September bis Anfang November mit annähernd 15 °C erreicht.

Der in den gleichen Tiefen wie die Wassertemperatur gemessene Salzgehalt im Arkonabecken ist ebenfalls in Abb. 11 dargestellt. Der Salzgehalt in der Deckschicht ist nur geringen Schwankungen ausgesetzt. Er variierte zwischen dem Minimum von 7,0 psu im Sommerhalbjahr und dem Maximum von 9,0 psu im Winterhalbjahr. Der Salzgehalt des Deckschichtwassers an der Station „Arkonabecken“ weist 2006 einen messbaren Jahresgang auf. Der Salzgehalt des Bodenwassers schwankt zwischen 9 psu und annähernd 20 psu. Der Bodensalzgehalt im Arkonabecken wies

2006, abgesehen von kurzzeitigen Unterbrechungen Anfang Februar und Ende März, nahezu ganzjährig Werte zwischen 14 psu bis 20 psu auf und war damit im Mittel deutlich höher als in 2005. Die starken Absenkungen des Salzgehalts im Bodenwasser des Arkonabeckens korrelieren mit anhaltenden Westwindlagen, die den Kompensationsstrom zum oberflächennahen Ekmantransport anregen, welcher eine nördliche Verschiebung des südlichen Randes des Bodenwasserpools zur Folge hat. Der barokline Einstrom von salzhaltigem Bodenwasser über die Darßer Schwelle war zeitweise mit Werten über 22 psu verbunden, die im Bodenwasser des Arkonabeckens nicht beobachtet wurden. Dies weist entweder auf eine Vermischung des eingeströmten Wassers von der Darßer Schwelle zur Station „Arkonabecken“ mit dem umgebenden salzärmeren Wasser im Arkonabecken hin oder die Schicht salzreichen Wassers war so dünn, dass sie sich unterhalb des tiefsten Salzgehaltssensors befand.

Der an der Station "Arkonabecken" gemessene Sauerstoffgehalt ist in Abbildung 12 dargestellt. Die Sauerstoffgehalte in der Deckschicht des Arkonabeckens und auf der Darßer Schwelle sind sehr ähnlich. Dies weist auf eine enge Korrelation der Löslichkeit und dem Gleichgewicht zwischen Produktion und Zehrung des Sauerstoffs im Deckschichtwasser auf der Darßer Schwelle und im Arkonabecken hin. Der Sauerstoffgehalt im Bodenwasser an beiden Positionen weist dagegen deutliche Unterschiede auf. So ist im Winter bis zum Eintreten der Frühjahrsblüte der Sauerstoffgehalt des Bodenwassers im Arkonabecken deutlich niedriger als der in der Deckschicht. Dies deutet darauf hin, dass es auch im Winter im Arkonabecken im Bodenwasser eine höhere Sauerstoffzehrung als im Oberflächenwasser gab. Diese Zehrung erhöhte sich nach dem Eintreten der Frühjahrsblüte stetig bis Anfang September, wies aber eine wesentlich geringere Schwankung als auf der Darßer Schwelle auf. Die minimalen Werte des stark schwankenden Sauerstoffgehalts im Bodenwasser an der Darßer Schwelle blieben von Anfang September bis Ende Oktober auf den niedrigen Werten zwischen 1 bis 2 ml/l. Ähnlich wie an der Darßer Schwelle verlief die Sauerstoffkonzentration im Bodenwasser des Arkonabeckens. Die Sauerstoffkonzentration des Bodenwassers erhöhte sich sprunghaft Anfang November 2006, also rund zwei Wochen später als an der Darßer Schwelle, von seinem Minimalwert von ungefähr 2 ml/l auf 6-7 ml/l an. Die Belüftung des Bodenwassers des Arkonabeckens korreliert mit dem Anfang November auf der Darßer Schwelle beobachteten Einstromereignis.

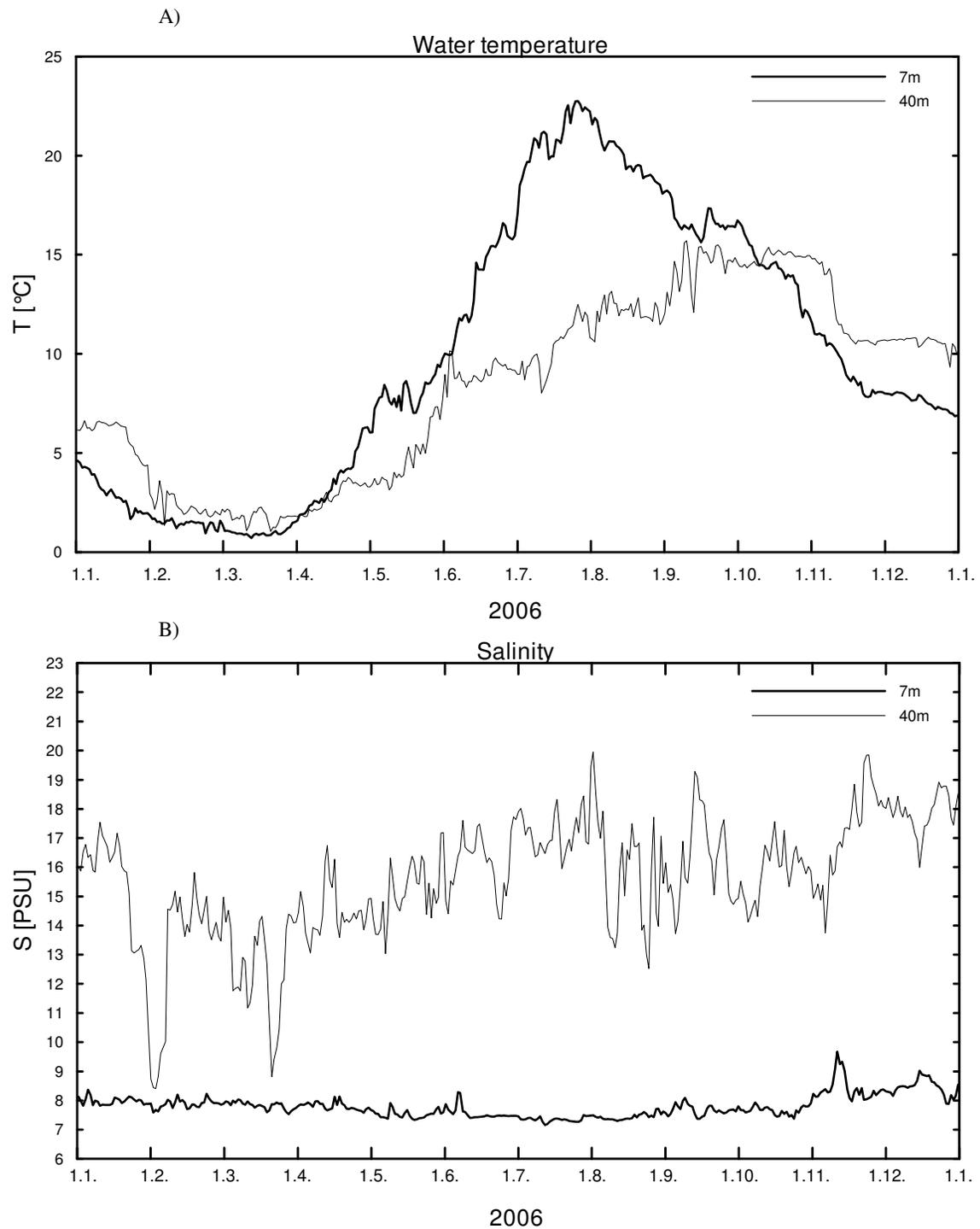


Abb. 11  
Verlauf der Wassertemperatur (A) und des Salzgehaltes (B) in der Deck- und Bodenschicht im Arkonabecken (Station AB) im Jahr 2006

Fig. 11  
Water temperature (A) and salinity (B) measured in the surface layer and near the bottom in 2006 at Station AB in the Arkona Basin

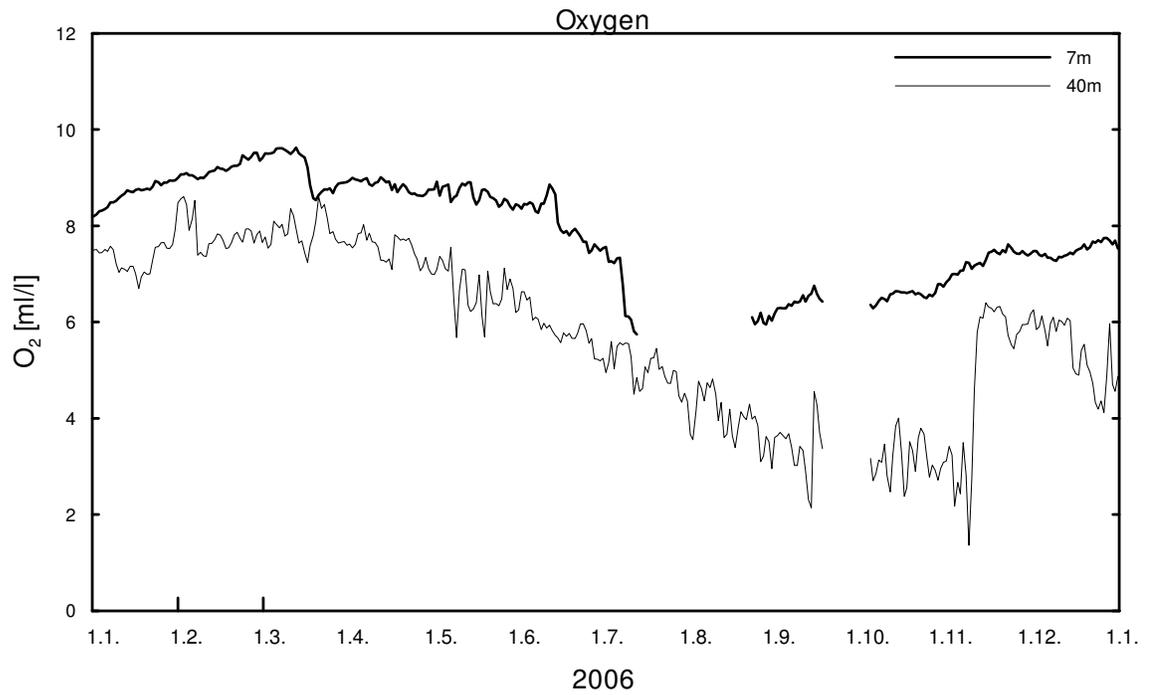


Abb. 12a  
Verlauf des Sauerstoffgehaltes in der Deck- und Bodenschicht im Arkonabecken (Station AB) im Jahr 2006

Fig. 12a  
Oxygen concentration measured in the surface layer and near the bottom in 2006 at Station AB in the Arkona Basin

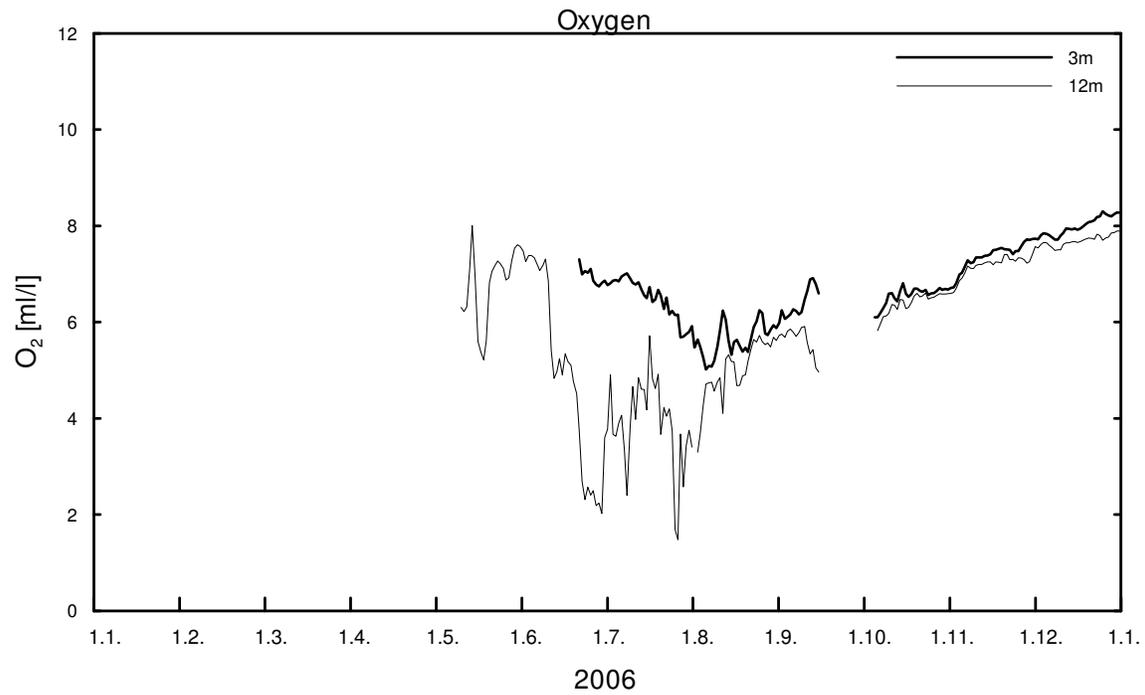


Abb. 12b  
Verlauf des Sauerstoffgehaltes in der Deck- und Bodenschicht in der Pommerschen Bucht (Stat. OB) im Jahr 2006

Fig. 12b  
Oxygen measured in the surface layer and near the bottom in 2006 at Stat. OB in the Pomeranian Bight

## 5. Beobachtungen an der Bojenstation "Oder- Bank"

Die Verteilung von Wassermassen und die Zirkulation in der Pommerschen Bucht sind im Rahmen des TRUMP-Projektes (*TR*ansport und *UM*satzprozesse in der *P*ommerschen Bucht) untersucht (v. BODUNGEN et al., 1995; TRUMP, 1998) sowie durch SIEGEL et al. (1996), MOHRHOLZ (1998) und LASS et al., (2001) beschrieben worden. Bei Westwindlagen wird dort gut durchmisches Wasser der Pommerschen Bucht, dem sich ein geringer Anteil von Oberflächenwasser aus dem Arkonabecken beimischt, beobachtet. Während anhaltender Ostwindlagen strömt Wasser aus dem Oderhaff durch Swina und Peenestrom in die Pommersche Bucht und schichtet sich vor der Küste Usedom über das Buchtwasser.

Die Bojenstation "Oder Bank" befindet sich annähernd 5 sm nordöstlich von Koserow/Usedom auf 15 m Wassertiefe (Stat. OB, vgl. Abb. 1). Die Bojenstation wurde während des Winters 2005/2006 auf Grund der Eisgefahr von Februar bis Ende April außer Betrieb genommen. Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 3 m und 13 m Tiefe sind in Abb. 13 dargestellt. Die an dieser Station gemessenen Wassertemperaturen folgten in ihrem Jahresgang weitgehend dem auf der Darßer Schwelle und im Arkonabecken gemessenen Verlauf (vgl. Abb. 6 und Abb. 11). Jedoch waren die Extremwerte in der Pommerschen Bucht kräftiger ausgebildet, die im Winter zur Eisbildung und Ende Juli zu Oberflächentemperaturen von annähernd 24 °C führten.

Die Wassertemperatur stieg im Juni sprunghaft von 10 °C auf annähernd 18 °C an. Danach stieg sie unter leichten Fluktuationen bis Anfang August auf 24 °C an und sank dann annähernd kontinuierlich bis Ende Oktober. Die Wassertemperatur fiel Anfang November sprunghaft, um dann bis zum Jahresende erneut kontinuierlich auf 5 °C zu sinken, während sie sich auf der Darßer Schwelle und im Arkonabecken nur bis etwa 6 °C abgekühlt hatte. Dies weist darauf hin, dass die Wassertemperatur in der Pommerschen Bucht in stärkerem Maße durch den lokalen Wärmeffluss an der Meeresoberfläche bestimmt ist, als es an der stärker durch advective Prozesse beeinflussten Darßer Schwelle und dem Arkonabecken der Fall ist. Eine ausgeprägte thermische Schichtung wurde 2006 an der Station "Oder Bank" Anfang Mai und von Anfang Juni bis Ende Juli beobachtet.

Der in den gleichen Tiefen wie die Wassertemperatur gemessene Salzgehalt ist ebenfalls in Abb. 13 dargestellt. Er variierte im Laufe des Jahres zwischen 5,5 und 8,5 psu und wies somit einen für die Pommersche Bucht charakteristischen Schwankungsbereich auf. Der Salzgehalt in der Pommerschen Bucht war zum Beginn des Jahres relativ hoch und dem Oberflächensalzgehalt des Arkonabeckens gleich. Er verringerte sich allmählich vom Januar bis August und stieg vom September bis zum Ende des Jahres im Mittel an. Dies weist darauf hin, dass im Sommerhalbjahr 2006 der Einfluss von Oderwasser das Gleichgewicht zwischen der Vermischung von Oberflächenwasser aus dem Arkonabecken und Oderwasser zugunsten des Wassers aus dem Oderhaff verschob. Dies wird auch deutlich durch die kurzzeitigen Einschübe von Oberflächenwasser mit niedrigerem Salzgehalt, die im Juni und Juli relativ kräftig ausgebildet und mit den Phasen signifikanter thermischer Schichtung übereinstimmten und dann während des restlichen Jahres deutlich schwächer auftraten. In diesen Phasen, mit einer Dauer von einigen Tagen bis einigen Wochen, schichtete sich Mischwasser aus dem Oderhaff mit einem um 1 bis 2 psu niedrigeren Salzgehalt über das Wasser der Pommerschen Bucht. Dieser Prozess war wie in den vorangegangenen Jahren an ausgedehnte Phasen östlicher Windlagen (vgl. Abb. 4) gekoppelt. Die Anfang Juni einsetzende Schichtung des Wassers in der Oderbucht führte sehr schnell zu einer Zehrung des Sauerstoffs im Bodenwasser, dessen Konzentration Ende Juli bis unter 2 ml/l abgesunken war. Der Abbau der Schichtung ab Anfang August belüftete das bodennahe Wasser der Oderbucht und dieser Zustand blieb bis auf eine kurze Unterbrechung im September bis zum Jahresende (Abb. 12b).

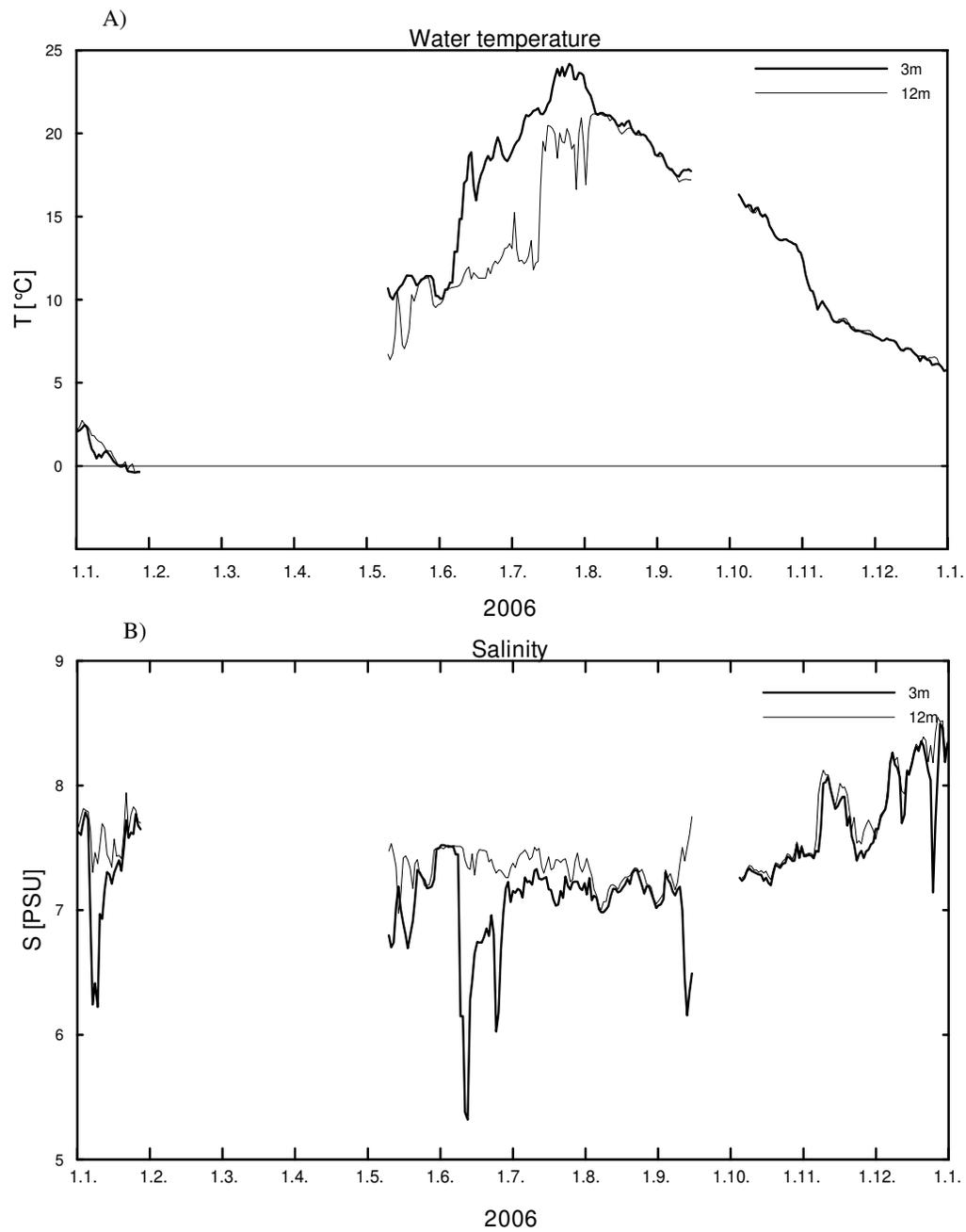


Abb. 13

Verlauf der Wassertemperatur (A) und des Salzgehaltes (B) in der Deck- und Bodenschicht in der Pommerschen Bucht (Stat. OB) im Jahr 2006

Fig. 13

Water temperature (A) and salinity (B) measured in the surface layer and near the bottom in 2006 at Stat. OB in the Pomeranian Bight

## **6. Hydrographisch-chemische Bedingungen**

Die nachfolgend dargestellten Beschreibungen der hydrographisch-chemischen Situation im Jahre 2006 konzentrieren sich im Wesentlichen auf die Seegebiete östlich der Darßer Schwelle, d.h. die eigentliche Ostsee. In diesem Bereich nehmen die kurzfristigen Variationen der Parameter auf Grund der größeren Entfernung von den Ostseezugängen und von der Küste deutlich ab.

Die Kieler und Mecklenburger Bucht liegen im Übergangsbereich zwischen Nord- und Ostsee und sind daher durch starke Schwankungen der hydrographischen und chemischen Parameter gekennzeichnet. Gleiches trifft für die stark landseitig beeinflusste Lübecker Bucht zu. Die in diesem Bereich gewonnenen Daten werden vorrangig zusammen mit den Messungen der Landesämter für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG) und für Natur und Umwelt Schleswig-Holstein (LANU) im Rahmen der Jahresberichte des Bund-Länder-Messprogramms für die Meeresumwelt der Nord- und Ostsee (BLMP) ausgewertet. Im vorliegenden Bericht wird nur auf spezielle Aspekte eingegangen.

Die Vertikalverteilungen der Wassertemperatur (Abb. 20), des Salz- (Abb. 21) und des Sauerstoffgehaltes (Abb. 25) sowie der wesentlichsten Nährstoffe Phosphat (Abb. 27) und Nitrat (Abb. 28) sind auf einem Längsschnitt zwischen Darßer Schwelle und nordöstlichem Gotlandbecken, der dem Talweg durch die zentralen Ostseebecken folgt, dargestellt. Die Situation im westlichen Gotlandbecken wird separat beschrieben.

Für das Tiefenwasser werden für ausgewählte Stationen Jahresmittelwerte der relevanten hydrographischen und hydrochemischen Parameter berechnet und mit denen früherer Jahre verglichen (Tab. 5 und 7). Trendaussagen für Nährstoffe im Oberflächenwasser werden dagegen nur an Hand der Winterkonzentrationen vorgenommen (Tab. 6).

### **6.1 Wassertemperatur**

Die thermische Entwicklung der Ostsee im Jahr 2006 wird in den folgenden Abschnitten dargestellt. Dabei werden Satellitendaten einbezogen, die durch ihren synoptischen Charakter und die hohe zeitliche Auflösung die Untersuchung der raum-zeitlichen Entwicklung der Wasseroberflächentemperatur in der gesamten Ostsee gestatten. Für die Analyse der Oberflächentemperaturen werden auch mittlere monatliche Verteilungen einbezogen, die aus Satellitendaten berechnet wurden (SIEGEL et al., 1996, 1999, 2006), um zwischenjährliche Variationen zu diskutieren.

Die Entwicklung der vertikalen Temperaturverteilung wird anhand der Überwachungsfahrten entlang des Standardschnittes durch die zentralen Becken der Ostsee dargestellt.

### 6.1.1 Wasseroberflächentemperatur

Die Entwicklung der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee im Jahr 2006 wird auf der Grundlage von Satellitendaten des Advanced Very High Resolution Radiometers (AVHRR) der amerikanischen Wettersatelliten NOAA 17 und 18 dargestellt. Für die detaillierte Beschreibung der thermischen Entwicklung wurden Tagesmittelwerte verwendet. Monatsmittel und Anomalien, bezogen auf die Periode 1990 – 2004, dienen zur Interpretation der saisonalen thermischen Entwicklung und zur Betrachtung von zwischenjährlichen Variationen.

Das Jahr 2006 war in der Wasseroberflächentemperatur gekennzeichnet durch vergleichsweise warme Monate Juli, Oktober und Dezember und war im Jahresmittel das wärmste Jahr des Untersuchungszeitraumes 1990-2006. Die Monate Februar - Mai waren vergleichsweise kalt. Der März gehörte nahezu in der gesamten Ostsee nach 1996 zu den kältesten seit 1990. Die Monate Juli und Oktober waren in der zentralen und südlichen Ostsee die wärmsten der letzten 17 Jahre, ausgenommen war die nördliche Ostsee. Die maximale Eisbedeckung in der nördlichen Ostsee war am 16. März 2006 erreicht. Der Bottnische und der Finnische Meerbusen waren komplett mit Eis bedeckt. Ähnlich wie 2001 und 2005 war der Juli der wärmste Monat im Jahresverlauf in der südlichen und westlichen Ostsee. In der nördlichen Ostsee war der August am wärmsten. Die hohen Temperaturen initiierten ähnlich wie 2005 frühzeitig eine intensive Cyanobakterienblüte. Die maximalen Temperaturen wurden in der zentralen Ostsee am 8. Juli mit Werten von 23-25 °C erreicht. In der westlichen Ostsee wurden die Maximalwerte von 23-25 °C zwischen dem 20. und 30. Juli gemessen. Im August waren die Monatsmittel in der zentralen Ostsee nur geringfügig niedriger, aber im Bottnischen Meerbusen erreichten die Monatsmittel die Maximalwerte des Jahres. Die warmen Monate Oktober und Dezember trugen zu dem hohen Jahresmittel 2006 bei.

Anhand der Kältesummen der Lufttemperatur von Warnemünde (Tab. 2) zeigt sich, dass der Winter 2005/2006 im Bereich des langjährigen Mittelwertes war. Das lag aber vor allem an den Monaten Januar und März. Waren im November und Dezember keine Frosttage zu verzeichnen, so hatte es sich im Januar stark abgekühlt. Die Kältesummen erreichten im Januar etwa das 1,7-fache und im März sogar das 2,4-fache des langjährigen Mittelwertes (39,9 Kd, Jan; 8,8 Kd, Mittel). Die Wärmesumme des Sommers 2006 liegt mit 355,1 Kd weit über dem langjährigen Mittelwert (144,6 Kd) und stellt bei weitem den höchsten Wert der letzten 60 Jahre dar. Das trifft auch für die Monate Juli und September zu, der Juni war der drittwärmste. Der Monat August lag mit 63,4 Kd über dem Mittelwert (50,5 Kd), stellte aber keine Besonderheit dar.

Diese Besonderheiten in der Lufttemperatur spiegeln sich auch in der Wasseroberflächentemperatur wider und sind teilweise noch ausgeprägter, und es gibt natürlich teilweise auch einen zeitlichen Verzug. Die Anomalien der Monatsmittel des Jahres 2006 sind in Abb. 14 dargestellt. Nach dem vergleichsweise warmen Dezember 2005 reduzierte das kalte Wetter im Januar die Wassertemperatur in der südlichen Ostsee teilweise unter den langjährigen Mittelwert und das setzte sich im Februar fort. Der kalte März vergrößerte den Bereich negativer Anomalien, die dann in den Folgemonaten April und Mai weiter bestehen blieben. Die höchsten negativen Anomalien gab es mit bis zu -2 K im März in der westlichen Ostsee und im Mai speziell in den Auftriebsgebieten an der polnischen und deutschen Küste. Im März erreichten die negativen Anomalien im Skagerrak sogar bis -4 K. Nach dem Juni mit geringfügigen positiven Anomalien mit bis zu +1,5 K war dann der Juli, wie aufgrund der Lufttemperatur erwartet, besonders auffällig. Weite Teile der Arkonasee, die Bornholmsee und die südliche Gotlandsee wiesen positive Anomalien von +4 K bis +5 K auf. Ausgenommen die Auftriebsgebiete an der polnischen Küste und die westliche Ostsee. Auffällig waren auch die negativen Anomalien im Bottnischen und Finnischen Meerbusen. Das deutet auf dominierende Hochdrucksituationen hin, die ihr Zentrum im

Bereich der zentralen Gotlandsee hatten und auf der Nordseite Westwind und auf der Südseite Ostwind erzeugten, die dann zu dem jeweiligen Auftrieb geführt hatten. Die negativen Anomalien im August an der Küste der Baltischen Staaten deuten auf häufige östliche bis nordöstliche Winde in der zentralen Ostsee hin. Ursache für den herausragend warmen Oktober waren die hohen Lufttemperaturen Ende September und eine anhaltende Hochdrucklage im Oktober. Die gesamte eigentliche Ostsee war durch extreme positive Anomalien von +4 K bis +5 K gekennzeichnet. Auch im Dezember waren die Anomalien in der gesamten Ostsee positiv.

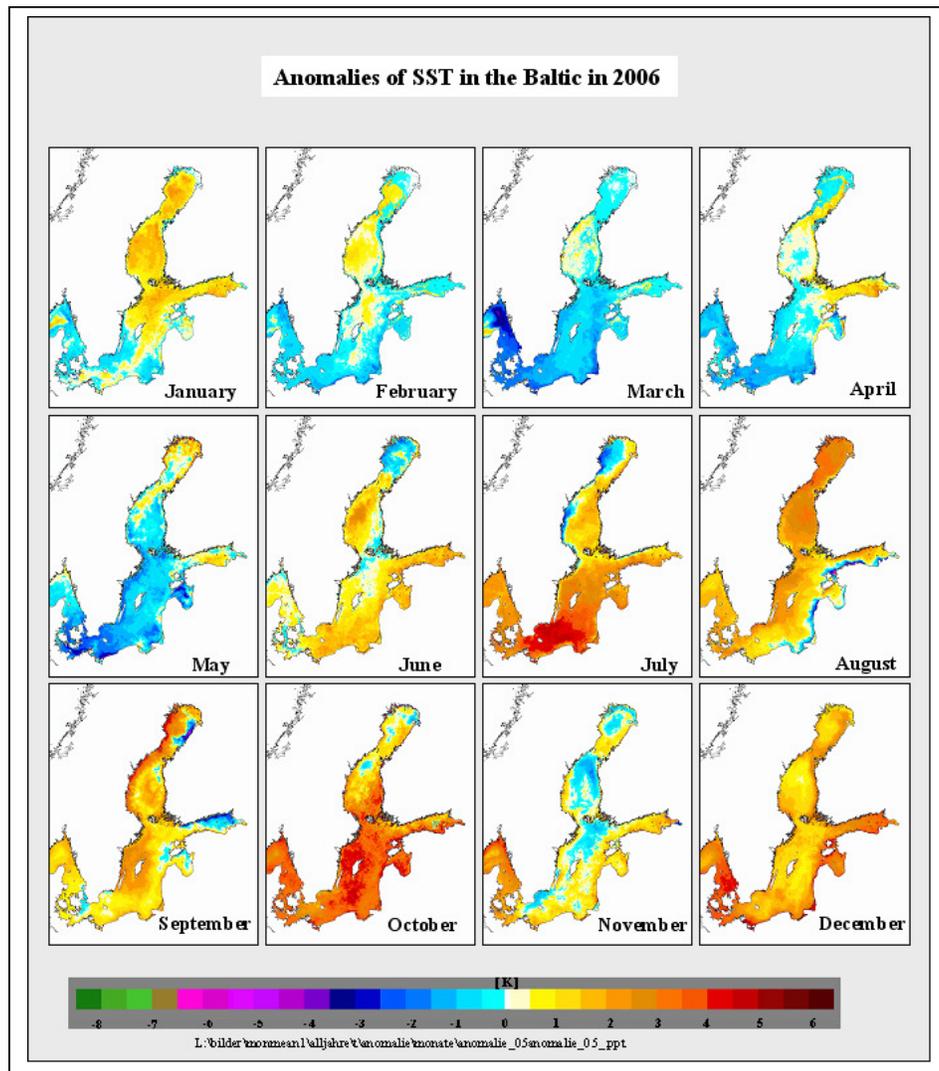


Abb. 14  
Anomalien der Wasseroberflächentemperatur (SST) der Ostsee in den Monatsmittelwerten des Jahres 2006 bezogen auf die Mittelwerte der Jahre 1990 – 2004

Fig. 14  
Anomalies of sea surface temperature (SST) in the Baltic Sea in the monthly mean values of the year 2006 referring to the mean values of the years 1990 - 2004

Die diskutierten Besonderheiten in den Anomalien kommen auch sehr gut im saisonalen Verlauf der Monatsmitteltemperatur in den zentralen Teilen der Arkonasee und der östlichen Gotlandsee zum Ausdruck (Abb. 15). Der Monat März war in beiden Gebieten kälter als im langjährigen Mittel, was sich in der Arkonasee auch im April und Mai fortsetzte. Sehr deutlich sieht man in Abb. 15 die schnellere Erwärmung im Juni in der Arkonasee, wogegen sich die östliche Gotlandsee von April bis Juni im Bereich des langjährigen Mittelwertes befand. Im Juli und August lagen die Monatsmittel in beiden Gebieten deutlich über den langjährigen Mittelwerten. Dabei erreichte der Monat Juli in der Arkonasee (+4 K) mit ca. 21°C die maximalen Temperaturen des Jahres. In der östlichen Gotlandsee war der Juli (+3 K) geringfügig kälter als der August. In beiden Gebieten lagen die Augusttemperaturen mit +2 K auch deutlich über den langjährigen Mittelwerten. War der September in beiden Gebieten nur geringfügig wärmer als das langjährige Mittel, so wurden die Unterschiede im Oktober wesentlich deutlicher. In der Arkonasee lagen die Monatsmittel um +2,5 K und in der östlichen Gotlandsee um +4 K über den Mittelwerten. Nach einem Angleich im November war der Dezember nur in der Arkonasee wärmer als der Mittelwert.

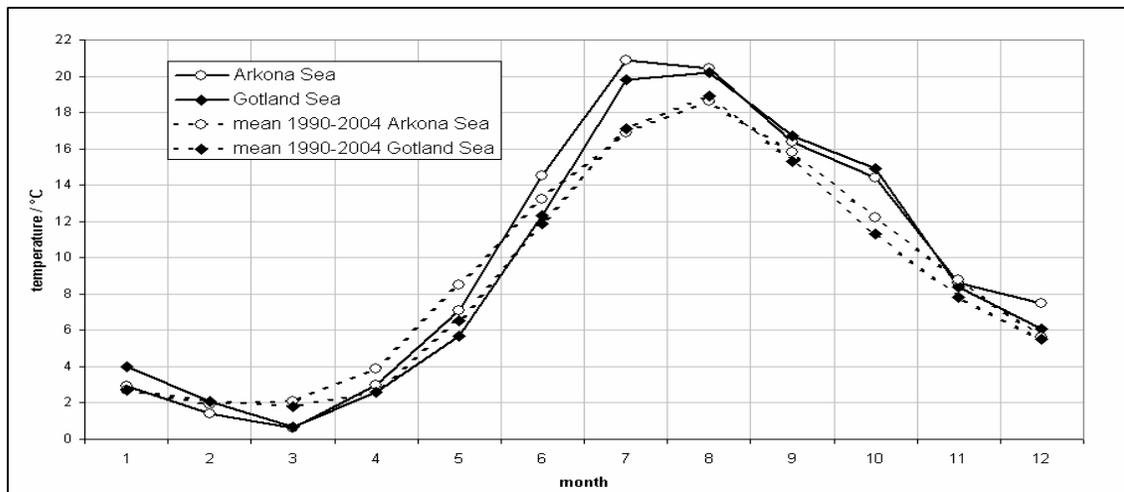


Abb. 15

Saisonalen Verlauf der Wasseroberflächentemperatur (NOAA-SST) in der zentralen Arkona- und Gotlandsee des Jahres 2006 im Vergleich zum Mittel 1990-2004

Fig. 15

Seasonal course of sea surface temperature (NOAA-SST) in the central Arkona- and Gotland Sea in 2006 in comparison to the mean values 1990-2004

Im Folgenden wird detailliert die thermische Entwicklung des Jahres 2006 in der Ostsee dargestellt. Anfang Januar waren weite Teile der Ostsee durch Temperaturen um 3-5 °C charakterisiert. Die Kaltwetterperiode besonders zwischen 15. und 25. Januar mit den hohen Kältesummen und Lufttemperaturen bis -8 °C kühlte die Ostsee bis Ende Januar auf 0-3 °C ab. Die niedrigeren Temperaturen traten neben der nördlichen Ostsee insbesondere in der westlichen Ostsee und in den Küstenbereichen auf. Diese Abkühlung setzte sich im Februar in den zentralen Bereichen fort und erreichte Ende Februar 1-2 °C. Diese niedrigen Temperaturen mit 1 °C in der westlichen und nördlichen Ostsee und 1-2 °C in den zentralen Teilen blieben dann bis etwa 25. März erhalten. Die maximale Eisbedeckung war in der nördlichen Ostsee am 16. März erreicht (Fig. 19). Die nachwinterliche Erwärmung setzte dann von der westlichen Ostsee her ab 20.-25. März ein und

erfasste Ende März auch die zentrale Ostsee. Diese Entwicklung hatte dazu geführt, dass der März 2006 zu den kältesten des Untersuchungszeitraumes von der westlichen Ostsee bis in die zentrale Gotlandsee gehörte. In der Arkonasee und Bornholmsee war nur der März 1996 noch kälter und in der zentralen Gotlandsee neben 1996 auch der März 2003.

Ende April waren in der zentralen Ostsee Temperaturen zwischen 2-5 °C erreicht und in der Beltsee und im Küstenabfluss bis 7 °C. Die Ostsee erwärmte sich im Mai langsam weiter, bis sie vom 15. Mai bis Ende Mai in der westlichen Ostsee (10-12 °C) schneller voranschritt als in den zentralen Teilen (7-8 °C). Im Juni stieg die Temperatur rasant an, so dass am 14. Juni an den Südküsten schon Temperaturen bis 18 °C zu beobachten waren. Ein Windereignis am 15. Juni durchmischte das Wasser wieder und reduzierte die Oberflächentemperatur. Temperaturen zwischen 15 und 18 °C lagen dann wieder ab 20. Juni in der zentralen und westlichen Ostsee vor, die sich bis Ende Juni auf 17-18 °C erhöht hatten. In den folgenden 8-10 Tagen stieg die Temperatur sehr stark an und erreichte im Südteil der östlichen Gotlandsee um den 9. Juli maximale Werte von 23-24 °C (Abb. 19). In dieser Phase kam auch die oben für den Juli diskutierte Lage des Hochdruckgebietes zum Ausdruck. Kälter war es durch Auftrieb an der polnischen Küste und in der westlichen Ostsee (Ostwind), aber auch an der schwedischen Ostküste (Westwind). In der Arkonasee lagen die Temperaturen bei ca. 21 °C, was auch gut mit den Messungen an der MARNET-Station „Arkonabecken“ übereinstimmt. Nach einem Windereignis am 14. Juli sank die Temperatur in weiten Teilen der Ostsee auf Werte um 19-20 °C. Nördlich Gotland lagen die Temperaturen unter 18 °C und im Bottnischen Meerbusen in der Westhälfte mit starkem Auftrieb unter 15 °C. Ab 17. Juli setzte dann Erwärmung ein, die sich aber erst einmal nur auf die westliche Ostsee bis Bornholmsee auswirkte. Am 19. Juli hatten die Temperaturen in der Arkonasee Werte um 22 °C erreicht, in der Pommernbucht lagen sie um 23-24 °C. Diese Situation hielt bis Ende Juli an.

Wie sich die thermische Entwicklung auf das Monatsmittel Juli regional ausgewirkt hat, zeigt die Abb. 16. Die höchsten Temperaturen (>21 °C) und Anomalien (>4 K) waren in der südlichen Ostsee von der zentralen Arkonasee über Bornholmsee bis zur südlichen Gotlandsee zu verzeichnen. Im Vergleich zum Jahr 2005 bestanden von der westlichen Ostsee bis zur zentralen Gotlandsee enorme zwischenjährige Unterschiede.

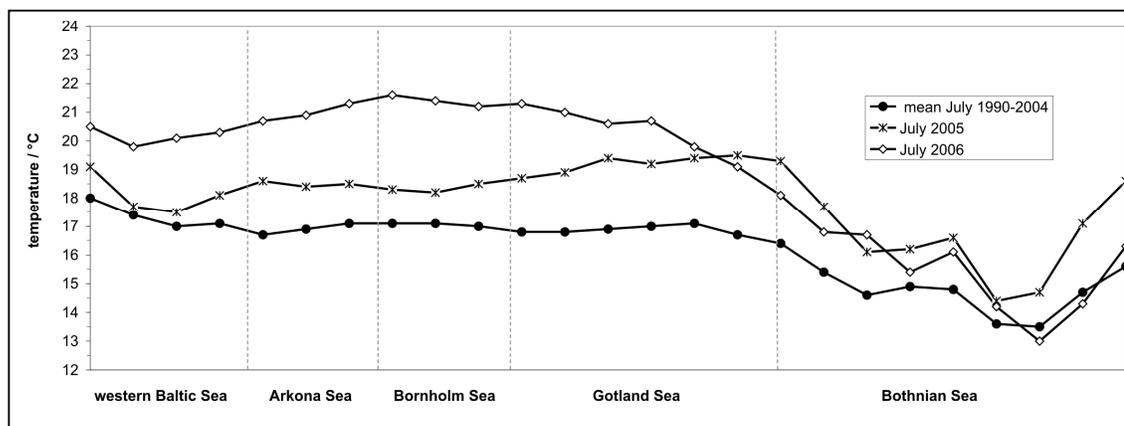


Abb. 16

Temperaturverteilung entlang des Monitoringschnittes durch die zentralen Becken der Ostsee für den Monat Juli 2006 im Vergleich zum Mittel 1990 – 2004 und zum Juli des Vorjahres

Fig. 16

Temperature distribution along the monitoring transect through the central basins of the Baltic Sea in July 2006 in comparison to the mean value of 1990 – 2004 and to July of the previous year

Anfang August erhöhten sich die Temperaturen auch weiter nördlich. Der Wind hatte in der zentralen und nördlichen Ostsee auf Ost gedreht. Die Auftriebsgebiete an der gesamten schwedischen Ostküste lösten sich auf und am 10. Juli lagen die Temperaturen in der gesamten Ostsee, also auch im Bottnischen Meerbusen bei 20-21 °C. Ausgenommen war der unmittelbare Küstenbereich der Baltischen Länder durch Auftriebsprozesse. In der Arkonasee hatte ein Windereignis am 5. August die Werte entsprechend reduziert. Ein weiteres Windereignis in der Nacht 15.-16. August sorgte für weitere leichte Abkühlung. Ab 20. August ließ der Auftrieb nach und die gesamte Ostsee war bis Ende August durch Temperaturen von 18-20 °C charakterisiert. In den Monatsmittelwerten resultierten daraus Werte um 21 °C in der westlichen Ostsee und Temperaturen über 19 °C in der gesamten Ostsee bis in den Nordteil der Bottensee und nur in der Bottenwieck lagen sie zwischen 18 und 19 °C. In der zentralen Bottensee war 2006 mit 19,7 °C der zweitwärmste August nach 2002 zu verzeichnen und die Temperaturen lagen um mehr als 7 K über dem kältesten August 1992.

Windgeschwindigkeiten von bis zu 18 m/s in der Nacht vom 4. zum 5. September sorgten für eine weitere Abkühlung auf ca. 15-17 °C um den 10. September in der zentralen und westlichen Ostsee. Im Bottnischen Meerbusen war die Abkühlung in dieser Phase wesentlich stärker und erreichte Werte von 10-15 °C. Bis zum 6. Oktober blieb die Temperaturverteilung annähernd erhalten. Ein Windereignis am 7. und 8. Oktober kühlte die Ostsee geringfügig auf 13-16 °C ab. Durch eine lang anhaltende Hochdrucklage Mitte Oktober waren diese Temperaturen bis ca. 25. Oktober in den zentralen und westlichen Teilen zu beobachten, wogegen sich der Bottnische Meerbusen auf etwa 7-10 °C abgekühlt hatte. Die lange Phase konstant hoher Temperaturen hat dazu geführt, dass der Oktober in der eigentlichen Ostsee bis in den Südteil des Bottnischen Meerbusens der wärmste des Untersuchungszeitraumes war (Abb. 17). Windgeschwindigkeiten von mehr als 20 m/s am 27. Oktober hatten dann im südlichen Teil auch zu Temperaturen von 10-13 °C Ende Oktober geführt.

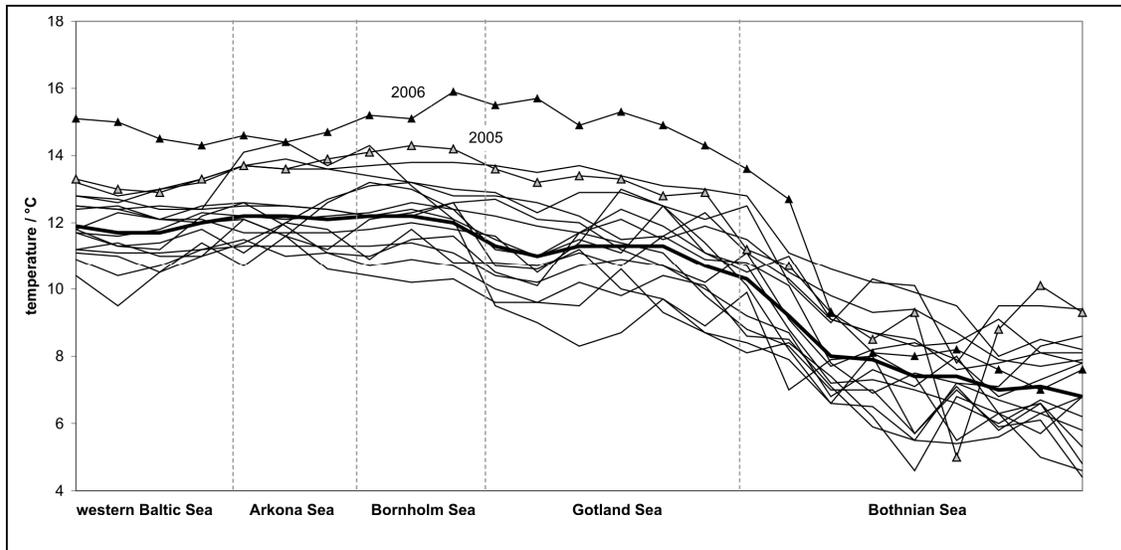


Abb. 17

Temperaturverteilung entlang des Monitoringschnittes durch die zentralen Becken der Ostsee für den Monat Oktober 2006 im Vergleich zum Mittel 1990 – 2004 (fett) und zu den anderen Jahren des Untersuchungszeitraumes

Fig. 17

Temperature distribution along the monitoring transect through the central basins of the Baltic Sea in October 2006 in comparison to the mean value of 1990 – 2004 (bold) and to the other years of the investigation period

Im November setzte sich die Abkühlung rasant fort. Ende November lagen die Temperaturen in der eigentlichen Ostsee um 7-8 °C und im Bottnischen Meerbusen bereits weit unter 5 °C. Im Dezember blieben die Temperaturen weitgehend erhalten und lagen bei 5-8 °C in der zentralen und westlichen Ostsee und bei 3-5 °C im Bottnischen Meerbusen.

Das warme zweite Halbjahr des Jahres 2006 hat dazu beigetragen, dass im Jahresmittel der Wasseroberflächentemperatur das Jahr 2006 das wärmste des Untersuchungszeitraumes 1990 – 2006 in der Ostsee war. Die Darstellung der Jahresmitteltemperatur entlang des Schnittes durch die zentralen Teile der Ostsee in Abb. 18 zeigt, dass das für fast alle Gebiete galt, was auch sehr gut mit der Einschätzung der Entwicklung der Temperatur der nördlichen Hemisphäre übereinstimmt.

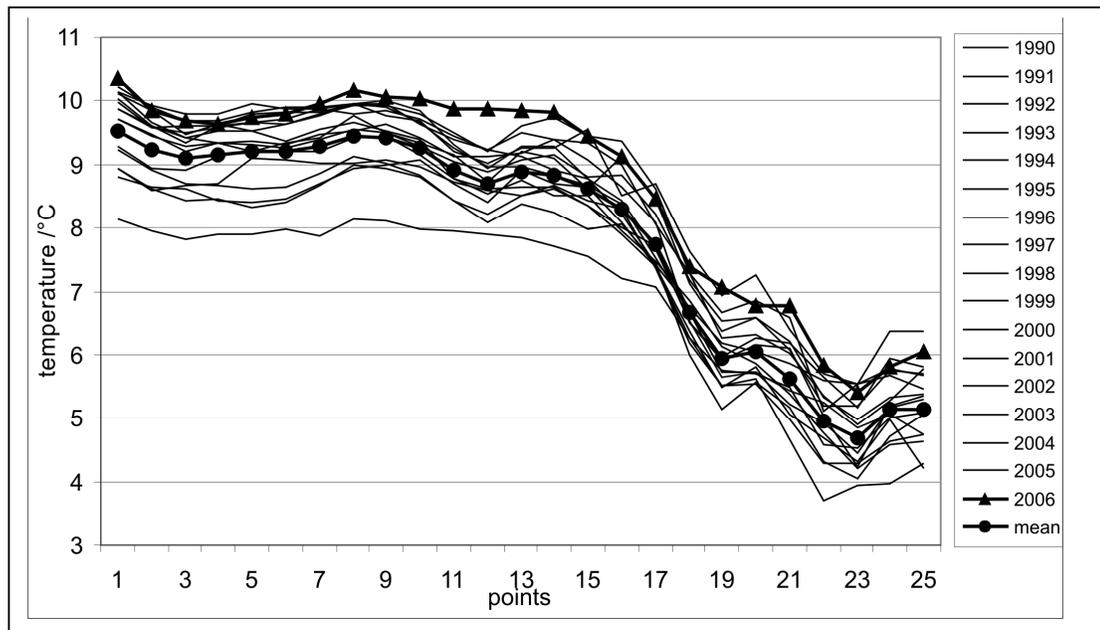


Abb. 18

Jahresmitteltemperatur entlang des Schnittes durch die zentralen Becken der Ostsee im Vergleich zu den einzelnen Jahren und zum Mittel des Zeitraums 1990 – 2006

Fig. 18

Yearly mean temperature along the transect through the central basins of the Baltic Sea in comparison to the different years and the mean value of the time period 1990 – 2006



## 6.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur

Die vertikale Temperaturverteilung in der westlichen und zentralen Ostsee im Verlauf des Jahres 2006 ist anhand der Überwachungsfahrten des IOW in der Abb. 20 zusammengestellt.

Starke barotrope Einstromereignisse aus dem Kattegat in die Ostsee waren 2006 nicht zu beobachten, jedoch gibt es Anzeichen für erneute barokline Einstromphasen, speziell im Juli 2006 an der Darßer Schwelle. Ein endgültiges Urteil über deren Wirksamkeit kann aber in der Regel erst dann erfolgen, wenn deren Ausbreitung bis zum Gotlandtief nachweisbar ist.

Das wichtigste Temperaturmerkmal im Tiefenwasser der zentralen Ostsee war auch noch 2006 die Auswirkung des warmen baroklinen Einstroms von Kattegatwasser vom Spätsommer 2003 (FEISTEL et al., 2004a, 2006a, NAUSCH et al., 2005), der die im Gotlandtief seit 1997 anhaltend hohen bodennahen Temperaturen, die durch den starken barotropen Einstrom vom Januar 2003 kurzzeitig dramatisch abgesenkt worden waren, unerwartet schnell wieder ansteigen lassen. Nach Spitzenwerten von 6,8 °C in ca. 200 m Tiefe im Februar 2004 (FEISTEL et al., 2004a, NAUSCH et al., 2005) schwankten die Werte in dieser Tiefe nun nur noch unwesentlich um 5,9 °C ( $\pm 0,02$  °C, siehe Tab. 5). Die seit März 2004 beobachteten starken Fluktuationen um einen Durchschnitt von ca. 6 °C an einer Verankerung im östlichen Gotlandbecken klangen 2005 fast völlig ab. Das zeigt, dass es 2004 zu keiner wesentlichen neuen Einstromaktivität gekommen war, und dass die dynamischen Prozesse, die im Gotlandbecken durch den Einstrom induziert wurden, eine typische Relaxationszeit von 1-2 Jahren aufwiesen. Die starken Temperaturkontraste der ungewöhnlichen Einstromfolge von 2002/2003 hatten diese und viele andere Einzelheiten dieser Vorgänge markant „herauspräpariert“ (FEISTEL et al., 2006a, b, c, d).

Der anhaltende „goldene Herbst“ 2005 mit ruhigen Südwindlagen von Mitte September bis Mitte Dezember hatte einen baroklinen Einstrom in dieser Zeit wahrscheinlich erscheinen lassen (NAUSCH et al., 2006), und die Messwerte vom Dezember 2005 im Bornholmbecken unterstützten diese Vermutung seinerzeit. Die nun vorliegenden Daten des Jahres 2006, unter gleichzeitiger Beachtung der Temperatur-, Salz und Sauerstoffdaten, lassen diesen Einstrom nun als weitgehend gesichert erscheinen. Leider konnte eine Langzeitverankerung im Gotlandbecken 2006 nicht geborgen werden, die letzte Zweifel an den Indizien hätte endgültig zerstreuen können. Weiterhin fiel aus technischen Gründen die Monitoringfahrt März/April 2006 aus, zu jenem Zeitpunkt, an dem nach bisherigen Erfahrungen die Ankunft dieser Einstromfront im Gotlandtief zu erwarten gewesen wäre. Wir besprechen mehr Einzelheiten dazu in den folgenden Abschnitten.

Um den Juli 2006 herum trat ebenfalls eine längere ruhige Wetterphase auf, ein Indiz für einen weiteren baroklinen Einstrom. Die Signale in  $T$ ,  $S$  und  $O_2$  im Bornholmbecken von August/September 2006 stützen diese Annahme, ebenso die Belüftung der Stolper Rinne und des Danziger Tiefs im Herbst 2006. Die entsprechenden Signale im Gotlandbecken sind jedoch weniger einheitlich und konsistent, so dass eine zweifelsfreie Analyse dieses potentiellen zweiten baroklinen Einstromvorgangs 2006 in der zentralen Ostsee bei der vorhandenen Datenlage nur schwer möglich erscheint. Es gab hier eventuell mehrere Schübe von kleineren Zuflüssen in verschiedenen Stockwerken, die sich aber nur zum Teil vom Hintergrund stärker abheben als die natürliche Variabilität der gelegentlichen Beprobungen.

In allen fünf zentralen Becken, die in Tabelle 5 beschrieben werden, sind die Temperaturfluktuationen von 2005 nach 2006 angestiegen, was auf eine aktuelle Zunahme der Einstromaktivität hindeutet, die aber an die Intensität von 2002-2004 nicht heranreicht. Mit Ausnahme des Karlsö-Tiefs haben sich auch die Temperaturen selbst überall erhöht. Im Farö- und

Landsorttief wurde 2006 das wärmste Wasser seit mindestens 1990 gefunden (vgl. MATTHÄUS et al., 2001). Der Jahresdurchschnitt im Karlsötief erscheint erniedrigt durch das Temperaturminimum dort von 4,8 °C im März 2006, wahrscheinlich bedingt durch die späte Ankunft des kalten Einstromwassers vom Januar 2003. Danach ist auch dort die Temperatur im Jahresverlauf auf Dekaden-Rekordwerte um 5,3 °C (September – Dezember) gestiegen, vermutlich durch das erst jetzt dort eintreffende Wasser des nachfolgenden warmen baroklinen Einstroms vom Sommer 2003.

Im Landsorttief stieg die Temperatur während des Jahres 2006 um bis zu 0,5 °C in 100 m Tiefe und bis 0,2 °C in 440 m Tiefe an. Überströmendes Wasser aus den anderen Becken, bedingt durch den dortigen neuen Einstrom, hat die Wassersäule des Landsorttiefs anscheinend bis zum Boden zumindest teilweise ausgetauscht. Wesentliche Menge Sauerstoff wurden dabei nicht zugeführt; weiterhin ist das Wasser ab 125 m Tiefe anoxisch.

Das Tiefenwasser im östlichen Gotlandbecken hatte sich 2005 thermisch stark homogenisiert. Dieser Vorgang wurde im März/April 2006 unterbrochen, als in 125 m Tiefe die Temperatur um etwa 0,5 °C auf etwa 6,7 °C anstieg und anscheinend alle Schichten darüber bis 50 m Tiefe angehoben wurden. Es ist sehr wahrscheinlich, dass hier eine laterale Einschichtung von Wasser aus dem warmen baroklinen Einstrom vom Herbst 2005 stattfand. Auch im Sauerstoffgehalt war dieser Vorgang zu dieser Zeit und in dieser Tiefe auffällig. In der Folgezeit finden wir in den Schichten darüber starke zeitliche Temperaturschwankungen, d.h. ein typisches Merkmal eines aktuell stattfindenden Einstroms, bedingt durch eine noch bestehende thermische Inhomogenität des Wasserkörpers in der betroffenen Dichteschicht. Gleichzeitig erreichte im März 2006, bedingt durch den kalten Winter, Oberflächenwasser mit nur 1,4 °C Tiefen um 50 m, markiert mit einem O<sub>2</sub>-Maximum von 9,3 ml/l. Die mit 20,7 °C im Juli sehr warme Deckschicht hatte nur weniger als 10 m Mächtigkeit. Die herbstliche Tiefenkonvektion wurde erst verspätet im November bis 40 m wirksam. Im September/Okttober fiel die Temperatur bei 125 m und bei 150 m um 0,7 °C, im November bei 225 m Tiefe um 0,6 °C und in 240 m Tiefe um 1 °C, vermutlich durch erneute laterale Einschichtungen. Nur im November war ein Anheben der Wassersäule darüber deutlich zu erkennen sowie eine Verringerung der H<sub>2</sub>S-Konzentration.

Eine Verankerung im östlichen Gotlandbecken, die an der Position 57°15'N und 20°15'O vom 8. Mai 2006 an die Wassertemperatur in den Tiefen 178 m, 208 m und 223 m gemessen hatte und am 29. März 2007 geborgen wurde, liefert weitere Details zu den Verhältnissen im Tiefenwasser. Bis Ende August 2006 wurden bei 178 m abklingende Fluktuationen von über 6 °C auf etwa 5,9 °C registriert, in den Niveaus darunter aber konstante Temperaturen bei 5,9 °C. Am 6. September 2006 erreichte ein kalter Einstrom mit 5,7 °C die Schicht um 178 m, in den darunter liegenden Schichten erreichte dieser Zustrom erst am 14. Oktober mit 5,6 °C seinen Höhepunkt. Dort folgte am 27. November ein warmes Signal nach mit 6 °C, das sich bis zum Jahresende auf ca. 5,9 °C einpendelte. Das warme Signal führte ab Anfang November 2006 auch bei 178 m zu einem allmählichen Anstieg der Temperatur und erreichte dort erst am 18. Januar 2007 seinen Spitzenwert von 6,1 °C als Pik über einem Sockelwert von 5,8 °C. Die hohe zeitliche Auflösung dieser täglichen Messwerte gestattet hier Einblick in die Dynamik der Einstromvorgänge, obwohl die Amplituden der Temperatursignale relativ klein sind und deshalb z.B. bei monatlicher Abtastung nur noch schwierig zu deuten. Eine weitere Verankerung im Gotlandbecken, die am 20. November zu messen begann, zeigte die Ankunft einer um 0,1 °C wärmeren Front in 221 m Tiefe ebenfalls am 26. November. Wir ordnen alle diese Ereignisse von September 2006 bis Januar 2007 im Gotlandbecken vorläufig dem baroklinen Einstrom vom Juni - August 2006 zu, der in seiner frühen Phase wahrscheinlich eher kälteres und später wärmeres Oberflächenwasser aus dem Kattegat importierte. So lag die Temperatur an der Darsser Schwelle in der bodennahen Schicht mit 20 psu

Salzgehalt im gesamten Juni 2006 bei etwa 10 °C und stieg erst im Verlauf des Juli bis zur Auflösung der starken Schichtung am 15. August bis auf Werte um 13 °C an. Diese Zahlen sind mit den gemessenen Temperaturen im Gotlandbecken vereinbar, wenn man z. B. annimmt, dass auf dem Weg das Wasser der Darßer Schwelle zu 17 % vermischt wurde mit 83% Wasser mit den *T-S*-Eigenschaften 4,7 °C und 10 psu. Diese geschätzten *T-S*-Werte wären dann mit den beobachteten Verhältnissen im Winterwasser an der Oberkante der Halokline vergleichbar, wie etwa über der Stolper Schwelle.

Im Bornholmtief ist die bodennahe Jahresmitteltemperatur seit 2005 um 1 °C angestiegen, seit 2003 sogar um über 4 °C. Von Januar bis März 2006 sank die Temperatur unterhalb der Tiefe der Stolper Schwelle um etwa 1 °C bei 70 m, 0,6 °C bei 80 m und 1 °C bei 90 m und erreichte Minimalwerte von 6,7 °C im Juli bei 70 m, 7,2 °C im Juli bei 80 m und 7,6 °C im August bei 90 m Tiefe. Anschließend stiegen die Werte wieder an auf Maxima von 9,7 °C unterhalb der Schwellentiefe im November, wobei gleichzeitig 9,2 °C in 50 m und 9,9 °C in 60 m gemessen wurden. Diese Werte deuten auf ein massives Überströmen der Stolper Schwelle mit warmem Wasser im November 2006 hin, das bereits im August 2006 begonnen hatte. Da der Wasserkörper unterhalb der Schwellentiefe von 60 m praktisch ausschließlich durch den Zustrom von dichtem Wasser aus dem Arkonabecken gebildet wird, müssen die beobachteten starken Temperaturfluktuationen durch entsprechende laterale Zuflüsse von Westen gedeutet werden. Da die Temperatur im Beckenvolumen von ca. 100 km<sup>3</sup> einmal insgesamt fiel und dann wieder stieg, müssten mindestens 200 km<sup>3</sup> sehr salzigen Wassers eingeströmt sein. Mindestens das entsprechende Volumen des ursprünglichen alten Wassers dort ist über die Stolper Schwelle abgeflossen, wobei es in Kontakt mit dem kalten und sauerstoffreichen Winterwasser in dieser Tiefe kam und für eine Belüftung der Stolper Rinne und des Danziger Tiefs gesorgt haben müsste.

Die Verhältnisse in der Stolper Rinne werden durch Wassermassen bestimmt, die über die Stolper Schwelle strömen. Je nach Dichte kann dieses Wasser direkt aus einem Einstrom vom Arkonabecken stammen, oder aber altes, angehobenes Wasser aus dem Bornholmtief sein. Der Kontakt mit dem Winterwasser über der Halokline in gleicher Tiefe wie die Stolper Schwelle hat in der Vergangenheit immer dafür gesorgt, dass selbst in extremen Stagnationsperioden das Wasser in der Stolper Rinne nicht anoxisch wurde (FEISTEL et al., 2006a, b, c). Im Jahresverlauf 2006 fiel die Temperatur in Bodennähe von 8,4 °C (*S* = 13,8 psu, *O*<sub>2</sub> = 2,2 ml/l) im Februar auf 5,5 °C (*S* = 13,6 psu, *O*<sub>2</sub> = 4,0 ml/l), stieg wieder auf 6,3 °C (*S* = 14,0 psu, *O*<sub>2</sub> = 1 ml/l) im Juli und weiter auf 7,8 °C (*S* = 14,0 psu, *O*<sub>2</sub> = 3,0 ml/l) im November. Dieser Temperaturverlauf entspricht dem im Bornholmtief gemessenen.

Der Schnitt in Abb. 20 von Ende Januar zeigt wie warmes Wasser bis 7 °C das tiefe Bornholmbecken gefüllt hat, über die Stolper Schwelle strömte und den Eingang des südwestlichen Gotlandbeckens (und ggf. des Danziger Bucht) erreicht hat. Ein entsprechender Belüftungseffekt ist in Abb. 21 zu sehen, wobei sich das Wasser am Eingang zur zentralen Ostsee in einen Zweig unter der Halokline und einen in Bodennähe aufteilt. Im Mai 2006 war das Wasser in der Stolper Rinne kälter und sauerstoffreicher geworden. In der Gotlandsee wurden weite Bereiche zwischen 70 m und 130 m Tiefe belüftet. Im Juli schienen Zustrom und Belüftung gegenüber einer steigenden Zehrung abzunehmen, das Bornholmbecken zeigte wieder Anzeichen von Sauerstoffmangel. Sehr warmes Wasser fand sich am Boden der Arkonasee und breitete sich nach Osten aus. Im November hatte sehr warmes, aber sauerstoffarmes Wasser das tiefe Bornholmbecken gefüllt und strömte in die Stolper Rinne über. Der Belüftungsprozess im südwestlichen Gotlandbecken zwischen 70 m und 130 m Tiefe setzte sich fort.

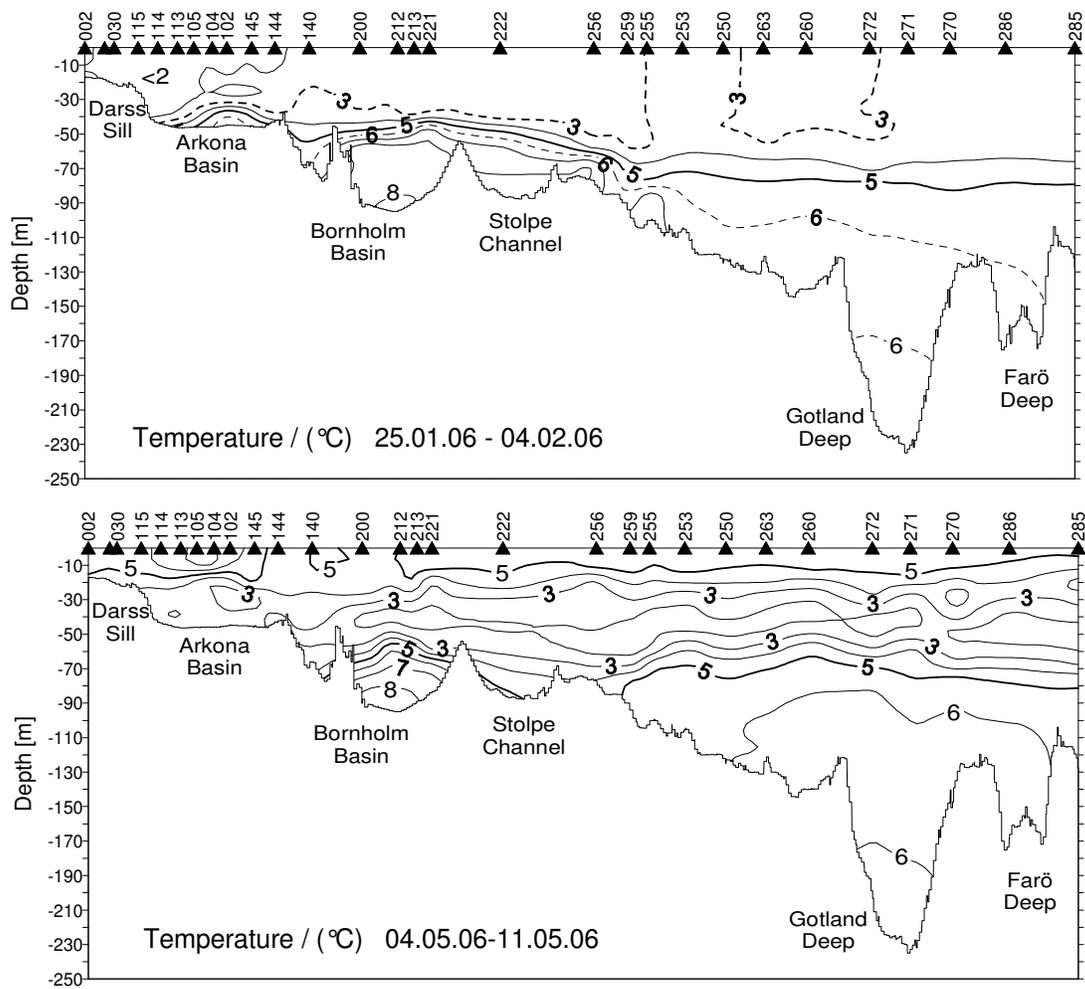


Abb. 20

Vertikale Verteilung der Wassertemperatur zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 20

Vertical water temperature distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

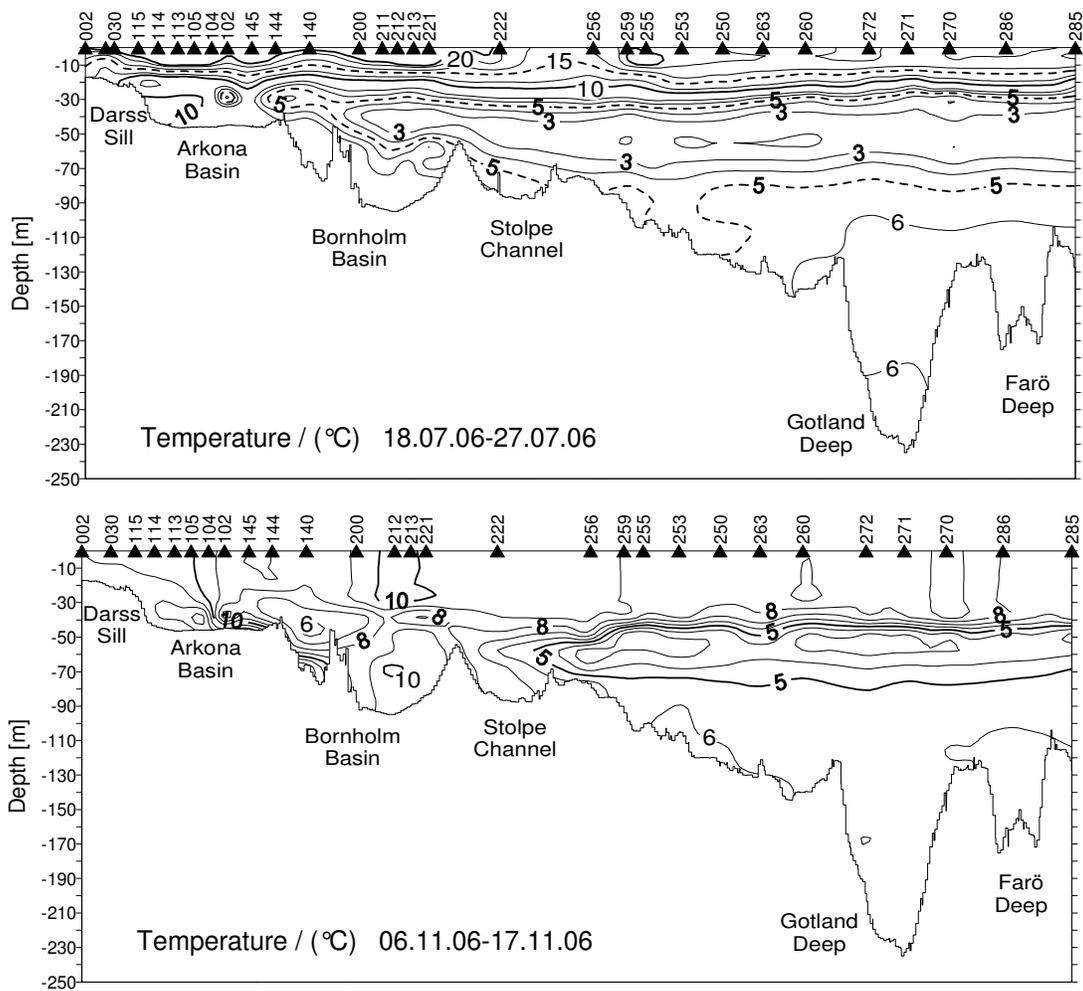


Abb. 20 Forts.

Vertikale Verteilung der Wassertemperatur zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 20 cont

Vertical water temperature distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

Tab. 5

Jahresmittelwerte und Standardabweichungen ausgewählter hydrographischer Parameter im Tiefenwasser der zentralen Ostsee: IOW sowie SMHI- Daten (n= 8-22)

Table 5

Annual means and standard deviations of selected hydrographic parameters in the deep water of the central Baltic Sea: IOW- and SMHI data (n= 8-22)

**Wassertemperatur (°C; Maximalwerte hervorgehoben)**

| Station                      | Tiefe/m | 2002               | 2003        | 2004        | 2005               | 2006               |
|------------------------------|---------|--------------------|-------------|-------------|--------------------|--------------------|
| <b>213</b><br>(Bornholmtief) | 80      | <b>8,86 ± 0,65</b> | 4,02 ± 1,69 | 5,83 ± 1,18 | 7,20 ± 0,15        | 8,26 ± 0,80        |
| <b>271</b><br>(Gotlandtief)  | 200     | <b>6,34 ± 0,15</b> | 5,38 ± 0,80 | 5,75 ± 0,22 | 5,91 ± 0,02        | 5,95 ± 0,04        |
| <b>286</b><br>(Färötief)     | 150     | 5,97 ± 0,07        | 6,10 ± 0,34 | 5,75 ± 0,16 | 6,05 ± 0,03        | <b>6,15 ± 0,08</b> |
| <b>284</b><br>(Landsorttief) | 400     | 5,32 ± 0,10        | 5,65 ± 0,30 | 5,66 ± 0,08 | 5,74 ± 0,06        | <b>5,80 ± 0,08</b> |
| <b>245</b><br>(Karlsötief)   | 100     | 4,77 ± 0,09        | 4,87 ± 0,07 | 5,06 ± 0,15 | <b>5,18 ± 0,11</b> | 5,16 ± 0,15        |

**Salzgehalt (psu; Maximalwerte hervorgehoben)**

| Station                      | Tiefe/m | 2002         | 2003                | 2004                | 2005                | 2006                |
|------------------------------|---------|--------------|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| <b>213</b><br>(Bornholmtief) | 80      | 15,24 ± 0,34 | <b>17,83 ± 0,91</b> | 17,10 ± 0,48        | 16,02 ± 0,21        | 16,21 ± 0,43        |
| <b>271</b><br>(Gotlandtief)  | 200     | 11,96 ± 0,10 | 12,27 ± 0,32        | <b>12,74 ± 0,08</b> | 12,60 ± 0,04        | 12,52 ± 0,04        |
| <b>286</b><br>(Färötief)     | 150     | 11,24 ± 0,06 | 11,54 ± 0,25        | <b>12,10 ± 0,07</b> | 12,08 ± 0,05        | 12,01 ± 0,04        |
| <b>284</b><br>(Landsorttief) | 400     | 10,23 ± 0,08 | 10,44 ± 0,28        | 10,92 ± 0,31        | <b>11,06 ± 0,06</b> | 11,05 ± 0,05        |
| <b>245</b><br>(Karlsötief)   | 100     | 9,37 ± 0,17  | 9,53 ± 0,14         | 9,79 ± 0,30         | 10,09 ± 0,21        | <b>10,17 ± 0,22</b> |

**Sauerstoffgehalt (ml/l; Schwefelwasserstoff als negative Sauerstoffäquivalente; Minimalwerte hervorgehoben)**

| Station                      | Tiefe/m | 2002                | 2003                | 2004         | 2005                | 2006                |
|------------------------------|---------|---------------------|---------------------|--------------|---------------------|---------------------|
| <b>213</b><br>(Bornholmtief) | 80      | 0,85 ± 1,00         | 4,53 ± 2,16         | 0,87 ± 0,91  | <b>-0,67 ± 0,95</b> | 0,85 ± 0,49         |
| <b>271</b><br>(Gotlandtief)  | 200     | <b>-3,82 ± 1,14</b> | 0,50 ± 2,96         | 0,88 ± 0,47  | -0,23 ± 0,44        | -1,58 ± 0,88        |
| <b>286</b><br>(Färötief)     | 150     | <b>-1,56 ± 0,28</b> | -1,45 ± 0,90        | 0,52 ± 0,29  | -0,24 ± 0,47        | -1,20 ± 0,34        |
| <b>284</b><br>(Landsorttief) | 400     | -0,94 ± 0,16        | <b>-1,01 ± 0,23</b> | -0,29 ± 0,33 | -0,26 ± 0,35        | -0,71 ± 0,15        |
| <b>245</b><br>(Karlsötief)   | 100     | -0,18 ± 0,40        | -0,64 ± 0,49        | -0,78 ± 0,39 | -0,54 ± 0,73        | <b>-1,29 ± 0,53</b> |

## 6.2 Salzgehalt

Die Verteilung des Salzgehalts in der Ostsee 2006 ist in Abb. 21 sowie in den Tabellen 5 und 6 dargestellt.

Die mittleren Salzgehalte im Oberflächenwasser (Tab. 6) wiesen, mit Ausnahme des Landsorttiefs, sämtlich verringerte Werte im Vergleich zum Vorjahr auf. Der Trend zur Aussüßung des Oberflächenwassers, der sich nach 2001 umgekehrt hatte, setzte somit erneut ein. Es wurden in den Bornholm-, Gotland- und Farötiefs vergleichbare Werte wie 2003 erreicht, die deutlich unter dem langjährigen Mittel lagen. Dagegen lagen das Landsort- und das Karlsötief nur wenig tiefer als im Mittel. In analoger Weise teilten sich die Zu- und Abnahmen der Fluktuationen auf die Becken auf. Eine mögliche Erklärung für die momentane Aussüßung kann im Ausbleiben von Einströmen 2004 und 2005 liegen, wodurch sich auch der Vertikaltransport von Salz aus dem Tiefenwasser in die Deckschicht verlangsamte (REISSMANN et al., 2007). Ein anderer Grund kann der milde Herbst und Winter Ende 2006 sein, der nur zu einer späten und schwachen Winterkonvektion führte. Auch die sommerliche Versiegelung durch eine dünne aber besonders kräftige Thermokline bewirkte eine Aussüßung der Oberfläche, unterstützt durch den Rückstau des Flusswassers in der Ostsee durch die Windverhältnisse 2006.

In der Bornholmsee lag der Oberflächensalzgehalt im Juni 2006 mit 7,2 psu am niedrigsten und mit 7,5 psu im November am höchsten. Der letztere Wert scheint dadurch entstanden zu sein, dass einerseits der barokline Einstrom vom Sommer die Halokline angehoben hatte und andererseits die Stürme im November dieses Wasser bis an die Oberfläche vermischen konnten.

Im Oberflächensalzgehalt des Gotlandbeckens ist bemerkenswert, dass der saisonale Zyklus hier eine Amplitude von 1,2 psu aufwies, von 7,5 psu im März bis 6,3 psu im September. Diese Schwankung war mehr als doppelt so groß wie die 0,5 psu im klimatischen Mittel (MATTHÄUS, 1978) oder doppelt so groß wie die 0,6 psu Amplitude von 2005 mit Werten zwischen 6,8 psu im August und 7,4 psu im Januar (REISSMANN et al., 2007). Wiederum kann angenommen werden, dass der Rückstau von Flusswasser und die Sommerthermokline dafür verantwortlich sind, denn das winterliche Salzmaximum war etwa so groß wie 2005, das sommerliche Salzminimum aber deutlich geringer. Das Maximum entsteht gewöhnlich durch vertikalen Salztransport von unten, das Minimum dagegen durch lateralen Transport von Süßwasser oder Niederschlag, der z.B. im August auf Rügen extrem hohe Werte hatte (Tab. 1).

Die Veränderung des Salzgehalts in der bodennahen Schicht der zentralen Becken (Tab. 5) von 2005 nach 2006 hatte keine einheitliche Tendenz, nur im Bornholmbecken und im Karlsötief waren Anstiege zu verzeichnen. Ersteres ist auf die aktuellen baroklinen Einströme im Herbst 2005 und im Sommer 2006 zurückzuführen. Das Karlsötief als letztes Glied in der Ausbreitungskette erfuhr noch immer einen langsamen Zustrom von salzreicherem Wasser, das ursprünglich 2002/2003 in die Ostsee eingedrungen war. Die dazwischen liegenden Becken verzeichneten eine leichte Salzabnahme durch vertikale Vermischung und den Mangel an Nachschub durch fehlende Einströme 2004 und 2005. Die diagonale Verteilung der Maximalwerte in der Tabelle ist ein Hinweis auf die bodennahe Propagation des Einstroms von 2003 von Becken zu Becken, vom Durchlaufen eines Maximums im Bornholmtief 2003 bis zum Karlsötief 2006. Die Fluktuation der Salzgehalte in Bodennähe (Tab. 5) hat sich im Bornholmtief gegenüber 2005 etwa verdoppelt, in allen anderen Becken ist sie praktisch unverändert geblieben. Diese Beobachtung steht im Einklang mit der angenommenen baroklinen Einstromdynamik 2005/2006 im Bornholmbecken, wie sie im Abschnitt 6.1 beschrieben ist, die sich auf die östlicheren Becken voraussichtlich nur verzögert und abgeschwächt auswirken wird.

In Bodennähe des Bornholmtiefs erreichte der Salzgehalt 2006 zwei zeitweilige Maxima, 17,2 psu im Januar und 17,1 psu im November, die den beiden baroklinen Einstromphasen im Herbst 2005 und im Sommer 2006 zugeordnet werden könnten. Ebenfalls im November erreichte der Salzgehalt die besonders hohen Werte von 13,6 psu bei 50 m Tiefe und 15,2 psu in 60 m Tiefe, die ein Anheben der Halokline und Überströmen der Stolper Schwelle, bedingt durch den Einstrom in Bodennähe, signalisieren. Die zugehörigen  $T$ - und  $O_2$ -Werte betragen  $9,2\text{ °C} / 3,8\text{ ml/l}$  bei 50 m und  $9,9\text{ °C} / 2,5\text{ ml/l}$  bei 60 m und passen gut zu den Beobachtungen am Boden der Stolper Rinne,  $S = 14,0\text{ psu}$ ,  $T = 7,8\text{ °C}$ ,  $O_2 = 3\text{ ml/l}$  im November 2006.

Der vermutete Einstrom in 125 m Tiefe in das Gotlandbecken im März und April 2006 wird durch die Salzdaten gestützt. Zu diesem Zeitpunkt konnte ein Aufsteigen aller Isohalinen zwischen 125 m und der Oberfläche festgestellt werden, verbunden mit einem Durchlaufen zeitlicher Maximalwerte in allen diesen Schichten. Der zweite Einstrom im November, der in Bodennähe zu verlaufen schien, hebt sich aber kaum vom natürlichen Rauschen der Salz-Messwerte ab. Die Isohaline 12,0 psu lag praktisch das ganze Jahr 2006 bei Tiefen zwischen 125 und 150 m.

Im Farötief war im Oktober 2006 in den Tiefen von 50 m bis 100 m ein deutlicher Anstieg des Salzgehalts zu registrieren, der auf eine mögliche Einschichtung von Wasser in 125 m Tiefe mit 11,2 bis 11,8 psu hinweist. Die Tiefe legt nahe, dass es sich hier um eine Folge des Einstroms in das Gotlandbecken im April/Mai handelt, wo vergleichbare Salzgehalte vorlagen. Der bodennahe Salzgehalt in diesem Tief blieb 2006 praktisch konstant.

Im Landsorttief erhöhte sich bis Oktober 2006 der Salzgehalt am Boden um 0,1 psu auf 11,1 psu, bei 70 m Tiefe sogar um 1,6 psu. Das vermutlich aus dem Farötief übergeströmte Wasser hat hier anscheinend alle Schichten zwischen Boden und Halokline beeinflusst.

Tab. 6

Jahresmittelwerte von 2002 bis 2006 und Standardabweichungen des Salzgehalts (in psu) im Oberflächenwasser der zentralen Ostsee (Maximalwerte hervorgehoben). Die Langzeitmittelwerte der Jahre 1952-2005 sind dem BALTIC-Klima-Atlas entnommen (FEISTEL et al., 2008a)

Table 6

Annual means of 2002 to 2006 and standard deviations of surface water salinity (in psu) in the central Baltic Sea (maximum values in bold). The long-term averages of the years 1952-2005 are taken from the BALTIC climate atlas (FEISTEL et al., 2008a)

| Station               | 2002        | 2003        | 2004        | 2005               | 2006               | 1952-2005   |
|-----------------------|-------------|-------------|-------------|--------------------|--------------------|-------------|
| 213<br>(Bornholmtief) | 7,17 ± 0,13 | 7,30 ± 0,06 | 7,44 ± 0,10 | <b>7,59 ± 0,08</b> | 7,33 ± 0,10        | 7,60 ± 0,29 |
| 271<br>(Gotlandtief)  | 6,98 ± 0,19 | 6,93 ± 0,15 | 6,94 ± 0,36 | <b>7,20 ± 0,22</b> | 6,92 ± 0,38        | 7,26 ± 0,32 |
| 286<br>(Farötief)     | 6,75 ± 0,34 | 6,79 ± 0,14 | 6,78 ± 0,27 | <b>6,85 ± 0,26</b> | 6,62 ± 0,33        | 6,92 ± 0,34 |
| 284<br>(Landsorttief) | 6,48 ± 0,27 | 6,52 ± 0,14 | 6,37 ± 0,37 | 6,60 ± 0,32        | <b>6,66 ± 0,18</b> | 6,75 ± 0,35 |
| 245<br>(Karlsötief)   | 6,77 ± 0,21 | 6,79 ± 0,13 | 6,96 ± 0,10 | <b>7,02 ± 0,22</b> | 6,96 ± 0,12        | 6,99 ± 0,32 |

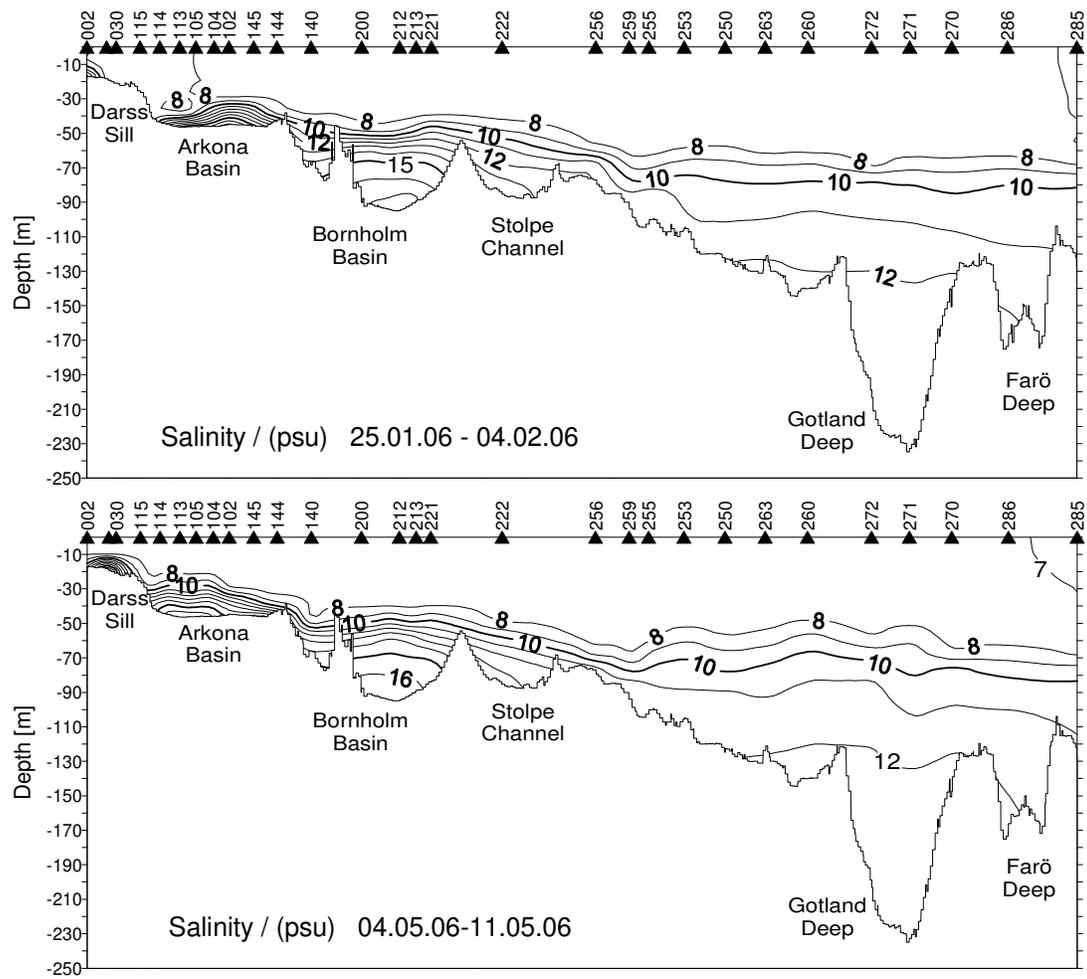


Abb. 21  
Vertikale Verteilung des Salzgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 21  
Vertical salinity distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

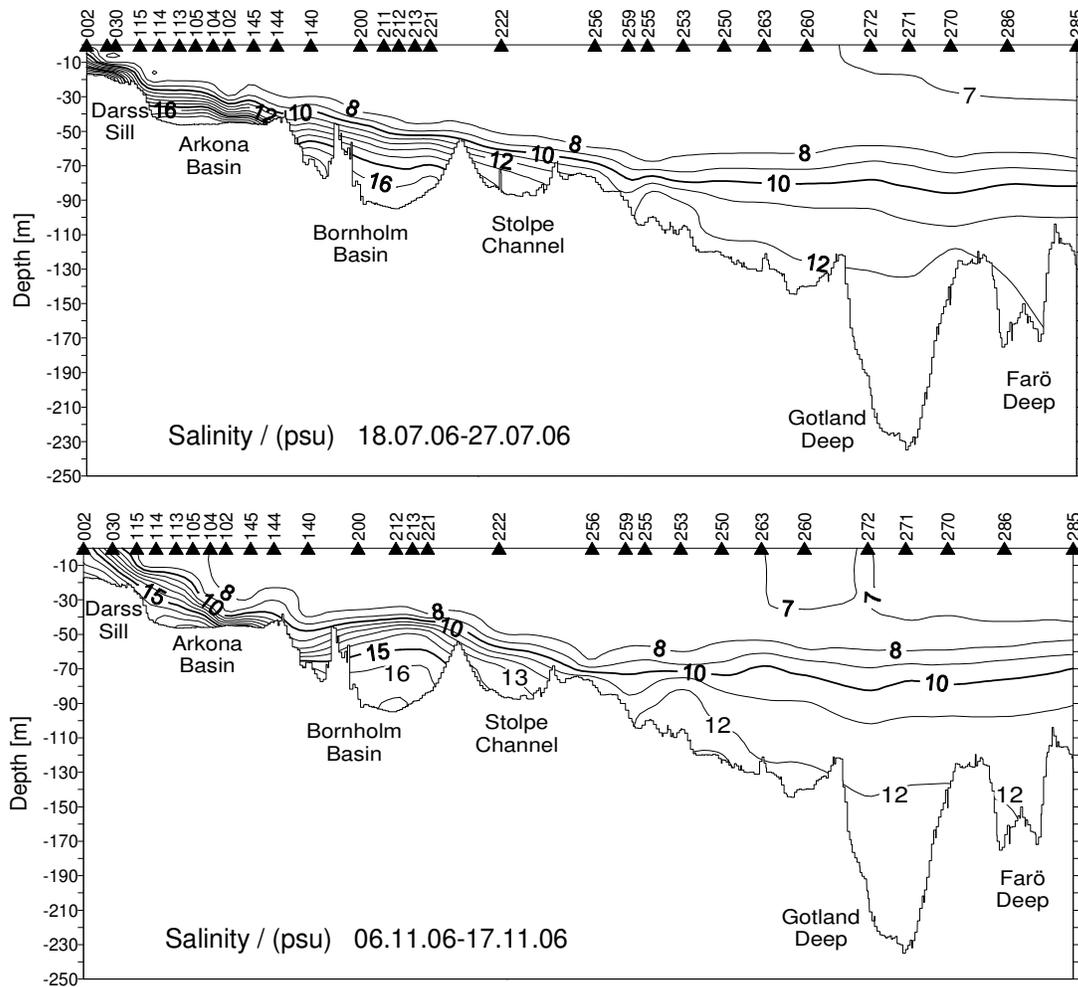


Abb. 21 Fort.

Vertikale Verteilung des Salzgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 21 cont

Vertical salinity distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin

### 6.3 Sauerstoff und Schwefelwasserstoff

Der Sauerstoffgehalt des Oberflächenwassers wird durch die Jahrgänge der Temperatur, des Salzgehaltes und die Entwicklung des Phytoplanktons sowie durch den Austausch mit der Atmosphäre bestimmt. Zusätzlich können hydrodynamische Prozesse eine Rolle spielen. Die Sauerstoff zuführenden Prozesse können den Verbrauch durch Zehrungsprozesse beim Abbau organischer Substanz und durch Respiration im durchmischten Oberflächenwasser in der Regel ausgleichen, so dass dieses normalerweise gut mit Sauerstoff versorgt ist. Unterhalb permanenter bzw. auch temporärer Temperatur- und Salzgehaltssprungschichten überwiegen dagegen Sauerstoff verbrauchende Prozesse, so dass es zu einer deutlichen Abnahme des Sauerstoffs bis hin zum Auftreten von Schwefelwasserstoff kommen kann. Dies wird aus Abb. 25 ersichtlich, die einen Schnitt von der Darßer Schwelle bis ins nördliche Gotlandbecken für die vier durchgeführten Messfahrten zeigt.

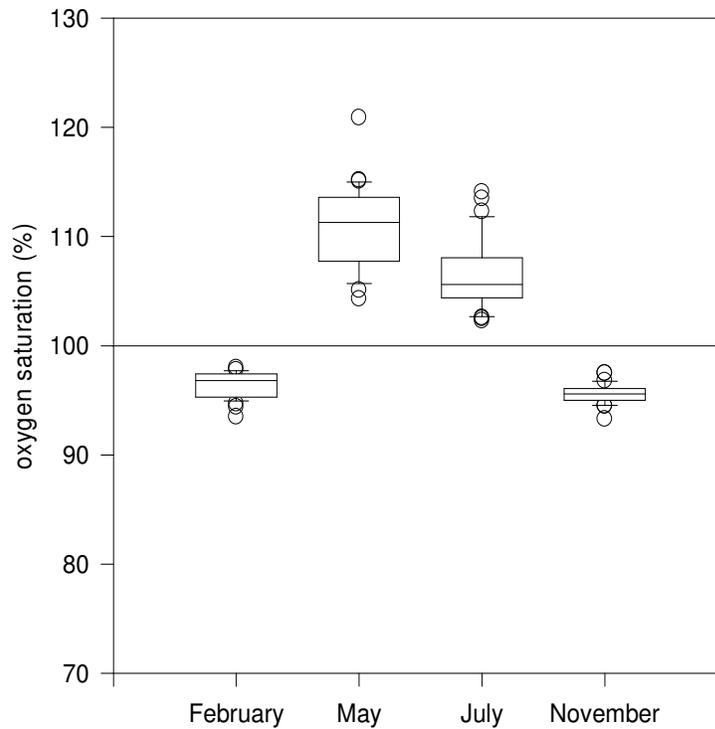


Abb. 22

Jahresgang der Sauerstoffsättigung (%) in der Oberflächenschicht (0 - 10 m) zwischen westlicher Ostsee und Gotlandbecken

Fig. 22

Annual cycle of oxygen saturation (%) in the surface layer (0 – 10 m) between western Baltic Sea and Gotland Basin

Zur Beschreibung der Sauerstoffversorgung der durchmischten Oberflächenschicht gibt man in der Regel der Sauerstoffsättigung den Vorzug. Bei Betrachtung der Sauerstoffkonzentration treten typische jahreszeitliche Schwankungen auf die im Wesentlichen durch die Temperatur bestimmt sind. In der westlichen Ostsee kommt der Einfluss des dort stark variierenden Salzgehaltes hinzu. Die Sauerstoffsättigung eliminiert diese Einflüsse auf die Gaslöslichkeit und lässt eine bessere Vergleichbarkeit zu. In Abb. 22 sind die Sauerstoffsättigungswerte für die Untersuchungen des Jahres 2006 zusammengefasst. Hierbei wurden 33 Stationen berücksichtigt, die den Bereich von der westlichen Ostsee bis zum östlichen Gotlandbecken umfassen. Dabei wird der typische Jahresgang der Sauerstoffsättigung deutlich (MATTHÄUS et al., 2001, NAUSCH et al., 2002). Im

Februar und November wurde im gesamten Untersuchungsgebiet eine sehr einheitliche Situation angetroffen, die regionalen Unterschiede waren sehr gering. Das wird auch durch die nur wenig um den Mittelwert schwankenden Werte verdeutlicht. Im Februar lag die Sauerstoffsättigung bei  $96,4 \pm 1,8 \%$ , im November wurde ein Wert von  $95,6 \pm 0,9 \%$  errechnet. Typisch ist die leichte Untersättigung im Winter und Herbst, die für die Dominanz sauerstoffzehrender Prozesse spricht. Die Untersättigung von etwa  $4 \%$  entspricht den Beobachtungen der Vorjahre (NAUSCH et al., 2005, 2006). Mit Beginn des Frühjahrs setzt die Primärproduktion des Phytoplanktons ein. Charakteristisch ist der unterschiedliche Beginn der Frühjahrsblüte, was bereits von KAISER und SCHULZ (1978) beschrieben wurde. In der westlichen Ostsee beginnen die Blüte und die damit verbundene starke Sauerstoffproduktion in Abhängigkeit von der Witterungssituation bereits im März. Dies konnte 2006 wegen der auf Grund technischer Probleme ausgefallenen Monitoringfahrt nicht dokumentiert werden. Es steht zu vermuten, dass der Beginn der Frühjahrsblüte jedoch recht spät einsetzte, da der Winter sehr lang und kalt war (vgl. Kapitel 2 und 6.1.1). Im Mai war die Phytoplanktonblüte in der westlichen Ostsee bereits vorüber während sie in der zentralen Ostsee ihren Höhepunkt erreichte (Abb. 23). Im Sommer kommt es häufig zu einer Dominanz der Cyanobakterien, die mehr oder weniger verteilt in der euphotischen Schicht auftreten oder auch riesige Oberflächenakkumulationen bilden können. Sie treten räumlich sehr unterschiedlich auf und beeinflussen damit den Sauerstoffgehalt des Oberflächenwassers. Während sich die Massenentwicklung der Blaualgen im Jahr 2005 auf das Gotlandbecken konzentrierte, das Bornholmbecken kaum betroffen war (NAUSCH et al., 2006), lag der Schwerpunkt der Cyanobakterienentwicklung im Jahr 2006 in der westlichen Ostsee. Bemerkenswert war, dass die Blüte auch auf Grund der hohen Wassertemperaturen sehr zeitig einsetzte (vgl. Kapitel 6.1.1) und extrem lange beobachtet wurde. Noch Ende August/Anfang September wurden im Seegebiet vor Warnemünde große Oberflächenakkumulationen beobachtet (NAUSCH, 2006). Die Sauerstoffsättigung im Juli spiegelt diese Beobachtungen wider (Abb. 23). Die stärksten Übersättigungen fanden sich in der westlichen Ostsee während vom Arkonabecken bis ins östliche Gotlandbecken nur Sättigungen zwischen  $105 - 106 \%$  gemessen wurden. Insgesamt lagen die Sauerstoffsättigungswerte in einem Bereich wie sie aus früheren Jahren (NAUSCH et al., 2002, 2003, 2004) bekannt waren. Untersättigungen wie sie im Sommer 2004 bei einer nur gering ausgebildeten Cyanobakterienblüte ( $93,4 \%$  gemittelt über alle Seegebiete) (NAUSCH et al., 2005) bzw. Sättigungen knapp unterhalb des  $100\%$ -Sättigungswertes im Jahr 2005 trotz starker Blaualgenentwicklung (NAUSCH et al., 2006) traten nicht auf. Die Sauerstoffsättigung erreichte im Mai 2006 einen Maximalwert von  $120,9 \%$ , im Juli wurden  $114,1 \%$  als Extrem gemessen. Die in der Mitte der 1990er Jahre gefundenen extremen Übersättigungen von  $40 - 60 \%$  (NEHRING, 1995a, b) sind seither nicht mehr beobachtet worden.

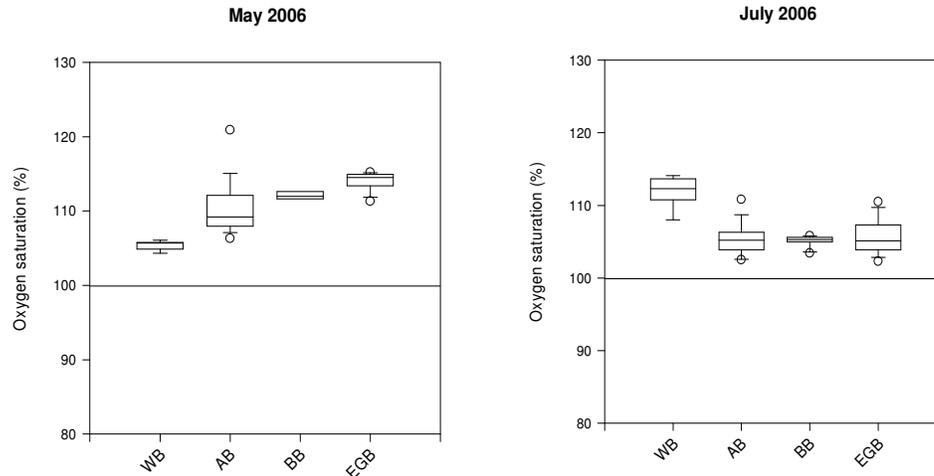


Abb. 23

Sauerstoffsättigung (%) im Mai und Juli 2006 in der Oberflächenschicht (0 – 10 m) in der westlichen Ostsee (WB), dem Arkonabecken (AB), dem Bornholmbecken (BB) und dem östlichen Gotlandbecken (EGB)

Fig. 23

Oxygen saturation (%) in May and July 2006 in the surface layer (0 – 10 m) in the western Baltic Sea (WB), Arkona Basin (AB), Bornholm Basin (BB) and eastern Gotland Basin (EGB)

Die tief reichende Konvektion führt im Winter zu einem weitgehend homogenen Wasserkörper bis zum oberen Bereich der Halokline, was durch die Vertikalverteilung von Wassertemperatur und Salzgehalt belegt werden kann (Abb. 20 und 21). Hierbei kommt es ebenfalls zu einer intensiven Sauerstoffversorgung des Wasserkörpers. Die Herausbildung der Temperatursprungschicht mit Beginn des Sommers führt zu einer „Abriegelung“ des so genannten winterlichen Zwischenwassers, in dem die winterlichen Bedingungen „konserviert“ werden. Die Abnahme des Sauerstoffgehaltes im Zwischenwasser kann als Maß für Abbauprozesse in dieser Wasserschicht genommen werden, wenn man advective Prozesse ausschließt. Abb. 24 zeigt die AOU (Apparent Oxygen Utilization) für den jeweils kältesten Tiefenhorizont im östlichen Gotlandbecken, der sich in 40 m bzw. 50 m Wassertiefe befindet. Die AOU stellt hierbei die Differenz zwischen dem durch Temperatur und Salzgehalt errechneten 100%-Sättigungswert und der aktuell gemessenen Sauerstoffkonzentration dar. Die intensive vertikale Durchmischung führte Ende Januar/Anfang Februar zu sehr einheitlichen Verhältnissen an allen 6 Stationen. Eine leichte Untersättigung von etwa 4 %, wie sie auch für das Oberflächenwasser um diese Jahreszeit charakteristisch ist, verursachte ein Sauerstoffdefizit von 0,52 ml/l. Bis Anfang Mai blieb die Sauerstoffkonzentration im Wesentlichen unverändert. Das spricht dafür, dass die Frühjahrsblüte noch nicht sedimentiert war und somit noch keine weitere Zehrung stattgefunden hatte. Dies wird auch durch die Untersuchungen im Oberflächenwasser bestätigt, wo die Übersättigung für eine Phytoplanktonblüte auf ihrem Höhepunkt spricht. Im weiteren Jahresverlauf traten größere Unterschiede zwischen den Stationen auf. Der Abbau von Teilen der Frühjahrsblüte war jedoch im Juli deutlich zu sehen. Das Sauerstoffdefizit erreichte im Mittel 1,34 ml/l. Bis Anfang November nahm der Sauerstoffgehalt

des Zwischenwassers weiter ab. Die Sedimentation der Cyanobakterienblüte machte sich hier bemerkbar. Im Mittel fand sich nun ein Sauerstoffdefizit von 1,92 ml/l. Die Unterschiede zwischen den Stationen lassen sich möglicherweise durch inhomogene Verteilungen der Oberflächenblüten erklären, was insbesondere bei den Cyanobakterien beobachtet werden kann. Berechnet man aus den Sauerstoffdefiziten tägliche Zehrungsraten, so ergibt sich für den Zeitraum Ende Januar – Ende Juli eine Sauerstoffzehrung von 0,004 ml/d, für den Zeitraum Ende Januar – Anfang November ein Wert von 0,005 ml/l. Dieser Wert liegt in der gleichen Größenordnung wie er auch in Vorjahren gefunden wurde (NAUSCH et al., 2006) und ist auf Grund der geringen Mengen abbaubarer organischer Substanzen sehr gering. Im Bereich der Salzgehaltssprungschicht und besonders in der euphotischen Schicht muss in Abhängigkeit von der Jahreszeit mit deutlich höheren Zehrungsraten gerechnet werden. So wurden z.B. im Juli 2001 in der Oberflächenschicht des östlichen Gotlandbeckens Zehrungsraten um 0,20 ml/l pro Tag gemessen (NAUSCH et al., 2002). Kenntnisse der Zehrungsraten sind besonders wichtig, um die Dynamik der Sauerstoffverarmung tieferer Wasserschichten beschreiben und modellieren zu können.

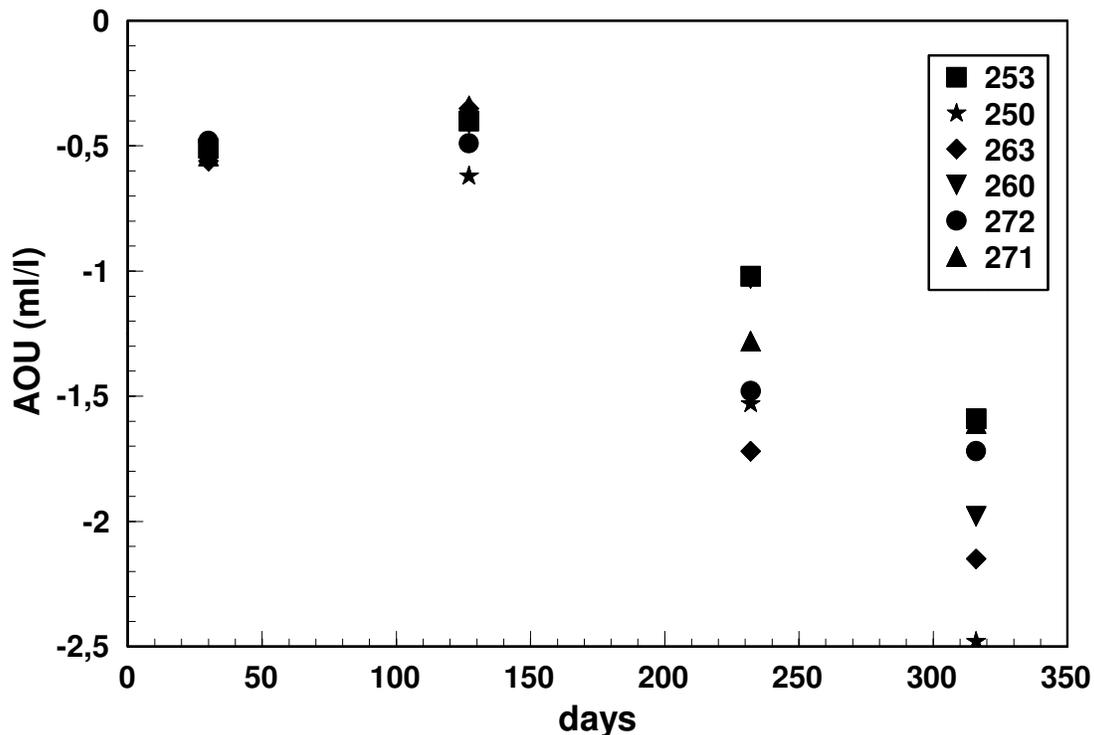


Abb. 24

Verlauf der Sauerstoffzehrung im winterlichen Zwischenwasser im Jahr 2006 an 6 Stationen im östlichen Gotlandbecken, dargestellt als APO (Apparent Oxygen Utilization)

Fig. 24

Course of the oxygen consumption in the intermediate winter water in 2006 at 6 stations in the eastern Gotland Basin, expressed as AOU (Apparent Oxygen Utilization)

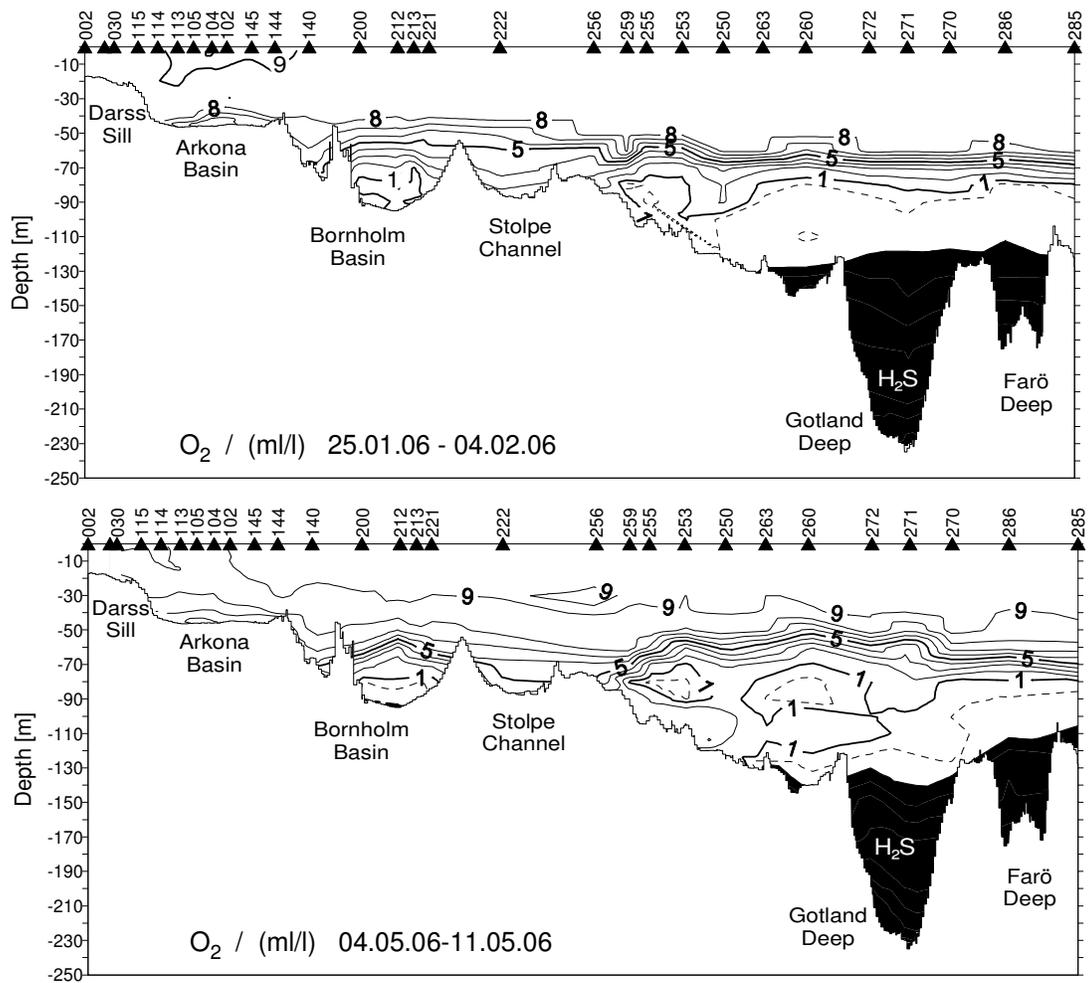


Abb. 25  
Vertikale Verteilung des Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 25  
Vertical distribution of oxygen resp. hydrogen sulphide between Darss Sill and northern Gotland Basin

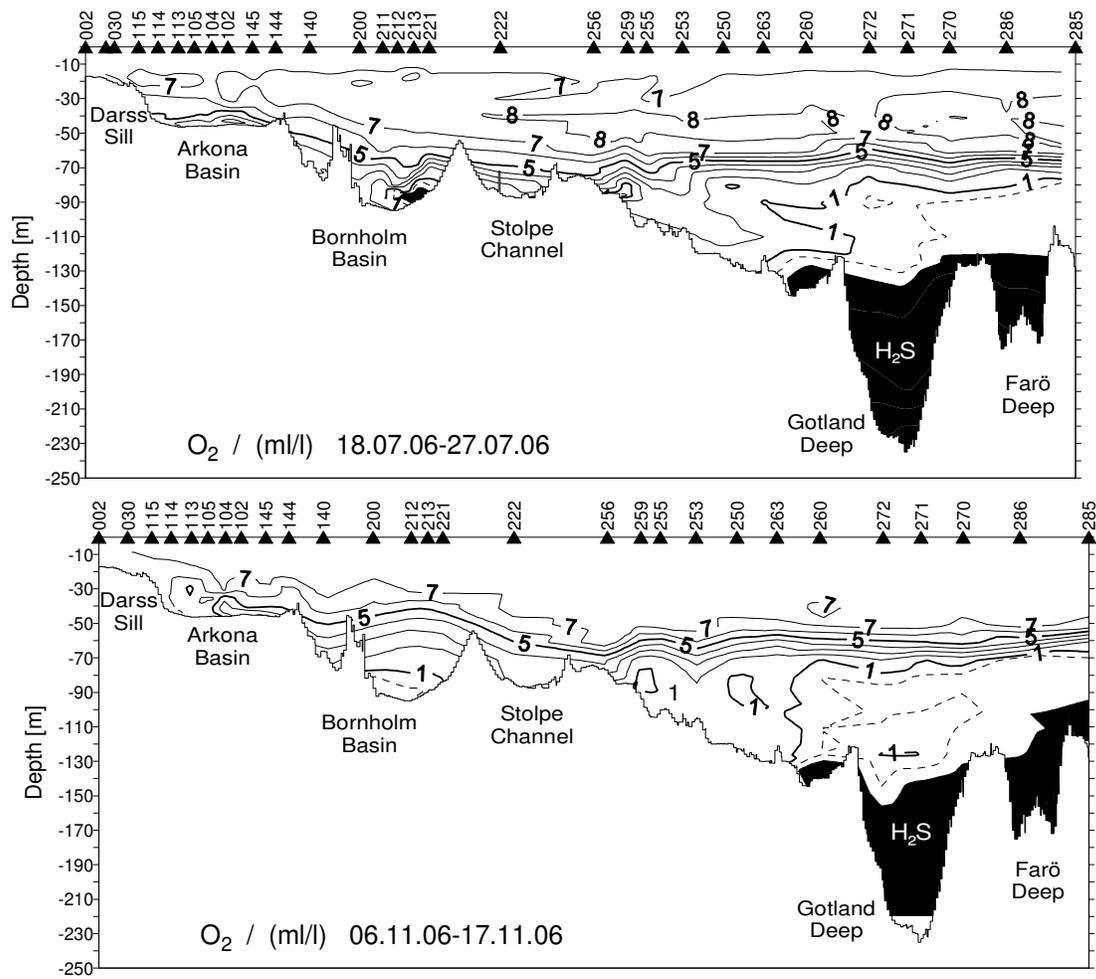


Abb. 25 Fort.

Vertikale Verteilung des Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 25 cont

Vertical distribution of oxygen resp. hydrogen sulphide between Darss Sill and northern Gotland Basin

Markante barotrope Einstromereignisse mit Volumen um 200 km<sup>3</sup> oder mehr fanden in der Ostsee 2006 nicht statt, weil die Weststürme jeweils nur zu kurz andauerten, zu schwach waren und der Füllstand der Ostsee am Jahresende permanent hoch lag (vgl. Kapitel 2). So waren die Verhältnisse in den Tiefenbecken der Ostsee nach wie vor durch die warmen und kalten Einströme 2002 und 2003 (FEISTEL et al., 2003a, b, NAUSCH et al., 2003b, FEISTEL et al., 2004a, b, 2006a, b, c, d) und die danach einsetzende Stagnationsperiode geprägt. Jedoch gibt es mehrere Hinweise, dass die Tiefenbecken der Ostsee 2006 von zwei baroklinen Einströmen, einer im September – Dezember 2005, der andere im Juni – August 2006 beeinflusst wurden (vgl. Kapitel 2 und 6.1.2). Die Möglichkeiten der Beobachtungen solch barokliner Einströmereignisse sind jedoch mit den herkömmlichen Messmethoden und –frequenzen nur bedingt möglich. Kontinuierlich registrierende Temperatursonden an geeigneten Positionen liefern wertvolle Hinweise (vgl. Kapitel 6.1.2). Solch kontinuierliche Registrierungen in den Tiefenbecken stehen für die hydrochemischen Messgrößen wie Sauerstoff/Schwefelwasserstoff oder Nährstoffe noch nicht zur Verfügung, so dass mögliche Schlussfolgerungen auf diskreten Messungen basieren, mit denen man Gefahr läuft, kleinere lokale oder kurzfristige Einstromprozesse zu verpassen zumal die chemischen Parameter im Gegensatz zum konservativen Tracer Temperatur biogeochemischen Transformationen unterliegen.

Im Tiefenwasser des Bornholmbeckens wurden im Ergebnis des Salzwassereintruchs vom Januar 2003 im Februar des gleichen Jahres mit 7,66 ml/l sehr hohe Sauerstoffkonzentrationen gefunden (NAUSCH et al., 2004). Danach setzte ein kontinuierlicher Rückgang der Sauerstoffkonzentration ein, der dazu führte, dass für das Jahr 2005 in 80 m Wassertiefe ein negativer Jahresmittelwert von -0,67 ml/l errechnet wurde (Tab. 5). Neben 2005 wurde bisher nur einmal ein negativer Jahresmittelwert ermittelt, im Jahr 1998 mit -0,20 ml/l (MATTHÄUS et al., 2000). Im Jahr 2006 trat eine gewisse Verbesserung der Sauerstoffsituation ein, was durch das positive Jahresmittel von 0,85 ml/l in 80 m Wassertiefe dokumentiert wird. Der barokline Einstrom vom Herbst 2005 wurde bereits im Oktober 2005 in 60 – 70 m Wassertiefe an Hand der Temperatur identifiziert. Der barokline Einstrom von Juni – August 2006 erfolgte in mehreren Schüben mit unterschiedlicher Dichte, war relativ kalt und führte zu einer Belüftung des Bornholmbeckens in den tieferen Wasserschichten. So stieg der Sauerstoffgehalt in 70 m Wassertiefe von 1,17 ml/l Mitte Juni auf 2,99 ml/l Ende September. In 80 m Wassertiefe konnte ein Anstieg von 0,33 ml/l Anfang August auf 2,12 ml/l Ende September beobachtet werden.

Im östlichen Gotlandbecken konnten die durchgreifenden Auswirkungen des Salzwassereinstroms Ende April/Anfang Mai 2003 registriert werden (Abb. 26). Im 200 m – Vergleichshorizont herrschten bis Anfang 2005 weitgehend oxische Verhältnisse während in den darunter liegenden Wasserschichten bereits seit Mitte 2004 wieder Schwefelwasserstoff gefunden wurde, was für den Beginn einer neuen Stagnationsperiode steht. Diese Entwicklung setzte sich auch 2006 fort. Nunmehr ist die gesamte Wassersäule mit einer Ausnahme zwischen 140 m Wassertiefe und dem Boden frei von Sauerstoff. Dies spiegelt sich auch im Jahresmittelwert für den 200 m- Horizont wider. Dieser fiel von 0,88 ml/l (2004) über -0,23 ml/l (2005) auf -1,58 ml/l im Jahr 2006 (Tab. 5). Wie bereits erwähnt, lassen sich die Effekte der baroklinen Einströme nicht in jedem Fall eindeutig dokumentieren. Im März/April 2006 weisen ansteigende Sauerstoffkonzentrationen in 100 m – 125 m Tiefe auf den baroklinen Einstrom vom Herbst 2005 hin. Der Einstrom von Juni – August 2006, der in mehreren Schüben unterschiedlicher Dichte erfolgte, lässt sich einerseits durch Fluktuationen des Sauerstoffgehaltes in 125 m Wassertiefe nachweisen, aber auch die kurzzeitige Belüftung in Bodennähe Anfang November (Abb. 25 und Abb. 26) muss mit diesen Einstromereignissen in Beziehung gebracht werden. Generell waren diese Effekte jedoch nur von kurzer Dauer und auf

wenige Horizonte beschränkt und konnten die gegenwärtige Stagnationsperiode nicht maßgeblich beeinflussen.

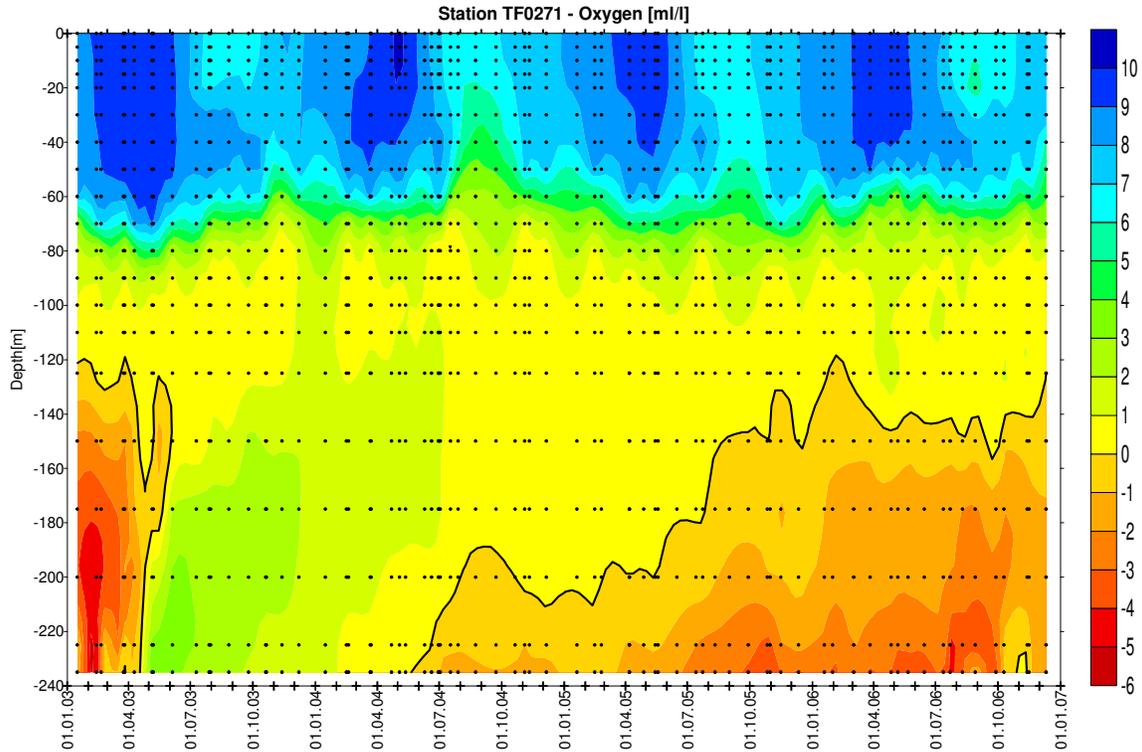


Abb. 26

Entwicklung der Sauerstoff/Schwefelwasserstoffkonzentration im östlichen Gotlandbecken (Station 271) zwischen Januar 2003 und Dezember 2006

Fig. 26

Development of oxygen/hydrogen sulphide concentration in the eastern Gotland Basin (station 271) between January 2003 and December 2006

Das nördlicher gelegene Farötief spiegelt die Einstromvorgänge in der Regel in gedämpfter und verzögerter Form wider. Die Wassererneuerung infolge des Salzwassereinstroms vom Januar 2003 machte sich erst im Februar 2004 nachhaltig bemerkbar, bald setzte jedoch Sauerstoffzehrung ein, so dass in 150 m Wassertiefe mit  $-0,24$  ml/l im Jahr 2005 bereits wieder ein negativer Jahresmittelwert gefunden wurde. Diese Entwicklung setzte sich 2006 fort, als ein Jahresmittelwert von  $-1,20$  ml/l errechnet wurde (Tab. 5). Auch die äußerst geringen Schwankungen des Salzgehaltes in dieser Tiefe dokumentieren das Abklingen der Austauschprozesse. Ansteigende Salzgehalte in 125 m Wassertiefe bis Oktober 2006 weisen auf die mögliche Einschichtung von Wasser aus dem baroklinen Einstrom vom Herbst 2005 hin, der im April - Mai 2006 im östlichen Gotlandbecken registriert wurde. Eine kurzzeitige Belüftung dieses Horizontes zwischen Juli und

September könnte als zusätzliches Indiz dafür gewertet werden. Generell herrschten jedoch zwischen etwa 110 m Wassertiefe und dem Boden anoxische Verhältnisse.

Im westlichen Gotlandbecken machen sich Salzwassereinströme noch deutlich verzögerter und mit geringerer Wirkung bemerkbar, wobei die Veränderungen von Temperatur und Salzgehalt nicht immer konform mit den Variationen im Sauerstoffhaushalt gehen. So wurde im Landsorttief im Februar 2005 zwischen 125 m und dem Boden Schwefelwasserstoff gefunden. Im Juli 2005 führte die Zufuhr von Wassermassen mit geringem Sauerstoffgehalt dazu, dass nur am Boden in 434 m anoxische Verhältnisse herrschten. Aber schon im November 2005 herrschte zwischen 125 m und dem Boden wieder Sauerstofffreiheit. Diese Entwicklung blieb während des gesamten Jahres 2006 bestehen. Teilweise war die gesamte Wassersäule zwischen 80 m Tiefe und dem Boden anoxisch. Im Jahresmittel fand sich ein Mittelwert von  $-0,71$  ml/l für den 400 m-Vergleichshorizont (Tab. 5). Im Tiefenwasser des Karlsötiefs setzte sich die Zunahme des Salzgehaltes, die bereits seit 2002 beobachtet wird weiter fort (Tab. 5). Auch die Temperatur nimmt im gleichen Zeitraum kontinuierlich zu, was auf entsprechende Austauschprozesse hindeutet. Eine entsprechend positive Auswirkung auf die Sauerstoffversorgung konnte jedoch nicht festgestellt werden. Im Gegenteil nahm der Jahresmittelwert im 100 m-Vergleichsniveau mit Ausnahme des Jahres 2005 kontinuierlich von  $-0,18$  ml/l im Jahr 2002 auf  $-1,29$  ml/l im Jahr 2006 ab (Tab. 5). Damit wurde ein neuer Negativrekord erreicht.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass die neue Stagnationsperiode im Jahr 2006 in weiten Tiefenbereichen der zentralen Ostsee zu einer weiteren Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse geführt hat. Sowohl die Schwefelwasserstoffkonzentrationen wie auch ihre vertikale Ausdehnung nahmen zu. Auch finnische Untersuchungen dokumentieren für den nördlichen Teil der zentralen Ostsee und den Finnischen Meerbusen eine extrem schlechte Sauerstoffsituation im Tiefenwasser.

## 6.4 Anorganische Nährstoffe

Seit mehr als sieben Jahrzehnten verursacht die erhöhte Nährstoffzufuhr mit ihren Folgen chemische und biologische Veränderungen in aquatischen Ökosystemen. Dieser Prozess wird als Eutrophierung bezeichnet. Die ersten Auswirkungen dieses Prozesses wurden in limnischen Systemen bereits in den 1930er Jahren beobachtet (RUTTNER, 1940). Noch in den 1950er Jahren schloss GESSNER (1959) den Einfluss des anthropogenen Nährstoffeintrags für marine Ökosysteme auf Grund ihrer erheblichen Größe aus. Aber schon 2 Jahrzehnte später rückte die Eutrophierung mariner Systeme in den Blickwinkel der Wissenschaftler (RYTHER and DUNSTAN, 1971). Besonders Küstengebiete und weitgehend abgeschlossene Nebenmeere wie die Ostsee waren gefährdet (NIXON, 1995, AERTEBJERG et al., 2003). FONSELIUS (1969) beschrieb für die offene Ostsee erste Anzeichen der Eutrophierung für die 1960er Jahre.

Es existiert keine allgemein akzeptierte Definition der Eutrophierung. Beispielsweise definiert die Europäische Kommission die Eutrophierung als „the enrichment of water by nutrients, especially nitrogen and/or phosphorus, causing an accelerated growth of higher forms of plant life to produce undesirable disturbance to the balance of organisms present in the water and to the water concerned“ (EU 1991). Hierbei werden jedoch die Ursachen offen gelassen. Es muss in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass die Eutrophierung ein natürlicher Prozess ist, der zur Alterung von Gewässern, speziell Seen, und einer erhöhten Produktivität führt. Dieser Prozess dauert normalerweise Tausende von Jahren. Durch menschliche Aktivitäten wird der Prozess extrem beschleunigt, so dass man heute unter Eutrophierung in der Regel einen anthropogen verursachten Vorgang versteht. Diesem Sachverhalt trägt eine der frühen Eutrophierungsdefinitionen Rechnung, die ebenfalls aus der Binnengewässerkunde stammt: „Eutrophication is analogous to the natural aging in the broadest sense of the word the increased supply of plant nutrients to waters due to human activities in the catchment areas which results in an increased production of algae and higher water plants“ (EUTROSYM, 1976). Eine ähnliche Definition wird von der OSPAR Kommission für die Nordsee und den Nordatlantik empfohlen: „Eutrophication means the enrichment of water by nutrients causing an accelerated growth of algae and higher form of plant life to produce an undesirable disturbance to the balance of organisms present in the water and to the water concerned, and therefore refers to the undesirable effects resulting from anthropogenic enrichments by nutrients“ (OSPAR, 1998). Die Helsinki Kommission zum den Schutz der Ostsee hat bisher keine eigene Definition der Eutrophierung formuliert. Alle Vertragsparteien stimmen jedoch darin überein, welche Ursachen sowie direkten und indirekten Effekte von Bedeutung sind wenn der Eutrophierungszustand der Ostsee bewertet werden soll (HELCOM, 2006). Da die Eutrophierung bereits sehr früh als eine der wesentlichsten Gefährdungen der Ostsee erkannt wurde (HELCOM, 1980), gehören Untersuchungen der Nährstoffkonzentrationen von Beginn der kontinuierlichen Beobachtungen in den 1970er Jahren zu den Schlüsselementen des Messprogramms.

Im Ergebnis dieses erhöhten Eintrages nahmen die Konzentrationen der anorganischen Nährstoffe in der Ostsee signifikant zu (HELCOM, 1996, 2003). In die Untersuchungen sind vor allem die anorganischen Nährstoffe Phosphat, Ammonium, Nitrit, Nitrat und Silikat einbezogen, aber auch die Summenparameter Gesamtstickstoff und Gesamtphosphor werden regelmäßig gemessen (HELCOM, 1980). In den Abb. 27 und 29 sind die Verteilungen von Phosphat und Nitrat für das Jahr 2006 entlang des Hauptschnittes durch die Ostsee für die 4 untersuchten Zeiträume dargestellt. Beachtet werden muss, dass im anoxischen Tiefenwasser (Abb. 25) Ammonium das Endprodukt der Mineralisation darstellt und dort an die Stelle des Nitrats tritt. Nitrit stellt ein Intermediat im Prozess der Nitrifikation bzw. Denitrifikation dar und ist normalerweise nur in vergleichsweise geringen Konzentrationen vorhanden.

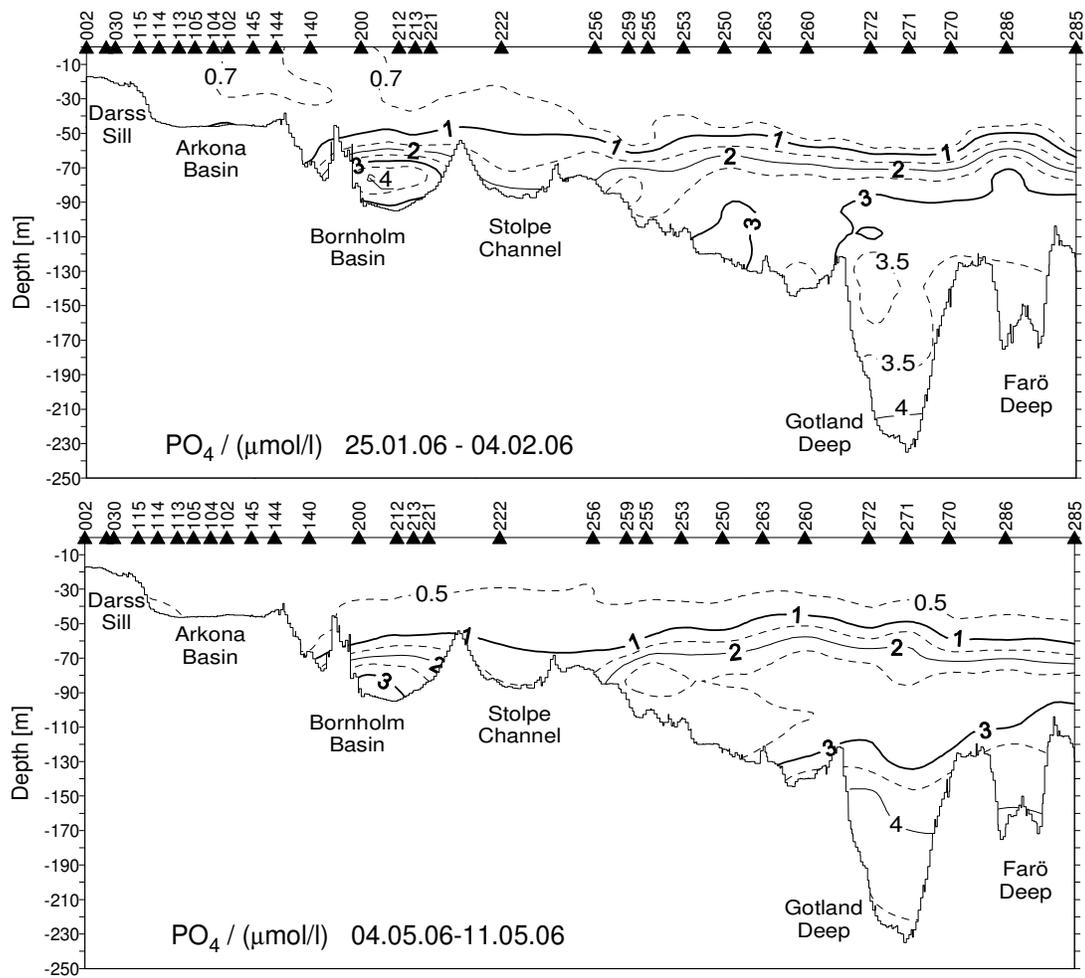


Abb. 27  
Vertikale Verteilung des Phosphatgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 27  
Vertical distribution of phosphate between Darß Sill and northern Gotland Basin

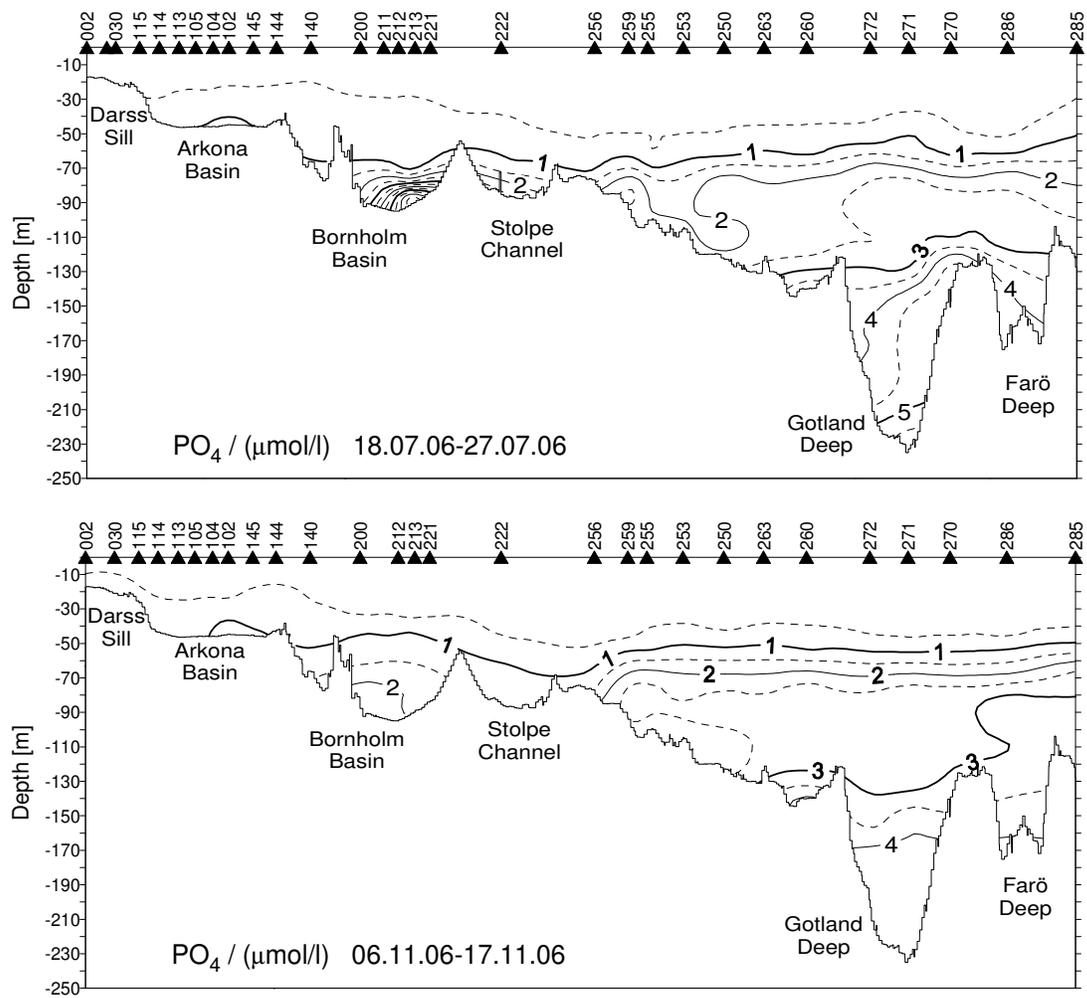


Abb. 27 Fort.

Vertikale Verteilung des Phosphatgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 27 cont

Vertical distribution of phosphate between Darß Sill and northern Gotland Basin

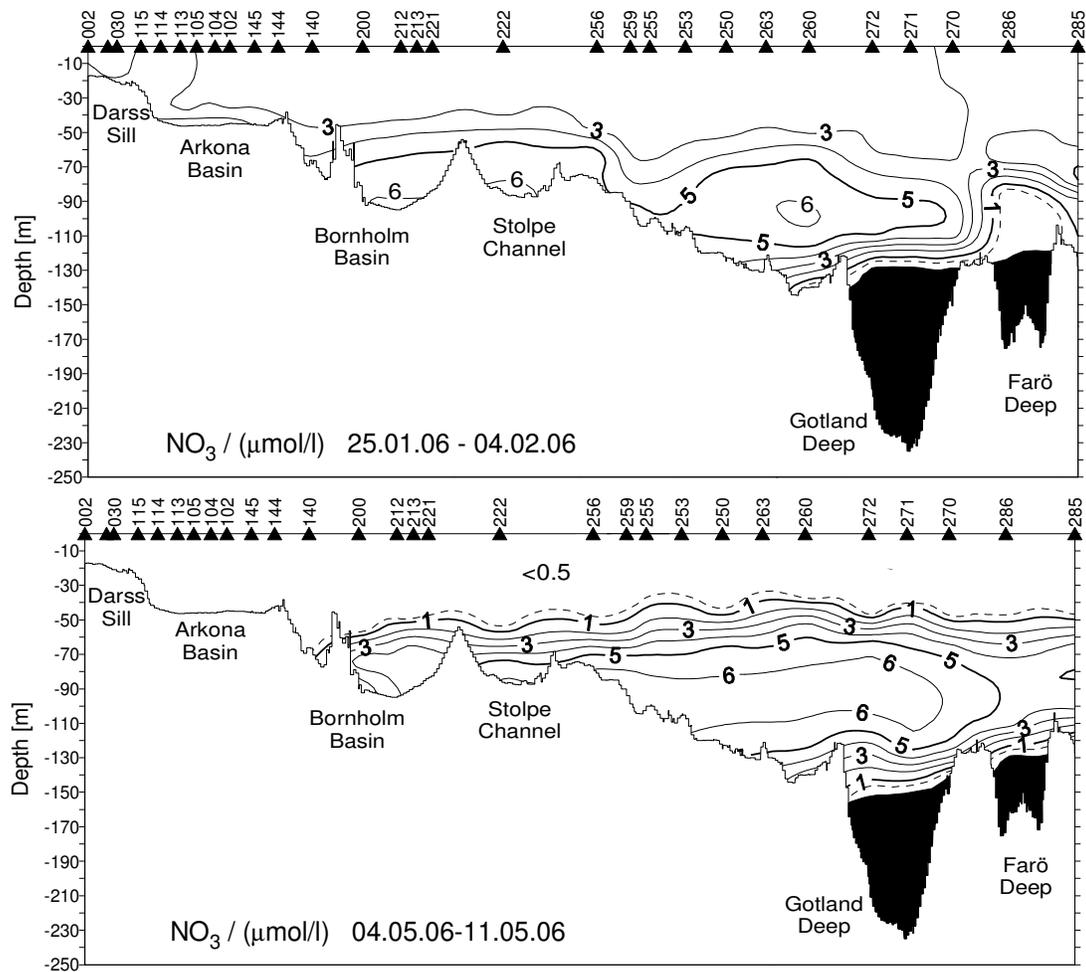


Abb. 28  
Vertikale Verteilung des Nitratgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 28  
Vertical distribution of nitrate between Darß Sill and northern Gotland Basin

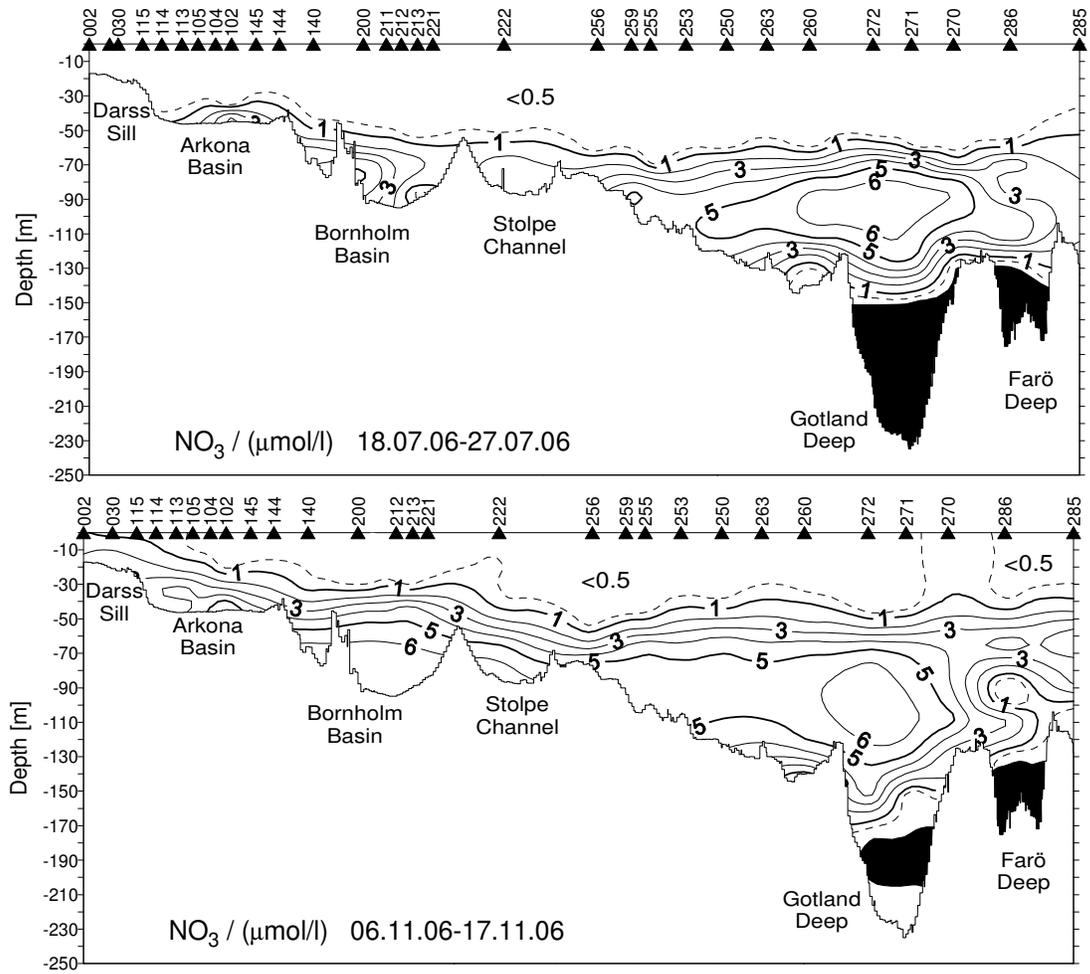


Abb. 28 Fort.

Vertikale Verteilung des Nitratgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 28 cont

Vertical distribution of nitrate between Darß Sill and northern Gotland Basin

Wie in den Vorjahren (NAUSCH et al., 2005, 2006) mehrfach detailliert beschrieben, weisen die Nährstoffkonzentrationen in der Oberflächenschicht der Ostsee den für die gemäßigten Breiten typischen Jahresgang auf. Dies kann am Beispiel des Phosphates auch den Abb. 29 und 31 entnommen werden. Im Bereich der zentralen Ostsee stabilisieren sich dabei die Nährstoffkonzentrationen auf einem hohen Winterniveau. Nur dieser Zeitraum kann für Trenduntersuchungen genutzt werden (NEHRING and MATTHÄUS, 1991, NAUSCH and NEHRING, 1996, NAUSCH and LYSIAK-PASTUSZAK, 2003). Der frühzeitige Beginn der Frühjahrsblüte verhindert in der westlichen Ostsee häufig die Bildung einer vergleichbaren Plateauphase. In Tabelle 6 sind die winterlichen Oberflächenkonzentrationen für Phosphat und Nitrat für den Zeitraum 2002 – 2006 zusammengefasst, wobei die Werte das Mittel der Messtiefen 1 m, 5 m und 10 m darstellen. Um eine bessere Vergleichbarkeit der Daten zu erzielen wurden hier nur die IOW-Messungen im Februar herangezogen. In diesem Monat liegen in der Regel typische Winterverhältnisse vor. Für die zentrale Ostsee stehen zusätzliche Messungen des SMHI zur Verfügung. Auch kann hier wegen der stabilen Plateauphase der Zeitraum vom Ende Januar bis Mitte März in die Betrachtungen einbezogen werden. Mit Ausnahme des Phosphatwertes an Station 271 im östlichen Gotlandbecken ergibt sich eine sehr gute Übereinstimmung der Daten:

|             | Phosphat ( $\mu\text{mol/l}$ ) | DIN ( $\mu\text{mol/l}$ ) | N/P | n |
|-------------|--------------------------------|---------------------------|-----|---|
| Station 213 | 0,78                           | 2,2                       | 3,0 | 4 |
| Station 271 | 0,59                           | 2,8                       | 4,7 | 4 |
| Station 286 | 0,57                           | 3,4                       | 5,9 | 4 |
| Station 284 | 0,64                           | 3,3                       | 5,2 | 3 |
| Station 245 | 0,63                           | 3,1                       | 5,0 | 2 |

Es ist zu beachten, dass diese Übersicht die Summe der anorganischen Stickstoffverbindungen (DIN) enthält. Jedoch bildet das Nitrat den Hauptbestandteil, Nitrit und Ammonium liegen nur in Konzentrationen von jeweils ca.  $0,1 \mu\text{mol/l}$  vor.

Die in der Übersicht dargestellten Winterkonzentrationen können auch zur Berechnung der molaren N/P-Verhältnisse benutzt werden. Diese schwankten im Jahr 2006 zwischen 3,0 im Bornholmbecken und 5,9 im nördlichen Gotlandbecken im Bereich des Farötiefs. Vergleicht man diese N/P-Verhältnisse mit dem Mittel der Jahresreihe 1990 - 2000 (MATTHÄUS et al., 2001) wird offensichtlich, dass sie deutlich unter diesen Werten liegen. Beispielsweise liegt das 11-Jahresmittel 1990 – 2000 im Bornholmbecken bei 7,3 und im östlichen Gotlandbecken bei 7,9. Die Entwicklung zu sehr niedrigen N/P-Verhältnissen wurde schon in den zurückliegenden Jahren beobachtet und hat seine Ursache in hohen winterlichen Phosphatkonzentrationen und vergleichsweise niedrigen Nitratwerten. Besonders gravierend war diese Entwicklung im Bornholmbecken. Es wird in den Folgejahren zu beobachten sein, ob sich diese Entwicklung fortsetzt. Interessant ist auch ein Vergleich mit den N/P-Verhältnissen, die aus den ältesten verfügbaren Daten errechnet werden können. Gesicherte Messwerte Ende der 1950er/Anfang der 1960er Jahre ergeben ein molares N/P-Verhältnis von 7 -10. Daraus lässt sich ableiten, dass sich eine deutliche Verringerung erst in den letzten Jahren ergeben hat. Generell sind die N/P-Verhältnisse in der winterlichen Oberflächenschicht jedoch weit entfernt von klassischen Redfield-Verhältnis von 16:1 (REDFIELD et al., 1963). Es gibt keine Beweise, dass sich das N/P-Verhältnis während der letzten 100 Jahre drastisch geändert hat. Die stabil geschichtete zentrale Ostsee mit ihren suboxischen oder gar anoxischen Zonen unterhalb der Halokline fördert Denitrifikationsprozesse und damit den Verlust von Stickstoff. Untersuchungen von Sedimentkernen legen aber die Vermutung nahe, dass vor 1850 ein andres hydrographisches

Regime in der Ostsee herrschte (HILLE, 2005), das möglicherweise auch andere Nährstoffverhältnisse und -relationen verursachte.

Es muss darauf hingewiesen werden, dass die Nährstoffkonzentrationen in der Oberflächenschicht und damit folgerichtig auch die N/P-Verhältnisse durch das Nährstoffreservoir unterhalb der Halokline beeinflusst werden, das seinerseits das Ergebnis des Wechselspiels von Einstromereignissen und Stagnationsperioden in den tiefen Becken ist. Tief reichende vertikale Durchmischung kann Teile dieses Nährstoffvorrats in die Oberflächenschicht transportieren (NAUSCH et al., 2003b).

Tab. 6

Gemittelte Nährstoffkonzentrationen in der winterlichen Oberflächenschicht (0 – 10 m) der westlichen und zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben)

Table 6

Mean nutrient concentrations in the surface layer (0 – 10 m) in winter in the western and central Baltic Sea (Minima in bold)

**Phosphat ( $\mu\text{mol/l}$ )**

| Station                          | Monat | 2002                              | 2003                              | 2004                              | 2005            | 2006                              |
|----------------------------------|-------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------|-----------------------------------|
| <b>023</b><br>(Lübecker Bucht)   | Feb.  | 0,64 $\pm$ 0,04                   | <b>0,52 <math>\pm</math> 0,07</b> | <b>0,52 <math>\pm</math> 0,02</b> | ---             | ---                               |
| <b>012</b><br>(Meckl. Bucht)     | Feb.  | 0,64 $\pm$ 0,00                   | 0,62 $\pm$ 0,01                   | <b>0,52 <math>\pm</math> 0,03</b> | 0,69 $\pm$ 0,01 | 0,82 $\pm$ 0,01                   |
| <b>162</b><br>(Pommersche Bucht) | Feb.  | <b>0,52 <math>\pm</math> 0,00</b> | 0,74 $\pm$ 0,01                   | 0,84 $\pm$ 0,05                   | 0,65 $\pm$ 0,00 | ---                               |
| <b>113</b><br>(Arkonasee)        | Feb.  | 0,50 $\pm$ 0,00                   | 0,54 $\pm$ 0,00                   | <b>0,35 <math>\pm</math> 0,01</b> | 0,81 $\pm$ 0,10 | 0,79 $\pm$ 0,00                   |
| <b>213</b><br>(Bornholmtief)     | Feb.  | 0,62 $\pm$ 0,00                   | 0,56 $\pm$ 0,00                   | <b>0,49 <math>\pm</math> 0,02</b> | 1,01 $\pm$ 0,14 | 0,79 $\pm$ 0,01                   |
| <b>271</b><br>(Gotlandtief)      | Feb.  | 0,60 $\pm$ 0,01                   | 0,63 $\pm$ 0,00                   | 0,68 $\pm$ 0,01                   | 0,76 $\pm$ 0,01 | <b>0,44 <math>\pm</math> 0,00</b> |
| <b>286</b><br>(Färötief)         | Feb.  | 0,60 $\pm$ 0,01                   | 0,60 $\pm$ 0,00                   | 0,66 $\pm$ 0,01                   | 0,74 $\pm$ 0,01 | <b>0,53 <math>\pm</math> 0,00</b> |
| <b>284</b><br>(Landsortief)      | Feb.  | 0,68 $\pm$ 0,01                   | 0,64 $\pm$ 0,00                   | 0,83 $\pm$ 0,01                   | 0,77 $\pm$ 0,01 | <b>0,59 <math>\pm</math> 0,00</b> |
| <b>245</b><br>(Karlsötief)       | Feb.  | 0,68 $\pm$ 0,01                   | <b>0,56 <math>\pm</math> 0,00</b> | 0,80 $\pm$ 0,00                   | 1,00 $\pm$ 0,01 | 0,60 $\pm$ 0,01                   |

Tab. 6 Forts.

Table 6 cont.

**Nitrat ( $\mu\text{mol/l}$ )**

| Station                          | Monat | 2002             | 2003       | 2004             | 2005             | 2006             |
|----------------------------------|-------|------------------|------------|------------------|------------------|------------------|
| <b>023</b><br>(Lübecker Bucht)   | Feb.  | <b>5,3 ± 0,1</b> | 8,2 ± 1,3  | 9,6 ± 0,3        | ---              | ---              |
| <b>012</b><br>(Meckl. Bucht)     | Feb.  | 5,4 ± 0,1        | 5,7 ± 0,0  | 5,3 ± 0,2        | <b>2,9 ± 0,0</b> | 3,5 ± 0,0        |
| <b>162</b><br>(Pommersche Bucht) | Feb.  | <b>5,7 ± 0,0</b> | 23,5 ± 0,1 | 23,2 ± 0,1       | 9,2 ± 0,8        | ---              |
| <b>113</b><br>(Arkonasee)        | Feb.  | 3,3 ± 0,0        | 4,5 ± 0,0  | <b>2,4 ± 0,0</b> | 2,8 ± 0,4        | 3,3 ± 0,0        |
| <b>213</b><br>(Bornholmtief)     | Feb.  | 3,2 ± 0,0        | 3,6 ± 0,0  | 2,4 ± 0,0        | 3,0 ± 0,2        | <b>2,2 ± 0,0</b> |
| <b>271</b><br>(Gotlandtief)      | Feb.  | 3,4 ± 0,0        | 3,6 ± 0,0  | <b>2,8 ± 0,0</b> | 3,2 ± 0,0        | <b>2,8 ± 0,0</b> |
| <b>286</b><br>(Fårötief)         | Feb.  | 3,8 ± 0,0        | 3,6 ± 0,0  | <b>3,0 ± 0,0</b> | 3,8 ± 0,0        | 3,6 ± 0,0        |
| <b>284</b><br>(Landsorttief)     | Feb.  | 4,3 ± 0,0        | 3,9 ± 0,0  | <b>3,0 ± 0,0</b> | 3,9 ± 0,0        | 3,1 ± 0,0        |
| <b>245</b><br>(Karlsötief)       | Feb.  | 3,1 ± 0,1        | 3,3 ± 0,0  | <b>2,6 ± 0,0</b> | 3,3 ± 0,0        | 2,8 ± 0,0        |

Der typische Jahresgang der Nährstoffkonzentrationen im Oberflächenwasser wies in den letzten Jahren einige Besonderheiten auf. Der Nitratjahresgang entspricht in allen untersuchten Seegebieten weitgehend dem gewohnten Verlauf (NAUSCH et al., 2005). Auf Grund des niedrigen N/P-Verhältnisses werden die Nitratvorräte durch die Frühjahrsblüte vollständig verbraucht. Danach bewegen sich die Nitratkonzentrationen bis Ende September/Anfang Oktober im Bereich der Nachweisgrenze. Die dann einsetzende Mineralisation führt zu einem Anstieg der Nitratwerte bis das winterliche Plateau erreicht ist. Auch im Jahr 2006 waren die Nitratwinterkonzentrationen vergleichsweise gering (Tab. 6), was auf intensive Denitrifikationsprozesse unterhalb der Halokline hindeutet. Durch die winterliche Konvektion gelangte relativ nitratarmes Wasser an die Oberfläche. Große Unterschiede zeigen sich in der Entwicklung der Phosphatkonzentrationen. Im östlichen Gotlandbecken finden wir einen weitgehend typischen Verlauf. Nach der Phytoplanktonblüte im Frühjahr verbleibt ein Phosphatüberschuss von 0,1 – 0,2  $\mu\text{mol/l}$ . Bis Ende Juni nehmen die Phosphatkonzentrationen ab und liegen dann teilweise im Bereich der Nachweisgrenze. Detaillierte Untersuchungen haben ergeben, dass der Phosphatvorrat in der Regel erschöpft ist, bevor die Massenentwicklung der Cyanobakterien einsetzt. Im Herbst einsetzende Abbauprozesse führen zu einem allmählichen Anstieg der Phosphatkonzentrationen. Im in Abb. 29 dargestellten Zeitraum liegt das Winterplateau des Phosphats auf recht hohem Niveau. Ursache dürften sauerstoffarme und damit phosphatreiche Wassermassen unterhalb der Halokline sein, die im Winter teilweise ins Oberflächenwasser eingemischt werden.

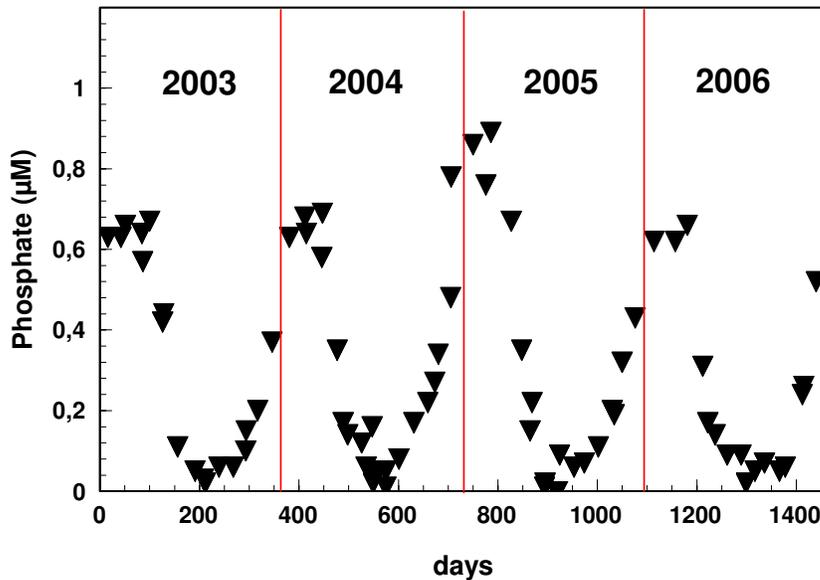


Abb. 29

Phosphatjahresgang im Oberflächenwasser (0 – 10 m) des östlichen Gotlandbeckens (Station 271) in den Jahren 2003 – 2006 – nach Daten des IOW und des SMHI

Fig. 29

Annual phosphate cycle 2003 – 2006 in the surface layer (0 – 10 m) of the eastern Gotland Basin – based on IOW and SMHI data

Andere Verhältnisse fanden sich im Bornholmbecken (Abb. 30). Beginnend mit dem Jahr 2003 wurden die Phosphatvorräte im Sommer nicht mehr aufgebraucht. Im Sommer 2004 wurden durchweg Konzentrationen um  $0,2 \mu\text{mol/l}$  gemessen. Zusammen mit der herbstlichen Mineralisation hatte dies zur Folge, dass im Winter 2005 extrem hohe Winterwerte bis fast  $1,2 \mu\text{mol/l}$  gemessen wurden. Die Frühjahrsblüte 2005 war nicht in der Lage dieses riesige Phosphatreservoir aufzubrauchen, so dass im Mai noch Restkonzentrationen von  $0,5 - 0,6 \mu\text{mol/l}$  gefunden wurden. Trotz dieser für Blaualgen idealen Bedingungen kam es zu keiner Massenentwicklung im Bornholmbecken und die Phosphatkonzentration fiel nicht unter  $0,2 \mu\text{mol/l}$ . Die Cyanobakterien konzentrierten sich im Sommer 2005 auf das zentrale und nördliche Gotlandbecken bis in den Finnischen Meerbusen. Der auf Grund der hohen Sommerkonzentrationen erwartete weitere Anstieg der Winterwerte 2006 blieb aus. Sie liegen nach wie vor auf hohem Niveau erreichten aber nicht die Maxima des Vorjahres. Erneut blieben nach der Frühjahrsblüte erhebliche Phosphatkonzentrationen zurück. Die sommerliche Entwicklung der Blaualgen verlief im Jahr 2006 jedoch deutlich anders. Bereits Anfang Juli setzte eine intensive Massenentwicklung im Bornholmbecken, im Arkonabecken und in der westlichen Ostsee ein, die bis Ende August/Anfang September anhielt. Der Bereich des Gotlandbecken war deutlich weniger betroffen. Die meteorologischen Bedingungen waren in beiden Seegebieten durchaus vergleichbar. Damit muss geschlossen werden, dass die auslösenden und regulierenden Faktoren für die Massenentwicklung von Cyanobakterien bei weitem noch nicht verstanden sind. Detaillierte Prozessstudien in Feld und Labor sind zur Klärung dieser Fragen notwendig.

Die Nährstoffsituation im Tiefenwasser kann ebenfalls aus den Abb. 27 und 28 entnommen werden. Auch 2006 fanden keine wesentlichen barotropen Einstromereignisse statt (vgl. Kapitel 6.1.2 und 6.2), so dass die Verhältnisse in den tiefen Becken durch die letzten Auswirkungen der

warmen und kalten Einströme 2002 und 2003 (FEISTEL et al., 2003a, b, NAUSCH et al., 2003b, FEISTEL et al., 2004a, b, 2006a, b, c, d), besonders aber durch die danach einsetzende Stagnationsperiode geprägt waren. Jedoch beeinflussten zwei barokline Einstromereignisse im Zeitraum September – Dezember 2005 und zwischen Juni – August 2006 das Tiefenwasser, insbesondere der letztere erfolgte in mehreren Schüben mit unterschiedlicher Dichte (vgl. Kapitel 2). Diese Einstromprozesse führten zu einer Belüftung des Bornholmbeckens (Tab. 5) und damit zu einer Ausfällung von Phosphat und einem im Vergleich zum Jahr 2005 deutlich niedrigeren Mittelwert des Phosphatgehaltes in 80 m Wassertiefe (Tab. 7). Ammonium konnte nitrifiziert werden. Folgerichtig lagen die Ammoniumwerte nur wenig über der Nachweisgrenze der Methode und der Jahresmittelwert für Nitrat von  $7,7 \mu\text{mol/l}$  war relativ hoch. In den letzten Jahren wurde nur 2003, unmittelbar nach dem großen Salzwassereinbruch ein höherer Jahresmittelwert errechnet (Tab. 7).

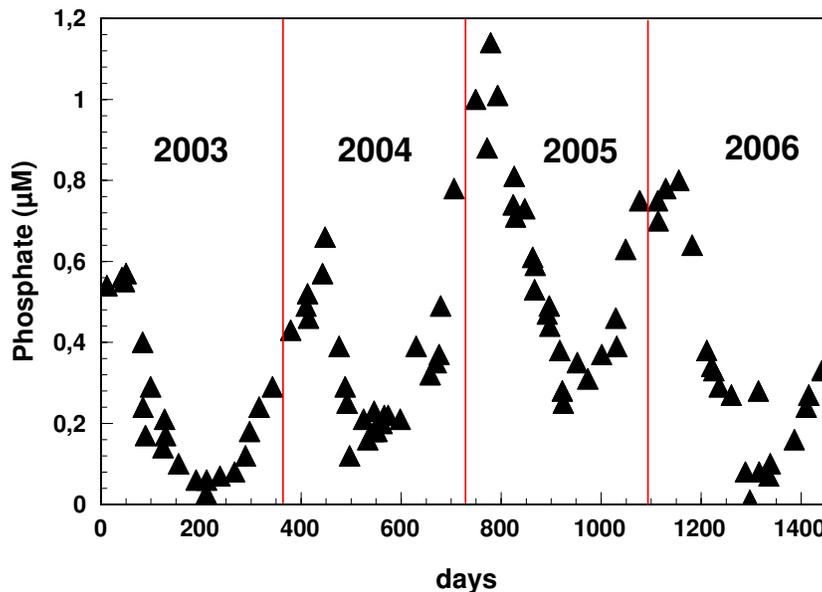


Abb. 30

Phosphatjahresgang im Oberflächenwasser (0 – 10 m) des Bornholmbeckens (Station 213) in den Jahren 2003 – 2006 – nach Daten des IOW und des SMHI

Fig. 30

Annual phosphate cycle 2003 – 2006 in the surface layer (0 – 10 m) of the Bornholm Basin – based on IOW and SMHI data

Im östlichen Gotlandbecken wurde in Bodennähe bereits Mitte 2004 Schwefelwasserstoff gemessen. Die Mächtigkeit der anoxischen Schicht nahm im Verlauf des Jahres 2005 kontinuierlich zu und umfasste 2006 die gesamte Wassersäule zwischen etwa 140 m und dem Boden (Abb. 26). Das Nährstoffregime reagierte entsprechend. Die schwefelwasserstoffhaltige Schicht war frei von Nitrat und es kam zu einer Akkumulation von Ammonium. Dies kann durch die Messungen im 200 m-Vergleichshorizont belegt werden (Tab. 7). Im Jahr 2005 war dieser Tiefenbereich anfänglich noch belüftet, so dass ein Jahresmittel für Nitrat von  $2,6 \mu\text{mol/l}$  ermittelt wurde. Im Jahr 2006 lag der Wert bei  $0 \mu\text{mol/l}$ . Der Ammoniumjahresmittelwert stieg im gleichen Zeitraum von  $1,7 \mu\text{mol/l}$  auf  $9,2 \mu\text{mol/l}$ , erreicht jedoch noch nicht wieder die extrem hohen Werte vom Ende der vorherigen Stagnationsperiode.

Tab. 7

Jahresmittelwerte und Standardabweichungen für Phosphat, Nitrat und Ammonium im Tiefenwasser der zentralen Ostsee: IOW sowie SMHI Daten (n = 9 – 22)

Table 7

Annual means and standard deviations for phosphate, nitrate and ammonium in the deep water of the central Baltic Sea: IOW and SMHI data (n = 9 – 22)

| <b>Phosphat (<math>\mu\text{mol/l}</math>; Maximalwerte hervorgehoben)</b> |         |                                   |                                   |                 |                                   |                 |
|--|---------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------|-----------------------------------|-----------------|
| Station  | Tiefe/m | 2002                              | 2003                              | 2004            | 2005                              | 2006            |
| <b>213</b><br>(Bornholmtief)   | 80      | 3,46 $\pm$ 1,45                   | 1,14 $\pm$ 0,71                   | 2,08 $\pm$ 1,76 | <b>5,26 <math>\pm</math> 2,09</b> | 3,01 $\pm$ 0,75 |
| <b>271</b><br>(Gotlandtief)  | 200     | <b>5,88 <math>\pm</math> 0,81</b> | 3,38 $\pm$ 0,88                   | 2,15 $\pm$ 0,20 | 3,12 $\pm$ 0,52                   | 4,20 $\pm$ 0,27 |
| <b>286</b><br>(Färötief)   | 150     | <b>4,86 <math>\pm</math> 0,37</b> | 4,69 $\pm$ 0,77                   | 2,52 $\pm$ 0,07 | 3,27 $\pm$ 0,53                   | 4,02 $\pm$ 0,19 |
| <b>284</b><br>(Landsorttief)   | 400     | <b>4,25 <math>\pm</math> 0,32</b> | 4,05 $\pm$ 0,22                   | 3,51 $\pm$ 0,38 | 3,37 $\pm$ 0,23                   | 3,57 $\pm$ 0,12 |
| <b>245</b><br>(Karlsötief)   | 100     | 4,02 $\pm$ 0,34                   | <b>4,43 <math>\pm</math> 0,33</b> | 4,29 $\pm$ 0,18 | 3,81 $\pm$ 0,33                   | 4,12 $\pm$ 0,48 |

| <b>Nitrat (<math>\mu\text{mol/l}</math>; Minimalwerte hervorgehoben)</b> |         |                                 |                                 |                                 |                                 |                                 |
|--|---------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Station  | Tiefe/m | 2002                            | 2003                            | 2004                            | 2005                            | 2006                            |
| <b>213</b><br>(Bornholmtief)   | 80      | 5,4 $\pm$ 4,1                   | 9,6 $\pm$ 2,4                   | 6,5 $\pm$ 4,0                   | <b>2,3 <math>\pm</math> 3,2</b> | 7,7 $\pm$ 2,5                   |
| <b>271</b><br>(Gotlandtief)  | 200     | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> | 6,0 $\pm$ 4,8                   | 10,1 $\pm$ 1,1                  | 2,6 $\pm$ 3,6                   | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> |
| <b>286</b><br>(Färötief)   | 150     | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> | 0,6 $\pm$ 1,9                   | 8,8 $\pm$ 0,6                   | 2,9 $\pm$ 3,5                   | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> |
| <b>284</b><br>(Landsorttief)   | 400     | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> | 0,8 $\pm$ 1,3                   | 2,0 $\pm$ 2,7                   | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> |
| <b>245</b><br>(Karlsötief)   | 100     | 1,0 $\pm$ 1,8                   | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b> | 0,7 $\pm$ 1,2                   | <b>0,0 <math>\pm</math> 0,1</b> |

| <b>Ammonium (<math>\mu\text{mol/l}</math>; Maximalwerte hervorgehoben)</b> |         |                                  |                                  |               |                                 |                                 |
|--|---------|----------------------------------|----------------------------------|---------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Station  | Tiefe/m | 2002                             | 2003                             | 2004          | 2005                            | 2006                            |
| <b>213</b><br>(Bornholmtief)   | 80      | 3,5 $\pm$ 3,8                    | 0,3 $\pm$ 0,6                    | 1,9 $\pm$ 2,4 | <b>5,1 <math>\pm</math> 5,3</b> | 0,5 $\pm$ 0,9                   |
| <b>271</b><br>(Gotlandtief)  | 200     | <b>19,7 <math>\pm</math> 4,9</b> | 6,8 $\pm$ 9,5                    | 0,2 $\pm$ 0,2 | 1,7 $\pm$ 1,9                   | 9,2 $\pm$ 1,7                   |
| <b>286</b><br>(Färötief)   | 150     | 9,8 $\pm$ 2,2                    | <b>11,0 <math>\pm</math> 4,4</b> | 0,2 $\pm$ 0,2 | 2,0 $\pm$ 2,0                   | 6,9 $\pm$ 1,3                   |
| <b>284</b><br>(Landsorttief)   | 400     | 6,5 $\pm$ 1,5                    | <b>7,3 <math>\pm</math> 1,0</b>  | 3,2 $\pm$ 2,0 | 2,4 $\pm$ 1,8                   | 4,8 $\pm$ 0,9                   |
| <b>245</b><br>(Karlsötief)   | 100     | 4,0 $\pm$ 1,5                    | 5,8 $\pm$ 1,8                    | 6,7 $\pm$ 1,4 | 3,8 $\pm$ 2,4                   | <b>7,1 <math>\pm</math> 1,9</b> |

Besonders deutlich sind die Veränderungen beim Phosphat zu beobachten (Abb. 31), die eindeutig die Veränderungen im Sauerstoffhaushalt (Abb. 26) widerspiegeln. Die Ausbreitung der anoxischen Schicht geht einher mit einer Rücklösung und Anreicherung von Phosphat. In 200 m Wassertiefe stieg der Jahresmittelwert von  $3,12 \mu\text{mol/l}$  (2005) auf  $4,20 \mu\text{mol/l}$  (2006), die Extrema von Anfang 2003 wurden noch nicht wieder erreicht. Die Effekte der baroklinen Einströme lassen sich auch beim Phosphat dokumentieren. Der barokline Einstrom vom Herbst 2005 belüftete im März/April 2006 den Tiefenbereich zwischen 100 m und 125 m, was auch einen Rückgang der Phosphatkonzentration zur Folge hatte. Der Einstrom von Juni – August 2006 führte unter anderem zu einer kurzzeitigen Belüftung in Bodennähe, was sofort eine Phosphatausfällung zur Folge hatte (Abb. 31). Generell waren diese Effekte jedoch nur von kurzer Dauer und auf wenige Horizonte beschränkt und konnten die gegenwärtige Stagnationsperiode nicht maßgeblich beeinflussen.

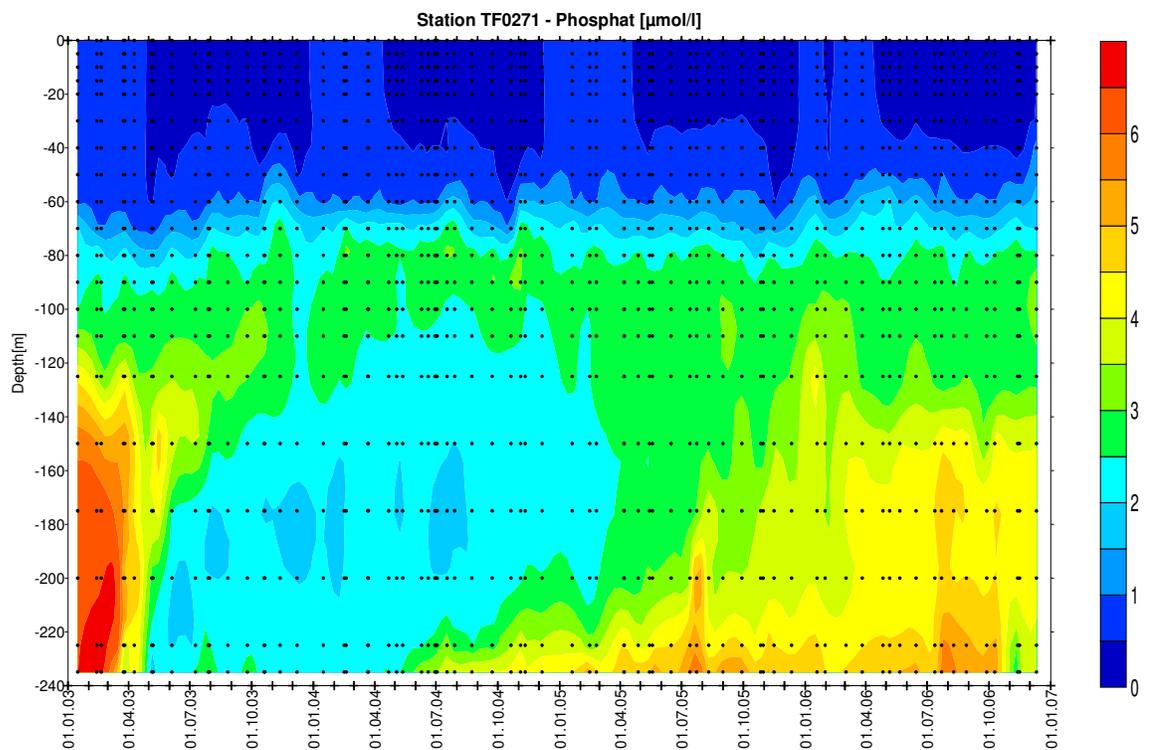


Abb. 31  
Entwicklung der Phosphatkonzentration im östlichen Gotlandbecken (Station 271) zwischen Januar 2003 und Dezember 2006

Fig. 31  
Development of phosphate concentration in the eastern Gotland Basin (station 271) between January 2003 and December 2006

Die Entwicklung im nördlicher gelegenen Farötief verlief analog zum östlichen Gotlandbecken, jedoch zeitlich verzögert und durch die dazwischen befindliche Schwelle gedämpfter. Die zunehmende Anoxie (Tab. 5, Kapitel 6.3) führte zu einer Zunahme der Phosphat- und Ammoniumkonzentrationen und zum völligen Verschwinden von Nitrat (Tab. 7).

Im westlichen Gotlandbecken machen sich Salzwassereinströme noch deutlich verzögerter und mit geringerer Wirkung bemerkbar. Sowohl das Tiefenwasser des Landsortiefs als auch das des südlicher gelegenen Karlsötiefs war während des gesamten Jahres anoxisch (Tab. 5, Kapitel 6.3). Der Nährstoffhaushalt reagiert in der bereits mehrfach beschriebenen Weise. Nitrat fehlte völlig und es kam im Vergleich zum Vorjahr zu einer weiteren Zunahme von Ammonium und Phosphat (Tab. 7).

## 6.5 Natürliche organische Verbindungen

An 15 – 20 ausgewählten Stationen in der westlichen, südlichen und zentralen Ostsee ist auch 2006 die Untersuchung natürlicher organischer Verbindungen fortgesetzt worden. Die Charakterisierung des organischen Materials erfolgte sowohl in der gelösten (**DOM**) als auch in der partikulären (**POM**) Fraktion. Eine Filtration über Whatman GF/F Filter diente dabei zur Trennung gelöster und partikulärer Verbindungen. In beiden Fraktionen wurden sowohl der organisch gebundene Kohlenstoff (**DOC** bzw. **POC**) als auch der organisch gebundene Stickstoff (**DON** bzw. **PON**) quantitativ erfasst. Während DOC, POC und PON messtechnisch direkt zugänglich sind, wird DON als Differenz zwischen gelöstem Gesamtstickstoff (**DN**) und gelösten anorganischen Stickstoffverbindungen (**DIN**) berechnet. Die Konzentration der gelösten anorganischen Stickstoffverbindungen wird dabei aus der Summe der Konzentrationen von Nitrat, Nitrit und Ammonium ermittelt. Als weiterer Parameter wurde routinemäßig der Gesamt-Stickstoffgehalt (**TN**) als Summe aller gelösten und partikulären Stickstoffverbindungen berechnet. Für alle Parameter liegen an den ausgewählten Stationen Messreihen vor, die 1993 bzw. 1995 beginnen. Beispielhaft sind hier die Zeitreihen der Konzentrationen von DOM und POM an der Station TF0271 dargestellt, jeweils für die oberflächennahe (Abb. 32) und die bodennahe Wasserschicht (Abb. 33).

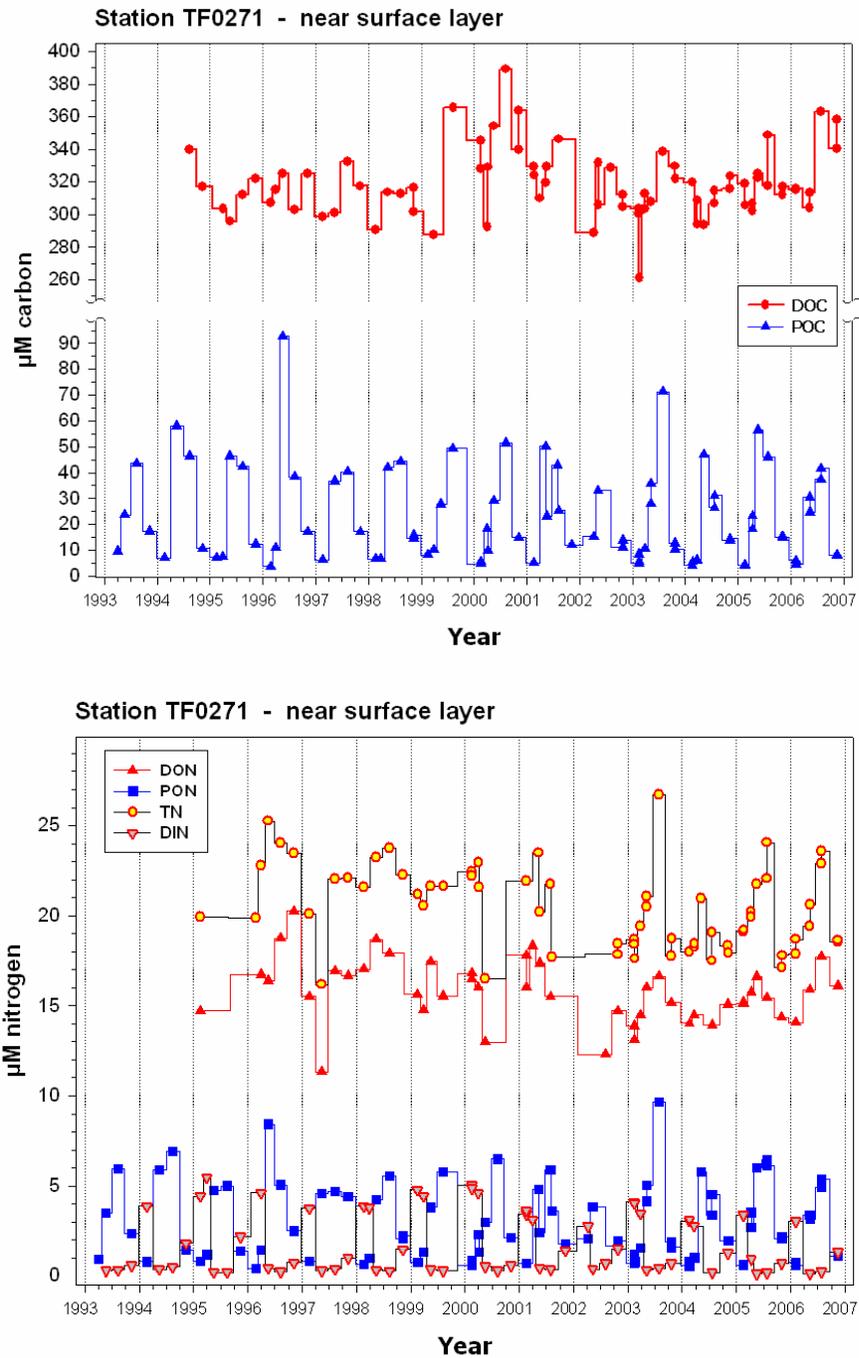


Abb. 32

Zeitreihen der Konzentrationen von DOC und POC (oben) und DON und PON (unten) in der oberflächennahen Schicht der Station TF0271 (östliches Gotlandbecken). Zusätzlich sind in der unteren Grafik auch die Konzentrationen von TN (als Summe PON + DN) und DIN (als Summe  $\text{NO}_3 + \text{NO}_2 + \text{NH}_4$ ) angegeben

Fig. 32

Time series of DOC and POC (upper figure) and DON and PON (lower figure) in the near surface layer at station TF0271 (eastern Gotland Basin). Additionally concentrations of TN (as sum of PON + DN) and DIN (as sum of  $\text{NO}_3 + \text{NO}_2 + \text{NH}_4$ ) are shown in the lower figure

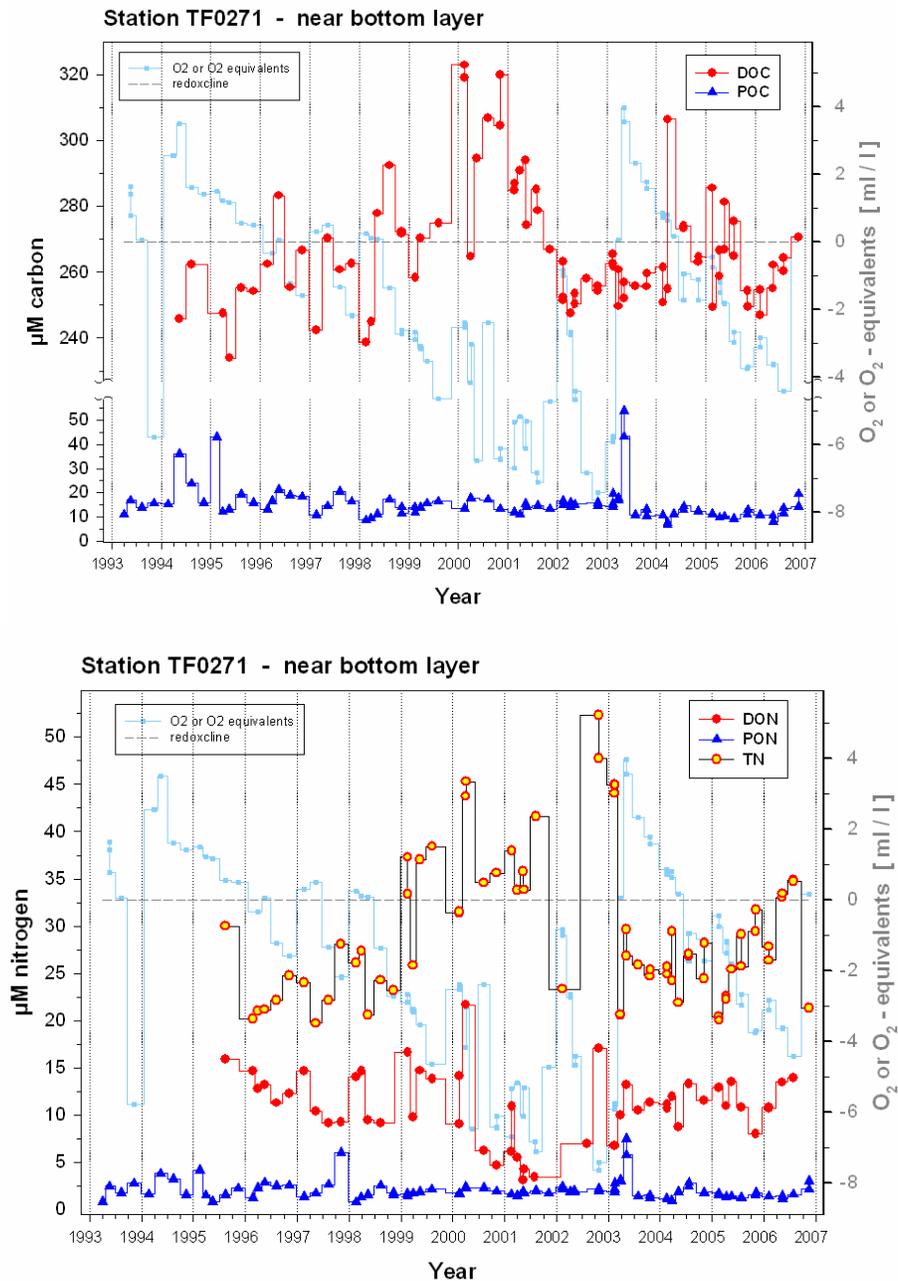


Abb. 33

Zeitreihen der Konzentrationen von DOC und POC (oben) und DON und PON (unten) sowie der Sauerstoffkonzentration in der bodennahen Schicht der Station TF0271 (östliches Gotlandbecken). H<sub>2</sub>S Konzentrationen sind als negative Sauerstoffäquivalente dargestellt. Zusätzlich ist in der unteren Grafik auch die Konzentrationen von TN (als Summe PON + DN) angegeben

Fig. 33

Time series of DOC and POC (upper figure) and DON and PON (lower figure) as well as oxygen concentrations in the near bottom layer at station TF0271 (eastern Gotland Basin). H<sub>2</sub>S concentrations are converted into negative oxygen equivalents. Additionally concentrations of TN (as sum of PON + DN) are shown in the lower figure

Wie bereits in vorangegangenen Berichten dargelegt (NAUSCH et al., 2006), ist sowohl für POC als auch für PON ein ausgeprägtes saisonales Signal zu erkennen, das durch die sommerlichen Planktonblüten hervorgerufen wird und gegenläufig ist zum Konzentrationsverlauf der anorganischen Nährstoffe. Für das gelöste natürliche organische Material ist ein derart ausgeprägtes saisonales Signal nicht zu erkennen, obwohl die während der Planktonblüte neu gebildete Biomasse - neben landseitigen und atmosphärischen Einträgen - eine wichtige Quelle für das DOM ist. Auf der Grundlage der im Rahmen des Monitorings erhobenen Daten lassen sich zunächst nur für DOC in der oberflächennahen Wasserschicht erste grobe Abschätzungen darüber vornehmen, welche Anteile des DOC aus landseitigen Quellen stammen und wie groß die saisonalen Veränderungen in der DOC Konzentration sind.

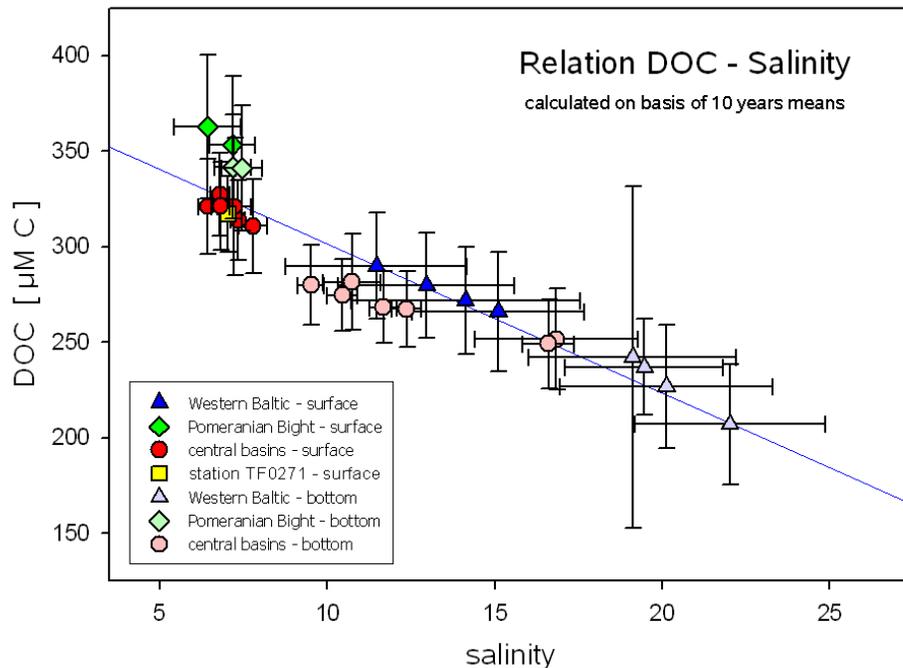


Abb. 34

Relation zwischen mittleren DOC Konzentrationen und mittlerem Salzgehalt an ausgewählten Stationen in verschiedenen Gebieten der Ostsee. Die Mittelwerte und Standardabweichungen wurden aus den Messreihen der Untersuchungen der Jahre 1995 bis 2005 berechnet (NAUSCH et al., 2006)

Fig. 34

Relation between mean DOC concentrations and mean salinities at selected stations in different areas of the Baltic Sea. Means and standard deviations are calculated on the basis of the measurements during the years 1995 to 2005 (NAUSCH et al., 2006)

Grundlage dieser Abschätzung bilden die 10 Jahres Mittelwerte der DOC Konzentrationen an den ausgewählten Monitoringstationen, die aus den vorliegenden Messreihen der Oberflächen- und Bodenschicht berechnet wurden (vergl. NAUSCH et al., 2006). Dabei zeigten sich regional unterschiedliche Mittelwerte, wobei in den offenen Seegebieten die niedrigeren Werte in den westlichen, die höheren in den östlichen Teilen der Ostsee gefunden wurden. Obwohl für die

einzelnen Stationen - von sehr wenigen Ausnahmen abgesehen - kein signifikanter Zusammenhang zwischen der DOC Konzentration und dem Salzgehalt nachgewiesen werden konnte, besteht eine Korrelation zwischen den mittleren DOC Gehalten und den mittleren Salzgehalten an den untersuchten Stationen (Abb. 34). Dabei zeigen sich Häufungen von Werten zum einen hinsichtlich der geographischen Lage (zentrale Becken, westliche Ostsee, Flussmündungsgebiete (Oderbucht)) als auch hinsichtlich unterschiedlicher Wasserkörper (oberflächennahe bzw. bodennahe Wasserschicht). Auch in den Standardabweichungen beider Parameter werden einige Unterschiede deutlich. So sind die Standardabweichungen des Salzgehalts in den westlichen Teilen der Ostsee, in denen sich der Einfluss einströmenden Nordseewassers besonders deutlich auswirkt, sowohl in der oberflächennahen als auch in der bodennahen Schicht wesentlich größer als in der den zentralen Bereichen der Ostsee. Mit Ausnahme des oberflächennahen Wasserkörpers in der westlichen Ostsee und in den Flusseintragsgebieten, die von direkten Einträgen aus der Nordsee bzw. von Flüssen geprägt werden, sind demgegenüber die Standardabweichungen der DOC Konzentration relativ ähnlich.

Da gelöste Verbindungen nicht sedimentieren können, sind die an den einzelnen Stationen beobachteten Konzentrationsveränderungen entweder darauf zurückzuführen, dass durch biologisch oder chemisch kontrollierte Prozesse organische Verbindungen gebildet oder abgebaut werden, oder darauf, dass das DOM durch hydrodynamische Prozesse in verschiedenen Wassermassen transportiert wird. Würden die DOM Konzentrationen ausschließlich durch hydrodynamische Prozesse kontrolliert - d.h. es fände keine Neubildung bzw. Abbau von DOM statt - würde man ein rein konservatives Verhalten von DOM erwarten, also einen linearen Zusammenhang zwischen der DOM Konzentration und dem Salzgehalt. Wenn dieser konservative Anteil der an einer Station gemessenen DOM Konzentration bekannt wäre, ließe sich der durch Umsatzprozesse bedingte Anteil aus der Differenz zwischen den tatsächlich gemessenen Werten und dem aus einem rein konservativen Verhalten erwarteten Wert aus der Differenz zwischen beiden Werten abschätzen.

Wendet man diese Überlegungen auf die DOC Konzentrationen in der oberflächennahen Wasserschicht an der Station TF0271 an, so lassen sich die hydrodynamisch bedingten Konzentrationsveränderungen aus der in Abb. 34 dargestellten Relation zwischen mittleren DOC Konzentrationen und Salzgehalten abschätzen. Auf dieser Basis ergibt sich, dass der konservative Anteil der DOC Konzentration um  $7,8 \mu\text{M}$  abnimmt, wenn der Salzgehalt um 1 psu zunimmt. Die 'Hintergrundkonzentration', d.h. die über alle Quellen und alle Jahreszeiten gemittelte DOC Konzentration mit einem (formalen) Salzgehalt 0, beträgt  $380 \mu\text{M C}$  und entspricht der mittleren DOC Konzentration aller Frischwassereinträge in die Ostsee. Die Differenzen zwischen diesem hydrodynamisch kontrollierten Anteil und den tatsächlich beobachteten Konzentrationen an einer Station würde der Menge an DOC entsprechen, die durch biologisch oder chemisch bedingte Umsatzprozesse auf- oder abgebaut wurde und in der ein saisonales Signal zu erwarten ist. Da die Abschätzung des konservativen DOC Anteils auf langjährigen Mittelwerten basiert, können diese Differenzen sowohl positiv als auch negativ sein. Um negative Differenzen zu vermeiden, wurde deshalb zu allen berechneten Werten als offset die aus den Langzeitmessungen ermittelte dreifache Standardabweichung der DOC Konzentration an der betreffenden Station addiert. Wird in der in Abb. 32 gezeigten Zeitreihe der DOC Konzentration in der Oberflächenschicht der Station TF0271 der konservative Anteil nach dem beschriebenen Verfahren eliminiert, ergibt sich das in Abb. 35 dargestellte Bild.

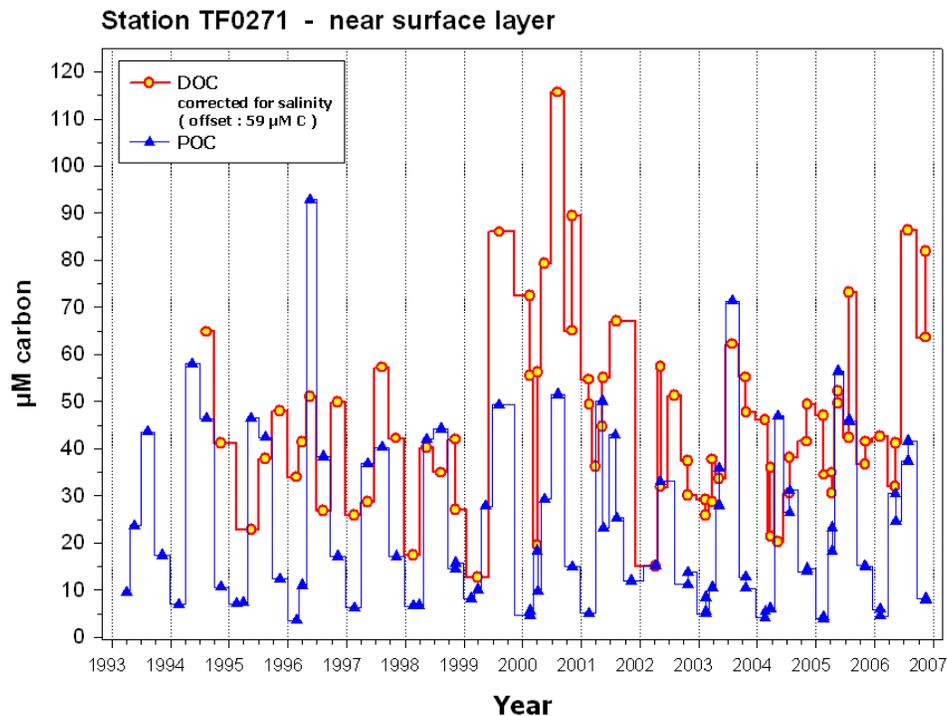


Abb. 35

Zeitreihe der Konzentrationen gelöster und partikulärer organischer Kohlenstoffverbindungen in der oberflächennahen Schicht der Station TF0271. Die DOC Konzentrationen sind hinsichtlich des Einflusses des Salzgehalts korrigiert

Fig. 35

Time series of DOC and POC concentrations in the near surface layer at station TF0271 (eastern Gotland Basin). DOC concentrations are corrected for salinity effects

Die Abb. 35 macht dabei verschiedene Dinge deutlich. So sind die durch die saisonal unterschiedlichen biologischen Prozesse kontrollierten Konzentrationsänderungen von DOC und POC in einer ähnlichen Größenordnung. Die saisonalen Konzentrationsmaxima sind dabei gegeneinander verschoben, wobei die höchsten DOC Werte später im Jahr auftreten als diejenigen von POC. Eine derartige zeitliche Verschiebung erscheint plausibel, da durch die Photosyntheseleistung des Phytoplanktons während der Blütezeit große Menge an organischem Material produziert werden. Ein Teil dieses Material kann durch das Plankton ausgeschieden werden oder es kann beim oder nach dem Absterben der Zellen im Spätsommer freigesetzt werden. In einigen Jahren fallen im Spätherbst besonders hohe DOC Konzentrationen auf, wobei der Grund für diese Abweichungen zunächst nicht verifizierbar ist. Es ist jedoch bekannt, dass es in manchen Jahren im Sommer zur Ausbildung von 'Algentepichen' kommen kann, die meist aus Blaualgen bestehen. Welche biologischen (Abbau-) Prozesse in derartigen Algentepichen stattfinden und welchen Einfluss sie auf die Konzentration und Zusammensetzung des organischen Materials in der oberflächennahen Schicht haben, ist Gegenstand aktueller Untersuchungen.

Grundsätzlich kann auch in der bodennahen Wasserschicht der konservative Anteil des DOC Gehalts eliminiert werden. Bei Stationen, die in den tieferen zentralen Becken der Ostsee

liegen, muss jedoch zusätzlich berücksichtigt werden, dass die Vorgänge im bodennahen Wasserkörper durch den sporadischen Wechsel von Salzwassereinbrüchen und Stagnationsphasen dominiert werden. Dabei führen die relativ schnell ablaufenden Salzwassereinbrüche zu einer weitgehenden Verdrängung des Bodenwasserkörpers durch salz- und sauerstoffreiches Wasser mit einem vergleichsweise geringen Gehalt an DOM. Der bodennahe Wasserkörper wird dabei angehoben und in die darüber liegenden Wasserschichten eingemischt. Während der Stagnationsphasen, die in der Regel länger andauern und sich zum Teil über mehrere Jahre erstrecken können, ist der Austausch mit dem darüber liegenden Wasserkörper demgegenüber relativ gering. Der Bodenwasserkörper kann deshalb während dieser Zeit in erster Näherung als abgeschlossen betrachtet werden. Durch biologisch kontrollierte Abbauprozesse kommt es im Verlauf einer Stagnationsphase zu einer Sauerstoffverarmung und - bei hinreichend langen Zeiträumen - zur Ausbildung anoxischer Bedingungen. Organisches Material wird dabei ständig durch sedimentierende organische Partikel, aus dem Sediment oder durch laterale Transporte nachgeliefert.

An den Zeitreihen der verschiedenen organischen Fraktionen in der bodennahen Schicht an der Station TF0271 lassen sich diese Vorgänge anschaulich nachvollziehen (Abb. 33). Anhand der Werte des Sauerstoff- bzw.  $\text{H}_2\text{S}$ -Gehalts (hier angegeben als negative  $\text{O}_2$ -Äquivalente) sind die größeren Salzwassereinbrüche in den Jahren 1993/1994 und 2003 klar zu erkennen. In den Stagnationsphasen zwischen 1994 und 2002 und nach 2003 ist eine kontinuierliche Abnahme des  $\text{O}_2$ -Gehalts zu erkennen, wobei die Kontinuität der Abnahme durch kleinere Einströme sauerstoffreicheren Wassers zeitweise gestört ist. Gleichzeitig nimmt der DOC-Gehalt während der Stagnationsphasen leicht zu, wobei die Zunahme zum Ende dieses Zeitraums stärker ist als zu dessen Beginn. Durch einen Einstrom sauerstoff- und salzreichen Wassers mit geringerem DOC-Gehalt nimmt die DOC-Konzentration 2003 wieder deutlich ab. Während der Stagnationsphasen ist auffällig, dass die Auswirkung der zuvor erwähnten kleineren Einströme auf den DOC-Gehalt stärker hervortritt als die auf den Sauerstoffgehalt.

Auf den ersten Blick scheinen die DON Konzentrationen diesem Trend entgegenzulaufen (Abb. 33). Während der Stagnationsphase zwischen 1994 und 2003 nahm der DON Gehalt zunächst leicht, zum Ende der Stagnationsphase deutlich stärker ab. Dies drückt sich auch in einem sehr ausgeprägten Anstieg des DOC/DON-Verhältnisses während dieser Zeit aus (Abb. 36). Dabei wurden in der Spitze C/N-Verhältnisse von über 90 erreicht. Dieser Wert entspricht mehr als dem 10-fachen des C/N-Verhältnisses in der partikulären Fraktion und mehr als dem vierfachen des Durchschnittswertes, der für die gelösten Fraktion in der Oberflächenschicht im Beobachtungszeitraum berechnet wurde. Bezieht man in die Betrachtungen jedoch den Gesamt-Stickstoffgehalt TN mit ein (Abb. 33), so wird deutlich, dass zwar die DON Konzentration abnimmt, der TN-Gehalt jedoch relativ in einem ähnlichen Umfang zunimmt wie der des DOC. Diese Beobachtung zeigt, dass organisch gebundener Stickstoff aus dem organischen Material in Form anorganischen Stickstoffs durch biologisch kontrollierte Prozesse freigesetzt wird und aufgrund des limitierten Wasseraustausches zunächst im bodennahen Wasserkörper verbleibt.

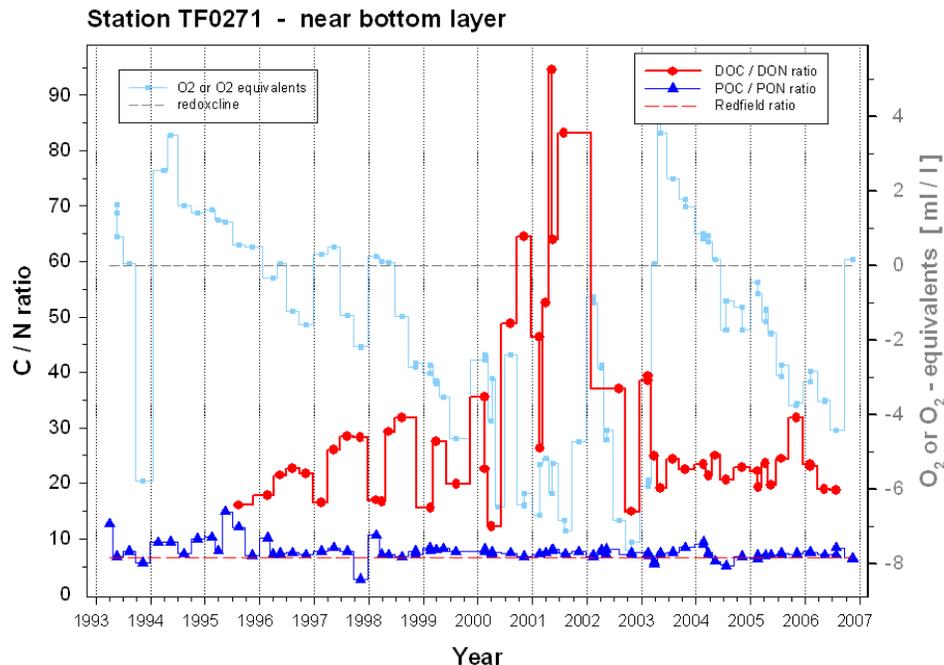


Abb. 36

Zeitreihe der C/N -Verhältnisse der gelösten und partikulären Fraktion des organischen Materials in der bodennahen Schicht der Station TF0271. Zur Charakterisierung des Redox-Zustandes sind zusätzlich die Konzentrationen von O<sub>2</sub> bzw. H<sub>2</sub>S (als negative O<sub>2</sub> -Äquivalente) angegeben

Fig. 36

Time series of C/N -ratios in the dissolved and particulate fraction of organic material in the near bottom layer at station TF0271 (eastern Gotland Basin). To characterize the redox state, concentrations of O<sub>2</sub> or H<sub>2</sub>S (as negative O<sub>2</sub> -equivalents) are added

Die Abnahme des Sauerstoffgehalts während der Stagnationsphase ist ein Indiz dafür, dass auch der Kohlenstoffanteil aus dem DOM einem Abbau durch biologische Prozesse unterliegt. Aus der starken Zunahme des DOC/DON -Verhältnisses muss deshalb geschlossen werden, dass der Abbau des Stickstoffanteils im DOM von dem des Kohlenstoffanteils entkoppelt ist und beide Abbauprozesse mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten, d.h. nicht in einem konstanten Verhältnis erfolgen. Die Geschwindigkeit, mit der diese Abbauprozesse im bodennahen Wasserkörper während einer Stagnationsphase ablaufen, ist dabei geringer als die auf einer saisonalen Zeitskala ablaufenden Prozesse im Oberflächenwasser. Die Abbaugeschwindigkeiten im Bodenwasserkörper können jedoch mit den zur Verfügung stehenden Daten nicht mit der notwendigen Genauigkeit abgeschätzt werden, da der Einfluss der kleineren Einstromereignisse nicht quantifiziert werden kann. Außerdem bleibt die Frage zunächst offen, ob die biologisch kontrollierten Prozesse, die zu Beginn einer Stagnationsphase unter mehr oder weniger oxischen Bedingungen ablaufen, mit denen identisch sind, die unter den anoxischen Bedingungen dominieren.

Eine vergleichbare Trennung der verschiedenen Einflüsse, die die Konzentrationsänderungen in der DON - Zeitreihe hervorrufen, ist mit den derzeit vorliegenden Ergebnissen nicht möglich, da ein

konservativer Anteil des DON Gehalts nicht abgeschätzt werden kann. Außerdem erfolgt - im Gegensatz zu den Kohlenstoffverbindungen - ein bedeutender Anteil der Stickstoffeinträge in Form anorganischen Verbindungen, die über eine Reihe biologischer Prozesse (reversibel) in DON umgewandelt werden können. Diese anorganischen Stickstoffeinträge können dabei sowohl durch landseitige Quellen als auch durch atmosphärische Einträge erfolgen. Hinzu kommt, dass es verschiedene Prozesse gibt, die zu einer Veränderung des Gesamtstickstoffgehalts im System führen können (z.B. Stickstofffixierung, Denitrifikation, etc.).

Wie zuvor dargestellt, lässt sich aus der in Abb. 34 dargestellten Relation zwischen den mittleren DOC Konzentrationen und mittleren Salzgehalten abschätzen, dass der mittlere landseitige Gesamteintrag von DOC in die Ostsee bei  $380 \mu\text{M C}$  liegt. Bei einem Süßwassereintrag von jährlich  $440 \text{ km}^3 / \text{Jahr}$  entspricht dies einer Menge von  $2 \times 10^3 \text{ t}$  organisch gebundenem Kohlenstoff pro Jahr. Da die Abschätzung auf der Basis langjähriger Mittelwerte erfolgt, sind lokale oder saisonale Abweichungen nicht berücksichtigt.

Um abzuschätzen, welche Mengen an DOC aus der Ostsee in Richtung Nordsee abfließen, können die langjährigen Mittelwerte an der Station TF0361 nahe dem Südausgang des Großen Belts herangezogen werden. Von den untersuchten Stationen weist diese den höchsten mittleren Salzgehalt in der Bodenschicht auf (NAUSCH et al., 2006), so dass man davon ausgehen kann, dass Aus- und Einstromereignisse an dieser Station einen besonders großen Einfluss besitzen. Legt man die langjährigen Mittelwerte der DOC Konzentrationen in der Oberflächenschicht von  $271,9 \mu\text{M C}$  bei einem Ausstromvolumen von  $950 \text{ km}^3 / \text{Jahr}$  zugrunde, ergibt sich ein jährlicher Export von  $3,1 \times 10^3 \text{ t}$  DOC von der Ostsee in Richtung Nordsee. Dem gegenüber steht ein jährlicher Import von DOC durch das in Bodennähe einströmende salzreiche Wasser von  $1,2 \times 10^3 \text{ t}$  Kohlenstoff (mittlere Konzentration  $207 \mu\text{M C}$ , Einstromvolumen  $470 \text{ km}^3 / \text{Jahr}$ ). Daraus ergibt sich, dass jährlich ca.  $1,9 \times 10^3 \text{ t}$  DOC aus der Ostsee in Richtung Nordsee exportiert werden. Dieser Wert ist fast identisch mit demjenigen, der für die Frischwassereinträge berechnet wurde. Dieses Ergebnis deutet darauf hin, dass die Gesamtmenge organisch gebundener Kohlenstoffverbindungen in der Ostsee weitgehend konstant ist. Sicher ist jedoch auch, dass zumindest ein Teil des DOM während seines Aufenthalts in der Ostsee einer Reihe von Modifikationsprozessen unterworfen ist. Von besonderem Interesse ist dabei die Frage, was mit dem ebenfalls im DOM gebundenen Stickstoff- und Phosphoranteilen bei diesen Umbauprozessen geschieht. Einen Hinweis darauf, dass diese Prozesse zumindest für die Elemente C und N entkoppelt sind, liefern die Beobachtungen im Tiefenwasser der Station TF0271 (Abb. 33 und Abb. 36).

## Zusammenfassung

Der Winter 2005/2006 war ein mittelkalter Winter, nach 2002/2003 der zweitkälteste Winter der vergangenen Dekade, strenger als 2004/2005. Die maximale Eisbedeckung der Ostsee lag mit 210 000 km<sup>2</sup> am 16. März bei 98 % des langjährigen Mittelwerts von 215 000 km<sup>2</sup> seit 1720. Der Winter 2002/2003 war der kälteste der letzten Dekade und wies eine Eisbedeckung von 232 000 km<sup>2</sup> auf. Die reduzierte Eissumme für die deutsche Ostseeküste betrug im Jahr 2006 16 Tage (langjähriges arithmetisches Mittel: 22 Tage), somit gehört der Eiswinter 2005/06 an der deutschen Ostseeküste zu den mäßigen Eiswintern. Die Kältesumme des Winters in Warnemünde lag mit einem Wert von 98 Kd nur unwesentlich unter dem langjährigen Mittel 1946 -2006 von 106 Kd, was insbesondere durch den extrem kalten Januar und den kalten und schneereichen März verursacht wurde. So wurden am 23. Januar 2006 nachts die tiefsten Temperaturen seit Februar 1956 im deutschen Tiefland gemessen, -23 °C in Vorpommern, -14,5 °C auf Hiddensee. Global gesehen wird das Jahr 2006 noch wärmer als 2005 eingeschätzt. Die Jahreswärmesumme 2006 in Warnemünde von 355 Kd sowie die Wärmesummen von Juli (184 Kd) und September (58 Kd) sind die höchsten in der Beobachtungsreihe seit 1948 und liegen damit etwa 20 % über den bisherigen Rekordwerten. Noch nie war in Deutschland ein Monat so sonnig wie der Juli 2006. Mit über 407 Stunden Sonnenschein an der Station „Leuchtturm Dornbusch“ auf Hiddensee wurde der monatliche Allzeit-Rekord gebrochen, bisher gehalten vom Kap Arkona mit 403 Stunden, gemessen im Juli 1994. Der Juli 2006 war der heißeste Monat seit Beginn der Wetterbeobachtung vor 105 Jahren. Der Deutsche Wetterdienst registrierte in Warnemünde eine Juli-Durchschnittstemperatur von 21,9 °C.

Die meteorologischen Bedingungen spiegeln sich auch in der Wassertemperatur wider. Das Jahr 2006 war in der Wasseroberflächentemperatur gekennzeichnet durch vergleichsweise warme Monate Juli, Oktober und Dezember und war im Jahresmittel das wärmste Jahr des Untersuchungszeitraumes 1990 - 2006. Die Monate Februar - Mai waren vergleichsweise kalt. Der März gehörte nahezu in der gesamten Ostsee nach 1996 zu den kältesten seit 1990. Die Monate Juli und Oktober waren in der zentralen und südlichen Ostsee die wärmsten der letzten 17 Jahre. Die maximalen Temperaturen wurden in der zentralen Ostsee mit Werten von 23-25 °C am 8. Juli erreicht. In der westlichen Ostsee wurden die Maximalwerte von 23-25 °C zwischen dem 20. und 30. Juli gemessen. Damit weisen weite Teile der Arkonasee, die Bornholmsee und die südliche Gotlandsee positive Anomalien von +4 K bis +5 K auf.

Markante barotrope Einstromereignisse mit Volumen um 200 km<sup>3</sup> oder mehr fanden in der Ostsee 2006 nicht statt, weil die Weststürme jeweils nur zu kurz andauerten, zu schwach waren und der Füllstand der Ostsee am Jahresende permanent hoch lag. So waren die Verhältnisse in den Tiefenbecken der Ostsee nach wie vor durch die warmen und kalten Einströme 2002 und 2003 und die danach einsetzende Stagnationsperiode geprägt. Jedoch gibt es mehrere Hinweise, dass die Tiefenbecken der Ostsee 2006 von zwei baroklinen Einströmen über die Darßer Schwelle, einer im September – Dezember 2005, der andere im Juni – August 2006, beeinflusst wurden. Im Bornholmbecken trat eine gewisse Verbesserung der Sauerstoffsituation ein. Nachdem im Jahr 2005 in 80 m Wassertiefe ein negativer Jahresmittelwert von -0,67 ml/l errechnet wurde, dokumentiert der Jahresmittelwert 2006 von 0,85 ml/l die Effekte mehrerer barokliner Einschübe unterschiedlicher Dichte. Im östlichen Gotlandbecken verstärkte sich die Stagnationsperiode. Die gesamte Wassersäule zwischen 140 m Wassertiefe und dem Boden war frei von Sauerstoff. Der Jahresmittelwert für den 200 m- Horizont fiel von 0,88 ml/l (2004) über -0,23 ml/l (2005) auf -1,58 ml/l im Jahr 2006. Der barokline Einstrom von Juni – August 2006 führte kurzzeitig zu einer Belüftung in Bodennähe Anfang November. Auch im nördlichen und westlichen Gotlandbecken verstärkte sich die Stagnation, so dass zusammengefasst werden muss, dass die neue

Stagnationsperiode im Jahr 2006 in weiten Tiefenbereichen der zentralen Ostsee zu einer weiteren Verschlechterung der Sauerstoffverhältnisse geführt hat. Sowohl die Werte der Schwefelwasserstoff-Konzentrationen wie auch ihre vertikale Ausdehnung nahmen zu.

Die Winterphase wird zur Beschreibung von Nährstofftrends im Oberflächenwasser genutzt. Nachdem insbesondere im Jahr 2005 in allen Seegebieten der zentralen Ostsee sehr hohe Phosphatwinterkonzentrationen gemessen wurden, war im Jahr 2006 ein deutlicher Rückgang zu beobachten. Die winterlichen Nitratkonzentrationen lagen dagegen im Bereich der letzten Jahre, nachdem 2004 die niedrigsten Werte seit 15 Jahren registriert wurden. Die Winterkonzentrationen können auch zur Berechnung der molaren N/P-Verhältnisse benutzt werden. Diese schwankten im Jahr 2006 zwischen 3,0 im Bornholmbecken und 5,9 im Bereich des Farötiefs und waren damit deutlich niedriger als die N/P-Verhältnisse der Jahresreihe 1990 - 2000. Beispielsweise liegt das 11-Jahresmittel im Bornholmbecken bei 7,3 und im östlichen Gotlandbecken bei 7,9. Es muss darauf hingewiesen werden, dass die Nährstoffkonzentrationen in der Oberflächenschicht und damit folgerichtig auch die N/P-Verhältnisse durch das Nährstoffreservoir unterhalb der Halokline beeinflusst werden, die seinerseits des Ergebnis des Wechselspiels von Einstromereignissen und Stagnationsperioden in den tiefen Becken ist. Tief reichende vertikale Durchmischung kann Teile dieses Nährstoffvorrats in die Oberflächenschicht transportieren. Die deutlich vom Redfield-Verhältnis abweichenden N/P-Verhältnisse stellen ideale Bedingungen für die Entwicklung von Blaualgen im Sommer dar. Zusätzlich trugen die hohen Wassertemperaturen zu einer frühzeitigen Initiierung der Cyanobakterienblüte bei. Die sommerliche Entwicklung der Blaualgen verlief im Jahr 2006 jedoch deutlich anders als im Vorjahr. Bereits Anfang Juli setzte eine intensive Massenentwicklung im Bornholmbecken, im Arkonabecken und in der westlichen Ostsee ein, die bis Ende August/Anfang September anhielt. Der Bereich des Gotlandbeckens war deutlich weniger betroffen. Die meteorologischen Bedingungen waren in beiden Seegebieten durchaus vergleichbar. Damit muss geschlossen werden, dass die auslösenden und regulierenden Faktoren für die Massenentwicklung von Cyanobakterien bei weitem noch nicht verstanden sind.

Die Intensivierung der Stagnationsperiode in den tiefen Becken der zentralen Ostsee ist verbunden mit Veränderungen im Nährstoffhaushalt. Die Ausbreitung der anoxischen Schicht ging einher mit einer Rücklösung und Anreicherung von Phosphat. Die schwefelwasserstoffhaltige Schicht war dagegen frei von Nitrat und es kam zu einer Akkumulation von Ammonium. Beispielsweise stieg der Jahresmittelwert für Phosphat in 200 m Wassertiefe im Gotlandtief von 3,12  $\mu\text{mol/l}$  (2005) auf 4,20  $\mu\text{mol/l}$  (2006), die Ammoniumkonzentrationen erhöhten sich von 1,7  $\mu\text{mol/l}$  (2005) auf 9,2  $\mu\text{mol/l}$  im Jahr 2006. Die extrem hohen Werte vom Ende der vorherigen Stagnationsperiode wurden jedoch noch nicht wieder erreicht.

## Summary

The winter 2005/2006 was a medium cold winter, the second coldest of the last decade after the winter 2002/2003, stronger than the winter 2004/2005. The maximum ice cover of the Baltic Sea with 210 000  $\text{km}^2$  at March 16<sup>th</sup> amounted to 98 % compared with the long-term mean of 215 000  $\text{km}^2$  since 1720. The winter 2002/2003, the coldest of the last decade, had an ice coverage of 232 000  $\text{km}^2$ . The reduced ice sum at the German Baltic Sea coast amounted to 16 days (long term arithmetic mean: 22 days). Thus, the ice winter 2005/2006 at the German coast belonged to the moderate ones. Caused mainly by the extreme cold January and the cold and snow rich March, the 'cold sum' 98 Kd of the winter air temperatures in Warnemünde was only slightly below the long term mean of 106 Kd for the period 1946 – 2006. On January 26<sup>th</sup>, the lowest night temperatures since February 1956 were measured in the German lowlands: -23 °C in West Pomerania and -14.5 °C at the island Hiddensee. On the global scale, 2006 is considered even warmer than the very

warm year 2005. The annual ‘heat sum’ of 355 Kd in Warnemünde as well as the ‘heat sum’ of July (184 Kd) and September (58 Kd) are the highest on record since 1948 and are lying around 20 % above the previous record values. Never before in Germany a month was so sunny as July 2006. With more than 407 hours sunshine duration at the lighthouse “Dornbusch” on the island Hiddensee the hitherto existing record of 403 hours at Cape Arkona from July 1994 was broken. July 2006 was the hottest month since the beginning of weather observations 105 years ago. For July 2006, the German Meteorological Service DWD registered monthly temperature average of 21.9 °C at Warnemünde.

The meteorological conditions were reflected in the sea surface temperatures. The year 2006 was characterized by comparatively warm months July, October and September. On an annual average it was the warmest year within the observation period 1990 – 2006. The months February to May were relatively cold. March belonged to the coldest months since 1990 for the whole Baltic Sea, only March 1996 was colder. July and October were the warmest months in the last 17 years in the central and southern Baltic Sea. Maximum temperatures were reached with 23-25 °C on July 8<sup>th</sup> in the central Baltic Sea and between July 20<sup>th</sup> and 30<sup>th</sup> in the western Baltic Sea. Thus, huge areas of the Arkona Sea, the Bornholm Sea and the southern Gotland Sea exhibited positive temperature anomalies of +4 K to +5 K.

In 2006, no prominent barotropic inflow events with more than 200 km<sup>3</sup> occurred in the Baltic Sea because the westerly storms were always of short duration only and not strong enough, and the Baltic Sea filling factor was permanently high at the end of the year. Thus, the conditions in the deeper basins were still coined by the after effects of the warm and cold inflow events in 2002 and 2003 and by the stagnation period which started afterwards. However, there are some hints that the deep basins were influenced in 2006 by two baroclinic inflow events, one from September to December 2005 and the other from June to August 2006. In the Bornholm Basin a certain improvement of the oxygen conditions was observed as a result. Having had in 2005 an extreme annual mean of -0.67 ml/l at 80 m water depth, the baroclinic inflows of different densities increased the annual average to 0.85 ml/l in 2006. In the eastern Gotland Basin the stagnation period was enforced. The whole water column between 140 m depth and the bottom was free of oxygen. The annual mean for the 200 m level decreased from 0.80 ml/l (2004) over -0.23 ml/l (2005) to -1.58 ml/l in 2006. The baroclinic inflow from June to August 2006 could ventilate the near-bottom layer only shortly at the beginning of November. Also in the northern and western Gotland Basin, the stagnation was intensified. Summing up, the new stagnation period resulted in 2006 in a further deterioration of oxygen conditions in large areas of the deep basins of the central Baltic Sea. Hydrogen sulphide concentrations as well as their spatial extension increased.

Normally the winter period is used for the description of nutrient trends in the surface layer. Having had extremely high phosphate winter concentrations in 2005 in all sea areas of the central Baltic Sea, in 2006 a notable decrease was observed. The winter nitrate values were comparable to the previous years. Winter concentrations are also used for the calculation of the N/P ratios. These ranged in 2006 between 3.0 in the Bornholm Basin and 5.9 in the Farö Deep area and are lying clearly below the long term mean for the period 1990 – 2000. For example, the 11-year average was 7.3 for the Bornholm Basin and 7.9 for the eastern Gotland Basin. It has to be pointed out that the nutrient concentrations in the surface layer and thus logically also the N/P ratios are influenced by the nutrient reservoir below the halocline which in turn is regulated by the interplay of inflow events and stagnation periods in the deep basins. Deep reaching vertical mixing can transport parts of these nutrients to the surface. The N/P ratios clearly deviate from the classical Redfield ratio and ideal conditions for the development of cyanobacteria in summer are given. Additionally, the high water temperatures caused an early start of blooming. However, development of cyanobacteria was

quite different in 2006 compared to 2005. Already at the beginning of July, the mass occurrence started in the Bornholm and Arkona Basin and in the western Baltic and continued until the end of August/beginning of September. The Gotland Basin was clearly less affected. Weather conditions in both sea areas were similar. It has to be concluded that the triggering and regulating factors of the cyanobacteria development are by far not well understood.

The intensification of the stagnation period in the deep basins of the central Baltic Sea is accompanied by changes in the nutrient reservoirs. The extension of the anoxic layer is in accordance with an enrichment of phosphate. The H<sub>2</sub>S zone was free of nitrate and ammonium did accumulate. The annual mean of phosphate at 200 m water depth in the eastern Gotland Basin increased from 3.12 µmol/l (2005) to 4.20 µmol/l (2006), ammonium increased from 1.7 µmol/l (2005) to 9.2 µmol/l in 2006. The extreme values from the end of the last stagnation period were not reached yet.

### **Danksagung**

Die Autoren danken den am Ostseeüberwachungsprogramm beteiligten Mitarbeitern des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde für die Durchführung der Messungen sowie Kapitänen und Besatzungen des Forschungsschiffs „Gauss“ für die Unterstützung und den Einsatz bei den Messfahrten des Jahres 2006. Für die Unterstützung bei der Beschreibung des Eiswinters, insbesondere durch Übermittlung einer Bedeckungskarte, sind wir Frau NATALIJA SCHMELZER vom Eisdienst des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH), Hamburg und Rostock, dankbar. Wir danken Herrn THOMAS FADING vom Deutschen Wetterdienst (DWD), Offenbach, für die Bereitstellung der Winddaten von Arkona und Frau GISELA TSCHERSICH vom BSH für die Bereitstellung der NOAA- Wettersatellitendaten. Die Autoren bedanken sich bei Herrn BARRY BROMAN, Schwedisches Meteorologisches Institut (SMHI), Norrköping, für die Überlassung der Pegeldata. Herr JAN SZARON, Ozeanographisches Labor des SMHI in Göteborg, stellte uns hydrographisch-chemische Beobachtungen ausgewählter Ostseestationen aus dem Schwedischen Ozean Archiv (SHARK) zur Verfügung, die im Rahmen des nationalen schwedischen Umweltüberwachungsprogramms gewonnen wurden. Frau ELZBIETA LYSIAK-PASTUSZAK von der Maritimen Abteilung des Instituts für Meteorologie und Wasserwirtschaft in Gdynia (IMGW) stellte uns freundlicherweise Beobachtungsdaten für das „Danziger Tief“ zur Verfügung.

## Literaturverzeichnis

- AERTEBJERG, G., ANDERSEN, J.H. and HANSEN, O.S. (2003): Nutrients and eutrophication in Danish marine waters. – Ministry of Environment, National Environmental Research Institute, pp. 126.
- BEZOLD, W.V. (1883): Die Kälterückfälle im Mai. – Abhandlungen der königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Bd. **14**, Nr. 6, 71-108.
- V. BODUNGEN, B., GRAEVE, M., KUBE, J., LASS, H.U., MEYER-HARMS, B., MUMM, N., NAGEL, K., POLLEHNE, F., POWILLEIT, M., RECKERMANN, M., SATTLER, C., SIEGEL, H. and WODARG, D. (1995): Stoff-Flüsse am Grenzfluss – Transport- und Umsatzprozesse im Übergangsgebiet zwischen Oderästuar und Pommerscher Bucht (TRUMP). – *Geowiss.* **13**, 479-485.
- BSH (2004): Reduzierte Eissumme.  
<http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/1986.jsp>
- DWD (2006): Witterungsreport: express. 7, Nr. 6 - 12. Offenbach: Deutscher Wetterdienst.  
 Das Wettermagazin. 1, Nr. 03 - 07/2006, Hamburg.
- DWD (2007): unveröffentlichte Daten
- EU (1991): Council directive of 21 May 1991 concerning urban waste water treatment (91/271/EEC). Official Journal L 135  
<http://europa.eu.int/comm/environment/water/water-urbanwaste/directiv.html>
- EUTROSYM (1976) : UNEP-Symposium on eutrophication and restoration of surface waters. – Karl-Marx-Stadt, 20.-25.09.1976, Vol. 1, Part 2,2.
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MATTHÄUS, W. and HAGEN E. (2003a): Temporal and spatial evolution of the Baltic deep water renewal in spring 2003. – *Oceanologia* **45** (4), 623-642.  
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454feis2.pdf>
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MOHRHOLZ, V., LYSIAK-PASTUSZAK, E., SEIFERT, T., MATTHÄUS, W., KRÜGER, S. and HANSEN, I.S. (2003b): Warm waters of summer 2002 in the deep Baltic Proper. – *Oceanologia* **45** (4), 571-592.  
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454feis1.pdf>
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., HEENE, T., PIECHURA, J., and HAGEN, E. (2004a): Evidence for a warm water inflow into the Baltic Proper in summer 2003. – *Oceanologia* **46** (4), 581-598.  
<http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/464feist.pdf>
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MATTHÄUS, W., ŁYSIAK-PASTUSZAK, E., SEIFERT, T., SEHESTED HANSEN, I., MOHRHOLZ, V., KRÜGER, S., and BUCH, E. (2004b): Background data to the exceptionally warm inflow into the Baltic Sea in late summer of 2002. – *Meereswiss. Ber.* **58**, 1-58.  
[http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe58\\_2004\\_paper.pdf](http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe58_2004_paper.pdf)
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., und HAGEN E. (2006a): Unusual Inflow Activity 2002/3 and Varying Baltic Deep-Water Properties. – *Oceanologia*, 48(S), 2006, 21-35  
[http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/48\\_S.html#A2](http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/48_S.html#A2)
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., und HAGEN E. (2006b): Water Exchange between the Baltic Sea and the North Sea, and conditions in the Deep Basins. HELCOM Indicator Fact Sheets 2006, Online 31 Aug 2006,  
[http://www.helcom.fi/environment2/ifs/en\\_GB/cover/](http://www.helcom.fi/environment2/ifs/en_GB/cover/)
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., und HAGEN E. (2006c): Response of Baltic Water Properties to the Unusual Inflow Sequence since 2002. ICES CM 2006/C:09, ICES Annual Science Conference 2006. Maastricht, the Netherlands, 19–23 September 2006
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., and HAGEN E. (2006d): Water Exchange between the Baltic Sea and the North Sea, and conditions in the Deep Basins. Indicator Report 2005 HELCOM

- [http://www.helcom.fi/environment2/ifs/ifs2005/en\\_GB/inflow/](http://www.helcom.fi/environment2/ifs/ifs2005/en_GB/inflow/)
- FEISTEL, R., FEISTEL, S., NAUSCH, G., SZARON, J., LYSIAK-PASTUSZAK, E., ÆRTEBJERG, G. (2008a): **BALTIC: Monthly time series 1900 – 2005**. In: FEISTEL, R., NAUSCH, G. and WASMUND, N. (Eds.), *State and Evolution of the Baltic Sea 1952-2005*. Wiley 2008, in preparation
- FEISTEL, R. SEIFERT, T., FEISTEL, S., NAUSCH, G. BOGDANSKA, B. BROMAN, B. HANSEN, L. HOLFORT, J. und MOHRHOLZ, V. (2008b): **Digital supplement**. In: FEISTEL, R., NAUSCH, G. and WASMUND, N. (Eds.), *State and Evolution of the Baltic Sea 1952-2005*. Wiley 2008, in preparation
- FIMR (2006): **Ice winter 2005/2006. The ice season 2005/2006 was average**.  
<http://www.fimr.fi/en/palvelut/jaapalvelu/2006.html>
- FONSELIUS, F.H. (1969): **Hydrography of the Baltic deep basins. – III Fish. Board Swed. Ser. Hydrogr. 23, 1-97.**
- GESSNER, F. (1959): **Hydrobotanik, Bd. 2, 1-701.**
- GRASSHOFF, K., ERHARDT, M. and KREMLING, K. (1983): **Methods of seawater analysis. – 2<sup>nd</sup> Ed., Verlag Chemie, Weinheim.**
- HELCOM (1980): **Assessment of the effects of pollution on natural resources of the Baltic Sea. – Balt. Sea Environ. Proc. 5B, 1-425.**
- HELCOM (1996): **Third periodic assessment of the state of the marine environment of the Baltic Sea, 1989-1993; Background Document. – Balt. Sea Environ. Proc. 64B, 1-252.**
- HELCOM (2000): **Manual of marine monitoring in the COMBINE programme of HELCOM. – Baltic Marine Environment Protection Commission, Helsinki, Updated 2002: [www.helcom.fi/Monas/CombineManual2/CombineHome.htm](http://www.helcom.fi/Monas/CombineManual2/CombineHome.htm)**
- HELCOM (2003): **Environment of the Baltic Sea, 1994-1998; Background Document. – Balt. Sea Environ. Proc. 82B, 1-215.**
- HELCOM (2006): **Development of tools for assessment of eutrophication in the Baltic Sea. – Balt. Sea Environ. Proc. 104, pp. 64.**
- HAGEN, E. and FEISTEL, R. (2005): **Climatic Turning Points and Regime Shifts in the Baltic Sea Region: The Baltic Winter Index (1659-2002). – Boreal Environment Research, 10, 211-224. <http://www.borenv.net/BER/pdfs/ber10/ber10-211.pdf>**
- HAGEN, E. und FEISTEL, R. (2008): **Baltic climate change**. In: FEISTEL, R., NAUSCH, G. and WASMUND, N. (Eds.), *State and Evolution of the Baltic Sea 1952-2005*. Wiley 2008, in preparation
- HILLE, S. (2005): **New aspects of sediment accumulation and reflux of nutrients in the Eastern Gotland Basin (Baltic Sea) and its impact on nutrient cycling. – PhD thesis, Univ. Rostock.**
- HÖGLÄNDER, H. (2006): **Reports on the Conditions of the Coastal and Off Shore Waters of the Baltic Proper. Information No 4-8/06 – County Administrative Board of Stockholm. <http://www.infobaltic.se>**
- HOLFORT, J. (2006): **Jahresbericht der Eissaison 2005/2006. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg•Rostock.**
- KAISER, W. and SCHULZ, S. (1978): **Zur Ursache der zeitlichen und räumlichen Differenzen des Beginns der Phytoplanktonblüte in der Ostsee. – Fischerei Forsch., Rostock 14 (2), 77-81.**
- KERR, R.A. (2007): **A Dose of Dust That Quieted an Entire Hurricane Season? – Science 315, 1351**
- KOSSIN, J. P., K. R. KNAPP, D. J. VIMONT, R. J. MURNANE, AND B. A. HARPER, (2007): **A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. Geophys. Res. Lett., 34, L04815, doi: 10.1029/2006GL028836**
- KRÜGER, S., ROEDER, W., WLOST, K.-P., KOCH, M., KÄMMERER, H. and KNUTZ, T., (1998): **Autonomous instrumentation carrier (APIC) with acoustic transmission for shallow water profiling. – Oceanology International 98: The Global Ocean Conf. Proc. 2, 149-158.**
- KRÜGER, S. (2000a): **Basic shipboard instrumentation and fixed autonomic stations for monitoring in the Baltic Sea. – In: EL-HAWARY, F. (Ed.): The Ocean Engineering Handbook, CRC Press, Boca Raton, USA, 52-61.**

- KRÜGER, S. (2000b): Activities of the Institut für Ostseeforschung (IOW), Germany. – Proc. Int. Workshop on the “Coordinated Adriatic Observing System” CAOS, 21-22 October 1998, Trieste, Italy, 53-60.
- LASS, H. U., SCHWABE, R., MATTHÄUS W. and FRANCKE, E. (1987): On the dynamics of water exchange between Baltic and North Sea. – *Beitr. Meereskd.* **56**, 27-49.
- LASS, H.U., MOHRHOLZ, V. and SEIFERT, T. (2001): On the dynamics of the Pomeranian Bight. – *Cont. Shelf. Res.* **21**, 1237-1261.
- LASS, H.U. and MOHRHOLZ, V. (2003): On the dynamics and mixing of inflowing salt-water in the Arkona Sea. – *J. Geophys. Res.* **108** No. C2, 3042, 10.1029/2002JC001465, 21 February 2003.
- LASS, H.U., MOHRHOLZ, V. and SEIFERT, T. (2003): Hiddensee upwelling field measurements and modelling results. – ICES Cooperative Research Report No. 257, Edited by DAHLIN, H., DYBERN, B. and PETERSSON, S.: Proceedings of the Baltic Marine Science Conference, Rönne, Denmark, 22-26 October 1996, 204-208.
- LASS, H.U., MOHRHOLZ, V. and SEIFERT, T. (2005): On pathways and residence time of salt-water plumes in the Arkona Sea. – *J. Geophys. Res.* **110**, C11019, doi:10.1029/2004JC002848
- MATTHÄUS, W. (1978): Zur mittleren jahreszeitlichen Veränderlichkeit des Oberflächensalzgehaltes in der Ostsee - Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig, **87**, 369-378
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2000): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1999. – *Meereswiss. Ber.* **39**, 1-73.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2001): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2000. – *Meereswiss. Ber.* **45**, 27-88.
- Mc GREGOR, H.V., DIMA, M., FISCHER, H. W., MULITZA, S. (2007): Rapid 20th-Century Increase in Coastal Upwelling off Northwest Africa. - *Science* **315**, 637-639
- MOHRHOLZ, V. (1998): Transport- und Vermischungsprozesse in der Pommerschen Bucht. – *Meereswiss. Ber.* **33**, 1-106.
- NAUSCH, G. and NEHRING, D. (1996): Baltic proper, Hydrochemistry. In: Third Periodic Assessment of the State of the Marine Environment of the Baltic Sea. – *Balt. Sea Environ. Proc.* **64B**, 80-85.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2002): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2001. – *Meereswiss. Ber.* **49**, 1-77.
- NAUSCH, G. AND LYSIK-PASTUSZAK, E. (2003): Eutrophication and related fields: Baltic Proper: Hydrochemistry. In: Environment of the Baltic Sea, 1994-1998. – *Balt. Sea Environ. Proc.* **85B**, 42-45.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2003a): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2002. – *Meereswiss. Ber.* **55**, 1-71.
- NAUSCH, G., MATTHÄUS, W., and FEISTEL; R.: (2003b): Hydrographic and hydrochemical conditions in the Gotland Deep area between 1992 and 2003. – *Oceanologia* **45** (4), 557-569. <http://www.iopan.gda.pl/oceanologia/454nausc.pdf>
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2004): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2003. – *Meereswiss. Ber.* **59**, 1-80.
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2005): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2004. – *Meereswiss. Ber.* **62**, 1-80. [http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe62\\_2004-zustand-hc.pdf](http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe62_2004-zustand-hc.pdf)
- NAUSCH, G., FEISTEL, R., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2006): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2005. – *Meereswiss. Ber.* **66**, 1-82. [http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe66\\_2005-zustand-hc-und-schwermetalle.pdf](http://www.io-warnemuende.de/documents/mebe66_2005-zustand-hc-und-schwermetalle.pdf)
- NAUSCH, G. (2006): IOW Cruise Report 40/06/20 – 22<sup>nd</sup> – 24<sup>th</sup> August 2006.
- NEHRING, D. and MATTHÄUS, W. (1991): Current trends in hydrographic and chemical parameters and eutrophication in the Baltic Sea. – *Int. Revue ges. Hydrobiol.* **76**, 297-316.

- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., and LASS, H.U. (1993): Die hydrographisch-chemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee im Jahre 1992. – Dt. Hydrogr. Z. **45**, 281-331.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.U., NAUSCH, G. and NAGEL, K. (1995a): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 1994. – Meereswiss. Ber. **9**, 1-71.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.U., NAUSCH, G. and NAGEL, K. (1995b): The Baltic Sea 1994 – consequences of the hot summer and inflow events. – Dt. Hydrogr. Z. **47**, 131-144.
- NIXON, S.W. (1995): Coastal marine eutrophication: a definition, social causes, and future concerns. – *Ophelia* **41**, 199-219.
- NOAA (2006a): U.S. WINTER MUCH WARMER THAN AVERAGE.  
<http://www.noaaews.noaa.gov/stories2006/s2591.htm>
- NOAA (2006b): RETURN OF EL NIÑO YIELDS NEAR NORMAL 2006 ATLANTIC HURRICANE SEASON. <http://www.noaaews.noaa.gov/stories2006/s2748.htm>
- NOAA (2007): NOAA REPORTS 2006 WARMEST YEAR ON RECORD FOR U.S.  
<http://www.noaaews.noaa.gov/stories2007/s2772.htm>
- OSPAR (1998): OSPAR strategy to combat eutrophication. – Reference Number 1998-18.  
(<http://www.ospar.org/eng/html/sap/eutstrat.htm>)
- PERLET, I. (2006): Hydrologischer Monatsbericht November 2006 für die Schleswig-Holsteinische und Mecklenburg-Vorpommersche Ostseeküste. Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg•Rostock.
- PLUMMER, N., JONES, D., TREWIN, B. (2007): Annual Australian Climate Statement 2006, Issued 3rd January 2007. Commonwealth of Australia 2007, Bureau of Meteorology.  
[http://www.bom.gov.au/announcements/media\\_releases/climate/change/20070103.shtml](http://www.bom.gov.au/announcements/media_releases/climate/change/20070103.shtml)
- REDFIELD, A.C., KETCHUM, B.H. and RICHARDS, F.A. (1963): The influence of organisms on the composition of sea water. – In: Hill, M.N. (Ed.): *The Sea*, Vol. II, Wiley, New York, 26-77.
- REISSMANN, J.H., BURCHARD, H., FEISTEL, R., HAGEN, E., LASS, H.U., MOHRHOLZ, V., NAUSCH, G., UMLAUF, L., WIECZOREK, G. (2007): State-of-the-art review on vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication. Submitted to *Progr. Oceanogr.*
- RUTTNER, F. (1940): *Grundriß der Limnologie. Hydrobiologie des Süßwassers.* – Berlin, de Gruyter, 1-167.
- RYTHER, J.H. and DUNSTAN, W.M. (1971): Nitrogen, phosphorus, and eutrophication in the coastal marine environment. – *Science* **171**, 1008-1013.
- SIEGEL, H., GERTH, M. and SCHMIDT, T. (1996): Water exchange in the Pomeranian Bight investigated by satellite data and shipborne measurements. – *Cont. Shelf Res.* **16**, 1793-1817.
- SIEGEL, H., GERTH, M., TIESEL, R. and TSCHERSICH, G. (1999): Seasonal and interannual variations in satellite derived sea surface temperature of the Baltic Sea in the 1990s. – Dt. Hydrogr. Z. **51**, 407-422.
- SIEGEL, H., GERTH, M. and TSCHERSICH, G. (2006): Sea Surface Temperature development of the Baltic Sea in the period 1990-2004 – *Oceanologia* **48** (S), 119-131.
- SMHI (1982) *Climatological Ice Atlas.* – Sjöfartsverkets tryckeri, Norrköping. 220 pp.
- SMHI (2007) unveröffentlichte Daten.
- TIESEL, R. (2008): Weather of the Baltic Sea. In: FEISTEL, R., NAUSCH, G. and WASMUND, N. (Eds.), *State and Evolution of the Baltic Sea 1952-2005.* Wiley 2008, in preparation
- TRUMP (1998): Transport- und Umsatzprozesse in der Pommerschen Bucht (TRUMP) 1994-1996. – Abschlussbericht, IOW Warnemünde, 1-32 (unveröffentlicht).
- WALCZOWSKI, W. and PIECHURA, J. (2006): New evidence of warming propagation toward the Arctic Ocean - *Geophysical Research Letters*, **33**, L1212601, doi:10.1029/2006GL025872

WMO (2006): WMO statement on the status of the global climate in 2006 – Press Release No. 768, Geneva. [http://www.wmo.ch/web/Press/PR\\_768\\_English.doc](http://www.wmo.ch/web/Press/PR_768_English.doc)