

NAUSCH, G.; FEISTEL, R.; LASS, H. U.; NAGEL, K.; SIEGEL, H.:  
Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2003

## Inhaltsverzeichnis

	<b>Seite</b>
Abstract	3
Kurzfassung	3
1. Einleitung	4
2. Meteorologische Bedingungen	6
3. Wasseraustausch durch die Ostseezugänge/ Beobachtungen an der Messplattform „Darßer Schwelle“	16
3.1 Wassertemperatur, Salzgehalt und Sauerstoffgehalt	16
3.2 Strömung	23
4. Beobachtungen an der Bojenstation „Arkonabecken“	24
5. Beobachtungen an der Bojenstation „Oder Bank“	28
6. Hydrographisch- chemische Bedingungen	30
6.1. Wassertemperatur	31
6.1.1 Die Oberflächentemperatur der Ostsee im Jahr 2003	31
6.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur	38
6.2 Salzgehalt	43
6.3 Sauerstoff und Schwefelwasserstoff	47
6.4 Anorganische Nährstoffe	53
6.5 Natürliche organische Verbindungen	67
Zusammenfassung	75
Summary	76
Danksagung	77
Literaturverzeichnis	77

## **Abstract**

The article describes in detail the hydrographic-hydrochemical conditions in the western and central Baltic Sea in 2003. The most important event was the intensive, cold and oxygen-rich inflow of Kattegat water in January. With this major Baltic inflow approximately 200 km<sup>3</sup> water were transported into the Baltic Sea, importing a total of about 2 Gt ( $2 \times 10^{12}$  kg) salt. In the list of strongest inflows since 1897, the 2003 inflow takes rank 25. The inflow had grasped the Bornholm Basin in February and ventilated the deep water in the eastern Gotland Basin at the end of April leading to an oxygen content in the near-bottom layer of 3.96 ml/l in May. Similar high concentrations were detected only twice before, during the 1930s and in May 1994. The water renewing in the Bornholm and eastern Gotland Basin was accompanied by drastic changes in the nutrient regime in the deep water.

Similar to 2002, the calm and extremely warm weather between June and August caused also in 2003 a near bottom inflow of warm and salty water from the Kattegat across the Darss Sill during a general outflow situation which could be tracked again up to the eastern Gotland Basin.

## **Kurzfassung**

Die Arbeit gibt eine detaillierte Beschreibung der die hydrographisch-hydrochemischen Bedingungen in der westlichen und zentralen Ostsee für das Jahr 2003. Das wichtigste Ereignis war der intensive, kalte und sauerstoffreiche Einstrom von Kattegatwasser im Januar. Mit dem Einstrom wurden ca. 200 km<sup>3</sup> Wasser in die Ostsee transportiert, die zu einem Gesamtimport von 2 Gt ( $2 \times 10^{12}$  kg) Salz führten. In der Liste der stärksten Einströme seit 1897 rangiert der Salzwassereinbruch von 2003 damit auf Rang 25. Der Einstrom hatte bereits Anfang Februar das gesamte Bornholmbecken erfasst und führte Ende April zu einer Belüftung des Tiefenwassers im östlichen Gotlandbecken. Im Mai wurden in Bodennähe 3,96 ml/l Sauerstoff gemessen. Ähnlich hohe Konzentrationen wurden bisher nur zweimal, in den 1930er Jahren und im Mai 1994 beobachtet. Die Wassererneuerung war im Bornholm- und östlichen Gotlandbecken mit massiven Veränderungen im Nährstoffregime im Tiefenwasser verbunden.

Ähnlich wie 2002, verursachte die ruhige und sehr warme Sommersituation zwischen Juni und August auch 2003 an der Darßer Schwelle einen bodennahen Einstrom von warmem, salzigem Wasser aus dem Kattegat bei gleichzeitiger genereller Ausstromlage. Die Auswirkungen sind erneut bis ins östliche Gotlandbecken zu verfolgen.

## Einleitung

Die Einschätzung des hydrographisch-hydrochemischen Zustandes der Ostsee im Jahre 2003 erfolgte im Wesentlichen auf der Basis des Ostsee-Überwachungsprogramms, das das *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 2003 wurden fünf reguläre Monitoring-Fahrten durchgeführt, die alle vier Jahreszeiten sowie zusätzliche Beobachtungen im März/April umfassten. Eine zusätzliche ad-hoc-Fahrt wurde im Januar im Zusammenhang mit einem Salzwassereinbruch durchgeführt. 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-chemischen Standard-Messprogramms, das mit den Forschungsschiffen „A.v.Humboldt“, „Professor Albrecht Penck“ und „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 in der westlichen Ostsee ergänzt, die im Gebiet der Darßer Schwelle (Messplattform; Stat. DS), im Arkonabecken (Halbtaucher, Stat. AB) und in Pommerschen Bucht (Messboje; Stat. OB „Oder Bank“) liegen (vgl. Abb. 1). Neben meteorologischen Parametern wurden an diesen Stationen die Wassertemperatur und der Salzgehalt in 6 bzw. 4 Tiefen (Darßer Schwelle), 5 bzw. 3 Tiefen (Arkonabecken) und 2 Tiefen (Oder Bank) sowie der Sauerstoffgehalt in jeweils 2 Tiefen registriert. 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 Überwachung der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee wurde durch Einzelszenen und mittlere monatliche Verteilungen, ermittelt aus NOAA - AVHRR -Wettersatellitendaten, ergänzt. 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).

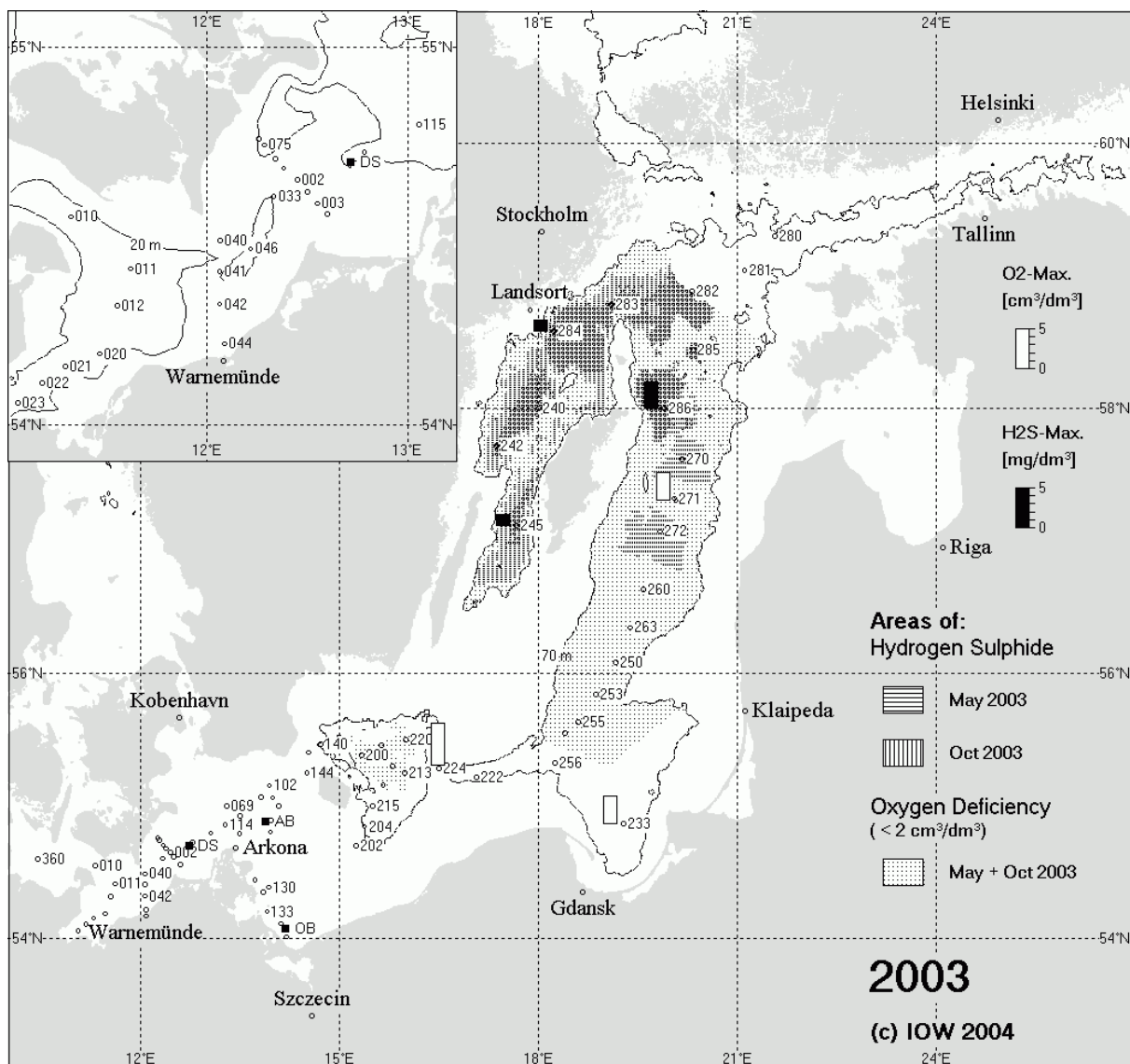


Abb. 1

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 2003; 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 2003. Bars show the maximum oxygen and hydrogen sulphide concentrations of this layer in 2003; the figure contains additionally the 70 m – depth line resp. 20 m – depth line (small picture)

## 2. Meteorologische Bedingungen

Der Witterungsverlauf des Jahres 2003 in der südlichen Ostsee kann durch Daten des Deutschen Wetterdienstes (DWD, 2003) an der Wetterstation Arkona auf Rügen, die Wärme- und Kältesummen der Wetterstation Warnemünde sowie den Verlauf des Eiswinters beschrieben werden. Tab. 2 zeigt die monatlichen Temperaturen, die Luftfeuchtigkeit, die Sonnenscheindauer, den Niederschlag sowie die Zahl der Frost- und Eistage gemessen an der Station Arkona. Tab. 3 enthält die Kälte- und Wärmesummen zusammen mit dem langjährigen Mittel.

Der Winter 2002/2003 war ein mittelkalter Winter, aber der schwerste nach 1995/96 und der zweitschwerste nach 1986/87. Er lag nach finnischen Angaben (FIMR, 2003) mit einer maximalen Eisbedeckung der Ostsee von 232 000 km<sup>2</sup> am 5. März etwa 10% über dem langjährigen Mittelwert von 215 000 km<sup>2</sup>. Das zeigen auch die leicht überdurchschnittlich ausgefallenen Kältesummen (Tab. 3) der Wintermonate Januar und Februar sowie des sehr kalten Dezembers 2002. Die Eisbildung begann Anfang November in der Bottenwiek entsprechend früh mit längeren Frostperioden und Lufttemperaturen unter -30 °C (BSH, 2003a). Das führte zu extremer Eisbildung in der nördlichen Ostsee, wie sie für Anfang Januar sonst nicht typisch ist. Eine fast geschlossene Eisdecke reichte bis zum Rigaischen Meerbusen. Durch die folgenden milden Monate in der westlichen Ostsee endete die Eissaison in deutschen Gewässern aber schon Anfang Februar (BSH, 2003b). Der 30-jährige Mittelwert der Eisbedeckung setzte seinen Abwärtstrend seit 1980 leicht vermindert fort und erreichte damit seinen tiefsten Wert seit mindestens 250 Jahren (Abb. 2). Eine Bedeckung von etwa 55 % der Gesamtfläche von 420.000 km<sup>2</sup> fällt in den Bereich 40-60 %. Dieser Bedeckungsgrad wird im langfristigen Mittel in etwa 20 % der Winter beobachtet (SMHI, 1982).

Mit Ausnahme von Februar und Oktober waren alle Monate zu warm, die Sommermonate Mai bis August mit mindestens 2 °C sogar deutlich über dem Langzeitmittel. Die Sonnenscheindauer in Arkona war bis auf Januar und November höher als Normal, was aber nur im Sommer höhere Bodentemperaturen bewirkte. Das Frühjahr verlief bis März viel zu trocken, für den Rest des Jahres stellten sich aber etwa durchschnittliche Niederschlagswerte ein.

Von Juni bis August war die warme, sommerliche Situation von einer so genannten  $\Omega$ -Lage gekennzeichnet, in der ein stabiles Hoch über Skandinavien die Tiefs im Bogen über den Norden um die Ostsee herumführte, während an seiner Südflanke bei schwachen östlichen Winden Ausstrombedingungen in das Kattegat herrschten. Dabei kam es ähnlich wie 2002 zu einem Einstrom von salzigem und sehr warmem, bodennahen Kattegatwasser (vgl. Kapitel 5.1.2) durch den Großen Belt, der aber von einer anderen meteorologischen Konfiguration verursacht wurde und durch einen höheren Salzgehalt gekennzeichnet war (vgl. Kapitel 3).

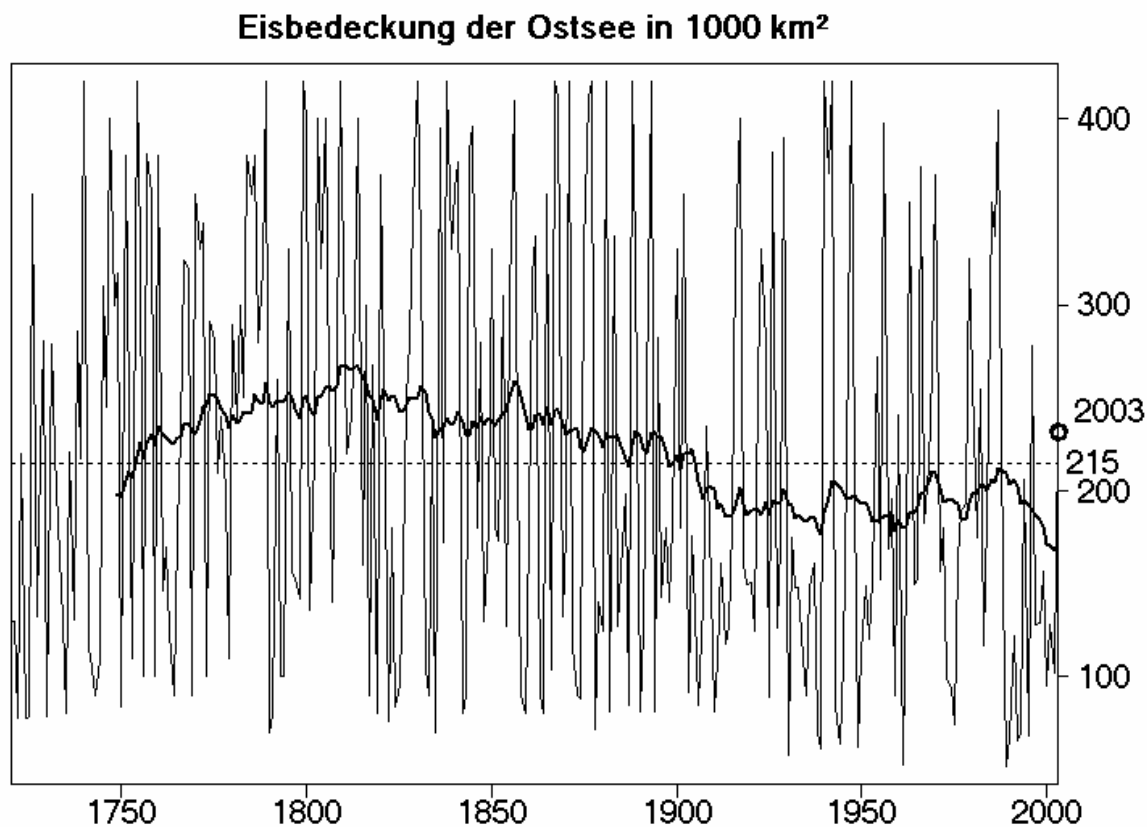


Abb. 2

Maximale Eisbedeckung der Ostsee in 1000 km<sup>2</sup> in den Jahren 1720 bis 2003 nach Daten des FIMR (FIMR, 2003). 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 Bedeckung im Winter 2002/2003 mit 232 000 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 2003 after data of FIMR (FIMR, 2003). 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 2002/2003 with 232,000 km<sup>2</sup> is encircled

Tab. 2

Monatliche gemittelte Wetterdaten der Station Arkona (Rügen, 42 m über NN) nach DWD (2003). 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

Table 2

Monthly averaged weather data at Arkona station (Rügen island, 42 m above sea level) after DWD (2003). t: air temperature,  $\Delta t$ : air temperature anomaly, h: humidity, s: sun shine 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

Monat	t/°C	$\Delta t$ /K	h/%	s/%	r/%	Frost	Eis
Jan	0,4	+0,2	88	82	91	15	9
Feb	-1,1	-1,3	85	166	11	28	11
Mrz	2,9	+0,8	79	175	26	14	2
Apr	5,5	+0,6	76	140	100	4	-
Mai	12,1	+2,4	76	111	146	-	-
Jun	16,1	+2,0	74	113	71	-	-
Jul	18,2	+2,0	80	100	125	-	-
Aug	18,8	+2,3	71	111	71	-	-
Sep	15,1	+1,5	75	133	94	-	-
Okt	7,9	-2,0	73	128	134	2	-
Nov	6,8	+1,5	89	91	68	-	-
Dez	3,7	+1,7	85	132	91	7	1

Tab. 3

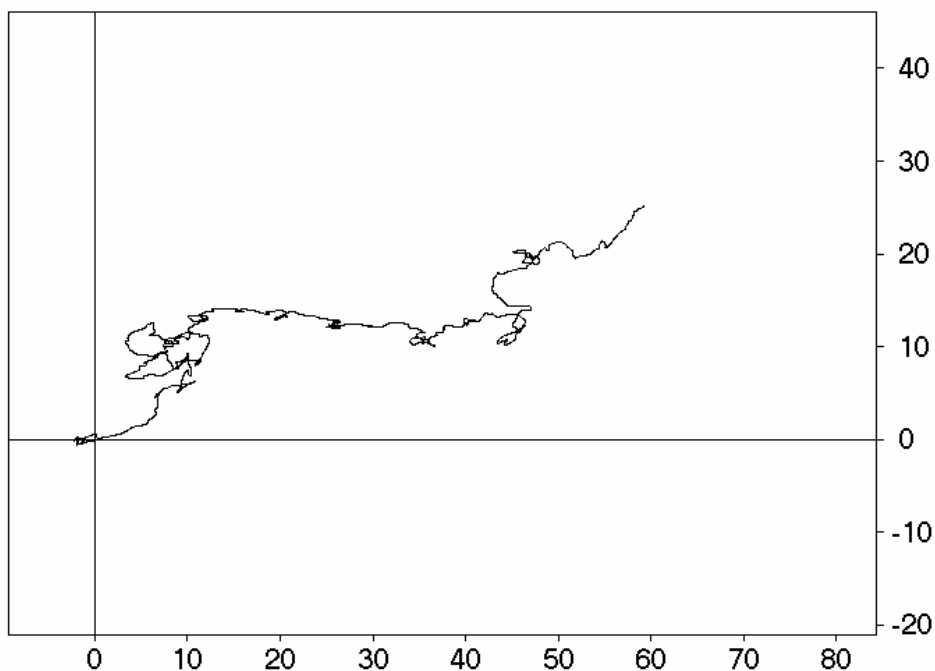
Summen der Tagesmittel der Lufttemperatur an der Wetterstation Warnemünde. Die Kältesumme (KS) ist das Zeitintegral der Lufttemperatur unterhalb der Linie  $t = 0$  °C, in K \* d, die Wärmesumme (WS) das entsprechende Integral oberhalb der Linie  $t = 16$  °C. Zum Vergleich sind die entsprechenden Mittelwerte 1947 bis 2003 angegeben

Table 3

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 K \* d, the 'heat sum' (WS) is the corresponding integral above the line  $t = 16$  °C. For comparison, the corresponding mean values 1947 till 2003 are given

Monat	KS 2002/03	Mittelwert	Monat	WS 2003	Mittelwert
November		2,8 ± 6,6	April		1,0 ± 2,5
Dezember	50,0	22,4 ± 27,1	Mai	4,7	5,0 ± 5,7
Januar	45,2	42,2 ± 43,4	Juni	61,2	23,4 ± 15,4
Februar	39,3	36,9 ± 44,8	Juli	101,2	51,0 ± 30,1
März	1,4	9,7 ± 14,8	August	99,0	50,1 ± 32,7
April		0,1 ± 0,2	September	23,4	10,8 ± 11,5
			Oktober		0,4 ± 1,2
<b><math>\Sigma</math></b>			<b><math>\Sigma</math></b>		
<b>2002/2003</b>	135,9	114,0 ± 90,8	<b>2003</b>	289,5	141,7 ± 65,7

**Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 2003**



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

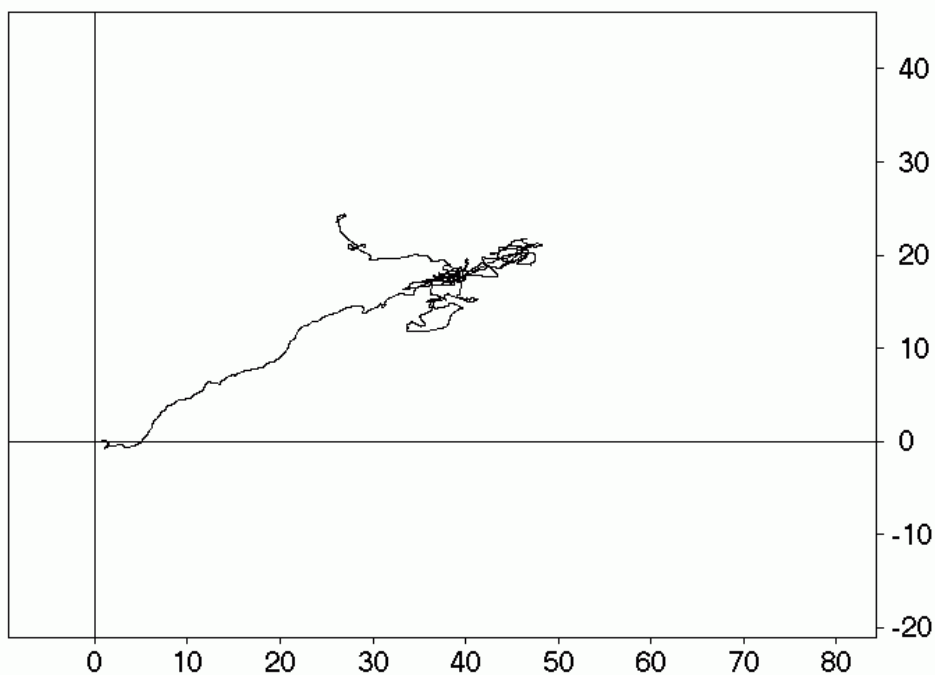


Abb. 3

Fortschreitende Vektordiagramme der Windgeschwindigkeit an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2004), in 1000 km, positiv nach nördlichen und östlichen Richtungen. Von oben nach unten: 2003, 2002, 1993, Langzeitmittel

Fig. 3

Progressive vector diagram of the wind velocity at the weather station Arkona (after data of DWD, 2004), in 1000 km, positive in northerly and easterly directions. From top to down: 2003, 2002, 1993, long-time average



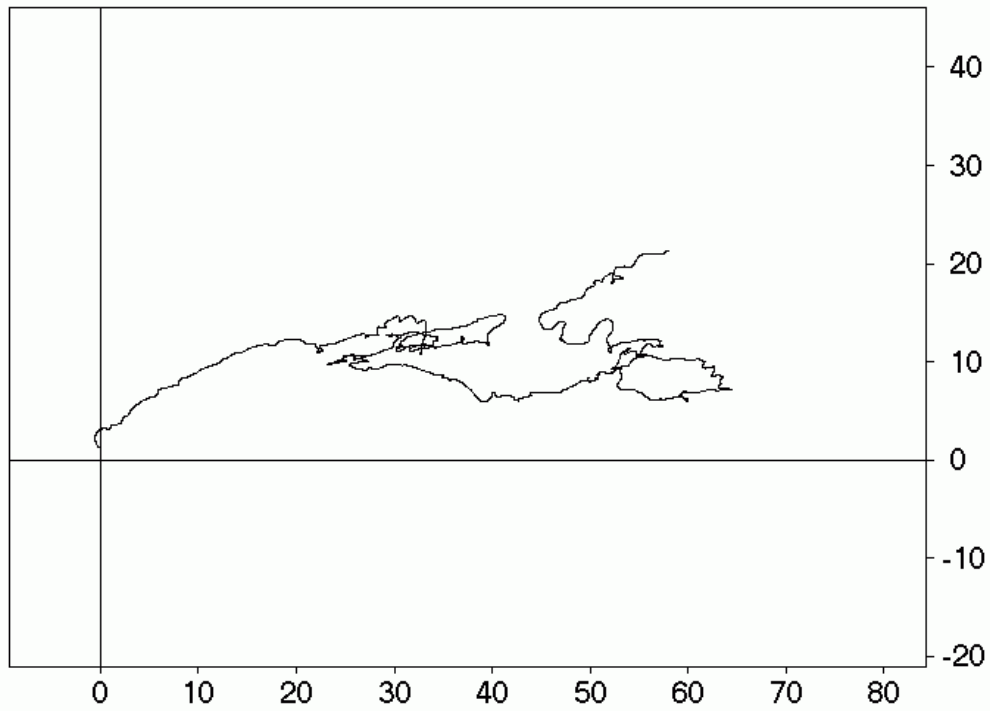
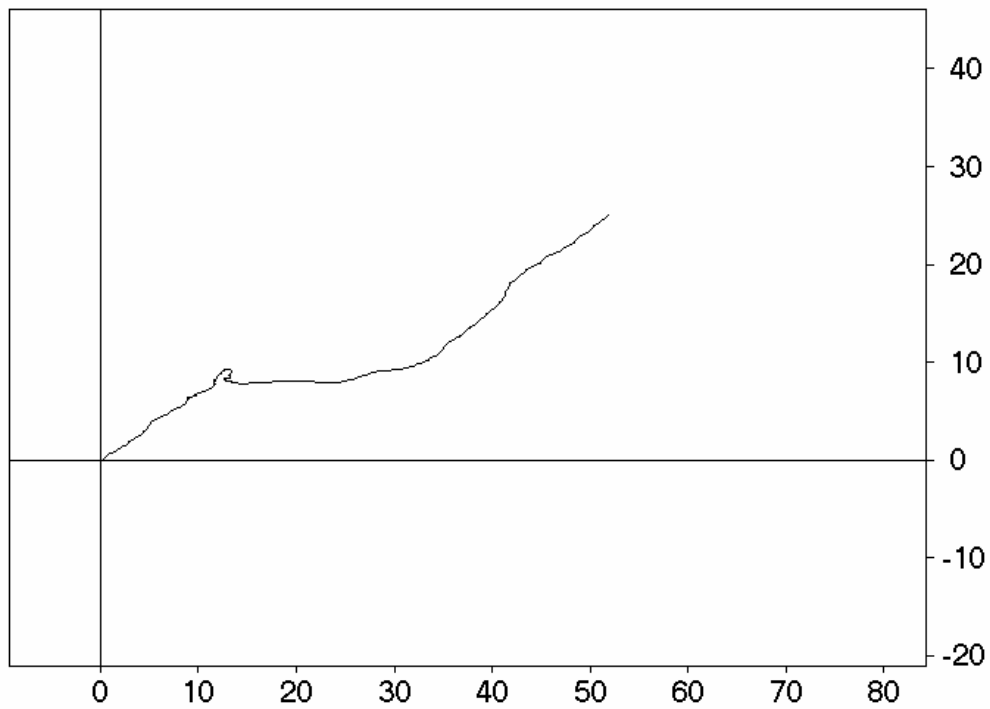
**Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 1993****Kumulatives Windvektor-Diagramm (1000 km) in Arkona 1951-2002**

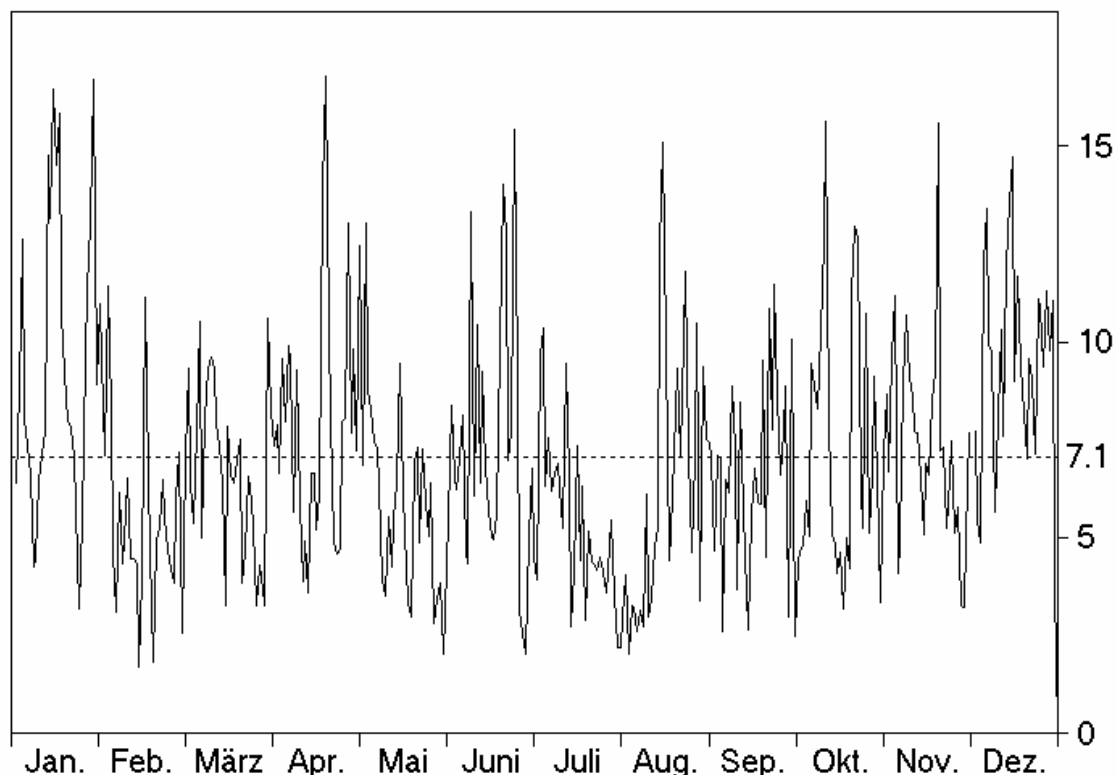
Abb. 3 Forts.

Fig. 3 cont.

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 2003 ist dargestellt im Vergleich mit dem des ungewöhnlichen, warmen Einstroms im Spätsommer 2002 (FEISTEL et al., 2003b), dem der letzten großen Tiefwasserbelüftung der Ostsee 1993 (NEHRING et al., 1995) sowie dem klimatischen mittleren Wind der Jahre 1951 bis 2002. Die Kurve für 2003 ist der von 1993 wie auch der des klimatischen Mittelwerts sehr ähnlich. Insbesondere fallen alle drei Endpunkte fast zusammen, was bedeutet, dass die Windkomponenten im Jahresdurchschnitt etwa übereinstimmten. Der Verlauf 2002 war in der zweiten Jahreshälfte dagegen sehr ungewöhnlich und führte so zu den besonderen Ereignissen zwischen August und Oktober in Deutschland wie in der Ostsee.

Das herausragende Ereignis für die Ostsee war 2003 jedoch der intensive, kalte und sauerstoffreiche Einstrom von Kattegat-Wasser im Januar (FEISTEL et al., 2003a, NAUSCH et al., 2003b). Seine Ursachen im Windfeld sind im Vektordiagramm deutlich erkennbar, eine anfängliche Ostwindlage im Januar wurde abgelöst durch längeren und starken Westwind. Die Ähnlichkeit zum Einstrom 1993, der ebenfalls im Januar stattfand, ist in der Abfolge dieser Windereignisse gut zu sehen.

**Windgeschwindigkeit (m/s) in Arkona 2003**



### Ostkomponente des Windvektors (m/s) in Arkona 2003

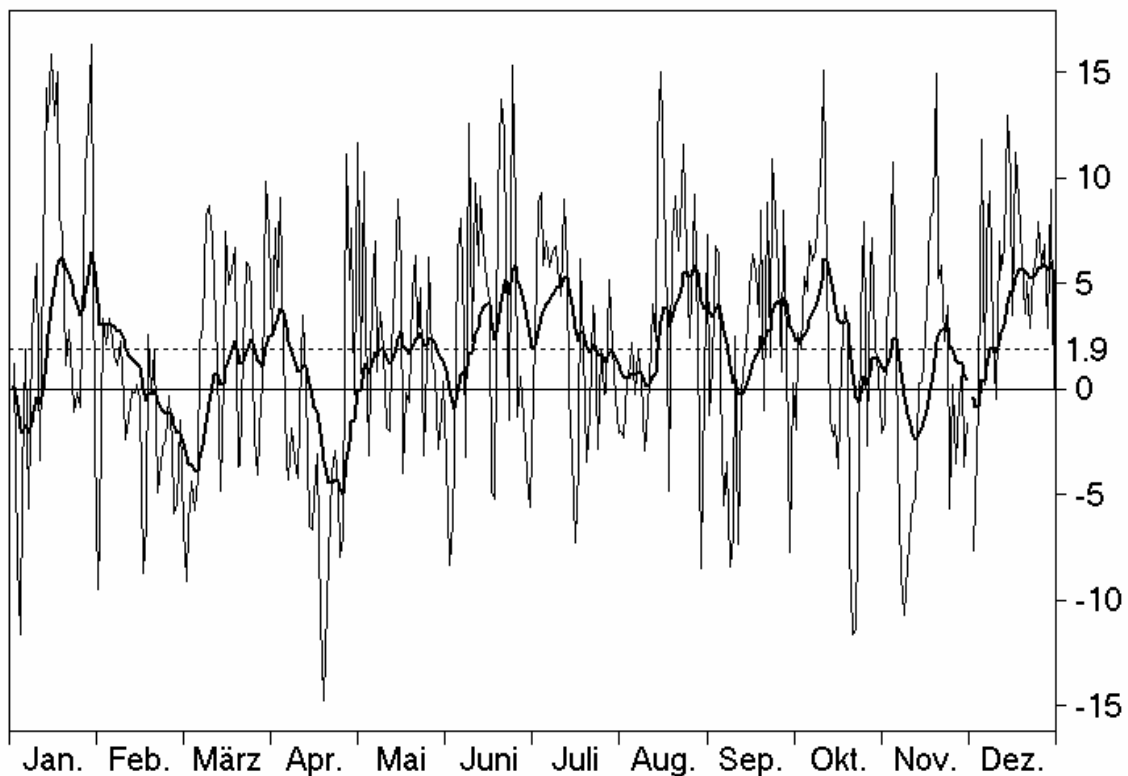


Abb. 4

Windmessungen an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2004). Oben: Tagesmittelwerte der Windgeschwindigkeit in m/s, Jahresmittelwert 7,1 m/s gestrichelt. Unten: 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 (after data of DWD, 2004). Above: Daily means of wind speed, in m/s, the dashed line is the annual average of 7,1 m/s. Below: 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

Die klimatische Windkurve in Abb. 3 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, der ein schnelles Umschalten von Winter auf Sommer markiert. Er tritt am 12. Mai 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-Meer-Verteilung erklären (BEZOLD, 1883).

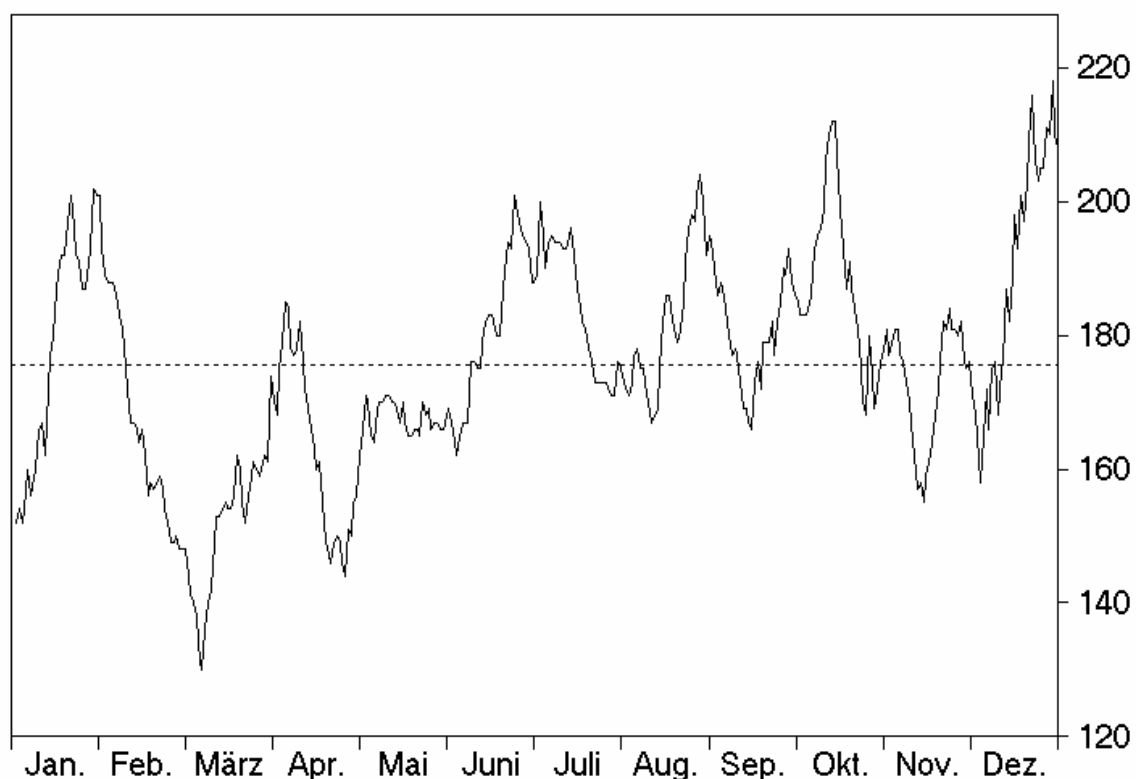
Die mittlere Windgeschwindigkeit an der Station Arkona lag mit 7,1 m/s zwischen den Werten der Vorjahre von 7,7 m/s im Jahr 2002 (NAUSCH et al., 2003a) und 6,9 m/s im Jahr 2001 (NAUSCH et al., 2002). Die Zeitreihe weist nur eine größere Lücke von 24 h am 1. Dezember auf. Als

Windspitzen traten auf 21,5 m/s am 14. Januar aus West, 20,1 m/s am 21. Oktober aus Ost und 20,0 m/s am 5. Dezember aus West (Abb. 4). Damit wurden weder die Spitzenwerte von 25,7 m/s aus dem Vorjahr überstiegen noch die von über 30 m/s im Jahre 2000 auch nur entfernt erreicht.

Die mittlere Stärke des Westwinds dagegen ist mit 1,9 m/s wieder deutlich höher als im Vorjahr mit 0,8 m/s, d. h. die für die Breiten der Ostsee typischen überwiegenden Westwindlagen waren wieder normalisiert (Abb. 4). Das ist auch am kumulativen Vektordiagramm klar zu erkennen, wo 2003 mit 59 000 km wieder im Bereich der mittleren Werte (50 000 km, Abb. 3 Langzeitmittel) und 60 – 80000 km der letzten Jahre (z.B. 1993: Abb. 3) lag. Dagegen hat der scheinbare Transport nach Norden von ca. 25 000 km denselben Wert wie im Jahr 2002, was auch etwa dem langfristigen Mittelwert entspricht.

Der Füllungsgrad der Ostsee wird gut durch den Pegel an der schwedischen Station Landsort beschrieben (Abb. 5a, nach Daten des SMHI, 2004). Der Pegel lag in der ersten Jahreshälfte deutlich unter dem Mittelwert, in der zweiten dagegen darüber. Von besonderem Interesse sind hier stets schnelle Pegelanstiege, die in der Regel nur durch einen Zustrom von Nordseewasser durch Sund und Belt 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 wichtigsten Ereignisse dieser Art waren im Januar, März und Mai zu beobachten (FEISTEL et al., 2003b).

**Pegel (cm) in Landsort 2003**



### SO-Komponente des Windvektors (m/s) in Arkona 2003

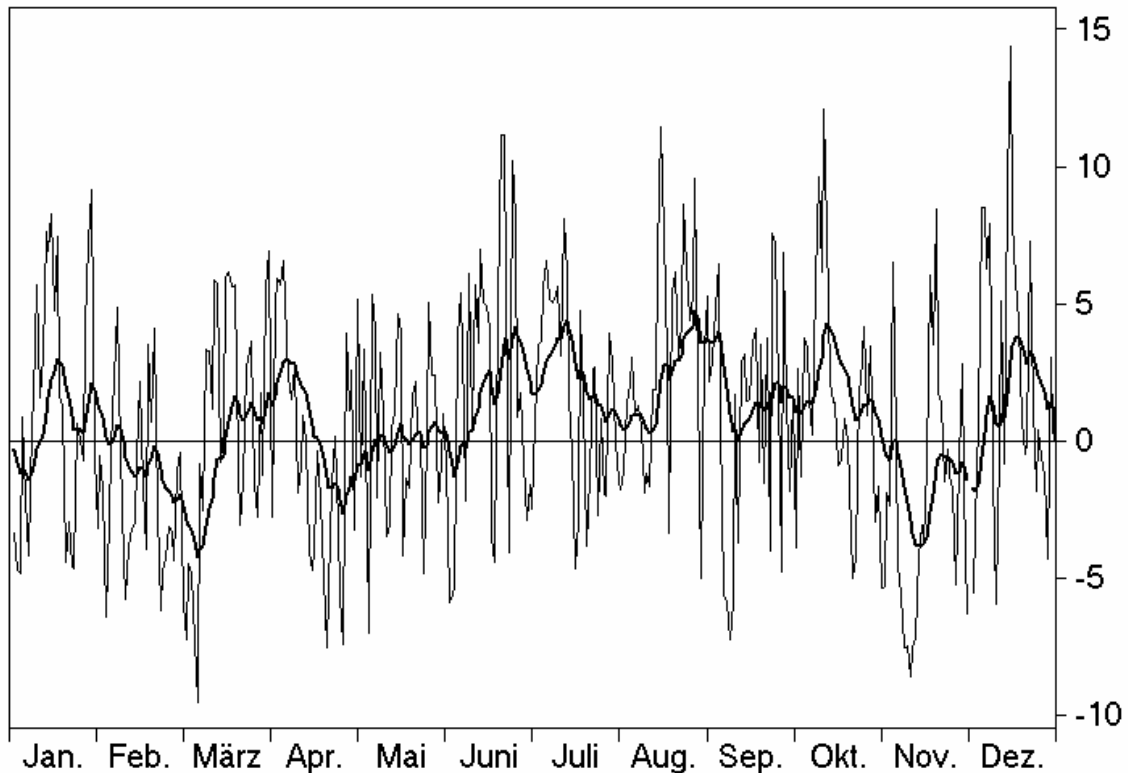


Abb. 5

Oben: Pegel bei Landsort als Maß für den Füllungsgrad der Ostsee (nach Daten des SMHI, 2004).  
 Unten: Stärke des Nordwestwinds (positiv) an der Wetterstation Arkona (nach Daten des DWD, 2004). Die fett gezeichnete Kurve entstand durch Filterung mit einem exponentiellen 10-Tage-Gedächtnis

Fig. 5

Above: Sea level at Landsort as a measure of the Baltic Sea fill factor (after data of SMHI, 2004).  
 Below: Strength of the north-west wind (positive) at the weather station Arkona (after data of DWD, 2004). The bold curve appeared by filtering with an exponential 10-days memory

Durch eine stabile Hochdruckzelle über Skandinavien und die damit verbundenen nordöstlichen Winde lag der Pegel der Ostsee bei Landsort Anfang Januar ca. 30 cm unter Normal (obere Abb. 5). Am 11. Januar drehte der Wind auf etwa 15 m/s Sturmstärke von West (Spitzen 17,3 m/s am 12. und 21,5 m/s am 14.), der Pegel der westlichen Ostsee fiel um etwa 80 cm und ein starker Einstrom durch Sund und Belte begann. Er setzte sich unter starken Schwankungen bis zum 18. Januar fort, als der Wind abflaute und der Landsortpegel auf 25 cm über Normal innerhalb von 8 Tagen angestiegen war. Mit der empirischen Formel (NAUSCH et al., 2002)  $\Delta V / km^3 = 3,8 \cdot \Delta L / cm - 1,3 \cdot \Delta t / d$  erhalten wir aus diesen Werten des Pegelunterschieds  $\Delta L$  und der Einstromdauer  $\Delta t$  als Schätzungen für das eingeströmte Volumen  $\Delta V = 199 km^3$  im Januar ( $25 km^3/d$ ).

Nordseewasser begann mit einigen Tagen Verspätung über die Schwellen in die tieferen Becken der Ostsee vorzudringen. Dieser langsamere Vorgang wurde von südlichen Winden unterstützt, die bis zum 23. Januar anhaltend wehten und den Landsortpegel bis zum 30. Januar auf seinem hohen Wert hielten. Das verhinderte einen zu schnellen Rückfluss des schweren Nordseewassers, das sich in der westlichen Ostsee angestaut hatte, in das Kattegat. Im Sund wurden von der schwedischen „Argos“ mit 26,6 psu / 2,5 °C am 15. und 26,4 psu / 2,2 °C am 18. Januar sehr salzhaltige und kalte eindringende Wassermassen gemessen (SMHI, 2003). Extrapoliert man diese Werte auf das gesamte Einstromvolumen von 32 km<sup>3</sup> durch den Sund (SMHI, 2003), so kann der Salzimport dort zu  $M_S = 0,85 \text{ Gt}$  ( $0,85 \times 10^{12} \text{ kg}$ ) abgeschätzt werden (FEISTEL et al, 2003a). Das ist vergleichsweise nur die Hälfte der Menge vom Einstrom 1993, die zwischen 1,6 und 2,0 Gt geschätzt wurde (FISCHER and MATTHÄUS, 1996).

Die autonomen Messstationen an der Darßer Schwelle und im Arkonabecken registrierten den Einstrom von sehr salzigem, kaltem (um 1 °C) und extrem sauerstoffreichem (um 7 ml/l) Wasser zwischen dem 16. und 25. Januar. An der Darßer Schwelle wurden Salzgehalte zwischen 21 psu am Boden und 18 psu an der Oberfläche gemessen. Der Gesamttransport von Salz durch die Belte und über die Darßer Schwelle kann daraus mit  $M_B = 1,18 \text{ Gt}$  innerhalb einer Wassermenge von 65 km<sup>3</sup> abgeschätzt werden (FEISTEL et al., 2003a), so dass sich ein totaler Import von etwa 2,0 Gt Salz in die Ostsee im Januar 2003 ergibt. Das entspricht ebenfalls ungefähr dem halben Betrag des Einstroms von 1993, und Rang 25 in der Liste der stärksten Einströme seit 1897 (FISCHER and MATTHÄUS, 1996).

Diesem Einstromereignis folgten schwächere im März und Mai nach. Dabei war das im Mai deutlich wärmer (5-10 °C). Beide Nachfolgeprozesse verstärkten die Wirkung des Januareinstroms, weil Arkona- und Bornholmbecken schon mit dichtem Wasser aufgefüllt waren und eine schnelle Ausbreitung zu den zentralen Becken ermöglichten.

### **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 einem SEACAT-Sauerstoff-Recorder im 7 m und 19 m Tiefenniveau am Messmast gemessen. Vereinzelt Vergleichsmessungen des Sauerstoffgehalts an Wasserproben aus der Messtiefe der Geräte wurden mit Hilfe der Winklermethode (vgl. GRASSHOFF et al., 1983) während der Wartungszyklen des Messmastes durchgeführt. Die Zeitreihenmessungen wiesen einen Trend in der Empfindlichkeit der SBE-Sauerstoffsensoren auf und wurden entsprechend korrigiert.

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

Die Jahresmittel der Wassertemperatur an der Darßer Schwelle, dargestellt in Tab. 4 und Abb. 6, wiesen 2003 sowohl in der durchmischten Deckschicht (7 m Tiefe) als auch in der bodennahen Wasserschicht (19 m Tiefe) – verglichen mit dem Zeitraum seit 1992 – nahe dem Maximum liegende Werte auf. Das gleiche gilt für die Standardabweichungen der Wassertemperatur in 7 m und 17 m Tiefe, während sie am Boden ein Maximum aufweist. Die thermische Schichtung ist 2003 verglichen mit dem Mittel seit 1992 von durchschnittlicher Intensität (Abb. 6oben).

Die Fourieramplituden des Jahresganges der Wassertemperatur seit 1992 sind in Tab. 5 zusammengefasst. Der Jahresgang der Temperatur in der Deckschicht weist 2003 innerhalb des Beobachtungszeitraums wie die Standardabweichung einen nahe dem Maximum liegenden Wert auf. Die Jahresgänge der Temperaturen in der bodennahen Schicht erreichten maximale Werte innerhalb des Beobachtungszeitraums. Die Phase des Jahresgangs auf der Darßer Schwelle liegt in der gesamten Wassersäule in der Mitte des Schwankungsbereichs. Die Phasenlage des Jahresgangs weist darauf hin, dass die jahreszeitliche Erwärmung des Wassers im Gebiet der Darßer Schwelle zwischen Anfang und Mitte April 2003 begann.

Die im Jahre 2003 beobachteten thermischen Verhältnisse im Bereich der Darßer Schwelle können als Ergebnis eines recht kalten Winters 2002/2003 (Abb. 2), dem ein ausgesprochen warmer Sommer folgte, erklärt werden (vgl. auch Kapitel 5.1). Dies führte dazu, dass die Amplitude des Jahresgangs der Wassertemperatur nahe dem Maximum liegt und ihr Mittelwert dem der wärmsten Jahre entspricht (Tab. 5). Der normale Anstieg der Wassertemperaturen der Deckschicht auf der Darßer Schwelle entspricht 2003 einem durchschnittlichen Wärmefluss aus der Atmosphäre in die Ostsee während des Frühjahrs. Die Extremwerte der Jahresgänge der Wassertemperatur der Bodenschicht auf der Darßer Schwelle in 2003 weisen auf eine anhaltende Advektion von warmem Deckschichtwasser aus dem Kattegat im Sommer 2003 hin.

Tab. 4

Jahresmittelwerte der Wassertemperatur (T) und des Salzgehaltes (S) sowie deren Standardabweichungen auf der Darßer Schwelle

Table 4

Mean values and standard deviation of temperature (T) and salinity (S) at the Darss Sill of the corresponding years

Jahr	7 m Tiefe		17 m Tiefe		19 m Tiefe	
	T °C	S PSU	T °C	S PSU	T °C	S PSU
1992	9,41 ± 5,46	9,58 ± 1,52	9,01 ± 5,04	11,01 ± 2,27	8,90 ± 4,91	11,77 ± 2,63
1993	8,05 ± 4,66	9,58 ± 2,32	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 ± 3,97	7,72 ± 4,22	13,64 ± 4,39
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	9,72 ± 5,69	8,93 ± 1,44	9,06 ± 5,08	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	14,71 ± 3,80	8,72 ± 5,20	15,74 ± 3,27

Tab. 5

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

Table 5

Amplitude and phase of the yearly cycle of temperature measured at the Darss Sill in different depths

Jahr	7 m Tiefe		17 m Tiefe		19 m Tiefe	
	Amplitude K	Phase Monat	Amplitude K	Phase Monat	Amplitude K	Phase Monat
1992	7,43	4,65	6,84	4,44	6,66	4,37
1993	6,48	4,79	5,88	4,54	5,84	4,41
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	4,79	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	7,06	4,30	7,24	4,19



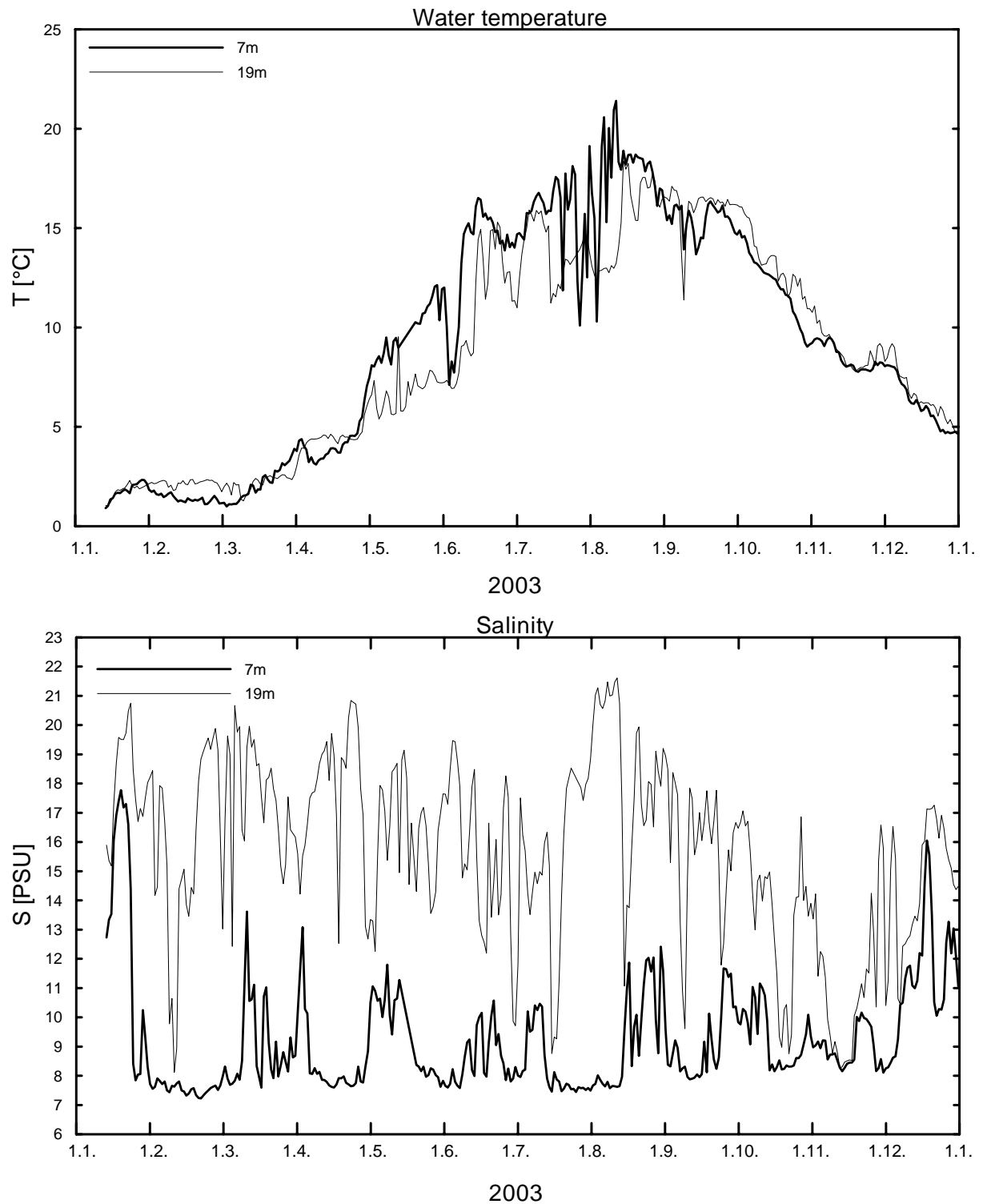


Abb. 6  
Verlauf der Wassertemperatur (oben) und des Salzgehaltes (unten) in der Deck- und Bodenschicht auf der Darßer Schwelle (Stat. DS in Abb. 1) im Jahre 2003

Fig. 6  
Water temperature (upper panel) and salinity (lower panel) measured in the surface layer and near the bottom at Stat. DS in 2003 at the Darss Sill

Der aktuelle Verlauf der Wassertemperatur des Jahres 2003 ist für die Messtiefen 7 m und 17 m in Abb. 6 oben dargestellt. Das Minimum der Wassertemperatur wurde relativ spät, nämlich Anfang März 2003 mit Werten um 1 °C erreicht. Die thermische Schichtung der Wassersäule begann Ende April und war bis Ende August ausgeprägt. Der Anstieg der Wassertemperatur in der Deckschicht wurde zwischen Mai und Anfang August 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 Anfang August mit Werten um 22 °C erreicht. Die herbstliche Abkühlungsphase des Wassers begann auf der Darßer Schwelle in allen Tiefen schon Anfang September. Das Wasser kühlte sich bis Ende Dezember auf rund 5 °C ab (Abb. 6 oben). Während der Abkühlungsphase sank die Temperatur des oberflächennahen Wassers durch den aus dem Wasser in die Atmosphäre gerichteten Wärmefluss Anfang September 2003 unter die Temperatur der Bodenwasserschicht ab. Ein Vergleich der Wassertemperaturen an den MARNET-Stationen „Darßer Schwelle“ und „Leuchtturm Kiel“ zeigt bezüglich der einhüllenden Kurven einen fast identischen Verlauf während des Jahres. Ein wesentlicher Unterschied wird während des Sommers beobachtet. In der Kieler Bucht ist während des ganzen Sommers eine klare Trennung zwischen der warmen Deckschicht und dem kalten Bodenwasser zu beobachten. Auf der Darßer Schwelle ‚schaltet‘ die Wassertemperatur während des Sommers häufig zwischen der Temperatur der Deckschicht und der des kalten Zwischenwassers hin und her. Dies wird durch den Wechsel zwischen Ein- und Ausstrom verursacht. Einstrom ist mit dem Transport von sommerlich geschichtetem Wasser aus der Beltsee in die Arkonasee verbunden, während Ausstrom bei östlichem Wind das bei Hiddensee aufquellende kalte Zwischenwasser häufig über die Darßer Schwelle in die Mecklenburger Bucht transportiert (LASS et al., 2003).

Im Jahre 2003 wies der mittlere Salzgehalt auf der Darßer Schwelle in 7 m Tiefe einen nahe dem Maximum des Beobachtungszeitraums der Salzgehaltsmessungen liegenden Wert auf (Tab. 4 und Abb. 8). Der Salzgehalt in der Bodenschicht erreichte die mit Abstand höchsten Werte der letzten Dekade. Dies wurde offensichtlich durch die bis auf wenige Unterbrechungen das ganze Jahr andauernde ästuarine Zirkulation verursacht, siehe Abb. 6. Dieser extreme Salzgehalt scheint mit der ungewöhnlich starken Wirkung des Sommereinstroms 2003 auf die tiefen Becken der Ostsee in Zusammenhang zu stehen (FEISTEL et al., 2004a, FEISTEL, 2004). Die Standardabweichungen des Salzgehaltes in der Deckschicht als auch in der Bodenschicht lagen leicht unterhalb des jeweiligen Maximums. In 2003 war die mittlere Schichtung bezüglich des Salzgehaltes extrem ausgebildet (Tab. 4), was auf einen andauernden baroklinen Anteil des Wasseraustausches zwischen Nord- und Ostsee von hoher Intensität hinweist.

Der zeitliche Verlauf des Salzgehalts im Bereich der Darßer Schwelle für 2003 ist in Abb. 6 unten dargestellt. Barotrope Einstromereignisse wurden im Januar und im Dezember beobachtet. Während das Ereignis im Januar ein Salzwassereinbruch mittlerer Stärke darstellt, der zur Belüftung des Bodenwassers der Becken der mittleren Ostsee beitrug (FEISTEL et al., 2003b; vgl. auch Kapitel 5.3), ist der Salzwassereinstrom vom Dezember ein relativ kurz andauernder mit einem maximalen Salzgehalt von leicht über 16 psu an der Oberfläche. Dieser Salzwassereinstrom kann nur zur Belüftung intermediärer Wasserschichten in der Halokline in den Ostseebecken beitragen. Zwischen Januar und September wurden 2003 durchgehend intensive barokline Salzwassereinschübe in der bodennahen Schicht beobachtet. Das Maximum der baroklinen Einstromaktivität wurde im Sommer erreicht, wo ein von Anfang Juli bis Mitte

August andauernder Einstrom mit einem maximalen Salzgehalt von 21,5 psu beobachtet wurde. Während dieses Zeitraums herrscht eine relativ schwache Windanregung über der Ostsee, siehe Abb. 4 (oben) und der Füllungsgrad der Ostsee ist nahe Null ( Abb. 5, oben). Das bedeutet, dass der barotrope Wasseraustausch der Ostsee mit der Nordsee sehr gering ist und sich im Wesentlichen auf den Ausstrom des Süßwasserüberschusses reduziert. Der kompensierende Einstrom salzreichen Bodenwassers erfolgte, verglichen mit dem vom Sommer 2002, früher, war kürzer und hatte einen höheren maximalen Salzgehalt. Danach nahm die Intensität der baroklinen Salzwassereinschübe vom September bis Mitte November ab. Dieser gegenüber 2002 veränderte Ablauf des sommerlichen Salzwassereinstroms hatte eine bessere Belüftung des Bodenwassers in der westlichen Ostsee zur Folge, so dass 2003 nicht solch ein ausgedehnter Sauerstoffmangel wie 2002 in diesem Seegebiet beobachtet wurde, siehe Abb. 9.

Fast während des ganzen Jahres wurde eine stark ausgeprägte Schichtung im Salzgehalt beobachtet (Abb. 6 unten). Sie ist mit der andauernden ästuarinen Zirkulation verbunden. Sie wurde nur durch ein intensives Ausstromereignis Mitte November unterbrochen. Während dieses Ausstromereignisses wurde niedriger Salzgehalt in der ganzen Wassersäule gemessen, was auf einen mehrere Wochen anhaltenden Ausstrom von Oberflächenwasser aus dem Arkonabecken hinweist, der von einer persistenten Ostwindlage unterstützt wurde (Abb. 4). Die untere Grenze der Variationen des Oberflächensalzgehalts an der Darßer Schwelle lag in der ersten Hälfte des Jahres unter 8 psu und stieg ab Ende August bis Ende des Jahres auf 8,5 psu an. Dies deutet auf eine durch vermehrte Flusswasserzufuhr im Frühjahr bedingte Aussüßung des Oberflächenwassers in der nördlichen und zentralen Ostsee hin, die sich bis in das Arkonabecken ausbreitet.

Der Vergleich des zeitlichen Verlaufs der an den MARNET-Stationen „Darßer Schwelle“ und „Leuchtturm Kiel“ gemessenen Salzgehalte zeigt wesentliche Unterschiede auf. Der Salzgehalt in der Kieler Bucht ist insbesondere in der Deckschicht im Mittel wesentlich höher als an der Darßer Schwelle. Darüber hinaus sind die Fluktuationen des Salzgehalts in der Kieler Bucht wesentlich geringer ausgeprägt als an der Darßer Schwelle. Diese Unterschiede sind durch die Besonderheiten des Wasseraustauschs zwischen dem Kattegat und der Arkonasee bedingt. Zum einen ist die Beltseefront, die brackiges Oberflächenwasser der Ostsee von salzreicherem Beltseewasser trennt, im Mittel auf der Darßer Schwelle lokalisiert. Sie verschiebt sich bei Einstromereignissen bis auf den östlichen Hang der Darßer Schwelle und bei Ausstromereignissen in Richtung der Mecklenburger Bucht. Diese Verschiebungen der Beltseefront verursachen auf der Darßer Schwelle die Sprünge im Salzgehalt zwischen dem des Brackwassers der Ostsee (rund 8 psu) und dem Salzgehalt des Beltseewassers mit annähernd 20 psu. Darüber hinaus erfolgt der Wasseraustausch zwischen Kattegat und Arkonasee strahlartig entlang des Hauptverbindungsweges, der durch Großen Belt, Fehmarn Belt und Mecklenburger Bucht gebildet wird (SCHMIDT et al., 1998). Die Kieler Bucht und die Lübecker Bucht nehmen an diesem Austausch in Form von Puffergefäßen teil. Sie füllen sich bei Einstrom mit salzreichem Wasser und bei Ausstromlagen mit brackigem Wasser verzögert an. Die zeitlichen Fluktuationen des Salzgehalts mit Zeitskalen von mehr als 10 Tagen erfolgen in den Buchten daher wesentlich gedämpfter als an der Darßer Schwelle. Die Pufferwirkung der Buchten trägt jedoch wesentlich zur Verminderung des Salzgehaltes auf dem Weg vom Kattegat zur Darßer Schwelle bei, wodurch der Salzgehalt des über die Darßer Schelle einströmenden Salzwassers im Allgemeinen geringer ist als das über die Drogden Schwelle aus dem Kattegat einströmende Wasser.

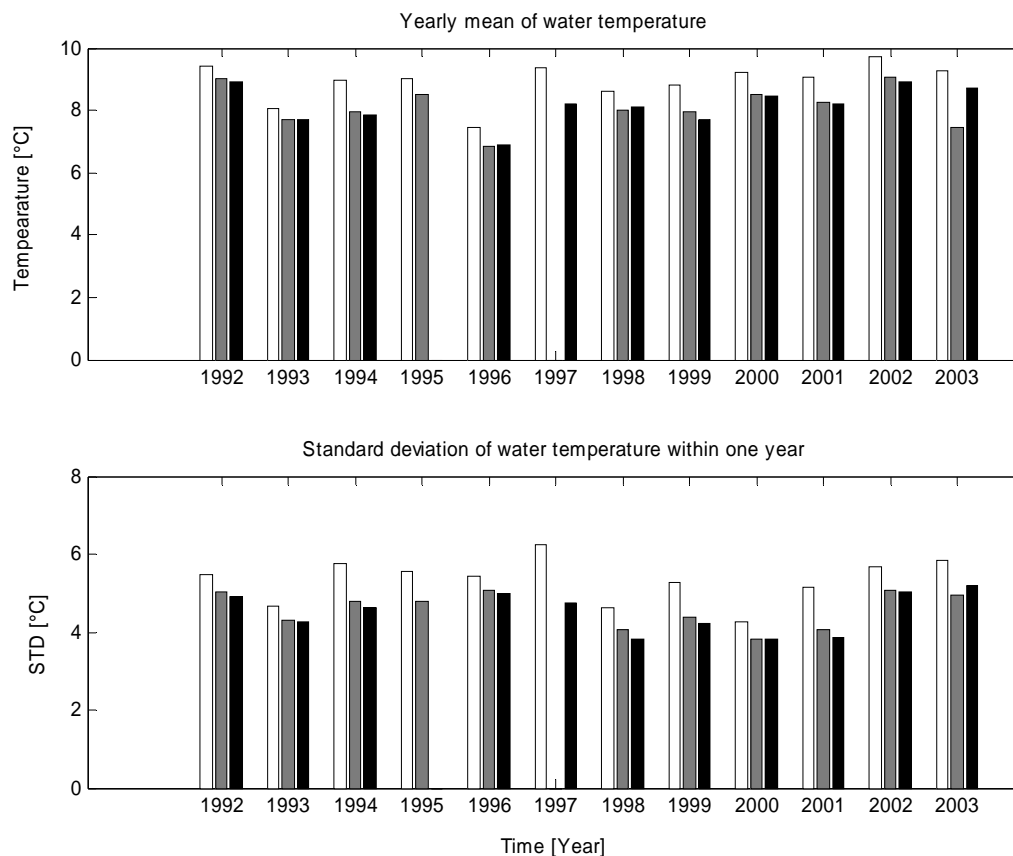


Abb. 7

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 sind im Jahr 2003 in 7 m und 19 m Tiefe durchgeführt worden (Abb. 9). Die den Sauerstoffgehalt des Wassers regulierenden Prozesse sind in Kapitel 5.3 dargelegt. Der Sauerstoffgehalt des Oberflächenwassers schwankte während des ganzen Jahres um die Sättigungskonzentration des Sauerstoffs. Von Mitte Januar bis Ende Februar dominierten die Zehrungsprozesse im Wasser an der Darßer Schwelle, so dass der Sauerstoffgehalt um rund 1 ml/l unterhalb des Sättigungswertes lag. Ende Februar trat schlagartig die Frühjahrsblüte ein, in der der Sauerstoffgehalt bis Ende April um 1-2 ml/l über der Sättigungskonzentration lag. Danach wurde der Sauerstoffgehalt bis August nur leicht über dem Sättigungswert liegend gemessen. In dieser langen Phase waren die Sauerstoffproduktion durch Algen und die Zehrungsprozesse in der Deckschicht in einem annähernden Gleichgewicht, das von August bis September wahrscheinlich durch eine Blaualgenblüte und ihre nachfolgende Zehrung im Oktober noch einmal verschoben wurde. Von Mitte Oktober bis Mitte Dezember wurde wieder ein Quasi-Gleichgewicht beobachtet, das nachfolgend wieder von den überwiegenden Zehrungsprozessen gestört wurde. Der Sauerstoffgehalt des Bodenwassers sinkt bereits kurz vor dem Einsetzen der Frühjahrsblüte durch Advektion partikulären organischen Materials aus dem Kattegat, wo die Frühjahrsblüte eher als in der Beltsee eintritt (Abb. 9). Danach bleibt der Sauerstoffgehalt bis Anfang November deutlich unter dem des Oberflächenwassers, was auf das Überwiegen der

Zehrungsprozesse beim Abbau des in der Deckschicht erzeugten organischen Materials hinweist. Der minimale Sauerstoffgehalt im Bodenwasser an der Darßer Schwelle schwankt zwischen Juli und Oktober um 4 ml/l und liegt damit deutlich höher als die sommerlichen Werte von 2002 an gleicher Stelle. Dadurch ist das im August in das Arkonabecken eingeströmte salzreiche Bodenwasser wesentlich besser belüftet als 2002 und könnte sich somit noch nachhaltiger auf die Belüftung des Zwischenwassers in den Becken der östlichen Ostsee auswirken als es 2002 der Fall war (FEISTEL et al., 2003b).

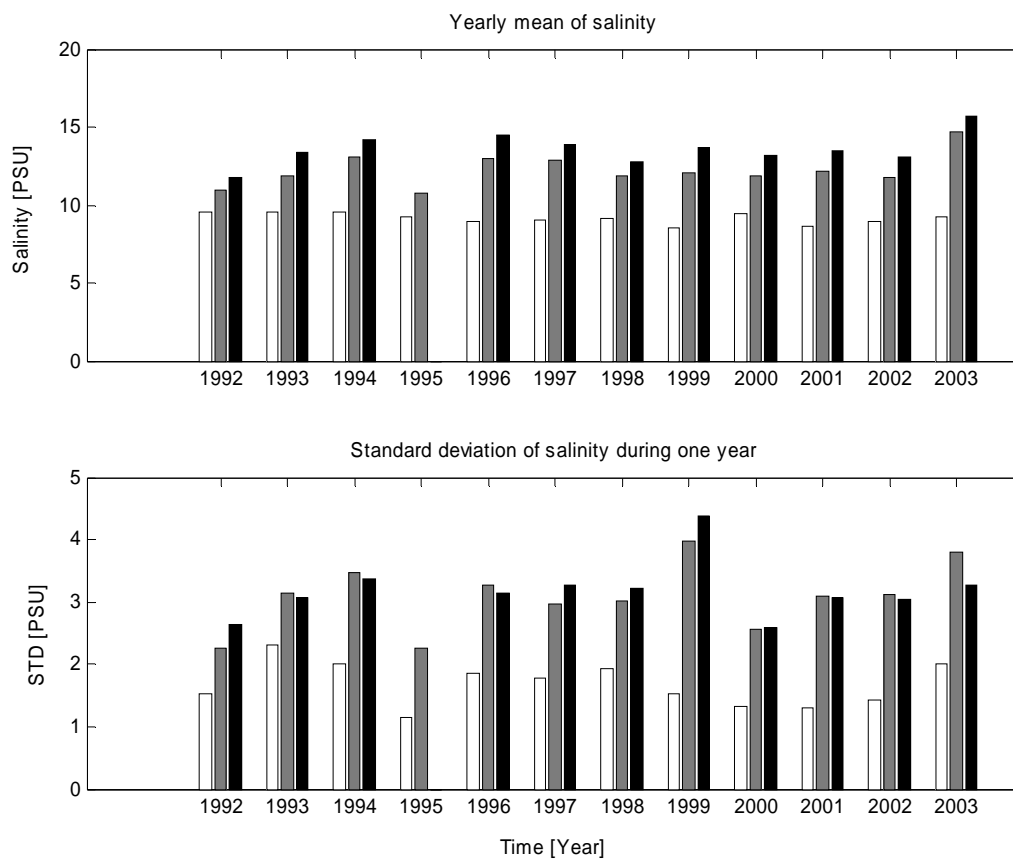


Abb. 8

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

### 3.2 Strömung

Bedingt durch technische Schwierigkeiten war der im Messfeld auf der Darßer Schwelle am Boden stationierte Stromprofilmesser erst ab April operativ.

Die mittlere Strömung und ihre Fluktuationen sind im Allgemeinen 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 Pseudotrajektorien der Strömung in Oberflächen- (3 m) und Grundnähe (19 m) sind in Abb.10 dargestellt. Die Oberflächenströmung weist einen Wechsel zwischen Einstrom- und Austromlagen auf, der eine Zeitskala in der Größenordnung von ein bis zwei Monaten hat. Dabei erfolgen der Einstrom nach ENE und der Ausstrom nach WNW. Im Mittel resultiert daraus in der Abbildung eine scheinbare Verschiebung der Wasserpartikel nach Norden. Die in der Trajektorie der Oberflächenströmung sichtbaren Einstromphasen korrespondieren mit einem Anstieg im Oberflächensalzgehalt an der Darßer Schwelle (siehe Abb. 6).

Die Trajektorie der Bodenströmung ist wesentlich stärker linear in SW-NE Richtung ausgerichtet. Dies ist auf die Bodentopographie zurück zu führen, die an der Darßer Schwelle in der Nähe der MARNET-Station eine kanalartige Struktur aufweist, deren Achse parallel zu dieser Richtung liegt. Die im Mittel nach NE erfolgende Bewegung in der Bodenschicht ist durch die Wirkung des permanenten baroklinen Druckgradienten bedingt, der durch die Unterschiede im Salzgehalt zwischen Kattegat und Arkonabecken verursacht wird. In dieser Wassertiefe ist er größer als der entgegengesetzt gerichtete langzeitige Mittelwert des barotropen Druckgradienten, der durch die positive Wasserbilanz der Ostsee verursacht wird (siehe LASS et al., 1987).

Der bodennahe Einstrom ist besonders intensiv und andauernd zwischen Mitte Juli und Ende August 2003 und hat eine starke Advektion von warmem, salzreichem Bodenwasser über die Darßer Schwelle zur Folge, während an der Oberfläche im gleichen Zeitraum überwiegend Ausstrom herrscht. Diese ästuarine Zirkulation bewirkt, dass der Oberflächensalzgehalt die typischen Werte des Oberflächenwassers des Arkonabeckens annimmt, während der Bodensalzgehalt den Maximalwert innerhalb des Jahres erreicht (siehe Abb. 6).

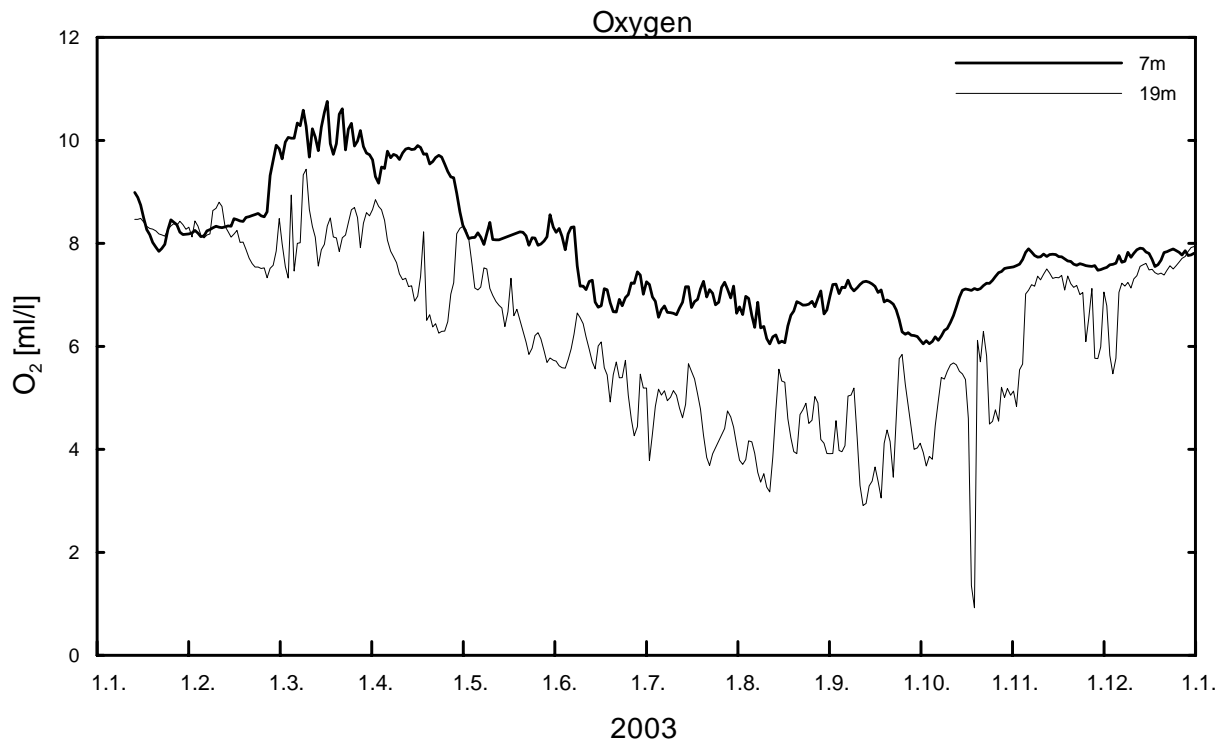


Abb. 9  
Verlauf des Sauerstoffgehaltes in der Deck- und Bodenschicht auf der Darßer Schwelle im Jahre 2003

Fig. 9  
Dissolved oxygen content measured in the surface and bottom water layer at the Darss Sill station in 2003

#### 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). Die über die Schwellen einströmenden Salzwasserzungen breiten sich am Boden des Arkonabeckens entgegen dem Uhrzeigersinn entlang des Randes in Richtung Bornholmssgat 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).

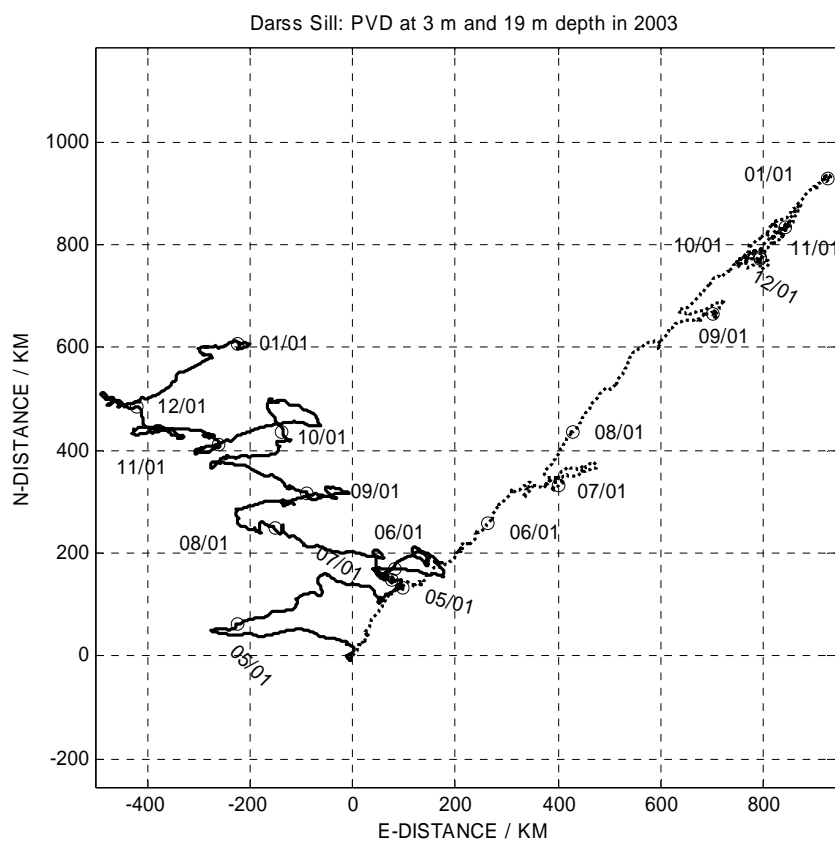


Abb. 10

Projektion der Pseudotrajektorien der Strömung an der Oberfläche (3 m Tiefe) und am Boden (19 m Tiefe) an der MARNET-Station ‚Darßer Schwelle‘. Die bodennahe Trajektorie ist durch eine gepunktete und die oberflächennahe durch eine ausgezogene Linie dargestellt

Fig. 10

Projection of the progressive vector diagram of current measured at the Darss Sill (Stat. DS). The different trajectories correspond to the current measured near the sea surface (3 m depth, continuous line) and near the bottom (19 m depth, dotted line). The water depth is 21 m at this site



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 2003 operativ. Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 7 m und 40 m Tiefe sind in Abb. 11 dargestellt. Die an dieser Station gemessene Wassertemperatur folgt in ihrem Jahresgang weitgehend dem auf der Darßer Schwelle gemessenen Verlauf (vgl. Abb. 6) und hat an der Oberfläche ihr Maximum Anfang August mit etwas über 20 °C. Die thermische Schichtung an der Station ist jedoch stärker ausgeprägt als auf der Darßer Schwelle. Dies ist auf die von den atmosphärischen Einflüssen weitgehend entkoppelte Zwischenlagerung des über die Schwellen eingeströmten Salzwassers zurückzuführen. Das Bodenwasser konserviert die Wassertemperatur, die es zum Zeitpunkt des Überströmens der Schwellen hatte. Bemerkenswert sind zwei stufenförmige Erwärmungen des Bodenwassers Ende Juni und Ende August, die an der Darßer Schwelle rund zwei Wochen eher zu beobachten sind. Dies deutet darauf hin, dass das Propagieren des Bodenwassers von der Darßer Schwelle bis zur Station „Arkonabecken“ in der Größenordnung von 14 Tagen liegt.

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 sommerlichen Minimum von 7,5 psu und dem winterlichen Maximum von 8,0 psu. Der Salzgehalt des Bodenwassers an der Station „Arkonabecken“ weist keinen ausgeprägten Jahresgang auf und schwankt zwischen 10 psu und annähernd 22 psu. Der Salzwassereintritt im Januar 2003 führt zu einer bis Anfang Februar dauernden Erhöhung des Bodensalzgehalts im Arkonabecken, der danach bis Anfang März abklingt, als das Bodenwasser durch einen weiteren Salzwassereinstrom erneuert wird. Dieser Einstrom führt zum Jahresmaximum des Bodensalzgehalts, welcher einen höheren Wert als der Salzgehalt des über die Darßer Schwelle eingeströmten Salzwassers hat. Das weist darauf hin, dass das an der Station „Arkonabecken“ beobachtete Bodenwasser zu einem wesentlichen Teil durch den Einstrom über die Drogden Schwelle gebildet wird.

Der lang anhaltende Einstrom salzreichen, warmen Bodenwassers im August führt zu einer Erhöhung des Bodensalzgehaltes. Der in dieser Phase erreichte maximale Salzgehalt liegt jedoch unter dem entsprechenden Wert an der Station „Darßer Schwelle“. Dies weist auf eine stärkere Vermischung des eingeströmten Wassers oder auf eine Ausbreitung in Form eines schmalen Bandes hin. Der Salzwassereinstrom im Dezember 2003 hat einen bis zum Jahresende andauernden Anstieg des Bodensalzgehalts zur Folge. Der Vergleich zwischen den Eintrittszeiten der Salzwassereintritte über die Darßer Schwelle und den Zeiten der Salzgehaltsmaxima im Bodenwasser an der Station „Arkonabecken“ ergibt, ähnlich wie bei der Temperatur, eine zeitliche Verzögerung von zwei Wochen. Die Zeitpunkte extremer Minima des Bodensalzgehalts korrelieren gut mit den Zeitpunkten kurzzeitiger starker Westwindlagen, die durch damit verbundene Querkirkulation ein Absenken der Salzgehaltssprungschicht am Südrand des Arkonabeckens bewirkt.

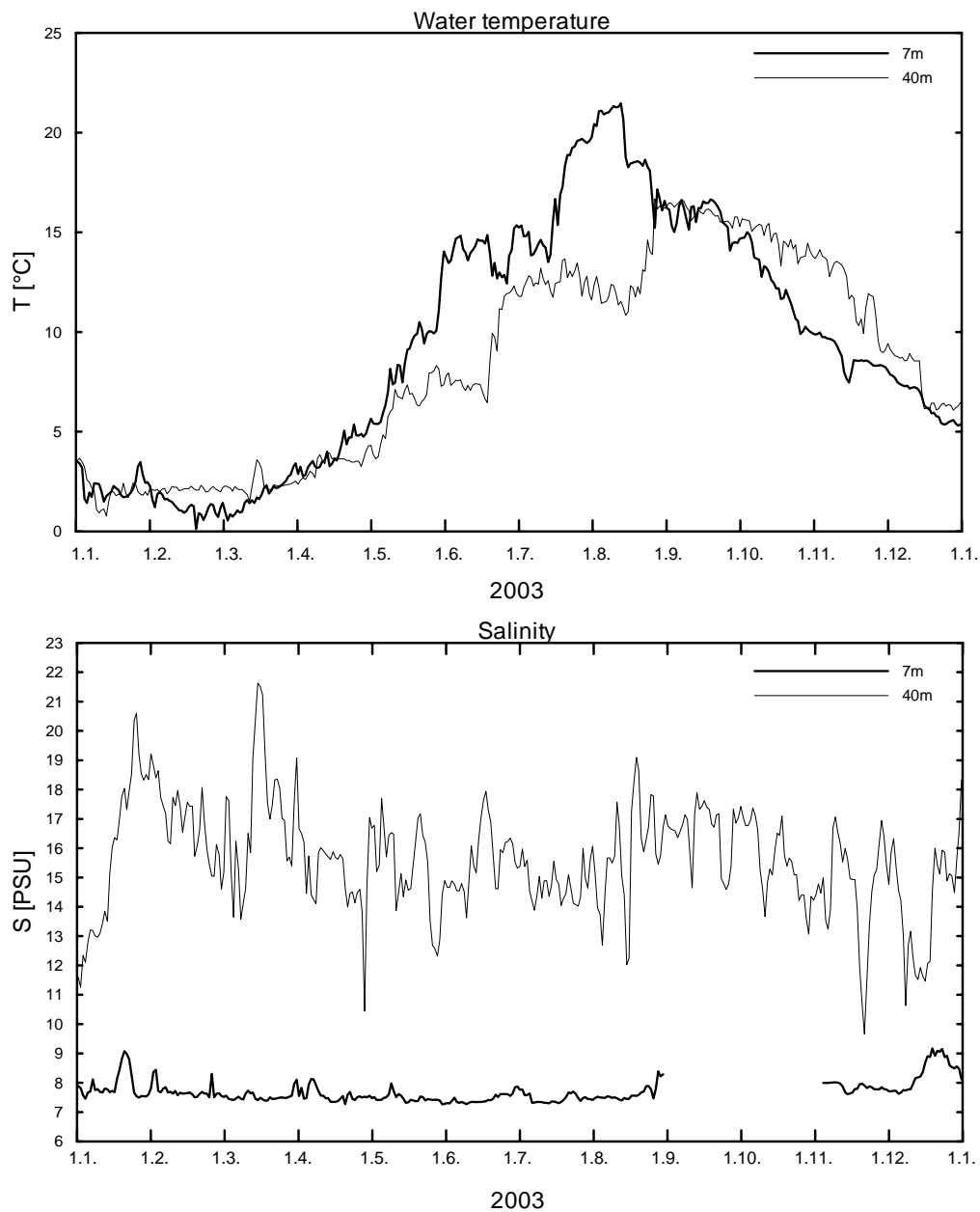


Abb. 11

Verlauf der Wassertemperatur (A) und des Salzgehaltes (B) in der Deck- und Bodenschicht im Arkonabecken (Station AB) im Jahr 2003

Fig. 11

Water temperature (A) and salinity (B) measured in the surface layer and near the bottom in 2003 at Station AB in the Arkona Basin

## 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 m nordöstlich von Koserow/Usedom auf 15 m Wassertiefe (Stat. OB, vgl. Abb. 1). Die Bojenstation war während des Winters 2002/2003 wegen Eisgefahr eingezogen und wurde Mitte April wieder auf ihrer Position ausgelegt und in Betrieb genommen. Die Zeitreihen von Wassertemperatur und Salzgehalt in 3 m und 13 m Tiefe sind in Abb. 12 dargestellt. Die an dieser Station gemessenen Wassertemperaturen folgen in ihrem Jahresgang weitgehend dem auf der Darßer Schwelle und im Arkonabecken gemessenen Verlauf (vgl. Abb. 6 und Abb. 11). Jedoch sind die Extremwerte in der Pommerschen Bucht kräftiger ausgebildet.

Die Wassertemperatur steigt, von leichten Schwankungen überlagert, bis Anfang August auf rund 22,5 °C an. Danach sinkt sie bis zum Ende des Jahres kontinuierlich auf rund 2,5 °C ab, während sie sich auf der Darßer Schwelle und im Arkonabecken nur bis etwa 5 °C abgekühlt hat. Dies weist darauf hin, dass die Wassertemperatur in der Pommerschen Bucht in stärkerem Maße durch den lokalen Wärmefluss durch die 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 2003 an der Station "Oder Bank" vor allem im Mai und Juli beobachtet.

Der in den gleichen Tiefen wie die Wassertemperatur gemessene Salzgehalt ist ebenfalls in Abb.12 dargestellt. Er variierte im Laufe des Jahres zwischen 5 und 8 psu und wies somit einen für die Pommersche Bucht charakteristischen Schwankungsbereich auf. Der Salzgehalt in 3 m Tiefe ist durch Phasen mit erniedrigtem Salzgehalt gekennzeichnet, die im Sommerhalbjahr mit den Phasen signifikanter thermischer Schichtung übereinstimmen. In diesen Phasen, mit einer Dauer von einigen Tagen bis einigen Wochen, schichtet sich Mischwasser aus dem Oderhaff mit einem um 1 bis 3 psu niedrigeren Salzgehalt über das Wasser der Pommerschen Bucht. Dieser Prozess war wie in den vorangegangenen Jahren an schwache und östliche Windlagen (vgl. Abb. 4) gekoppelt.

Eine stark ausgeprägte Schichtung des Salzgehaltes wurde von kurzen Unterbrechungen abgesehen, von Mitte April bis Anfang August und von Anfang November bis Anfang Dezember 2003 beobachtet. Der überwiegende Ostwind während dieses Zeitraums trieb die Oder-Abflussfahne vor die Küste Usedom. Die sich dabei ausbildende stabile Bodenwasserschicht ist auf Grund der Atmung von Benthosorganismen und der Remineralisierung von partikulärem organischem Material in der Flusswasserfahne durch eine Reduktion des Sauerstoffgehaltes gekennzeichnet (vgl. NEHRING et al., 1995a; SIEGEL et al., 1998).

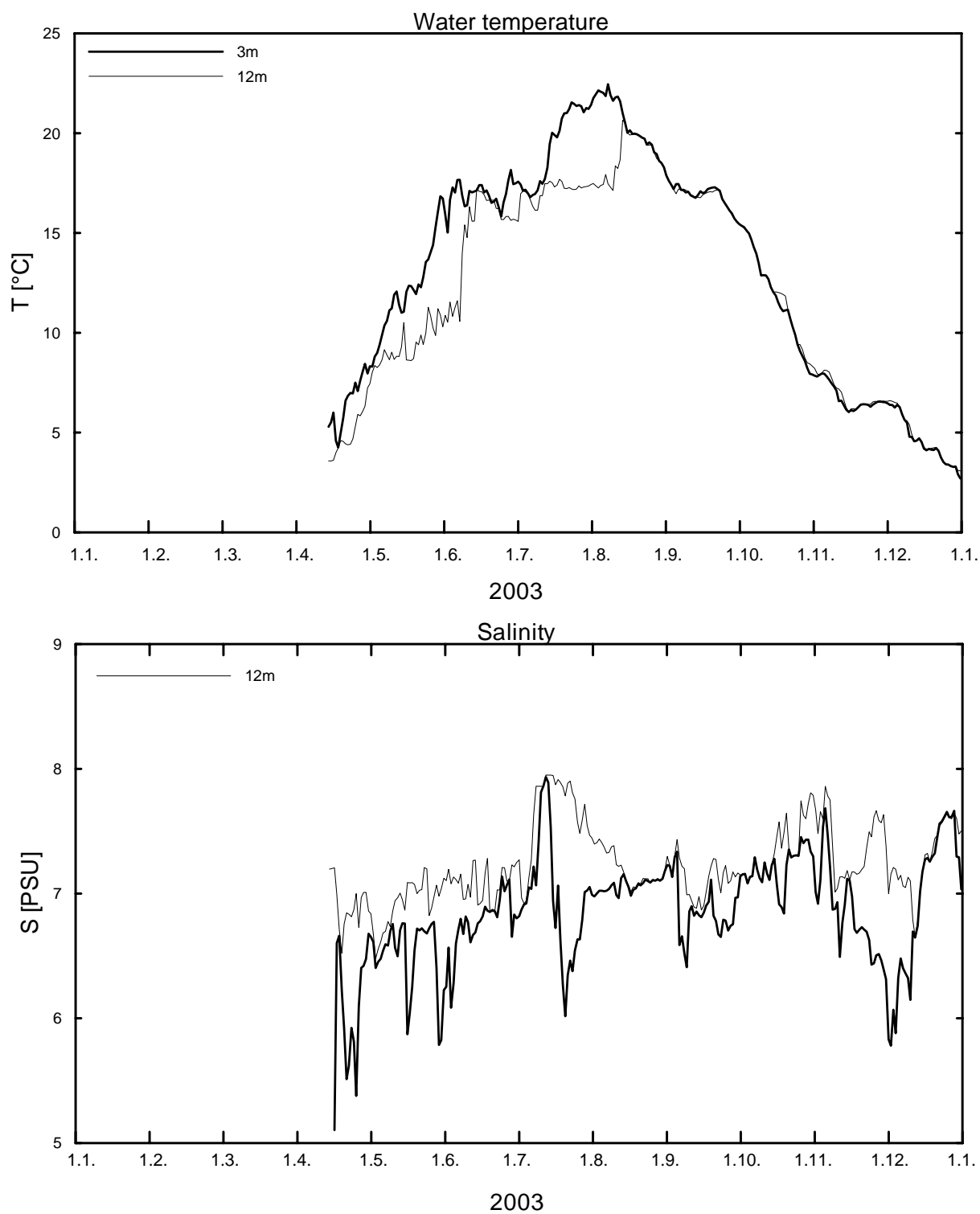


Abb. 12 Verlauf der Wassertemperatur (A) und des Salzgehaltes (B) in der Deck- und Bodenschicht in der Pommerschen Bucht (Stat. OB) im Jahr 2003

Fig. 12  
Water temperature (A) and salinity (B) measured in the surface layer and near the bottom in 2003 at Stat. OB in the Pomeranian Bight

Die Sauerstoffmessungen auf der Station „Oder Bank“ wiesen vor allem im Juli und August eine kontinuierliche Abnahme des Sauerstoffgehalts bis auf 1 ml/l am 10. August auf. Mit dem Einsetzen des Westwindes am 13. August wurde die Flusswasserlinse nach Osten entlang der polnischen Küste abgeführt. Die Schichtung vor Usedom wurde abgebaut und das Bodenwasser wieder belüftet. Eine markante Erscheinung stellt der Anfang Juli beobachtete Anstieg im Salzgehalt und in der Oberflächentemperatur dar, wobei Mitte Juli der Oberflächensalzgehalt stark abfällt. Während dieser Phase herrscht weitgehend schwachwindiges Wetter. Der beobachtete Anstieg des Salzgehalts deutet auf ein Vordringen von Oberflächenwasser aus dem Arkonabecken in die Pommersche Bucht hin, dem sich Mitte Juli schlagartig Brackwasser aus dem Oder-Abfluss als Deckschicht überlagerte. Das Vordringen des Oberflächenwassers aus dem Arkonabecken in die Oderbucht ohne Windanregung wird durch eine freie Kelvinwelle entlang der Ostküste Rügens bestimmt (LASS et al., 2001).

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

Die nachfolgend dargestellten Beschreibungen der hydrographisch-chemischen Situation im Jahre 2003 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 und Pommersche 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. So stellt die Sauerstoffverarmung im Tiefenwasser der westlichen Ostsee im Sommer und Herbst alljährlich ein Problem dar (vgl. Kapitel 5.3).

Die Vertikalverteilungen der Wassertemperatur (Abb. 18), des Salz- (Abb. 19) und des Sauerstoffgehaltes (Abb. 21) sowie der wesentlichsten Nährstoffe Phosphat (Abb. 23) und Nitrat (Abb. 24) 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. 6 und 11). Trenderaussagen für Nährstoffe im Oberflächenwasser werden dagegen nur an Hand der Winterkonzentrationen vorgenommen (Tab. 9). Für ausgewählte Seegebiete wird in dieser Zustandseinschätzung eine Langzeitbetrachtung vorgenommen.

## 6.1. Wassertemperatur

Die thermische Entwicklung der Ostsee im Jahr 2003 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), 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 Die Oberflächentemperatur der Ostsee im Jahr 2003

Die Einschätzung der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee des Jahres 2003 erfolgte auf der Grundlage von Tages- und Monatsmittelwerten, abgeleitet aus Daten der amerikanischen NOAA Wettersatelliten. Die Monatsmittel dienen zur Interpretation der saisonalen thermischen Entwicklung und zur Betrachtung von zwischenjährlichen Variationen. Die Tagesmittel wurden für die Erarbeitung von Besonderheiten in der detaillierten Temperaturentwicklung verwendet. Aus den Mittelwerten der Monate des Jahres 2003 und den langjährigen Monatsmitteln der Jahre 1990 - 2003 wurden Anomalien berechnet.

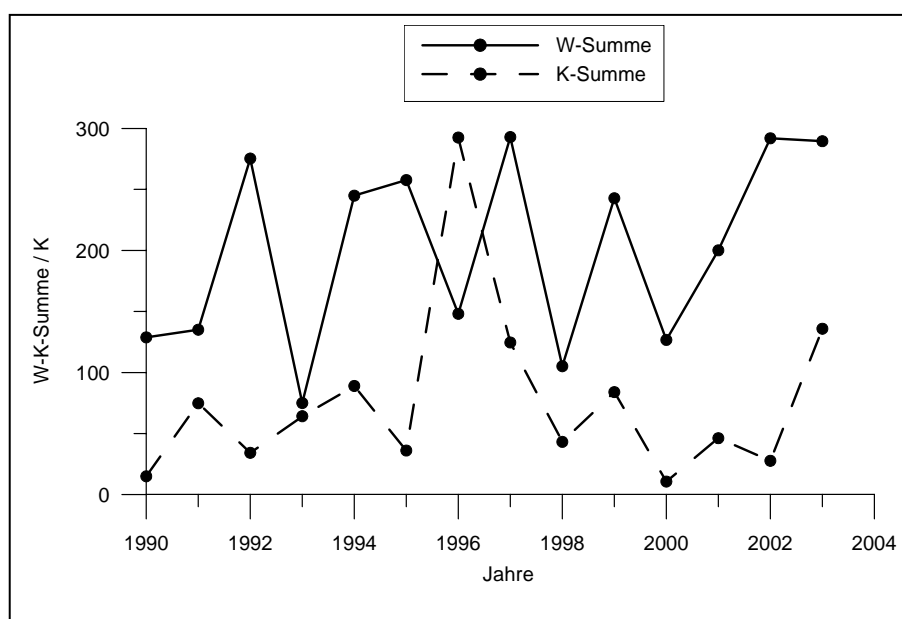


Abb. 13  
Wärme- und Kältesummen der Lufttemperatur von Warnemünde der Jahre 1990 - 2003

Fig. 13  
Heat and cold sums of air temperature of Warnemünde for 1990 - 2003

Das Jahr 2003 war in der thermischen Entwicklung der Ostsee im Wesentlichen durch zwei Besonderheiten charakterisiert, einen vergleichsweise kalten Winter und einen warmen Sommer. Anhand der Kälte- und Wärmesummen der Lufttemperatur von Warnemünde war der Winter 2002/2003 der zweitkälteste seit 1986/1987. Nur der Winter 1995/1996 war kälter. Der Sommer 2003 war nach 1997 und 2002 der drittwärmste (Abb. 13). Daraus ergaben sich Besonderheiten in der Entwicklung der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee insbesondere in den Monaten Januar, Februar und Juli, die in Abb. 14 zusammengefasst sind.

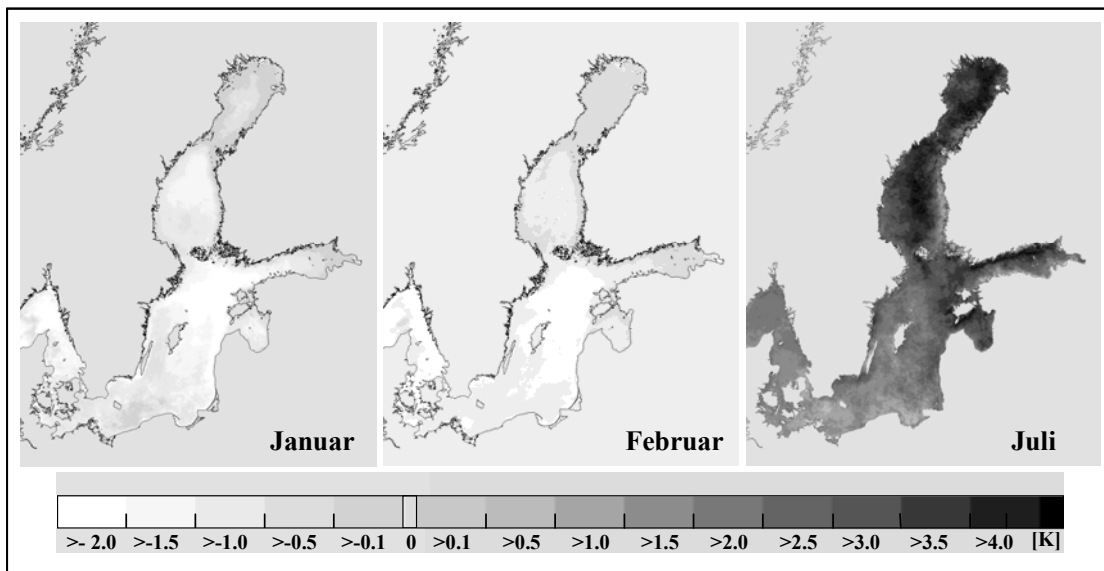


Abb. 14

Anomalien der Wasseroberflächentemperatur der Ostsee der Monate Januar, Februar und Juli 2003 bezogen auf die Mittelwerte der Jahre 1990 - 2003

Fig. 14

Anomalies of sea surface temperature (SST) in the Baltic Sea in the months January, February and July 2003 referring to the mean values of the years 1990 – 2003

Nach dem kalten Dezember 2002, in dem die Ostsee durch eine lange Hochdruckphase von Norden abgekühlt worden war (NAUSCH et al., 2003a), gehörte der Januar 2003 mit Wassertemperaturen im Mittel unter 2 °C zu den kälteren seit 1990.

Eine Ausnahme bildete die Bornholmsee mit Werten zwischen 3 und 4 °C, die aufgrund der meteorologischen Bedingungen am wenigsten von der Abkühlung erfasst wurde. Nördlich der Stolper Rinne waren absolut die niedrigsten Werte seit 1990 vorhanden. Die Anomalien waren im Bereich des Farötiefs mit -2,8 K am höchsten. Die Abkühlung setzte sich auch wie üblich im Februar fort. In der westlichen Ostsee erreichten die Monatsmittel mit Werten unter 1 °C die zweitniedrigsten Temperaturen nach 1996, doch blieb eine Vereisung aus. Die maximalen Temperaturen lagen weiterhin zwischen Arkona- und Bornholmsee. In der Gotlandsee unterschritten die Temperaturen den langjährigen Mittelwert um ca. 2 K. Nördlich des Farötiefs waren im Mittel negative Temperaturen vorhanden, was dann auch zu der sehr ausgeprägten Vereisung geführt hat. Die niedrigsten Wassertemperaturen waren in der südlichen Ostsee Ende Februar erreicht, wogegen sich in der nördlichen Ostsee das Wasser weiter abkühlte. Ansonsten

gab es im März nur eine geringfügige Erwärmung, was sich auch noch auf den April auswirkte. Im Mai bewegten sich die Temperaturen weitgehend wieder im Bereich des langjährigen Mittels, was nur in der westlichen Ostsee leicht überschritten war.

Der warme Sommer wirkte sich deutlich auf die Temperaturen des Oberflächenwassers aus. Waren im Juni die Temperaturen in der zentralen Ostsee im Bereich des langjährigen Mittels, so wurden in der westlichen Ostsee Anomalien bis +2 K erreicht. Im Monat Juli lagen die Anomalien in der Arkonasee und in der Bornholmsee bei +1 K, wogegen sie in der nördlichen Gotlandsee mit Werten zwischen +3,5 und +4 K noch höher waren. Im Bottnischen Meerbusen wurden sogar bis etwa +5 K erreicht. Nördlich der östlichen Gotlandsee wurden im Monatsmittel die höchsten Temperaturen seit 1990 beobachtet. Im August 2003 gab es im Vergleich zum Vormonat nur noch eine geringfügige Erhöhung der Wasseroberflächentemperaturen, was auch anhand der Wärmesummen der Lufttemperatur nachvollziehbar ist, da diese im August geringfügig unter der des Juli lag. Trotzdem gehörte auch der August zu den wärmsten seit 1990. In der nördlichen Gotlandsee wurden nicht die extremen Werte des August 2002 erreicht, aber in der Bottenwiek waren die höchsten Werte seit 1990 beobachtet worden. Durch die Abkühlung in der zweiten Augushälfte war das Monatsmittel des Septembers im Bereich des langjährigen Mittelwertes. Die weitere thermische Entwicklung im Jahr 2003 verlief dann ohne Besonderheiten.

Der Jahresgang der Oberflächentemperatur an jeweils einer zentralen Station in der Arkonasee und in der Bottensee im Vergleich zu den 14-jährigen Mitteln 1990-2003 (Abb. 15) hebt nochmals die für den Untersuchungszeitraum außergewöhnlich niedrigen Temperaturen im Winter und die sehr hohen Werte im Juli und August hervor.

Für die in Abb. 14 zur Darstellung der Anomalien ausgewählten Monate Januar, Februar und Juli wurde die Wasseroberflächentemperatur entlang des Schnittes durch die zentralen Becken der Ostsee mit den langjährigen Mittelwerten (1990 - 2003) und Extremwerten anderer Jahre verglichen (Abb. 16). Für den Vergleich der Verteilung im Januar und Februar wurden die entsprechenden Monatsmittel des kältesten Winters 1995/1996 herangezogen und für den Juli wurde das Jahr 1994 ausgewählt. Man erkennt einerseits die extrem niedrigen Temperaturen im Winter nördlich der Stolper Rinne und die extrem hohen Werte im Juli in der nördlichen Ostsee. War im Jahr 1996 die Abkühlung im Februar in der westlichen Ostsee besonders ausgeprägt, setzte sie sich im Januar und Februar 2003 speziell in der nördlichen Ostsee stetig weiter fort. In den warmen Jahren erfolgte die Erwärmung der nördlichen Ostsee wenn überhaupt erst im August. Durch den lang anhaltenden Hochdruckeinfluss entwickelten sich im Bottnischen Meerbusen die höchsten Mittelwerte der Wasseroberflächentemperatur des Monats Juli der letzten 14 Jahre.



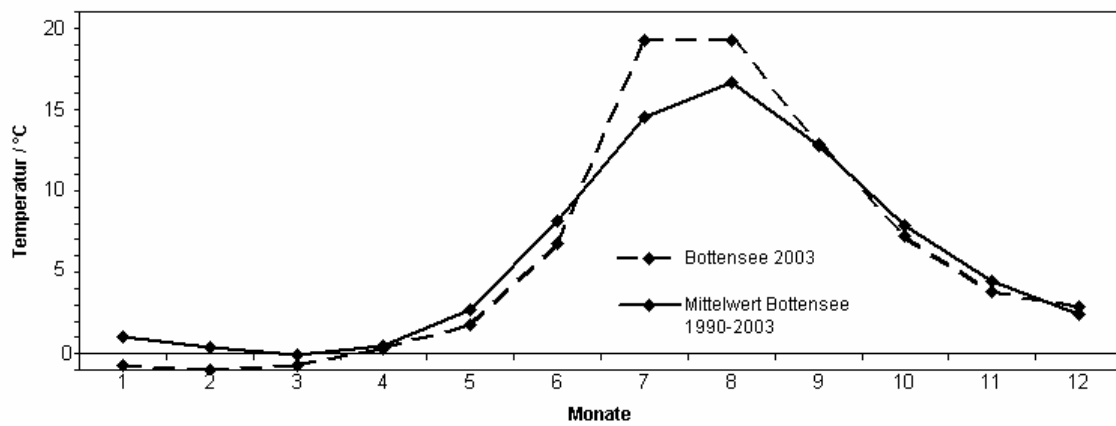
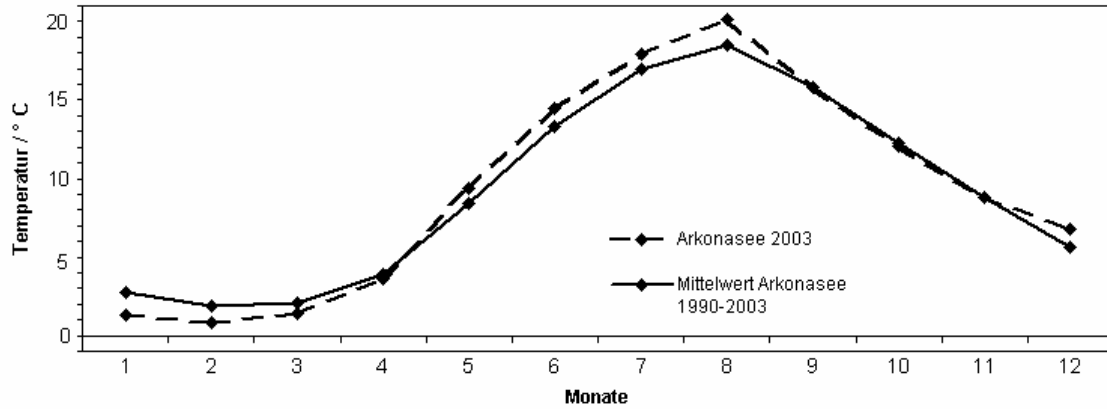


Abb. 15

Saisonaler Verlauf der Wasseroberflächentemperatur (NOAA-SST) an je einer Station in der Arkona- und Bottensee des Jahres 2003 im Vergleich zum jeweiligen 14-Jahresmittel 1990 - 2003

Fig. 15

Seasonal course of sea surface temperature (NOAA-SST) at stations in the Arkona and Bothnian Sea in 2003 in comparison to the mean values of the last 14 years

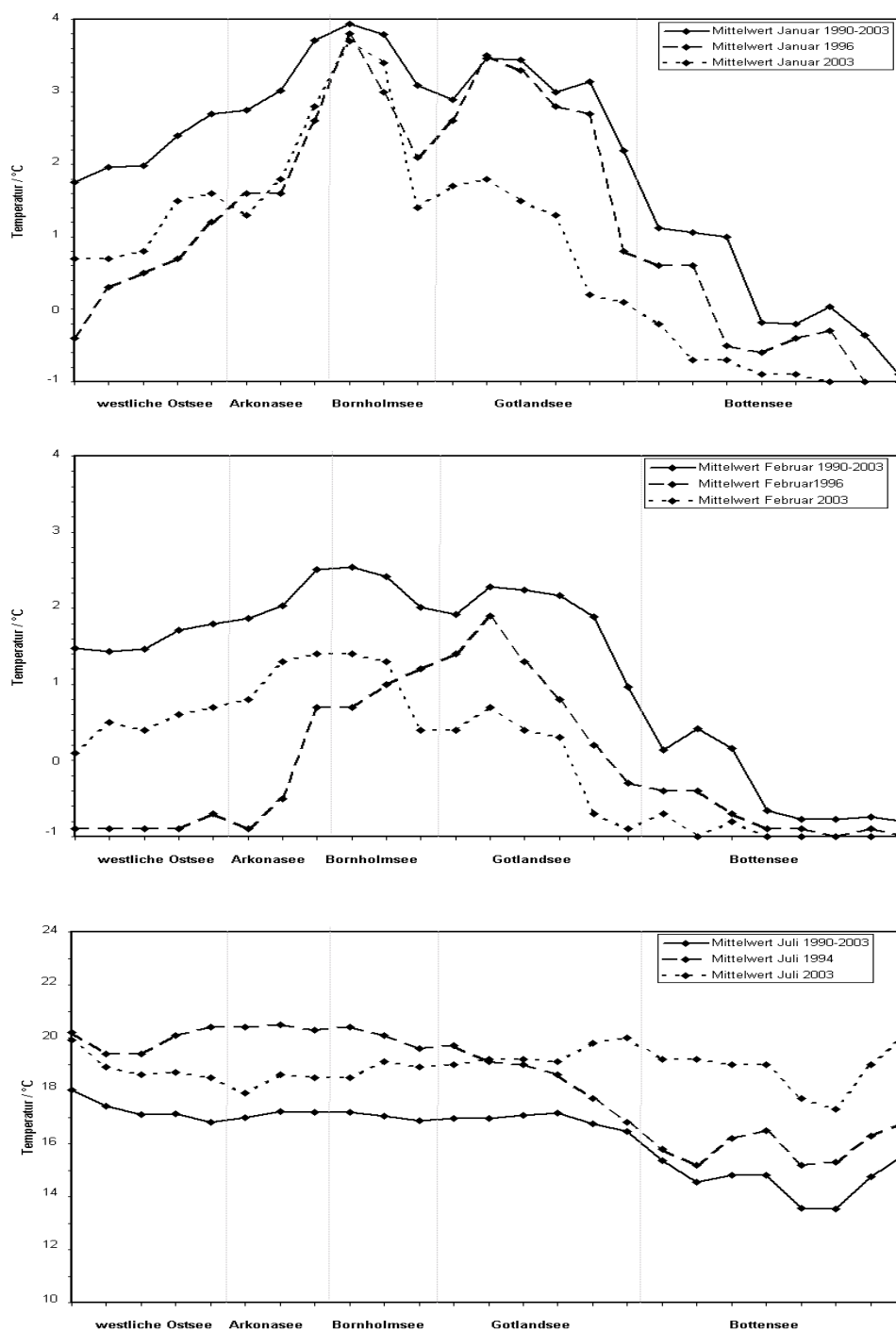


Abb. 16

Temperaturverteilung entlang des Monitoringschnittes durch die zentralen Becken der Ostsee für die Monate Januar, Februar und Juli 2003 im Vergleich zum Mittel 1990 – 2003 und zu Extremwerten anderer Jahre

Fig. 16

Temperature distribution along the monitoring transect through the central basins of the Baltic Sea in January, February, and July in comparison to the mean value of 1990 – 2003 and to extreme values of other years

Im folgenden Abschnitt sind einige Besonderheiten in der raum-zeitlichen Entwicklung der Wasseroberflächentemperatur im Jahr 2003 in detaillierter Form zusammengestellt.

Wie bereits dargestellt, gehörte der Januar 2003 mit Wassertemperaturen im Mittel unter 2 °C zu den kälteren seit 1990. Die Abkühlung setzte sich auch wie üblich im Februar weiter fort und im März gab es nur eine geringfügige Erwärmung. Die niedrigsten Wassertemperaturen waren in der südlichen Ostsee Ende Februar zu beobachten, wogegen sich in der nördlichen Ostsee das Wasser weiter abkühlte und die maximale Eisbedeckung in diesem Jahr am 6. März zu verzeichnen war (siehe auch Abb. 17).

Die erste Erwärmungsphase setzte vom Westen her Mitte März ein. Die Temperaturen erhöhten sich auf 2-4 °C. Die nächste Erwärmung setzte dann Anfang April ein. Die Situation mit Temperaturen zwischen 4 und 6 °C stagnierte bis etwa 10. Mai, wonach die weitere Erwärmung erfolgte. In der Bottenwiek hatten allerdings weite Teile bis Anfang Juni Oberflächentemperaturen unter 2 °C. Eis war dort bis Ende Mai vorhanden. Im Juni war die Entwicklung vergleichbar mit dem langjährigen Mittel und erreichte Ende des Monats Werte um 15 °C. Nur in der westlichen Ostsee wurden bereits Werte um 17-18 °C beobachtet. Ab 25. Juni lagen auch in der nördlichen Ostsee die Temperaturen zwischen 10 und 15 °C.

Ab 14. Juli setzte dann eine intensive Erwärmungsphase in der gesamten Ostsee ein. Bis 25. Juli stieg die Oberflächentemperatur (2 m) an der MARNET Station „Arkonabecken“ von 14 °C auf 20 °C und ab 2. August wurden sogar 22 °C erreicht. Ab 13. August verringerte sich in Folge einer Starkwindperiode die Temperatur innerhalb von zwei Tagen um 3 °C.

In der Gotlandsee und in der nördlichen Ostsee verlief diese Entwicklung noch viel rasanter. Bereit am 17. Juli erreichte das Oberflächenwasser in weiten Teilen Temperaturen über 20 °C. Ende Juli wurden in der östlichen Gotlandsee und im Finnischen Meerbusen Temperaturen über 25 °C bestimmt. Die maximalen Temperaturen wurden in diesem Jahr bereits am 1. August, früher als in den vorangegangenen Jahren, allerdings mit Werten über 25 °C in der östlichen Gotlandsee und im Finnischen Meerbusen, bestimmt (vgl. Abb. 17). Ab 5. August setzte dann die Abkühlung ein, die am 14. August einen neuen Schub, identisch mit der Starkwindphase in der Arkonasee, erhielt und die Temperaturen sanken in weiten Teilen bereits unter 20 °C. Im weiteren Verlauf nahmen die Temperaturen mit Ausnahme der nördlichen Ostsee weiter kontinuierlich ab. Waren Ende September in der südlichen Ostsee noch Temperaturen zwischen 15 und 17 °C vorhanden, ist die nördliche Ostsee schon auf Werte unter 5 °C abgekühlt. Nach dem 20. Oktober sinkt die Temperatur in der gesamten Ostsee deutlich unter 10 °C. Im weiteren Verlauf gibt es keine Besonderheiten.



## 6.1.2 Vertikalverteilung der Wassertemperatur

Die vertikale Temperaturverteilung der westlichen und zentralen Ostsee im Verlauf des Jahres 2003 ist anhand der Überwachungsfahrten des IOW in der Abb. 18 zusammengestellt.

Das wichtigste Temperatursignal im Tiefenwasser der Ostsee 2003 war der kalte Einstrom von Kattegatwasser im Januar 2003 (FEISTEL et al., 2003a, NAUSCH et al., 2003b, siehe auch Abschnitt 2), der die dort seit 1997 anhaltend hohen Temperaturen dramatisch absenkte. Noch im Jahre 2002 wurden Rekordwerte beobachtet (NAUSCH et al., 2003a). Dem Ereignis im Januar folgten kleinere Einströme im März und Mai nach, die den Effekt der Tiefenwassererneuerung verstärkten.

Das Eindringen des schweren, kalten Wassers in das Bornholmbecken hob das dort vom herbstlichen Einstrom 2002 noch vorhandene warme Wasser bis über die Stolper Schwelle an, so dass dem kalten Einstromsignal ein besonders warmes auf dem Weg zu den zentralen Becken vorauseilte.

Die ruhige und sehr warme Sommersituation zwischen Juni und August 2003 bewirkte einen Einstrom von salzigem Tiefenwasser aus dem Kattegat bei gleichzeitiger genereller Ausstromlage, ähnlich wie im Sommer 2002, wenn auch mit kürzerer Dauer und anderer Wirkung. Dieses auffällig warme Wasser schichtete sich zunächst im August im Bornholmbecken bei ca. 50 m Tiefe ein, füllte bis Dezember die Stolper Rinne unterhalb von 60 m Tiefe mit  $t > 9\text{ °C}$  und erreichte mit  $t > 8\text{ °C}$  das Danziger Tief im Februar 2004 (FEISTEL et al., 2004a).

Der komplexe Ablauf der genannten mehrfachen Austauschprozesse im Tiefenwasser, der sich über das ganze Jahr 2003 erstreckte, kombiniert mit den Signalen der extrem warmen und kalten auftretenden Wassermassen führte zu einem ungewöhnlich dynamischen und komplizierten Entwicklungsbild in der Vertikalverteilung der Wassertemperatur der einzelnen Becken im Berichtsjahr. Temperaturtrends, die sich in den Jahren davor eingestellt hatten, wurden 2003 generell gebrochen (Tab. 6).

Die MARNET- Station „Arkonabecken“ registrierte die Wirkung der Einstromereignisse mit hoher zeitlicher Auflösung. Zwischen dem 20. und 27. Juni 2003 stieg die bodennahe Temperatur (40-m-Sensor) von 6 auf 12 °C an, überstieg 14 °C am 20. Juli und erreichte mit 17,9 °C am 27. August ihren Jahreshöchstwert (Rohdaten). Temperaturen über 15 °C wurden noch bis zum 22. Oktober registriert.

Im Bornholmbecken begann das Ersetzen des warmen Tiefenwassers vom Herbst 2002 durch Eindringen des neuen, kalten Einstromwassers bereits Ende Januar 2003 (NAUSCH, 2003). In 70 m Tiefe fiel die Temperatur von 10,7 °C Mitte Januar auf 4,1 °C Mitte Februar und bis auf 2,8 °C im Mai, um dann durch den Warmwassereinstrom in darüber liegenden Schichten im November wieder auf 9,1 °C anzusteigen. In 60 m Tiefe wurde als Minimalwert 3,1 °C im Mai erreicht, danach erwärmte sich diese Schicht wieder bis auf 11,3 °C im Dezember. Die ermittelte Durchschnittstemperatur dieser Tiefe über das Jahr lag bei 6,5 °C mit einer Streuung von 2,7 °C. Jedoch waren die Werte keineswegs GAUSS-verteilt, sondern mehr bimodal, d.h. der Durchschnittswert trat praktisch nicht als Messwert auf, sondern nur Zahlen deutlich darüber oder darunter.

Im östlichen Gotlandbecken bewirkte der relativ kalte Winter 2002/03 Oberflächentemperaturen bis hinab zu 0,7 °C und damit die Bildung von Winterwasser, das z.B. im April die gesamte Wassersäule von 0 bis 70 m Tiefe auf Temperaturen zwischen 1,2 und 1,3 °C abkühlte. In 80 m

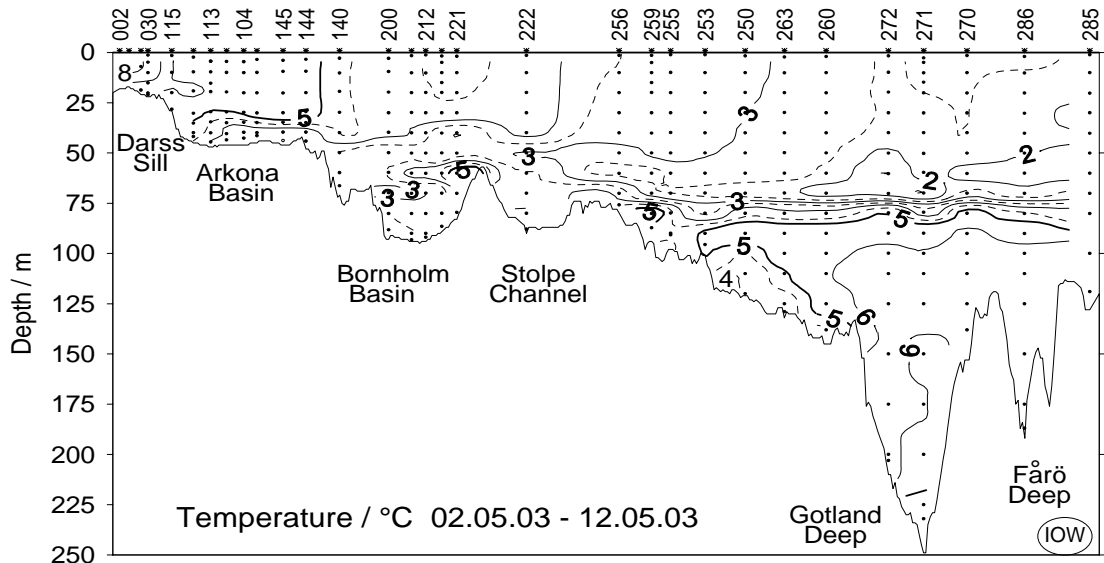
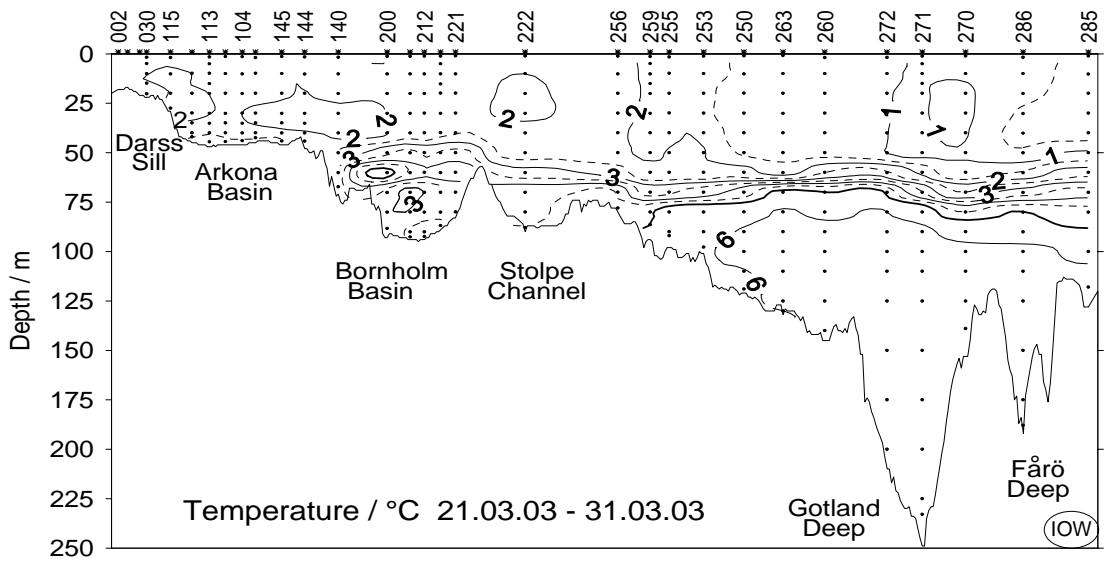
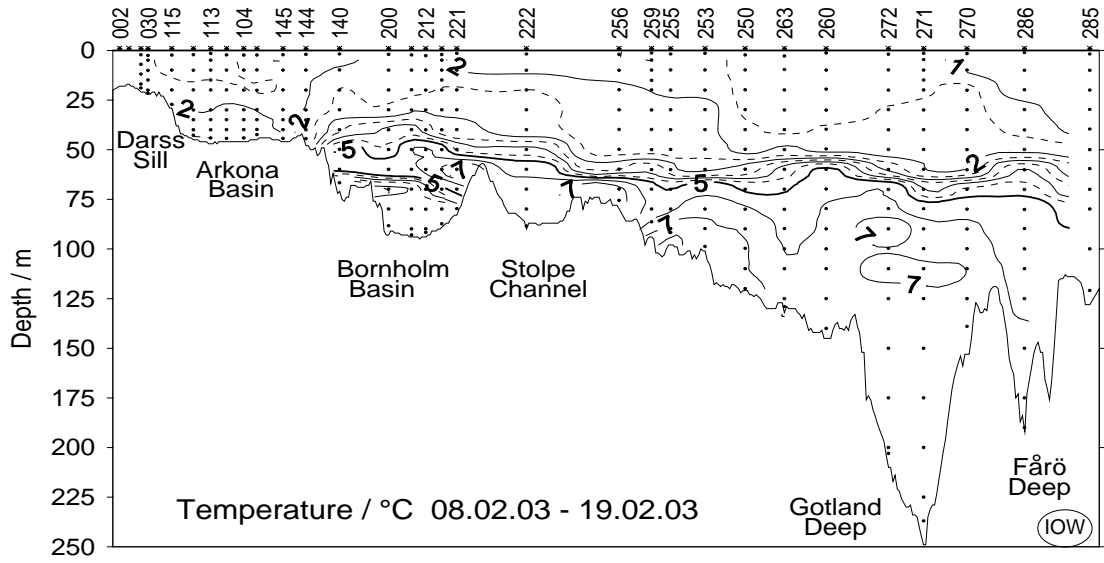
Tiefe wurden, offenbar durch diesen Einfluss, im Mai 3,0 °C und im Juli 4,0 °C gemessen, im Gegensatz zu 5,9 °C noch im Januar und wieder 5,6 °C im November 2003. Der frühe und anhaltend warme Sommer führte zu hohen Temperaturen von 21-22 °C in den obersten 10 m im Juli, die durch stärkere Windmischung im August (17 °C in den oberen 20 m) nicht wieder erreicht wurden. In der bodennahen Schicht stieg die Temperatur durch das Eintreffen des vorauseilenden Warmwassersignals von 6,4 °C im Februar auf 6,7 °C im März, fiel dann mit dem kalten ‚eigentlichen‘ Einstromwasser im Mai auf 4,9 °C und mit Schwankungen weiter bis auf 3,6 °C im November.

Im Dezember erwärmte sich die Bodenschicht wieder abrupt auf 5,7 °C, wofür anscheinend nur die Ankunft des warmen Einstromsignals vom Sommer 2003 in Frage kommt. Im Dezember erscheint die gesamte Wassersäule von 80 m bis 240 m Tiefe fast homotherm, jedoch haben vertikale Vermischungsprozesse dabei vermutlich keine zentrale Rolle gespielt, wie die deutlich vorhandene Schichtung im Salzgehalt, in der Dichte und im Sauerstoff in diesem Monat zeigt. Durch die Einstromvorgänge bedingt, ergab sich am Boden mit fast 1 °C die stärkste mittlere Schwankung im Jahr von allen Schichten unterhalb 70 m. Der Durchschnittswert selbst betrug dort 5,2 °C.

Im Farötief verliefen die Prozesse zwischen Oberfläche und Sprungschicht sehr ähnlich wie im Gotlandbecken. In 175 m Tiefe traf ein erstes warmes Signal im Februar/März ein, ein zweites im August, unmittelbar vor dem Eintreffen des kalten Januar-Einstroms im September, wodurch sich das Wasser dort von 6,4 °C im August auf 5,3 °C im Dezember abkühlte. Wegen der Einzelheiten der Abfolge der jeweiligen warmen Einstromvorgänge muss hier auf die ausführlicheren Veröffentlichungen verwiesen werden (FEISTEL et al., 2003a, 2003b, FEISTEL et al., 2004b). Die mittlere Temperatur betrug bei 175 m Tiefe  $5,8 \pm 0,4$  °C, womit erstmals wieder Schwankungen in der Größe des warmen Einstroms von 1997/98 auftraten.

Im Landsorttief stieg die Temperatur im gesamten Tiefenwasserbereich unter 100 m um etwa 0,5 °C im Laufe des Jahres an, bodennah von 5,3 auf 6,0 °C. Es ist anzunehmen, dass hier als sekundäre Folge der warmen und kalten Einströme 2002/2003 das aus Gotland- und Faröbecken verdrängte alte warme Wasser eingeflossen ist. Diese Annahme wird durch eine damit einhergehende Zunahme des Gehalts an Schwefelwasserstoff gestützt. Die mittlere Schwankung von 0,3 °C hat sich damit gegenüber 2002 noch einmal verstärkt.

Bis zum Karlsötief sind die andernorts so dramatischen Veränderungen des Tiefenwassers im Jahr 2003 noch nicht vorgedrungen. Unterhalb der Sprungschicht wurden keine stärkeren Temperaturänderungen beobachtet. In 100 m Tiefe lag der Mittelwert bei  $4,86 \pm 0,06$  °C und setzt den leichten Trend zur Erwärmung seit 1998 fort (Tab. 6).



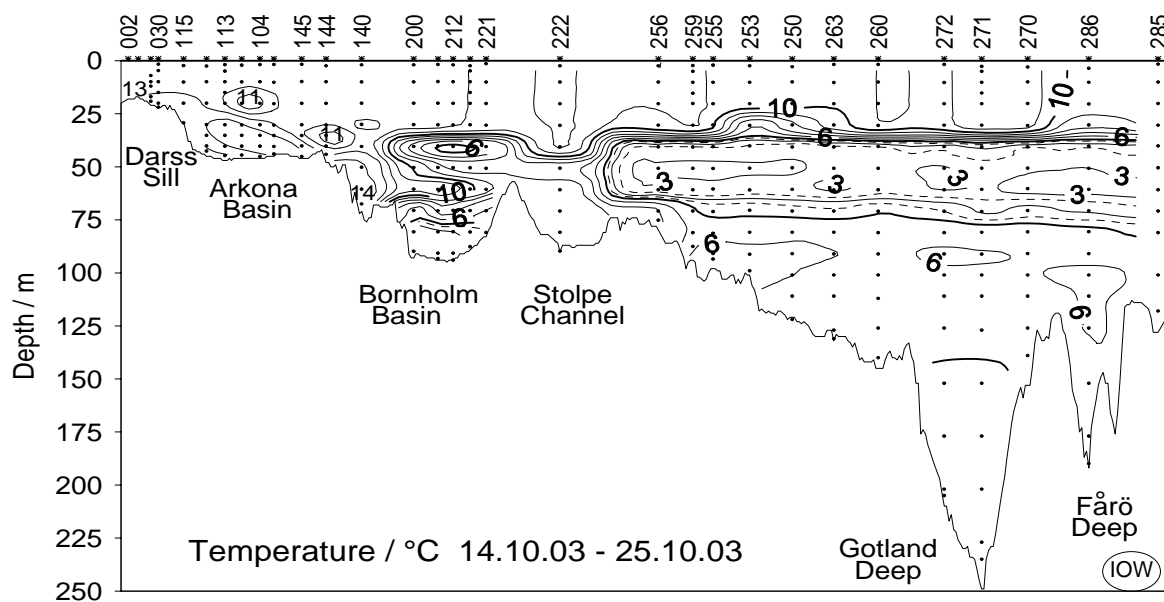
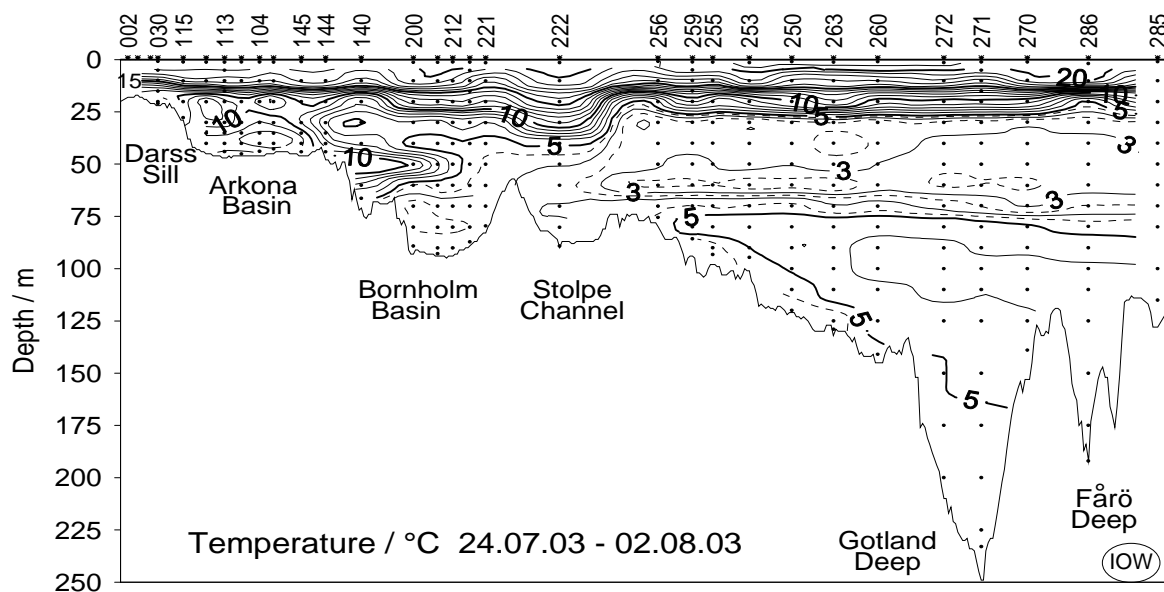


Abb. 18  
Vertikale Verteilung der Wassertemperatur zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 18  
Vertical water temperature distribution between Darss Sill and northern Gotland Basin



Tab. 6

Jahresmittelwerte und Standardabweichungen ausgewählter hydrographischer Parameter im Tiefenwasser der zentralen Ostsee: IOW- sowie SMHI- Daten (n= 9-21)

Table 6

Annual means and standard deviations of selected hydrographic parameters in the deep water of the central Baltic Sea: IOW- and SMHI data (n= 9-21)

<b>Wassertemperatur (°C; Maximalwerte hervorgehoben)</b>						
Station	Tiefe/m	1999	2000	2001	2002	2003
<b>213</b> (Bornholmtief)	80	8,04 ± 1,13	<b>8,86 ± 0,57</b>	7,45 ± 1,05	<b>8,86 ± 0,65</b>	4,02 ± 1,69
<b>271</b> (Gotlandtief)	200	<b>6,38 ± 0,06</b>	6,28 ± 0,04	6,20 ± 0,02	6,34 ± 0,15	5,38 ± 0,80
<b>286</b> (Färötief)	150	5,86 ± 0,03	5,95 ± 0,03	5,88 ± 0,02	5,97 ± 0,07	<b>6,10 ± 0,34</b>
<b>284</b> (Landsortief)	400	5,17 ± 0,14	5,21 ± 0,07	5,24 ± 0,01	5,32 ± 0,10	<b>5,65 ± 0,30</b>
<b>245</b> (Karlsötief)	100	4,47 ± 0,10	4,61 ± 0,05	4,66 ± 0,18	4,77 ± 0,09	<b>4,87 ± 0,07</b>
<b>Salzgehalt (psu; Maximalwerte hervorgehoben)</b>						
Station	Tiefe/m	1999	2000	2001	2002	2003
<b>213</b> (Bornholmtief)	80	15,79 ± 0,42	16,3 ± 0,36	15,46 ± 0,35	15,24 ± 0,34	<b>17,83 ± 0,91</b>
<b>271</b> (Gotlandtief)	200	12,21 ± 0,04	12,10 ± 0,03	11,98 ± 0,03	11,96 ± 0,10	<b>12,27 ± 0,32</b>
<b>286</b> (Färötief)	150	<b>11,57 ± 0,04</b>	11,53 ± 0,06	11,33 ± 0,04	11,24 ± 0,06	11,54 ± 0,25
<b>284</b> (Landsortief)	400	<b>10,58 ± 0,07</b>	10,42 ± 0,04	10,32 ± 0,04	10,23 ± 0,08	10,44 ± 0,28
<b>245</b> (Karlsötief)	100	<b>9,57 ± 0,17</b>	9,47 ± 0,08	9,50 ± 0,28	9,37 ± 0,17	9,53 ± 0,14
<b>Sauerstoffgehalt (ml/l; Schwefelwasserstoff als negative Sauerstoffäquivalente; Minimalwerte hervorgehoben)</b>						
Station	Tiefe/m	1999	2000	2001	2002	2003
<b>213</b> (Bornholmtief)	80	<b>0,29 ± 1,23</b>	0,92 ± 1,12	0,57 ± 1,23	0,85 ± 1,00	4,53 ± 2,16
<b>271</b> (Gotlandtief)	200	-1,68 ± 0,46	-2,56 ± 0,63	-3,75 ± 0,54	<b>-3,82 ± 1,14</b>	0,50 ± 2,96
<b>286</b> (Färötief)	150	-0,78 ± 0,50	-1,27 ± 0,53	<b>-1,82 ± 0,40</b>	-1,56 ± 0,28	-1,45 ± 0,90
<b>284</b> (Landsortief)	400	0,15 ± 0,22	-0,57 ± 0,15	-0,75 ± 0,22	-0,94 ± 0,16	<b>-1,01 ± 0,23</b>
<b>245</b> (Karlsötief)	100	0,32 ± 0,59	0,31 ± 0,32	-0,35 ± 0,72	-0,18 ± 0,40	<b>-0,64 ± 0,49</b>

## 6.2 Salzgehalt

Die Verteilung des Salzgehalts in der Ostsee 2003 ist in Abb. 19 sowie in den Tabellen 6 und 7 dargestellt. Die mittleren Salzgehalte im Oberflächenwasser (Tab. 7) weisen sehr ähnliche Werte wie im Vorjahr auf. Der generelle Trend zur Aussüßung des Oberflächenwassers hat sich somit nicht fortgesetzt, sondern wurde durch die Einstromprozesse 2002 und 2003 näherungsweise ausgeglichen. Trotzdem liegen die aktuellen Werte weiterhin deutlich unter dem langjährigen Mittel von 1961-1990.

In der Bornholmsee lag der Oberflächensalzgehalt mit  $7,3 \pm 0,06$  psu wieder etwas höher als im Vorjahr und war im Jahresverlauf ungewöhnlich konstant. In Bodennähe (80 m) dagegen war er mit  $17,6 \pm 1$  psu deutlich höher als im Vorjahr und fluktuierte stark zwischen den Monaten. Am auffälligsten ist der Anstieg von 15,4 psu im Januar auf 17,6 psu im Februar, bedingt durch den Einstrom von winterlichem Kattgatwasser.

Die vertikal weitgehend homogene Salzverteilung in den oberen 60 m der östlichen Gotlandsee von Januar bis April 2003 deutet auf eine intensive Winterkonvektion in diesen Monaten hin. Im April steht dem Oberflächenmaximalwert von 7,2 psu ein Minimalwert von nur 8,2 psu in 80 m Tiefe gegenüber, so dass in diesem Monat wahrscheinlich größere Salzmenen aus dem Sprungschichtbereich in die Deckschicht gelangt sind. Im Gotlandbecken erscheint in der bodennahen Schicht der Einstrom des warmen Wasser, das vom kalten Januareinstrom im Bornholmbecken angehoben und freigesetzt wurde, als Erhöhung des Salzgehalts von 12,0 psu im Februar auf 12,2 psu im März. Das Eintreffen des eigentlichen kalten Einstromsignals im Mai erhöht diesen Wert weiter auf 12,8 psu im Juni. Nach geringer Abschwächung bis November tritt dann aber ein deutlicher Anstieg auf 13,3 psu im Dezember auf, der im Zusammenhang mit der ebenfalls erhöhten Temperatur und Sauerstoffkonzentration als Ankunft eines Warmwassereinstroms vom Sommer 2003 gedeutet werden kann. Der Mittelwert von  $12,3 \pm 0,3$  psu hat nach dem stetigen Absinken der letzten Jahre den Wert von 1998 wieder erreicht und ist durch ungewöhnlich starke Fluktuationen charakterisiert.

Im Farötief stieg der Salzgehalt bei 150 m Tiefe stufenförmig an, von 11,3 psu (Januar bis April) auf 11,6 psu (Mai bis Juli), allmählich weiter auf 11,8 psu im November und noch einmal abrupt auf 12,1 psu im Dezember. Das dort vorgefundene Wasser war vermutlich ein unterschiedliches Gemisch aus altem Wasser des Gotlandtiefs und frischem Einstromwasser, denn der Schwefelwasserstoffgehalt ging im Jahresverlauf kontinuierlich zurück und wechselte im November/Dezember 2003 hinüber zu sauerstoffhaltigen Bedingungen. Der Mittelwert des Salzgehaltes von  $12,0 \pm 0,3$  psu in dieser Tiefe ist wieder auf den Wert von 1999 zurückgekehrt, seine vergleichsweise starke Schwankung weist auf die intensiven Austauschprozesse hin.

Im 400 m-Horizont des Landsorttiefs stieg der Salzgehalt im Verlauf des Jahres 2003 von 10,2 psu auf 11,1 psu an. Das Jahresmittel erhöhte sich im Vergleich zum Vorjahr um 0,21 psu auf 10,44 psu (Tab. 6). Die beschriebenen Salzgehaltszunahmen, die auch mit einem Anstieg der Temperatur verbunden waren, resultieren vor allem aus Veränderungen in der 2. Jahreshälfte während bis Mitte des Jahres weitgehend konstante Verhältnisse herrschten. Gleichzeitig erhöhte sich auch die Konzentration von Schwefelwasserstoff, so dass hier noch keine belüftende Wirkung der Einströme zu verzeichnen ist, sondern die Übernahme des freigesetzten stagnierenden Wassers aus anderen Becken. Der Salzgehaltanstieg betrifft die gesamte Wassersäule unterhalb 80 m Tiefe. Die Schwankungsbreite von 0,3 psu in allen betroffenen Schichten ist für das Landsorttief außergewöhnlich hoch.

Auch das Tiefenwasser des Karlsötiefs verzeichnete deutliche Schwankungen, stieg aber erst im Dezember von 9,6 psu auf 9,9 psu merklich an. Ähnlich wie beim Landsorttief sind diese Veränderungen als sekundäre Effekte der Einstromvorgänge zu interpretieren, denn der Gehalt an Schwefelwasserstoff erhöhte sich im Jahresverlauf stark.

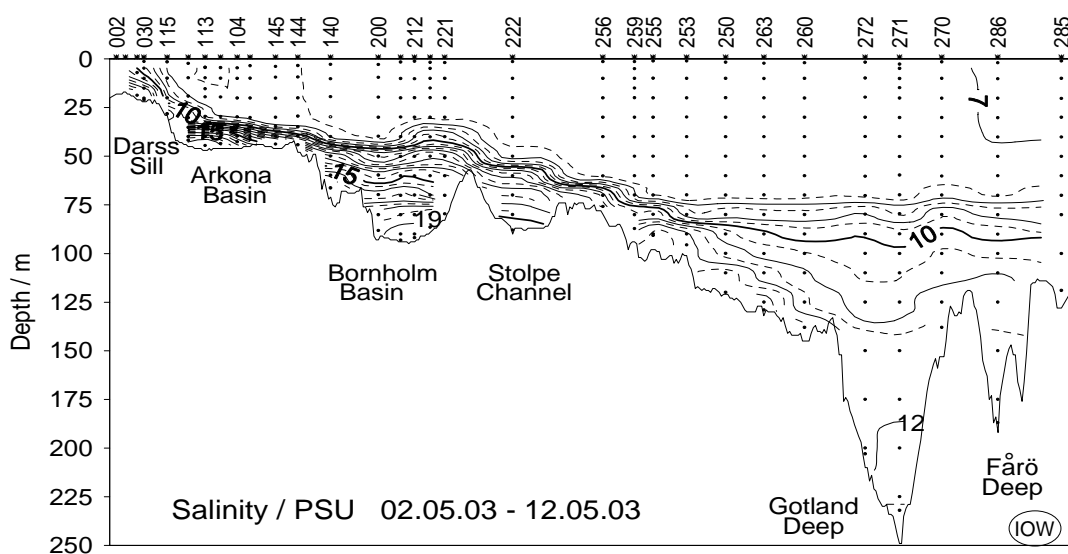
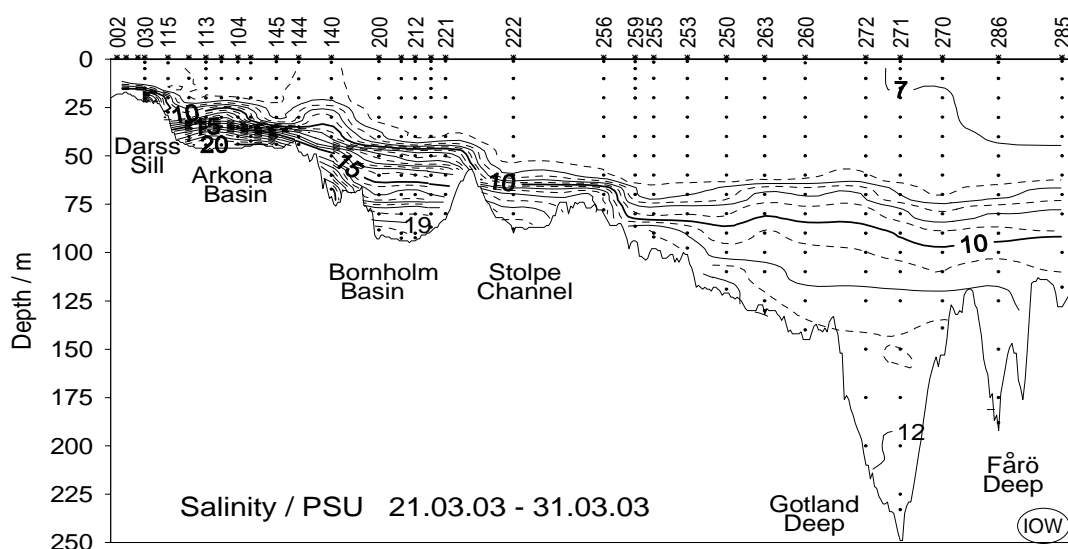
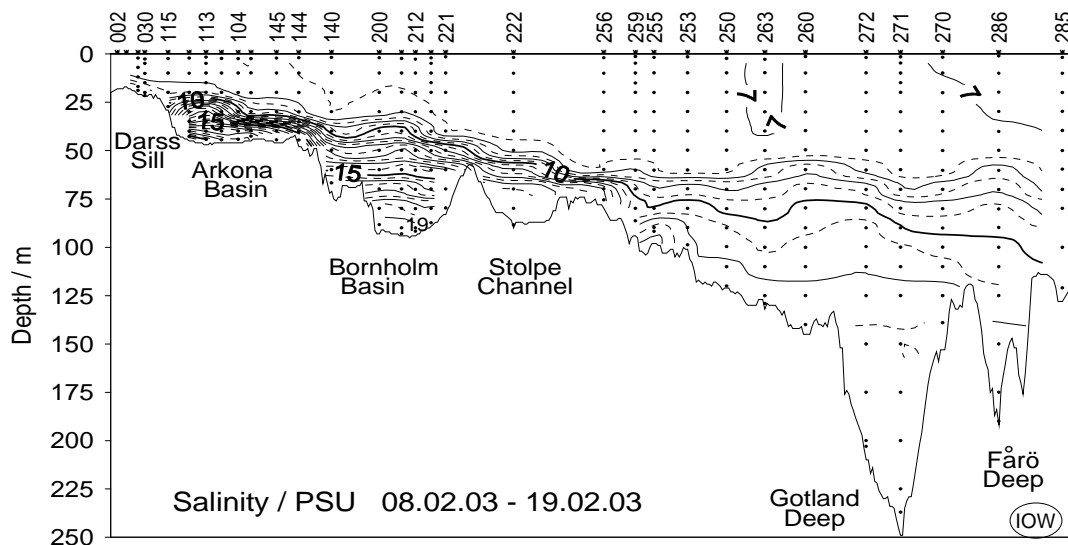
Tab. 7

Jahresmittelwerte von 1999 bis 2003 sowie Langzeitmittelwert der Jahre 1961-1990 und Standardabweichungen des Salzgehalts (in psu) im Oberflächenwasser der zentralen Ostsee (Minimalwerte hervorgehoben)

Table 7

Annual means of 1999 to 2003 as well as long-term averages of the years 1961-1990 and standard deviations of surface water salinity (in psu) in the central Baltic Sea (minimum values in bold)

Station	1999	2000	2001	2002	2003	1961-1990
<b>213</b> (Bornholmtief)	7,20 ± 0,18	7,57 ± 0,18	7,29 ± 0,19	<b>7,17 ± 0,13</b>	7,30 ± 0,06	7,72 ± 0,25
<b>271</b> (Gotlandtief)	<b>6,81 ± 0,23</b>	7,09 ± 0,14	6,86 ± 0,30	6,98 ± 0,19	6,93 ± 0,15	7,41 ± 0,46
<b>286</b> (Farötief)	6,64 ± 0,29	6,79 ± 0,21	<b>6,61 ± 0,26</b>	6,75 ± 0,34	6,79 ± 0,14	7,15 ± 0,31
<b>284</b> (Landsorttief)	6,39 ± 0,19	6,45 ± 0,44	<b>6,29 ± 0,26</b>	6,48 ± 0,27	6,52 ± 0,14	
<b>245</b> (Karlsötief)	6,78 ± 0,10	6,77 ± 0,44	<b>6,52 ± 0,19</b>	6,77 ± 0,21	6,79 ± 0,13	



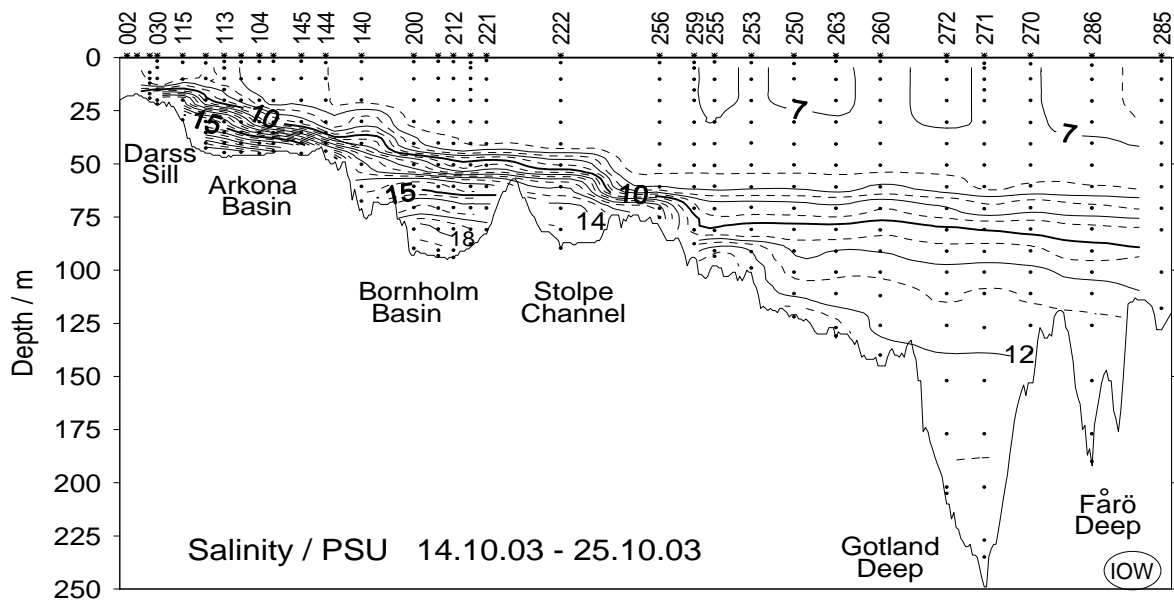
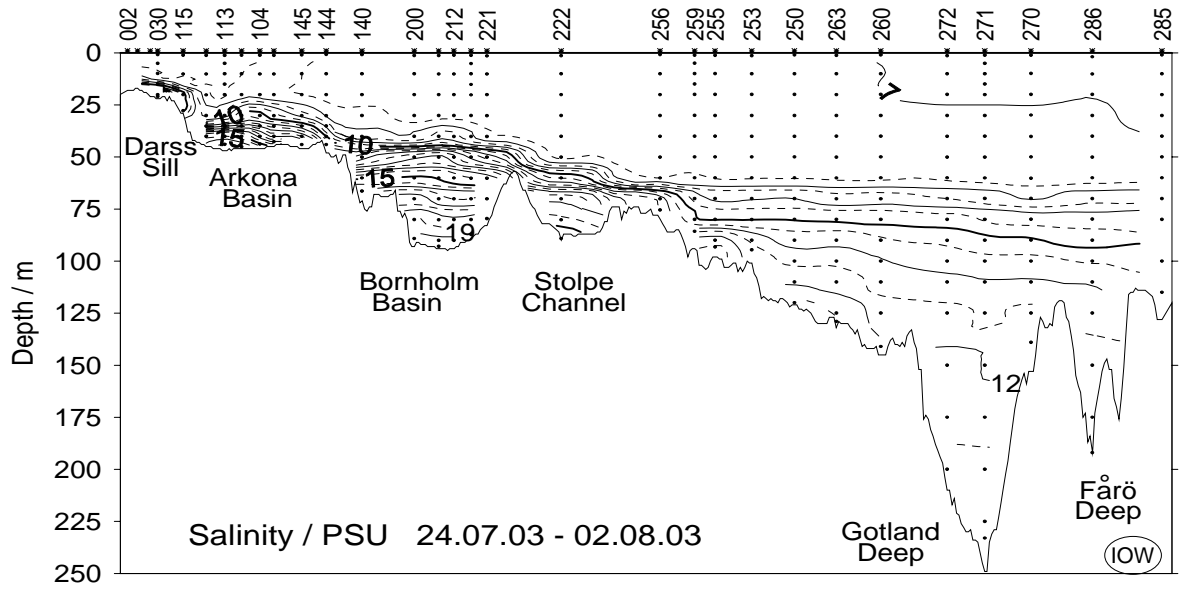


Abb. 19  
Vertikale Verteilung des Salzgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 19  
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. Diese Sauerstoff zuführenden Prozesse können den Verbrauch von Sauerstoff durch Zehrungsprozesse beim Abbau der organischen Substanz und durch Respiration in der Regel ausgleichen, so dass das Oberflächenwasser normalerweise gut mit Sauerstoff versorgt ist. Unterhalb permanenter Temperatur- und Salzgehaltssprungschichten überwiegen dagegen Sauerstoff verbrauchende Prozesse, so dass es zu einer deutlichen Abnahme des Sauerstoffs bis hin zum Auftreten von Schwefelwasserstoff kommt. Dies ist aus Abb. 21 ersichtlich, die einen Schnitt von der Darßer Schwelle bis ins nördliche Gotlandbecken zeigt.

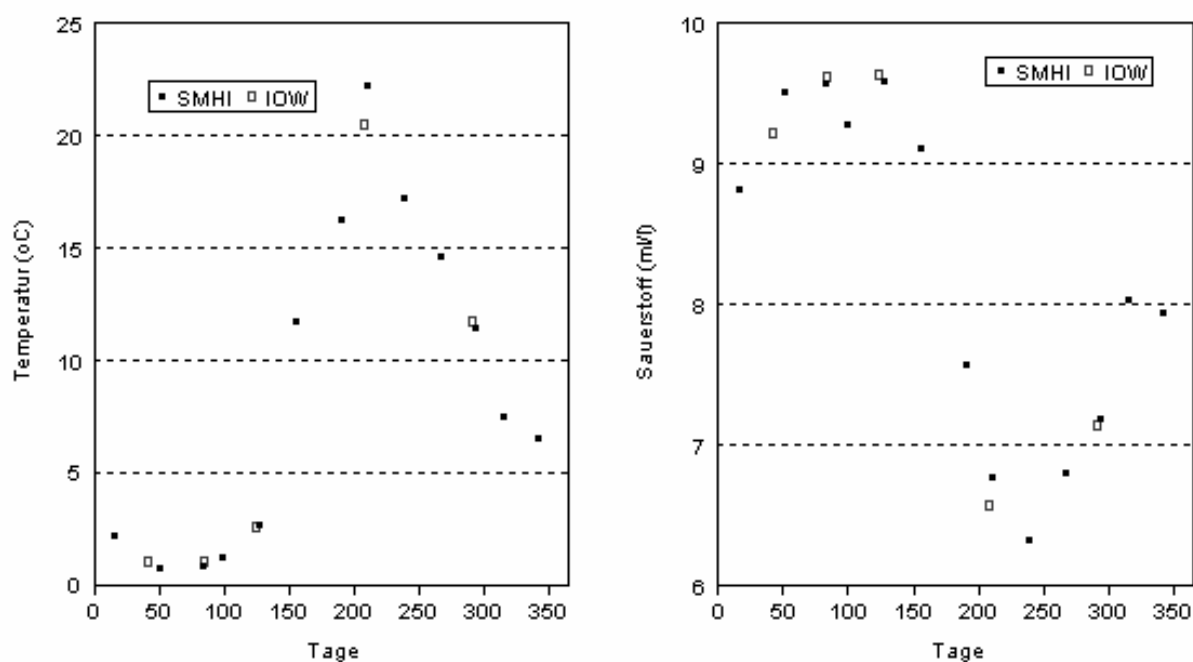


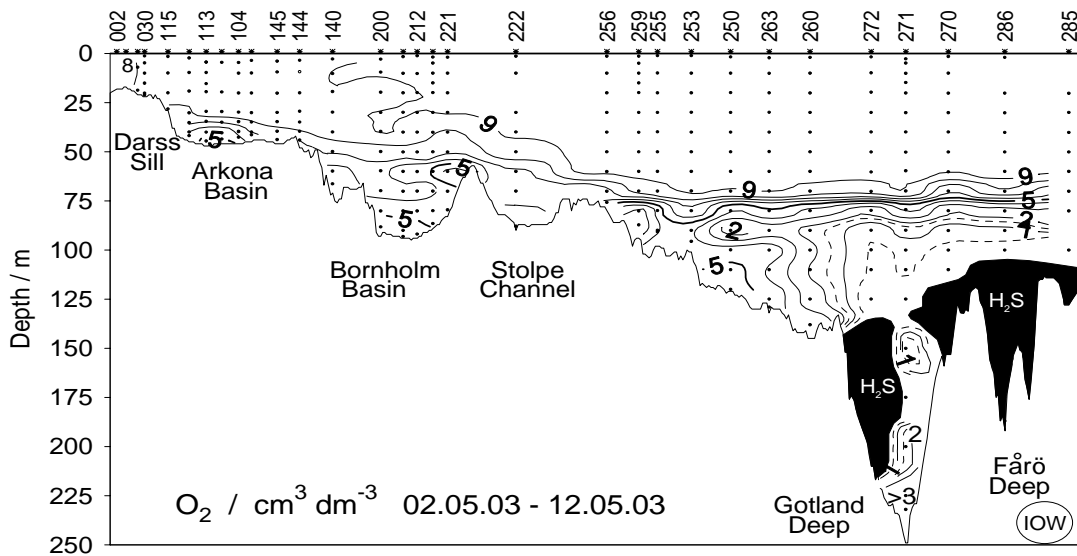
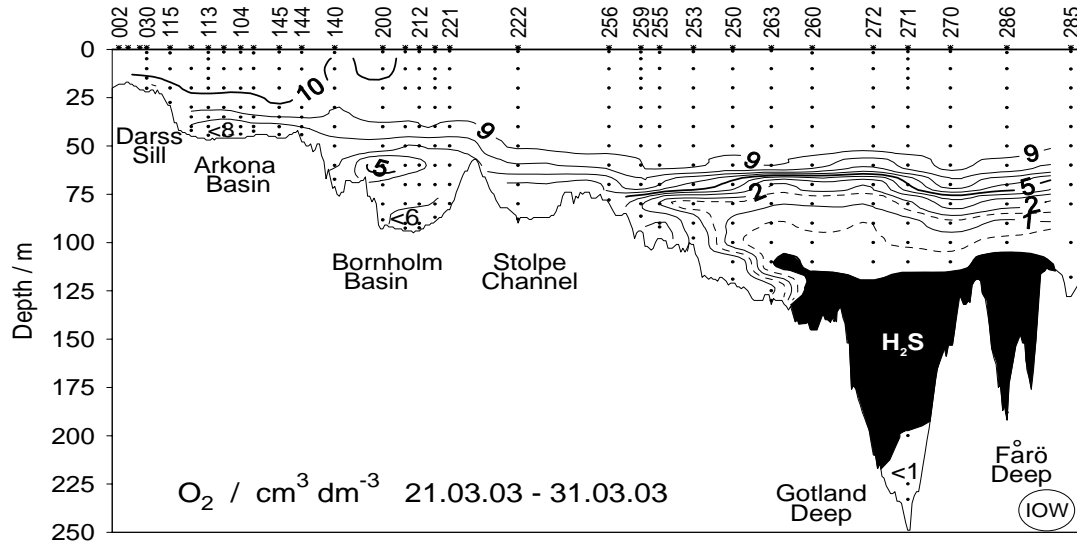
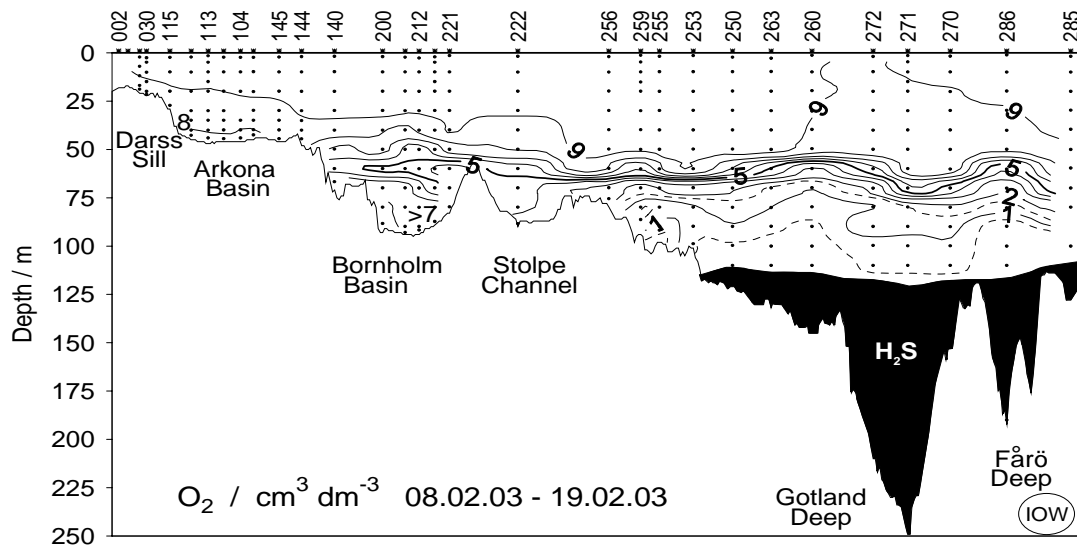
Abb. 20

Jahresgang von Temperatur und Sauerstoffgehalt im Oberflächenwasser (0-10 m) in der östlichen Gotlandsee im Jahre 2003 (nach Daten des IOW und des SMHI)

Fig. 20

Annual cycle of temperature and oxygen in the surface layer (0-10 m) in the eastern Gotland Sea for 2003 (based on IOW and SMHI data)

Ein typischer Sauerstoffjahresgang im Oberflächenwasser ist in Abb. 20 dargestellt. Er wird primär durch die Temperatur und die Primärproduktion des Phytoplanktons geprägt. Die niedrigen Temperaturen im Winter ermöglichen eine hohe Sauerstofflöslichkeit, die Produktivität ist dagegen gering. Im Frühjahr verharren die Temperaturen noch auf niedrigem Niveau, die Frühjahrsblüte führt jedoch zu einem zusätzlichen Sauerstoffeintrag, was sich in z.T. deutlichen Übersättigungen widerspiegelt. Der rasche Temperaturanstieg ab Mitte Mai verringert die Sauerstofflöslichkeit deutlich, so dass im Sommer nur noch Konzentrationen zwischen 6 und 7 ml/l gemessen werden. Die herbstliche Abkühlung führt zu einer erneuten Zunahme des Sauerstoffgehaltes.



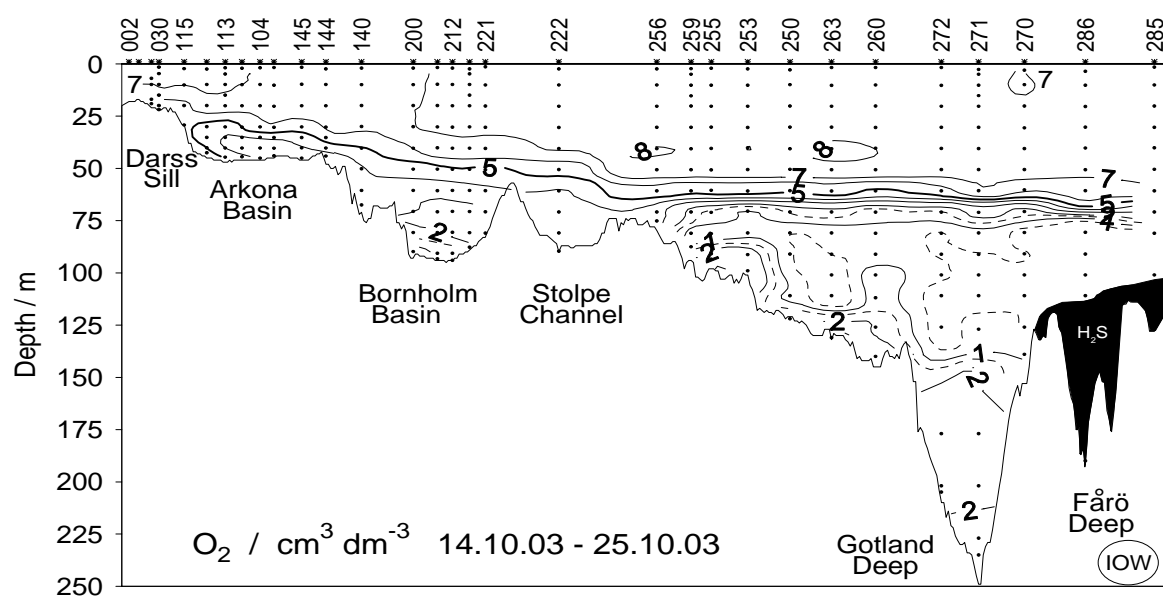
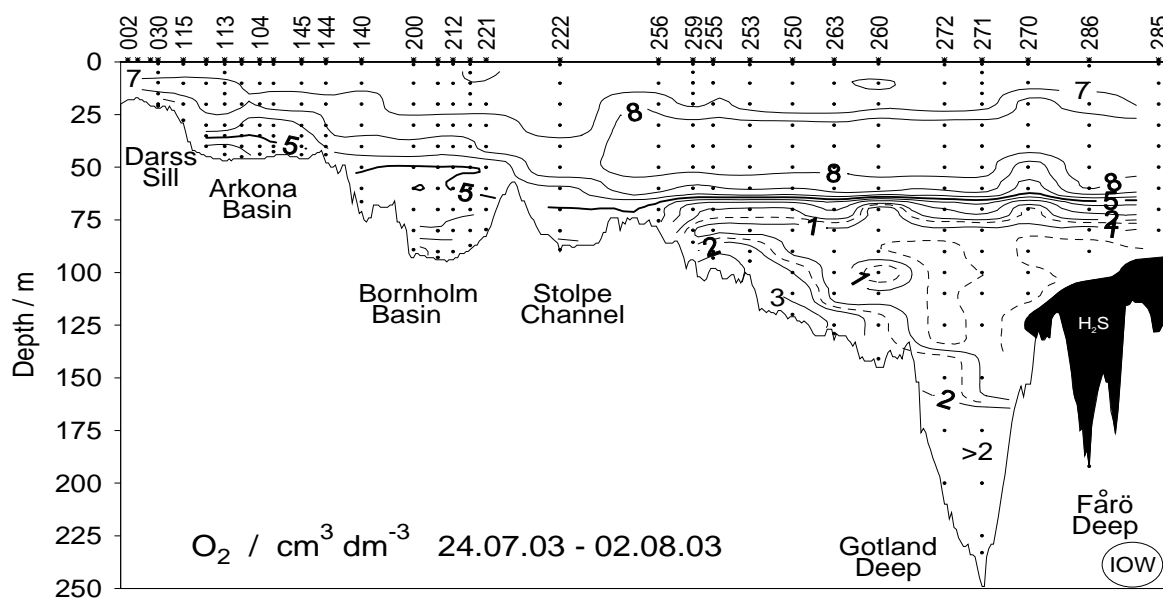


Abb. 21  
Vertikale Verteilung des Sauerstoff- und Schwefelwasserstoffgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 21  
Vertical distribution of oxygen resp. hydrogen sulphide between Darss Sill and northern Gotland Basin



Um eine bessere Vergleichbarkeit der Messwerte zu ermöglichen, wird häufig die Sauerstoffsättigung verwendet, da hierbei der Einfluss von Temperatur und Salzgehalt auf die Löslichkeit eliminiert ist (Tab. 8). Wie in den Vorjahren (MATTHÄUS et al., 2000, NAUSCH et al., 2003a) zeigt sich im Winter in der Oberflächenschicht weiter Teile der Ostsee eine leichte Untersättigung, die ihre Ursache in der Dominanz sauerstoffzehrender Prozesse hat. Bemerkenswert ist allerdings, dass im Bereich der Bornholmsee und der südöstlichen Gotlandsee Sättigungswerte um 100% erreicht werden. Die Frühjahrsblüte des Phytoplanktons zeigt sich in einer deutlichen Übersättigung der Oberflächenschicht, da sich der Austausch mit der Atmosphäre relativ langsam vollzieht. Die Messungen deuten darauf hin, dass die Blüte ihren Höhepunkt in der westlichen Ostsee bereits überschritten hat, während sie im Bereich der Arkona- und Bornholmsee in vollem Gange war. In der östlichen Gotlandsee beginnt die Blüte in der Regel erst Anfang April. Während die größten Übersättigungen normalerweise im März bzw. Mai während der Frühjahrsblüte beobachtet wurden, finden sich die Maxima 2003 fast ausschließlich im Sommer. Die starke Erwärmung der Oberflächenschicht (vgl. 6.1.1) sowie ruhige Wetterlagen begünstigen die Massenentwicklung von Cyanobakterien, die 2003 starke Oberflächenblüten bildeten.

Tab. 8

Sauerstoffsättigung (in %) in der Oberflächenschicht (0-10 m Tiefe) ausgewählter Seegebiete im Jahre 2003 (Maximalwerte hervorgehoben)

Tab. 8

Oxygen saturation (%) in the surface layer of selected sea areas in 2003 (maximum values in bold)

Gebiet	Anzahl d. Stationen	Februar	März	Mai	Juli/ August	Oktober
Westliche Ostsee	5	97,3 ± 1,7	102,7 ± 0,4	104,9 ± 1,0	<b>107,3 ± 0,8</b>	97,4 ± 2,7
Arkonasee	12	97,1 ± 0,5	<b>112,7 ± 2,9</b>	106,1 ± 3,5	110,0 ± 2,3	99,0 ± 1,2
Bornholmsee	6	102,2 ± 0,3	108,7 ± 1,5	104,0 ± 1,0	<b>109,9 ± 2,9</b>	97,9 ± 0,5
Östliche Gotlandsee	9	99,1 ± 3,4	100,4 ± 1,0	105,7 ± 0,7	<b>109,3 ± 1,1</b>	97,1 ± 1,2
Gesamte Ostsee	67	98,6 ± 2,4	108,7 ± 7,2	05,9 ± 2,9	<b>108,8 ± 2,5</b>	98,1 ± 2,5

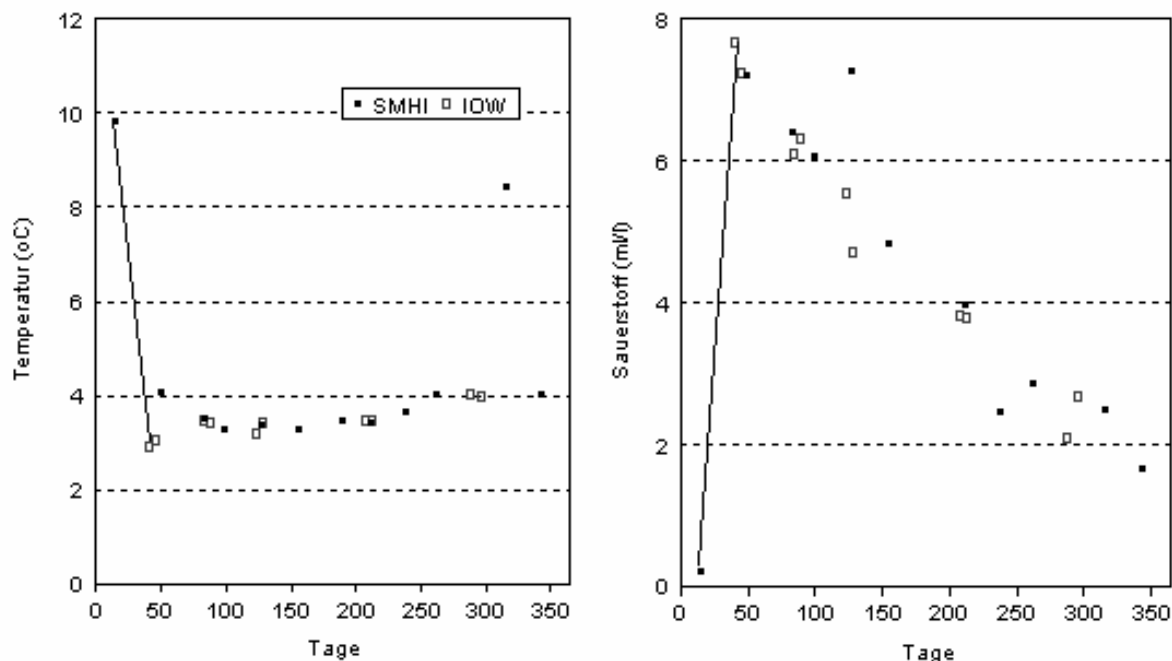


Abb. 22

Entwicklung der Temperatur und des Sauerstoffgehaltes im Tiefenwasser des Bornholmbeckens (80 m) im Jahre 2003 (nach Daten des IOW und des SMHI)

Fig. 22

Development of temperature and oxygen concentrations in the deep water of the Bornholm Basin (80 m) in 2003 (based on IOW and SMHI data)

Die größten Veränderungen vollzogen sich im Jahre 2003 jedoch im Tiefenwasser. Bis Anfang des Jahres waren die tiefen Becken der zentralen Ostsee durch eine lang anhaltende Stagnationsperiode gekennzeichnet, die 1995 begann (NEHRING et al., 1995c, NAUSCH et al., 2003b). Sie wurde durch einen Einstrom von Kattegatwasser im Januar 2003 beendet. Der Einstrom von 200 km<sup>3</sup> kalten, sauerstoffreichen Wassers muss als der bedeutendste seit 1993 angesehen werden (FEISTEL et al., 2003a). Der Einstrom wurde zunächst in der Beltsee durch das schwedische Forschungsschiff „Argos“ beobachtet und konnte wenige Tage später durch die Messstationen „Darßer Schwelle“ und „Arkonabecken“ bestätigt werden. Eine ad-hoc-Expedition mit „Professor Albrecht Penck“ vom 24.-26. Januar 2003 konnte das Vordringen der Wassermassen auch räumlich dokumentieren (NAUSCH, 2003). Das eingeströmte Wasser hatte zu diesem Zeitpunkt das Arkonabecken erreicht, wo es eine 10 m mächtige Salzwasserschicht am Boden bildete, die gut mit Sauerstoff versorgt war (ca. 8 ml/l). Im Bornholmsgat wurde stark salzhaltiges Wasser mit bis zu 24,5 psu am Boden beobachtet, was auf den Zustrom durch den Sund zurückgeführt werden kann. Auch im Bornholmbecken konnten bereits Auswirkungen des Einstroms registriert werden. Im westlichen Teil des Beckens war die gesamte Wassersäule mit Sauerstoff angereichert. In Bodennähe wurden noch 6,69 ml/l gemessen. Auch an der zentralen Station 213 konnten erste Anzeichen des Einstroms entdeckt werden. Anfang Februar hatte der Einstrom das gesamte Becken erfasst (Abb. 22). Im 80 m- Horizont war der Salzgehalt von 15,35 psu auf 17,88 psu angestiegen, die

Temperatur nahm drastisch ab (von 9,82 °C auf 2,91 °C) und der Sauerstoffgehalt stieg von 0,21 ml/l auf 7,66 ml/l an (Abb. 22, vgl. auch Kapitel 6.1.2 und 6.2). Obwohl kleinere Einstromereignisse im März und Mai 2003 nachfolgten, nahm der Sauerstoffgehalt im Tiefenwasser des Bornholmbeckens kontinuierlich ab. Die Einströme begünstigen aber das weitere Vordringen des Wassers in östliche Richtung.

Im östlichen Gotlandbecken konnten erste Anzeichen einer Belüftung im März beobachtet werden (Abb. 21), wobei klar zwischen den Einflüssen vorauseilender wärmerer Wassermassen, die mit einem komplizierten Warmwassereinstrom im Sommer 2002 verbunden waren (FEISTEL et al., 2003b) und den Effekten des Kaltwassereinstroms unterschieden werden muss. Letztere konnten an der südöstlichen Flanke des Beckens beobachtet werden. Die durchgreifenden Auswirkungen des Kaltwassereinstroms konnten jedoch erst Ende April registriert werden. Eine Verankerung an der nördöstlichen Flanke des Gotlandbeckens dokumentierte das Eintreffen des kalten Wassers am 24. April 2003 (FEISTEL et al., 2003a). Im Mai konnten an der zentralen Station 271 zwischen 200 m und dem Boden erhebliche Mengen an Sauerstoff gefunden werden. In Bodennähe wurden 3,96 ml/l gemessen. Ähnliche hohe Konzentrationen wurden bisher nur zweimal, in den 1930er Jahren und im Mai 1994 (NEHRING et al., 1995b) beobachtet. Über der belüfteten Bodenschicht lagerte noch immer eine nahezu sauerstofffreie Schicht. Die Beobachtungen im August (Abb. 21) belegten das weitere Vordringen des kalten sauerstoffreichen Wassers. An der Zentralstation 271 war nunmehr der gesamte Wasserkörper belüftet. Ein intermediäres Minimum mit 0,5 ml/l fand sich in 100 m Wassertiefe. Am Boden war der Sauerstoffgehalt auf Grund von Zehrungsprozessen schon wieder rückläufig und betrug nur noch 2,31 ml/l. Im Oktober setzte sich dieser Prozess der Wassererneuerung bei gleichzeitiger Sauerstoffzehrung fort. Am Boden konnte jedoch eine ca. 5 m mächtige Schicht beobachtet werden, die auf einen erneuten kleineren Einstrom zurückgeführt werden kann. Diese Schicht war, verglichen mit der darüber liegenden, durch einen Anstieg der Temperatur (+ 0,24 °C), des Salzgehaltes (+ 0,11 psu) und des Sauerstoffgehaltes (+ 0,20 ml/l) gekennzeichnet.

Im nördlicher gelegenen Farötief herrschten auch im Oktober 2003 noch anoxische Bedingungen (Abb. 21), wenngleich am Boden ein Rückgang des Schwefelwasserstoffgehaltes auf 0,13 mg/l gefunden wurde. In 125 m Wassertiefe betrug die Schwefelwasserstoffkonzentration noch 1,24 mg/l. Untersuchungen im 1. Quartal 2004 konnten zeigen, dass nunmehr auch das nördliche Gotlandbecken im Bereich des Farötiefs von den Effekten des Salzwassereinbruchs vom Januar 2003 erreicht wurde.

Die dynamische und komplizierte Entwicklung im Berichtsjahr ist auch aus Tab. 6 ersichtlich. So nahm der mittlere Sauerstoffgehalt im Bornholmtief und Gotlandtief deutlich zu, wobei erhebliche Standardabweichungen zu beobachten waren. Erstmals seit 1998 wurde im Gotlandtief wieder ein positiver Jahresmittelwert registriert. Im Farötief deutete sich diese Entwicklung dagegen erst an.

Im westlichen Gotlandbecken hält die bereits in den Vorjahren beschriebene Stagnationsperiode dagegen weiter an (NAUSCH et al., 2002, NAUSCH et al., 2003a). Wenngleich beim Salzgehalt erste Anzeichen für Auswirkungen des Einstroms zu beobachten sind (vgl. Kapitel 6.2) wurde sowohl im Landsorttief als auch im Karlsötief ein weiterer kontinuierlicher Rückgang der Jahresmittelwerte beobachtet, der 1993 begann. In diesem Jahr wurden Jahresmittel von

- 1,01 ml/l (Landsorttief) bzw. -0.64 ml/l (Karlsötief) gemessen. Für beide Stationen ist dies der niedrigste Wert seit mindestens 1990 (MATTHÄUS et al., 2001a). Auch die geringen Standardabweichungen (Tab. 6) sprechen für die Fortdauer der Stagnationsperiode.

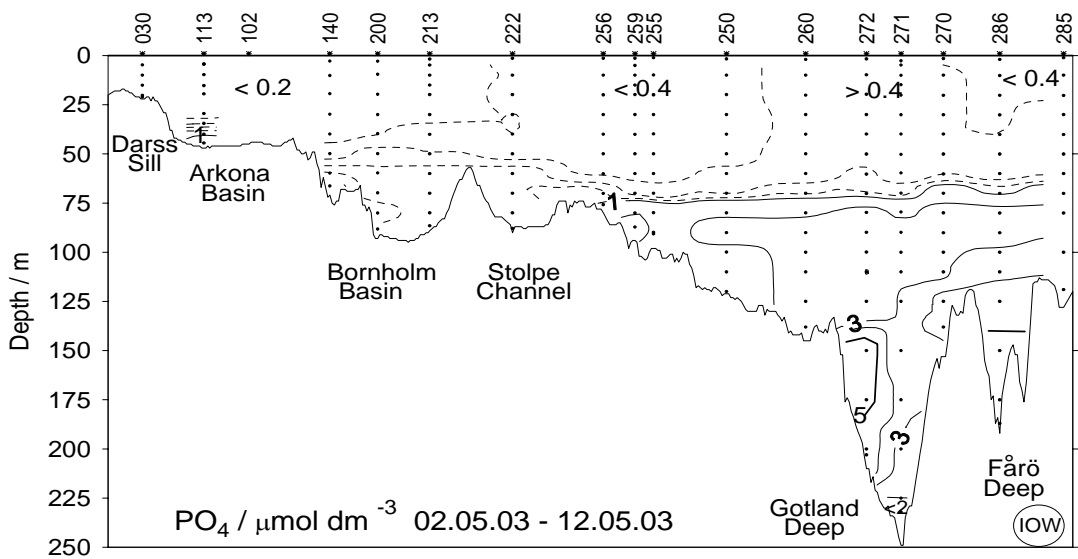
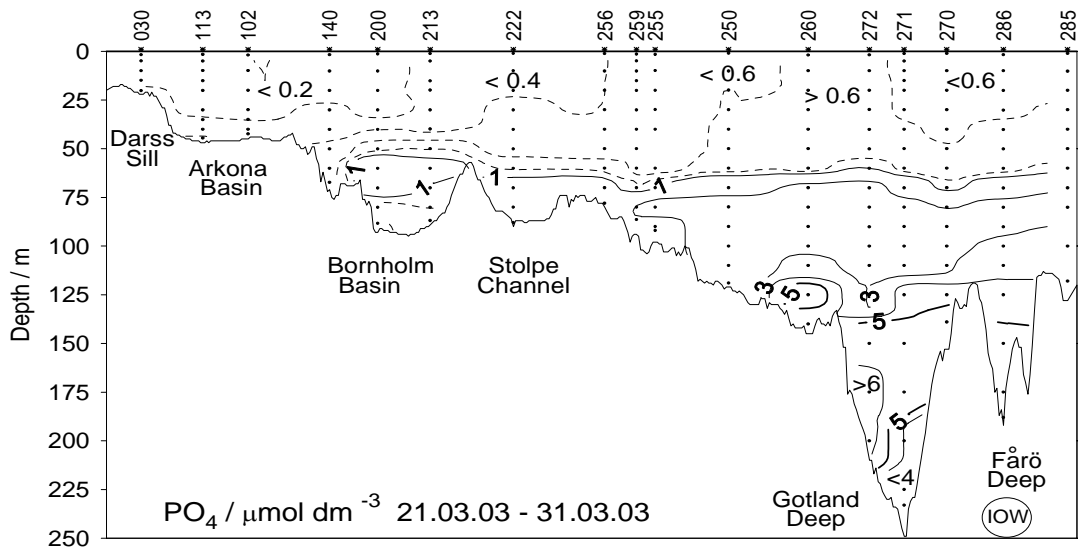
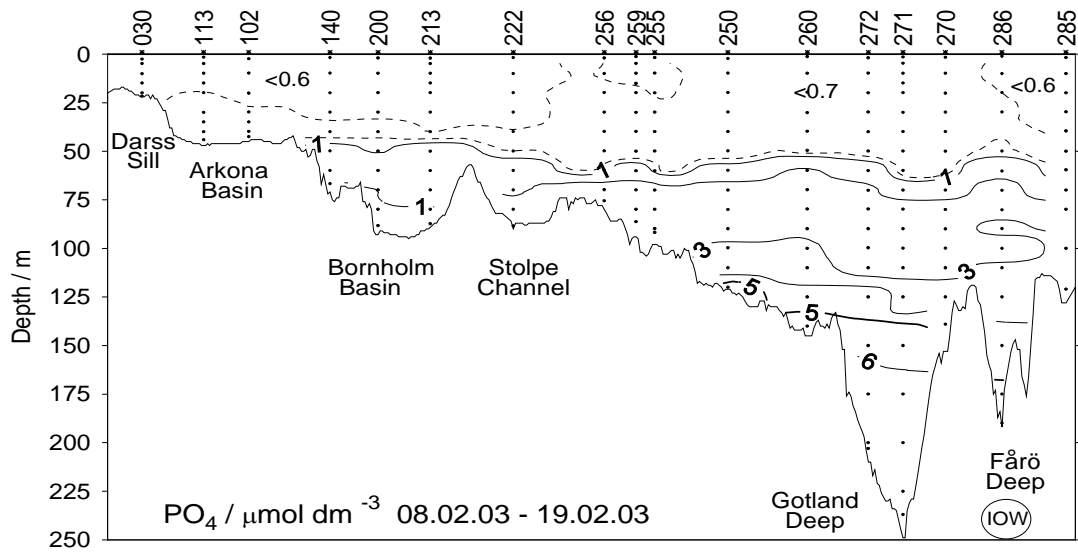
Auch in den Küstengewässern Mecklenburg-Vorpommerns und Schleswig-Holsteins und vor der dänischen Küste kommt es in jedem Jahr im Sommer und Herbst zu Sauerstoffdefiziten. Die starke Erwärmung des Oberflächenwassers und eine Überschichtung salzreichen Wassers am Boden mit salzärmerem Wasser an der Oberfläche führen zu einer äußerst stabilen thermohalinen Schichtung, die über einen recht langen Zeitraum aufrecht erhalten werden kann und sich meist erst im Herbst mit zunehmender Abkühlung des Oberflächenwassers und windbedingter Durchmischung auflöst. Der mikrobielle Abbau organischen Materials (z.B. Planktonalgen) führt am Meeresboden zu einer fortschreitenden Sauerstoffverarmung. Sauerstoffgehalte unter 2,8 ml/l haben schon Fluchtreaktionen bei Fischen zur Folge. Weniger als 1,4 ml/l können, bei längerer Dauer, zu einer Schädigung bzw. zum Absterben festsitzender Bodentiere führen. Anhaltend warme und windstille Wetterlagen begünstigen die Entstehung von Sauerstoffmangel ebenso wie hohe Nährstoffeinträge, die insbesondere in ausgeprägten Nassjahren über die Flüsse in die Ostsee gelangen.

Nachdem das Jahr 2002 diesbezüglich eine Extremsituation darstellte und in den dänischen Gewässern zur bisher stärksten beobachteten Sauerstoffverarmung führte (HELCOM, 2003d), wurde diesem Phänomen erneut große Aufmerksamkeit geschenkt. Nach Angaben von ÆRTEBJERG and CARSTENSEN (2004) kann das Jahr 2001 als Jahr mit durchschnittlicher Sauerstoffarmut angesehen werden. Verglichen damit war im Jahr 2003 eine 1,5-fach größere Fläche betroffen. Das Ausmaß und die Dauer des Sauerstoffmangels erreichten jedoch bei weitem nicht die Werte des Sommers und Herbstes 2002.

#### **6.4 Anorganische Nährstoffe**

Obwohl in den letzten Jahren zahlreiche Maßnahmen zur Reduktion der Nährstoffeinträge durchgeführt wurden (HELCOM, 2003b, c), stellt die Eutrophierung nach wie vor eines der bedeutendsten Probleme der Ostsee dar, da die Nährstoffeinträge über Dekaden erfolgten und auf Grund der langen Verweilzeiten des Wasser in der Ostsee noch lange nachwirken (HELCOM, 2003a). Eutrophierung wird als Prozess der erhöhten biologischen Produktion im Gewässer im Ergebnis einer verstärkten Zufuhr anorganischer Nährstoffe, hauptsächlich verursacht durch anthropogene Aktivitäten in den Einzugsgebieten, definiert (EUTROSYM, 1976). Diese Nährstoffe, im Wesentlichen Phosphor- und Stickstoffverbindungen, limitieren unter natürlichen Bedingungen die Primärproduktion.

Die Beschreibung der Nährstoffsituation in der Ostsee stellt deshalb ein Kernelement des Monitoringprogramms der HELCOM seit seiner Einführung dar. Die 2003 beobachteten Vertikalverteilungen für Phosphat und Nitrat sind in den Abb. 23 und 24 dargestellt. Es muss beachtet werden, dass das Ammonium unter anoxischen Bedingungen das Endprodukt der Mineralisation darstellt. Auf Grund des fehlenden Sauerstoffs kann keine Umwandlung zum Nitrat erfolgen. Nitrit, ein Intermediat der Nitrifikation bzw. Denitrifikation, ist normalerweise nur in sehr geringen Konzentrationen vorhanden. Im Sommer bildet sich in der Regel ein Maximum oberhalb der Salzgehaltssprungschicht aus.



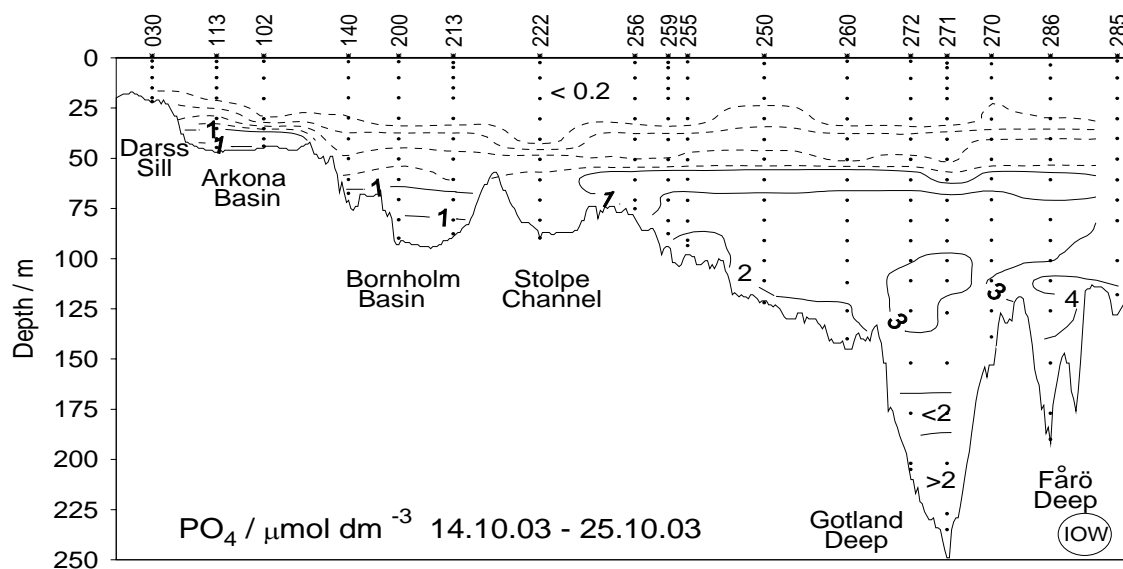
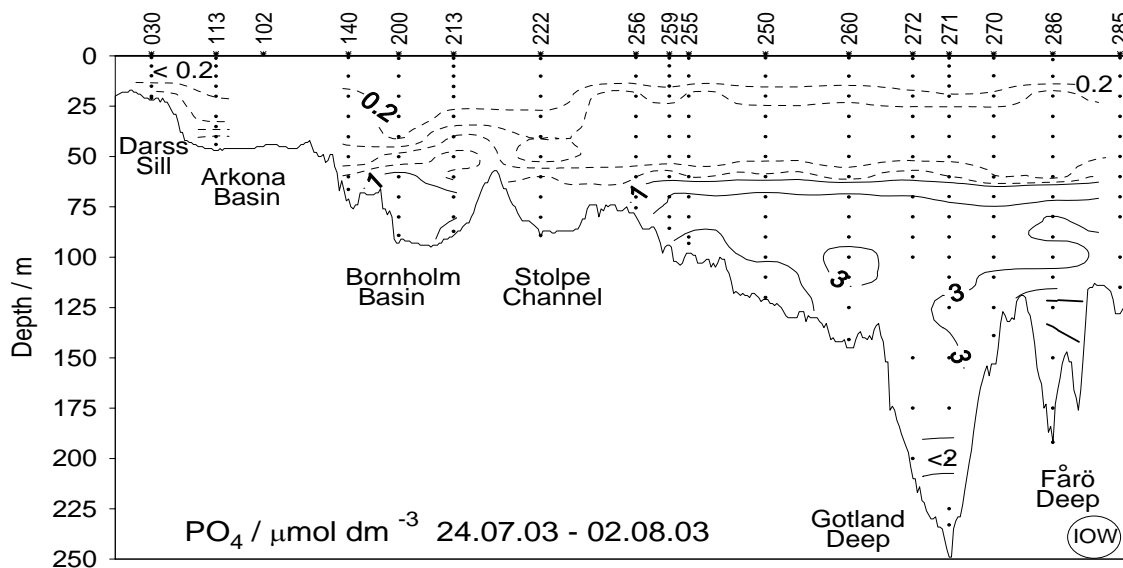
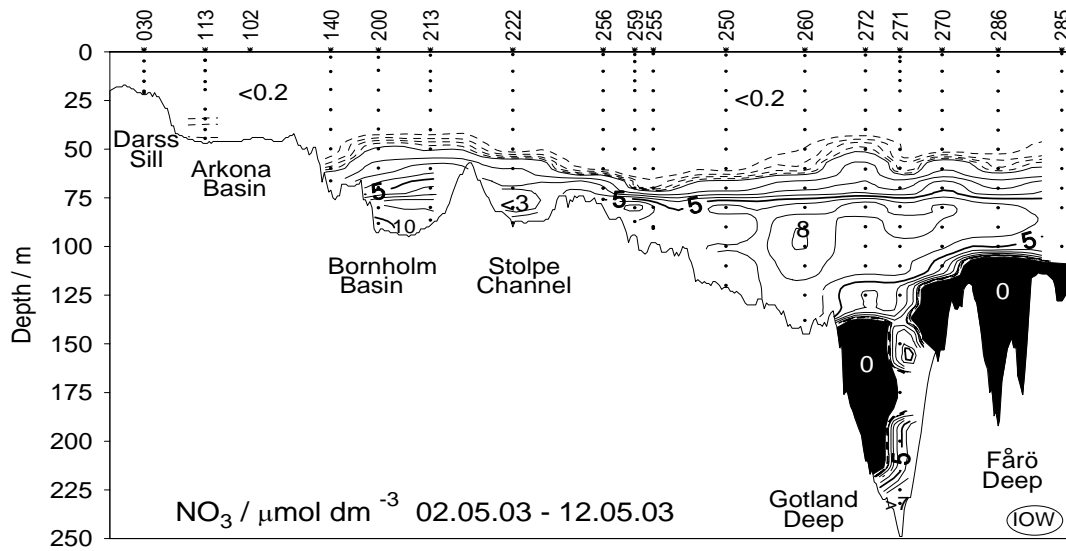
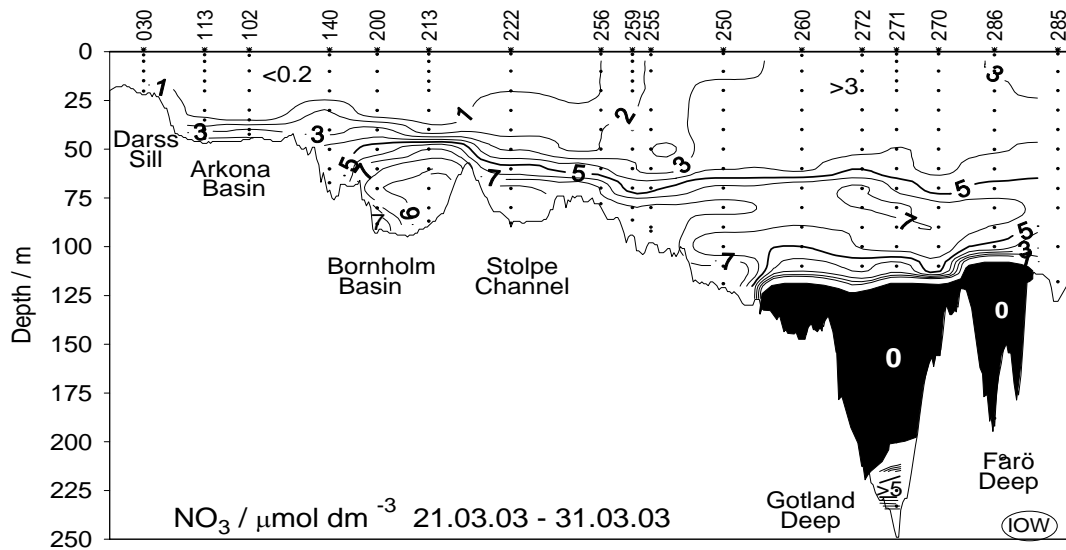
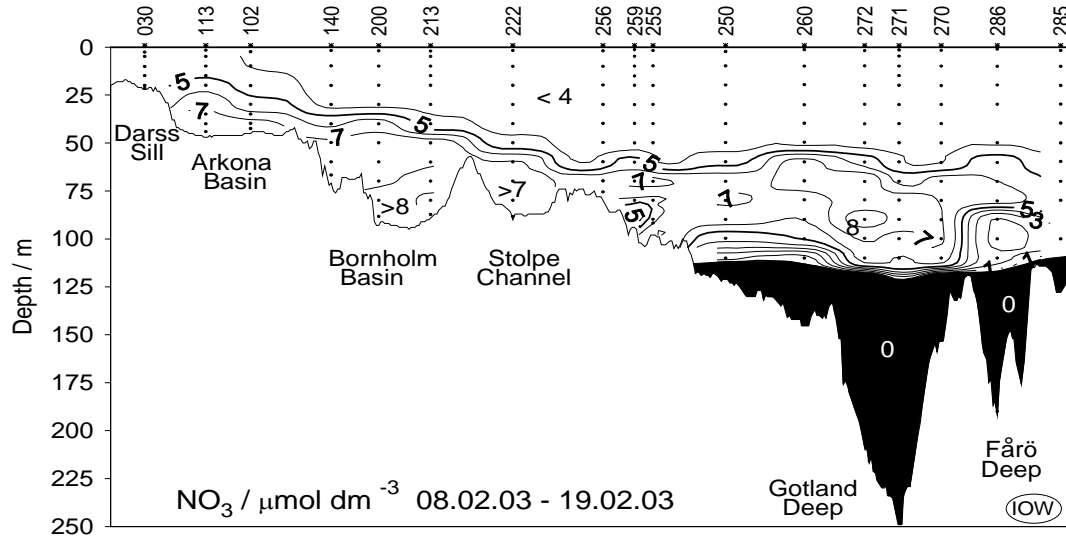


Abb. 23

Vertikale Verteilung des Phosphatgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 23

Vertical distribution of phosphate between Darss Sill and northern Gotland Basin



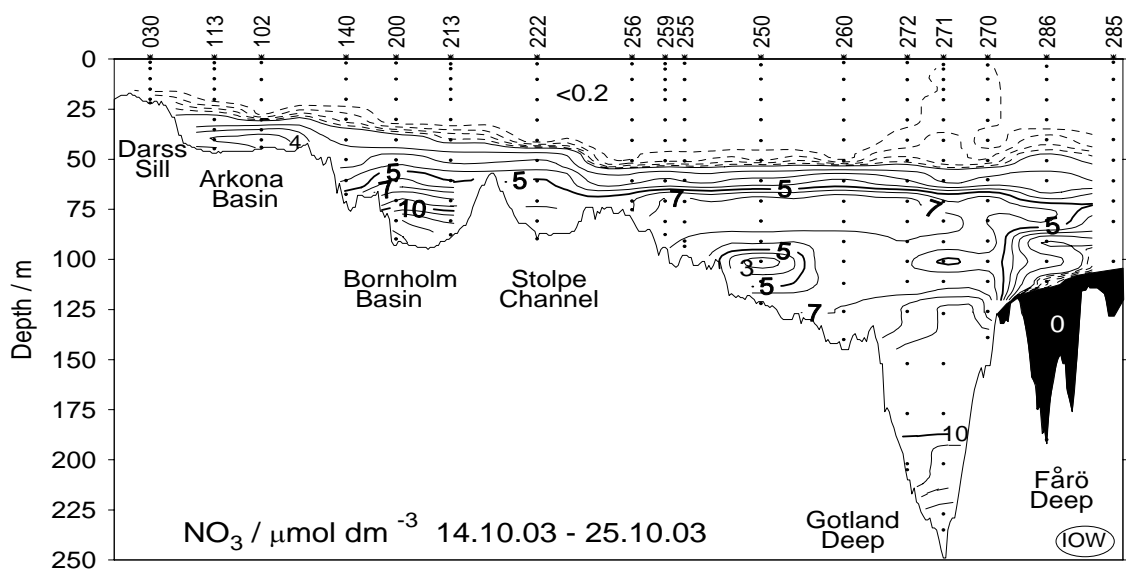
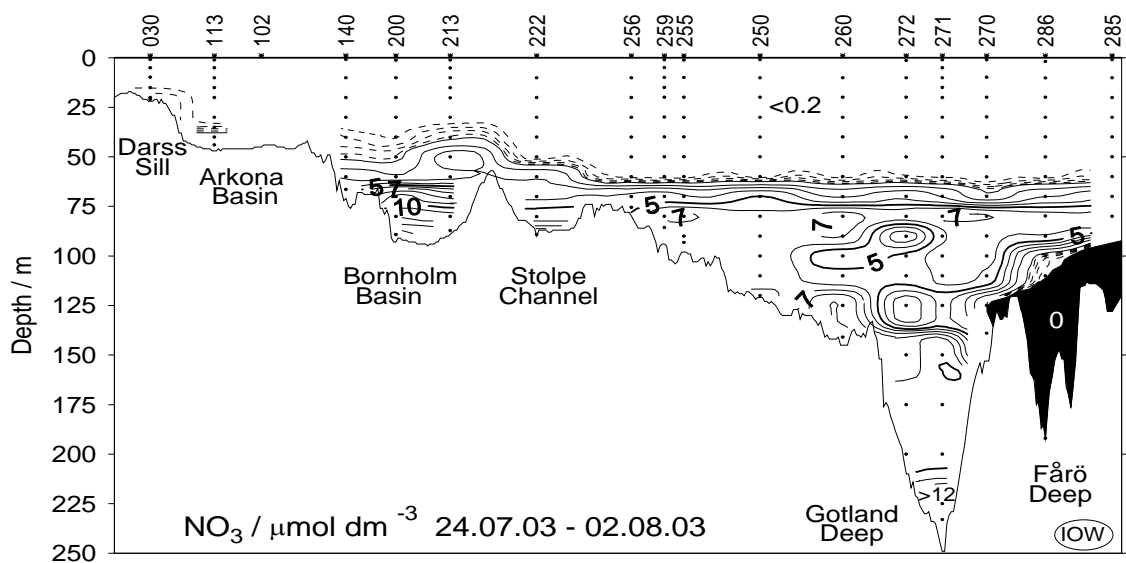


Abb. 24  
Vertikale Verteilung des Nitratgehaltes zwischen Darßer Schwelle und nördlichem Gotlandbecken

Fig. 24  
Vertical distribution of nitrate between Darss Sill and northern Gotland Basin



In der Oberflächenschicht weisen die Nährstoffkonzentrationen den für die gemäßigten Breiten typischen Jahresgang auf (NAUSCH and NEHRING, 1996). Am Beispiel der östlichen Gotlandsee kann dieser nochmals verdeutlicht werden. Die im Herbst einsetzende Mineralisation führt zu einer Anreicherung von Phosphat und Nitrat. Dabei ist für den Bereich der zentralen Ostsee typisch, dass sich ab Ende Januar ein deutliches Plateau herausbildet, das im Bereich der Bornholmsee bis in den März bestehen bleibt. In Abhängigkeit vom Witterungsverlauf bleiben die Winterkonzentrationen im östlichen Gotlandbecken häufig bis Anfang April erhalten. Danach setzt eine rasche Abnahme der Nährstoffkonzentrationen ein, die durch die Frühjahrsblüte des Phytoplanktons verursacht wird. Wie schon mehrfach beschrieben (MATTHÄUS et al., 2001a, NAUSCH et al, 2003a) wird dabei Nitrat wesentlich rascher verbraucht als Phosphat. Bereits Ende April ist der Nitratvorrat erschöpft, während noch ca.  $0,10 \mu\text{mol/l}$  Phosphat vorhanden sind (Abb. 25). Die Frühjahrsblüte ist stickstofflimitiert. Ursache hierfür ist eine deutlich vom Redfield-Verhältnis abweichende N/P-ratio (MATTHÄUS et al, 2001a).

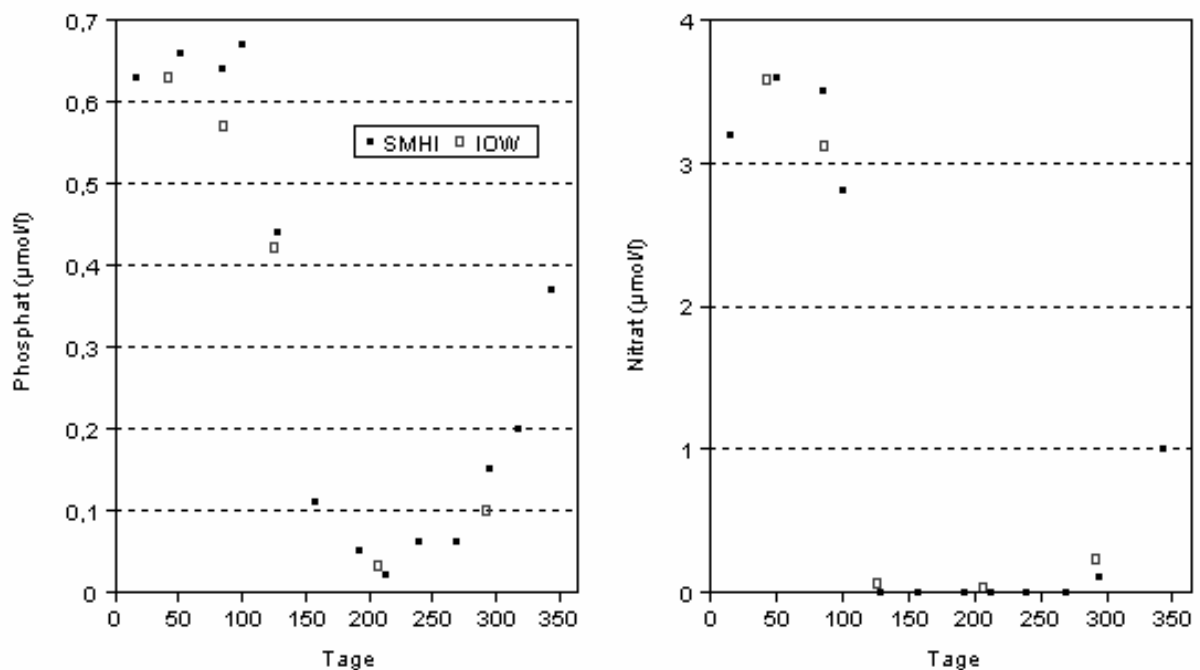


Abb. 25

Phosphat- und Nitratjahresgang 2003 im Oberflächenwasser (0 – 10 m) der östlichen Gotlandsee (Station 271) - nach Daten des IOW und des SMHI

Fig. 25 Annual phosphate and nitrate cycles 2003 in the surface layer (0 – 10 m) of the eastern Gotland Sea (station 271) - based on IOW and SMHI data

Die Nitratkonzentrationen verbleiben bis in den September hinein im Bereich der Nachweisgrenze während Phosphat im Frühjahr erst allmählich zurückgeht. Mit Einsetzen der Cyanobakterienblüten ab Ende Juni bis in den August ist auch der Phosphatvorrat erschöpft. Ihren Stickstoffbedarf können die Cyanobakterien durch Fixierung aus der Luft decken, der Phosphatbedarf wird zunächst über Verschiebungen im internen Phosphorpool der Algen und die Intensivierung des kurzgeschlossenen Kreislaufs gedeckt. Stark erhöhte Enzymaktivitäten stehen für diesen Prozess (NAUSCH, 1998). Die Phosphorreserven reichen jedoch nicht aus, so dass die Cyanobakterienentwicklung für einen Zeitraum von 2 – 4 Wochen phosphatlimitiert ist (NAUSCH et al., 2004). Nach dem Zusammenbruch der Blüten kommt es zu einem allmählichen Anstieg der Nährstoffkonzentrationen (Abb. 25).

Tab. 9

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

Table 9

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	1999	2000	2001	2002	2003
<b>023</b> (Lübecker Bucht)	Feb.	0,63 $\pm$ 0,01	0,67 $\pm$ 0,02	0,63 $\pm$ 0,02	0,64 $\pm$ 0,04	<b>0,52 <math>\pm</math> 0,07</b>
<b>012</b> (Meckl. Bucht)	Feb.	<b>0,61 <math>\pm</math> 0,02</b>	0,70 $\pm$ 0,02	0,70 $\pm$ 0,02	0,64 $\pm$ 0,00	0,62 $\pm$ 0,01
<b>162</b> (Pommersche Bucht)	Feb.	0,64 $\pm$ 0,01	0,58 $\pm$ 0,01	0,76 $\pm$ 0,02	<b>0,52 <math>\pm</math> 0,00</b>	0,74 $\pm$ 0,01
<b>113</b> (Arkonasee)	Feb.	<b>0,49 <math>\pm</math> 0,01</b>	0,56 $\pm$ 0,02	0,54 $\pm$ 0,02	0,50 $\pm$ 0,00	0,54 $\pm$ 0,00
<b>213</b> (Bornholmtief)	Feb.	<b>0,56 <math>\pm</math> 0,01</b>	0,75 $\pm$ 0,00	0,71 $\pm$ 0,00	0,62 $\pm$ 0,00	<b>0,56 <math>\pm</math> 0,00</b>
<b>271</b> (Gotlandtief)	Feb. Apr.	0,49 $\pm$ 0,04 0,42 $\pm$ 0,02	0,70 $\pm$ 0,01 0,67 $\pm$ 0,00	<b>0,40 <math>\pm</math> 0,01</b> -	0,60 $\pm$ 0,01 0,70 $\pm$ 0,02	0,63 $\pm$ 0,00 0,57 $\pm$ 0,00
<b>286</b> (Färötief)	Feb. Mär.	0,46 $\pm$ 0,02 0,50 $\pm$ 0,00	0,65 $\pm$ 0,00 0,57 $\pm$ 0,00	<b>0,39 <math>\pm</math> 0,01</b> -	0,60 $\pm$ 0,01 0,58 $\pm$ 0,01	0,60 $\pm$ 0,00 0,58 $\pm$ 0,01
<b>284</b> (Landsortief)	Feb. Mär.	0,38 $\pm$ 0,01 0,39 $\pm$ 0,01	0,65 $\pm$ 0,00 0,64 $\pm$ 0,00	<b>0,37 <math>\pm</math> 0,01</b>	0,68 $\pm$ 0,01 -	0,64 $\pm$ 0,00 -
<b>245</b> (Karlsötief)	Feb.	0,54 $\pm$ 0,00	0,75 $\pm$ 0,01	<b>0,49 <math>\pm</math> 0,01</b>	0,68 $\pm$ 0,01	0,56 $\pm$ 0,00

Tab. 9 Forts.

Table 9 cont.

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

Station	Monat	1999	2000	2001	2002	2003
<b>023</b> (Lübecker Bucht)	Feb.	9,0 $\pm$ 0,1	7,2 $\pm$ 0,1	<b>5,1 <math>\pm</math> 0,2</b>	5,3 $\pm$ 0,1	8,2 $\pm$ 1,3
<b>012</b> (Meckl. Bucht)	Feb.	7,9 $\pm$ 0,1	7,1 $\pm$ 0,1	<b>4,6 <math>\pm</math> 0,0</b>	5,4 $\pm$ 0,1	5,7 $\pm$ 0,0
<b>162</b> (Pommersche Bucht)	Feb.	14,8 $\pm$ 0,2	<b>5,1 <math>\pm</math> 0,1</b>	8,2 $\pm$ 0,0	5,7 $\pm$ 0,0	23,5 $\pm$ 0,1
<b>113</b> (Arkonasee)	Feb.	4,4 $\pm$ 0,0	4,2 $\pm$ 0,0	3,4 $\pm$ 0,0	<b>3,3 <math>\pm</math> 0,0</b>	4,5 $\pm$ 0,0
<b>213</b> (Bornholmtief)	Feb.	3,8 $\pm$ 0,0	3,9 $\pm$ 0,0	3,3 $\pm$ 0,0	<b>3,2 <math>\pm</math> 0,0</b>	3,6 $\pm$ 0,0
<b>271</b> (Gotlandtief)	Feb. Apr.	4,2 $\pm$ 0,0 4,1 $\pm$ 0,1	4,5 $\pm$ 0,1 4,2 $\pm$ 0,0	<b>3,3 <math>\pm</math> 0,0</b> -	3,4 $\pm$ 0,0 -	3,6 $\pm$ 0,0 <b>3,1 <math>\pm</math> 0,0</b>
<b>286</b> (Färötief)	Feb. Mär.	3,5 $\pm$ 0,1 4,5 $\pm$ 0,1	5,2 $\pm$ 0,0 4,6 $\pm$ 0,0	<b>3,3 <math>\pm</math> 0,0</b> -	3,8 $\pm$ 0,0 -	3,6 $\pm$ 0,0 <b>3,1 <math>\pm</math> 0,1</b>
<b>284</b> (Landsortief)	Feb. Mär.	<b>3,6 <math>\pm</math> 0,1</b> 4,4 $\pm$ 0,0	4,7 $\pm$ 0,0 <b>4,3 <math>\pm</math> 0,0</b>	4,0 $\pm$ 0,0 -	4,3 $\pm$ 0,0 -	3,9 $\pm$ 0,0 -
<b>245</b> (Karlsötief)	Feb.	<b>3,1 <math>\pm</math> 0,0</b>	4,2 $\pm$ 0,0	3,7 $\pm$ 0,0	<b>3,1 <math>\pm</math> 0,1</b>	3,3 $\pm$ 0,0

Um Veränderungen in den Nährstoffkonzentrationen über längere Zeitskalen zu erfassen, eignet sich nur die winterliche Plateauphase wie sie aus Abb. 25 zu ersehen ist (NEHRING and MATTHÄUS, 1991, NAUSCH and LYSIK-PASTUSZAK, 2003). In Tab. 9 sind die Winterkonzentrationen für Phosphat und Nitrat für die letzten 5 Jahre für ausgewählte Stationen zusammengefasst. Für beide Parameter ist keine eindeutige Entwicklung sichtbar, wenngleich eine Häufung niedriger Nitratwerte an den Stationen der offenen Ostsee (Arkonasee, Bornholmsee, östliches und westliches Gotlandbecken) in den letzten Jahren zu beobachten ist. In den küstennahen Buchten sind der Stickstoffeintrag und damit auch die Nitratkonzentrationen eng an das Abflussgeschehen gekoppelt (NAUSCH et al., 1999, MEYER and LAMPE, 1999), da Stickstoff zum überwiegenden Teil aus diffusen Quellen stammt. Dies gilt mittlerweile auch für Phosphat, da durch den Bau von hochmodernen Kläranlagen der Phosphoreintrag aus Punktquellen stark reduziert werden konnte. Das Ergebnis dieser Sanierungsmaßnahmen ist jedoch klar sichtbar. Lagen die Phosphatwinterkonzentrationen in den Küstenbereichen bis Mitte der 1990er Jahre noch um 1  $\mu\text{mol/l}$  sind sie jetzt wesentlich geringer (Tab. 9). Die Küstengewässer reagieren wesentlich rascher auf veränderte Einträge als die offene Ostsee. Hier müssen längere Datenreihen betrachtet werden um eindeutige Entwicklungen aufzuzeigen. Ein organisiertes Überwachungsprogramm begann in der zweiten Hälfte der 1960er Jahre, das später in das Monitoringprogramm der HELCOM überging und bis heute fortgeführt wird. Einzelne Messwerte existieren auch aus der davor liegenden Periode. In Abb. 26 sind die Phosphat- und Nitratkonzentrationen der winterlichen Oberflächenschicht für die Bornholmsee und die östliche Gotlandsee dargestellt.

Tab. 10 enthält die über 5 (11) Jahre gemittelten Werte. Auffällig ist zunächst der drastische Anstieg der Nährstoffkonzentrationen, der Ende der 1960er Jahre beginnt und bis Anfang der 1980er Jahre anhält. Danach schwanken die Konzentrationen beider Nährstoffe um einen hohen Mittelwert. Düngemittel werden häufig als wichtigste Eutrophierungsquelle in Schelfmeeren angesehen (NIXON, 1995). Obwohl ein Großteil der ausgebrachten Düngermengen in die pflanzliche Produktion eingeht, im Boden zurückgehalten wird oder durch Denitrifikation verloren geht, erreicht ein gewisser Prozentsatz nach umfangreichen Transformationen die Küstengewässer. Folglich kann der Verbrauch an Düngemitteln im Einzugsgebiet der Ostsee mit dem winterlichen Nährstoffkonzentrationen in Verbindung gebracht werden (NAUSCH et al., 1999). Der stark zunehmende Düngereinsatz begann Anfang der 1960er Jahre. Mit einem zeitlichen Verzug von 5 – 10 Jahren stiegen auch die Phosphat- und Stickstoffkonzentrationen an (Abb. 26). Nährstoffkonzentrationen, die vor diesem Anstieg gemessen wurden, können in erster Näherung als Hintergrund- bzw. Referenzwerte angesehen werden.

Auf Grund der großen politischen und ökonomischen Veränderung ging der Düngereinsatz ab den späten 1980er Jahren stark zurück (NAUSCH et al., 1999, NEHRING and NAUSCH, 2003). Es stand zu erwarten, dass sich diese Veränderungen mit einem entsprechenden zeitlichen Verzug auch in den Nährstoffkonzentrationen widerspiegeln würden. Dies kann für die Küstenregionen eindeutig dokumentiert werden (NAUSCH et al., 2004). Auch in Bereichen der zentralen Ostsee konnte in der 2. Hälfte der 1990er Jahre ein signifikanter Rückgang der Phosphatkonzentrationen beobachtet werden (Abb. 26) während die Nitratkonzentrationen keinen eindeutigen Trend aufwiesen (NAUSCH and LYSIAK-PASTUSZAK, 2003). Auch HELCOM (2003a) konnte bei einer Analyse der Datenreihen seit Beginn der 1980er Jahre in 8 von 12 untersuchten Seegebieten einen statistisch belegten Rückgang für Phosphat nachweisen. Für Nitrat war dies dagegen in nur einem Seegebiet der Fall.

In den letzten 4 Jahren wurde diese Entwicklung jedoch unterbrochen. Besonders im Jahr 2000 wurden vergleichsweise hohe Phosphatkonzentrationen gefunden während für Nitrat ein deutliche Abnahme zu verzeichnen war (Abb. 26). Offensichtlich konterkarieren in der offenen Ostsee auf kürzeren Zeitskalen interne Prozesse die Entwicklung, die für die Küstenregionen eindeutig belegbar ist. Hier müssen insbesondere der Wechsel von Stagnationsperioden und Wassererneuerungen und die vertikale Konvektion in Betracht gezogen werden, auf die nachstehend genauer eingegangen werden soll. Auf Zeitskalen von Dekaden wirken sich Veränderungen in der Nutzung des Einzugsgebietes auch auf die Verhältnisse der zentralen Ostsee aus wie es der Anstieg der Messwerte zu Beginn der Datenserie belegt (Abb. 26, Tab. 10).

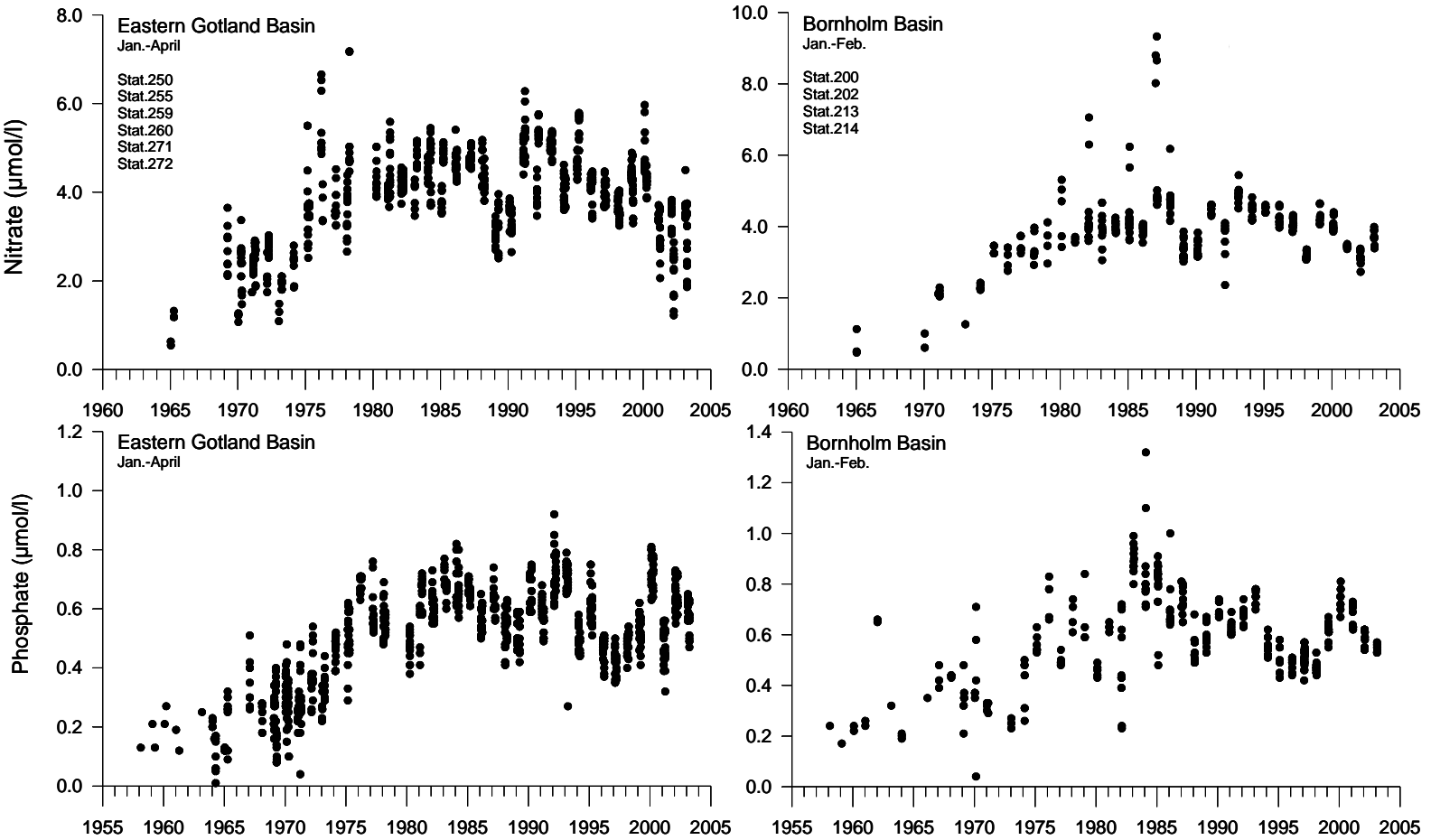


Abb. 26

Langezeitentwicklung des Nitrat- und Phosphatgehaltes in der winterlich durchmischten Oberflächenschicht (0 – 10 m) der östlichen Gotlandsee und der Bornholmsee

Abb. 26

Long-term development of nitrate and phosphate concentrations in the mixed surface layer (0 – 10 m) in winter in the eastern Gotland Basin and the Bornholm Basin

Tab. 10

Winternährstoffkonzentrationen in der durchmischten Deckschicht (0 – 10 m) der Bornholmsee (Januar/Februar; 4 Stationen) und der östlichen Gotlandsee (Januar-April; 6 Stationen) - nach Daten von HELCOM, des IOW und des SMHI

Tab. 10

Winter nutrient concentrations in the mixed surface layer (0 - 10 m) in the Bornholmsee (January/February; 4 stations) and the eastern Gotland Sea (January-April; 6 stations) – based on HELCOM, IOW and SMHI data

	1958/68	1969/73	1974/78	1979/83	1984/88	1989/93	1994/98	1999/03
<b>Bornholmsee</b>								
Phosphat ( $\mu\text{mol/l}$ )	0,34	0,34	0,55	0,64	0,71	0,67	0,51	0,63
Standardabw.	0,15	0,13	0,14	0,21	0,16	0,06	0,04	0,08
n	19	22	29	38	69	57	70	50
<b>östl.Gotlandsee</b>								
Phosphat ( $\mu\text{mol/l}$ )	0,21	0,29	0,55	0,61	0,61	0,64	0,50	0,59
Standardabw.	0,10	0,09	0,09	0,08	0,08	0,10	0,08	0,10
n	57	149	99	91	139	136	128	142
Nitrat+Nitrit ( $\mu\text{mol/l}$ )	0,97	2,29	3,88	4,32	4,53	4,33	4,21	3,63
Standardabw.	0,36	0,55	1,07	0,43	0,43	0,93	0,57	0,86
n	5	85	92	91	141	136	129	145

Um mögliche Auswirkungen der Stagnationsperioden auf die Konzentrationen im Oberflächenwasser zu untersuchen, wurde in NAUSCH et al. (2002, 2003b) ein Tiefenwasserbudget für die östliche Gotlandsee für Phosphat und den gelösten anorganischen Stickstoff (Ammonium + Nitrit + Nitrat) erstellt. Die Bilanzierung erfasst den Zeitraum 1992, dem Ende der vorhergehenden Stagnationsperiode (NEHRING et al., 1993), und 2002, dem letzten Jahr der Stagnationsperiode, die 1995 begann. Beginnend mit dem Jahr 1995 nehmen die vorhandenen Phosphatmengen unterhalb der Salzgehaltssprungschicht kontinuierlich zu. Bei einer weiteren Unterteilung des Wasserkörpers unterhalb der Halokline werden Unterschiede deutlicher. Bemerkenswert ist vor allem die Zunahme der Phosphatmenge im Bereich zwischen der Salzgehalts (70 m)- und der Redoxsprungschicht (138 m), da dieser Bereich im Gegensatz zum

Jahr 1992 extrem sauerstoffarm war. So erhöhte sich der Phosphatgehalt im betrachteten Zeitraum 1992-2002 auf 205 %. Auf der anderen Seite führte der geringe Sauerstoffgehalt zwischen Halokline und Redoxkline zu einer verstärkten Denitrifikation. Im Ergebnis dieses Prozesses betrug die vorhandene Menge an anorganischen Stickstoffverbindungen in dieser Schicht im Jahre 2002 nur noch 69 % verglichen mit dem Jahr 1992. Diese Entwicklung ist insofern problematisch, da sich direkt unterhalb der Salzgehaltssprungschicht erheblich Phosphatmengen befinden, die bei entsprechend tief reichender Konvektion bzw. durch lokale Auftriebsprozesse in die Oberflächenschicht gelangen können und dort zu einer erhöhten Produktion führen können. Da der euphotischen Zone gleichzeitig nur sehr wenig anorganischer Stickstoff zur Verfügung gestellt wird, verschiebt sich das N/P-Verhältnis weiter zu Ungunsten des Stickstoffs und die Entwicklung von Cyanobakterienblüten kann dadurch forciert werden. Außerdem können diese internen Prozesse die Nährstoffgehalte in der winterlich durchmischten Schicht maßgeblich mit beeinflussen.

Die Nährstoffsituation im Tiefenwasser kann ebenfalls aus den Abb. 23 und 24 entnommen werden. Sie dokumentieren klar das Vordringen des mit dem Salzwassereinbruch vom Januar eingeströmten Wassers (vgl. Kapitel 2). Besonders deutlich wird dies im Bornholmbecken (Abb. 27). Die vom Januar zum Februar beobachteten Veränderungen im Salzgehalt, der Temperatur und des Sauerstoffgehaltes zeigen eindeutig das Eintreffen des Einstroms (vgl. Kapitel 6.3). Durch die Belüftung des Tiefenwassers wird Phosphat ausgefällt, der Phosphatgehalt in 80 m Tiefe fällt von 4,14  $\mu\text{mol/l}$  auf 0,93  $\mu\text{mol/l}$ . Obwohl der Sauerstoffgehalt im Laufe des Jahres zurückgeht, kann noch kein Phosphat rückgelöst werden. Die Konzentrationen verbleiben bei ca. 1  $\mu\text{mol/l}$ . Erst beim erneuten Übergang zu anoxischen Verhältnissen ist eine rasche Zunahme des Phosphatgehaltes zu erwarten. Die Auswirkungen des Einstroms spiegeln sich auch im Jahresmittelwert wider (Tab. 11). Hier wird für das Bornholmtief der bei weitem niedrigste Wert der letzten 5 Jahre erreicht. Ein niedriger Jahresmittelwert wurde letztmals 1992 gefunden (MATTHÄUS et al., 2001a). Der Nitratgehalt entwickelt sich gegenläufig (Abb. 27). Auf Grund der guten Sauerstoffversorgung findet eine intensive Nitrifikation statt, Ammonium wird nahezu komplett zu Nitrat umgewandelt. Folgerichtig stellt der Jahresmittelwert für Nitrat den höchsten der letzten 5 Jahre dar während Ammonium im Bereich der Nachweisgrenze liegt (Tab. 11).

Im Tiefenwasser des östlichen Gotlandbeckens kann das Einstromsignal ebenso gut dokumentiert werden. Bis in den April hinein spiegeln die Nährstoffkonzentrationen das typische Bild der Stagnationsperiode wider. Es herrschen hohe Phosphat- und Ammoniumkonzentrationen vor und Nitrat fehlt völlig. Allerdings können im März auch bei den Nährstoffen Anzeichen des Warmwassereinstroms (FEISTEL et al., 2003b) beobachtet werden. Ende April sind die Signale des Salzwassereinbruchs eindeutig zu identifizieren (FEISTEL et al., 2003a). Die Phosphatkonzentration fällt von 5,71  $\mu\text{mol/l}$  auf 2,45  $\mu\text{mol/l}$  und verharrt im Rest des Jahres bei ca. 2  $\mu\text{mol/l}$ . Die Nitrifikation setzt ein, so dass der Ammoniumgehalt stark zurück geht und ab Juli nahe der Nachweisgrenze liegt. Gleichzeitig steigt die Nitratkonzentration auf etwa 10  $\mu\text{mol/l}$  in der 2. Jahreshälfte an. Auch die Jahresmittelwerte verdeutlichen diese Entwicklung (Tab. 11).

Während die hydrographischen Parameter schon früher Veränderungen im Bereich des Farötiefs signalisierten (vgl. Kapitel 6.2), kann die Ankunft des Einstromsignals bei den hydrochemischen Parametern erst im November/Dezember 2003 klar erkannt werden. Zu diesem Zeitpunkt veränderte sich das Redoxregime vom anoxischen zum oxischen mit den schon mehrfach beschriebenen Veränderungen der Nährstoffgehalte. Das vorher eingeflossene Wasser war vermutlich ein unterschiedliches Gemisch aus altem Wasser des Gotlandtiefs und frischem Einstromwasser.

Tab. 11  
Jahresmittelwerte und Standardabweichungen von Nährstoffen im Tiefenwasser der zentralen Ostsee: IOW- sowie SMHI- Daten (n = 9-21)

Table 11  
Annual means and standard deviations for phosphate, nitrate and ammonium in the deep water of the central Baltic: IOW- and SMHI- data (n = 9-21)

<b>Phosphat (<math>\mu\text{mol/l}</math>; Maximalwerte hervorgehoben)</b>						
Station	Tiefe/m	1999	2000	2001	2002	2003
<b>213</b> (Bornholmtief)	80	<b>4,86 <math>\pm</math> 1,72</b>	3,07 $\pm$ 1,84	3,94 $\pm$ 1,30	3,46 $\pm$ 1,45	1,14 $\pm$ 0,71
<b>271</b> (Gotlandtief)	200	4,75 $\pm$ 0,29	5,28 $\pm$ 0,34	5,87 $\pm$ 0,33	<b>5,88 <math>\pm</math> 0,81</b>	3,38 $\pm$ 0,88
<b>286</b> (Färötief)	150	4,16 $\pm$ 0,35	4,76 $\pm$ 0,33	<b>5,06 <math>\pm</math> 0,22</b>	4,86 $\pm$ 0,37	4,69 $\pm$ 0,77
<b>284</b> (Landsortief)	400	3,62 $\pm$ 0,20	4,17 $\pm$ 0,24	<b>4,45 <math>\pm</math> 0,33</b>	4,25 $\pm$ 0,32	4,05 $\pm$ 0,22
<b>245</b> (Karlsötief)	100	3,79 $\pm$ 0,52	3,59 $\pm$ 0,27	4,16 $\pm$ 0,46	4,02 $\pm$ 0,34	<b>4,43 <math>\pm</math> 0,33</b>

<b>Nitrat (<math>\mu\text{mol/l}</math>; Minimalwerte hervorgehoben)</b>						
Station	Tiefe/m	1999	2000	2001	2002	2003
<b>213</b> (Bornholmtief)	80	<b>4,3 <math>\pm</math> 4,9</b>	4,6 $\pm$ 4,4	4,8 $\pm$ 3,8	5,4 $\pm$ 4,1	9,6 $\pm$ 2,4
<b>271</b> (Gotlandtief)	200	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	6,0 $\pm$ 4,8
<b>286</b> (Färötief)	150	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,1</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	0,6 $\pm$ 1,9
<b>284</b> (Landsortief)	400	1,5 $\pm$ 1,7	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>
<b>245</b> (Karlsötief)	100	4,8 $\pm$ 4,0	3,0 $\pm$ 2,3	1,0 $\pm$ 1,8	1,0 $\pm$ 1,8	<b>0,0 <math>\pm</math> 0,0</b>

<b>Ammonium (<math>\mu\text{mol/l}</math>; Maximalwerte hervorgehoben)</b>						
Station	Tiefe/m	1999	2000	2001	2002	2003
<b>213</b> (Bornholmtief)	80	<b>3,9 <math>\pm</math> 4,6</b>	2,6 $\pm$ 3,9	0,6 $\pm$ 1,2	3,5 $\pm$ 3,8	0,3 $\pm$ 0,6
<b>271</b> (Gotlandtief)	200	9,0 $\pm$ 2,6	12,0 $\pm$ 1,7	17,7 $\pm$ 3,0	<b>19,7 <math>\pm</math> 4,9</b>	6,8 $\pm$ 9,5
<b>286</b> (Färötief)	150	5,1 $\pm$ 2,3	7,6 $\pm$ 1,4	10,4 $\pm$ 2,5	9,8 $\pm$ 2,2	<b>11,0 <math>\pm</math> 4,4</b>
<b>284</b> (Landsortief)	400	0,9 $\pm$ 1,1	3,8 $\pm$ 1,3	5,4 $\pm$ 1,2	6,5 $\pm$ 1,5	<b>7,3 <math>\pm</math> 1,0</b>
<b>245</b> (Karlsötief)	100	1,7 $\pm$ 2,2	1,4 $\pm$ 1,5	3,8 $\pm$ 2,8	4,0 $\pm$ 1,5	<b>5,8 <math>\pm</math> 1,8</b>



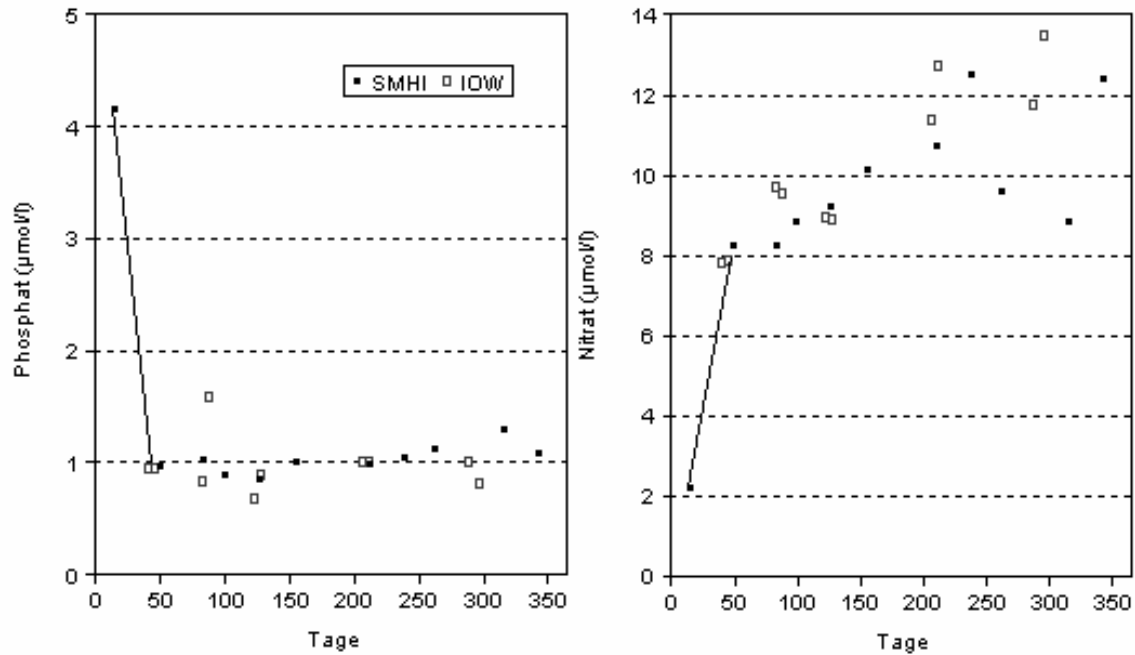


Abb. 27

Entwicklung des Phosphat- und Nitratgehaltes im Tiefenwasser des Bornholmbeckens (80 m) im Jahre 2003 (nach Daten des IOW und des SMHI)

Fig. 27

Development of the phosphate and nitrate concentrations in the deep water of the Bornholm Basin (80 m) in 2003 (based on IOW and SMHI data)

Im Tiefenwasser des Landsorttiefs können ähnliche Prozesse beschrieben werden. In der 2. Jahreshälfte kam es bereits zu einer deutlichen Zunahme des Salzgehaltes (Tab. 6). Da gleichzeitig aber auch der Schwefelwasserstoffgehalt zunahm, sind Reaktionen im Nährstoffhaushalt noch nicht zu beobachten. Hier herrschten im gesamten Jahresverlauf recht stabile Verhältnisse, so dass die Messwerte nur wenig um den Jahresmittelwert schwankten (Tab. 11).

Im Tiefenwasser des Karlsötiefs stieg der Salzgehalt erst im Dezember von 9,6 psu auf 9,9 psu merklich an. Ähnlich wie beim Landsorttief sind diese Veränderungen als sekundäre Effekte der Einstromvorgänge zu interpretieren, denn der Gehalt an Schwefelwasserstoff erhöhte sich im Jahresverlauf stark (Tab. 6). Konvertiert in negativen Sauerstoff wurde damit der niedrigste Wert seit mindestens 1990 erreicht (MATTHÄUS et al., 2001a). Im Ergebnis dieser permanenten Anoxie finden sich Jahresmittelwerte für Phosphat und Ammonium, die ebenfalls zu den höchsten seit mindestens 1990 zählen. Hierbei muss angemerkt werden, dass im Karlsötief während der gesamten 1990er Jahre weitgehend oxische Bedingungen mit sehr geringen Ammonium-, moderaten Phosphat- und hohen Nitratkonzentrationen herrschten.

## 6.5 Natürliche organische Verbindungen

Die Konzentrationsänderungen organischen Materials in der Wassersäule sind auf zwei unterschiedliche Klassen von Prozessen zurückzuführen: zum einen auf hydrodynamische Prozesse, die zu einem Transport und zu einer Vermischung von Wasserkörpern mit unterschiedlichen Konzentrationen an organischem Material führen, zum anderen auf biologisch und chemisch kontrollierte Prozesse, die einen Abbau oder eine Modifikation des organischen Materials bewirken. Die Überlagerung beider Prozesse führt in verschiedenen Regionen der Ostsee zu unterschiedlichen saisonalen und räumlichen Verteilungsmustern, die für gelöstes organisches Material (dissolved organic matter, DOM) und partikuläres organische Material (particulate organic matter, POM) deutliche Unterschiede aufweisen können. Da normalerweise nicht zwischen beiden Klassen von Prozessen unterschieden werden kann, ist die Interpretation und Bewertung der Ergebnisse nicht immer einfach. Hinweise auf den Einfluss beider Prozessklassen lassen sich jedoch aus einem Vergleich der langfristigen Konzentrationsänderungen des DOM an Stationen gewinnen, die durch unterschiedliche hydrodynamische Einflüsse geprägt sind. Beispielhaft sollen diese Unterschiede durch einen Vergleich der Verhältnisse an einer Station in der zentralen Ostsee (TF0271) und in der westlichen Ostsee (TF0361) diskutiert werden (Abb. 28).

Die Station TF0271 liegt an der tiefsten Stelle im östlichen Gotlandbecken und ist dadurch charakterisiert, dass hier direkte landseitige Einträge aufgrund der relativ großen Entfernung zu den Küsten praktisch vernachlässigt werden können. Aufgrund der Bodentopographie ist auch der Einfluss des Wassers, das zeitweise aus der Nordsee in die Ostsee einströmt, gering. Diese Station wird deshalb häufig als 'Referenzstation' zur Beschreibung von Zuständen oder Prozessen in der Ostsee herangezogen. Die Station TF0361 liegt in der nördlichen Kieler Bucht am Südausgang des Großen Belts. An dieser Stelle ist es relativ flach (ca. 20 m Wassertiefe) und der Wasseraustausch zwischen der Ostsee und der Nordsee macht sich hier besonders bemerkbar. Zur Beschreibung der Konzentrationsänderungen des organischen Materials sollen hier die Änderungen des partikulär gebundenen organischen Kohlenstoffs (particulate organic carbon, POC) und des gelösten organisch gebundenen Kohlenstoffs (dissolved organic carbon, DOC) herangezogen werden.

Der Verlauf der Konzentration des partikulären organischen Materials (POM) zeigt in der oberflächennahen Schicht der Station TF0271 ein ausgeprägtes saisonales Signal, mit sommerlichen Maximalkonzentrationen zwischen  $40 \mu\text{M C}$  und  $50 \mu\text{M C}$  und winterlichen Minimalkonzentrationen zwischen  $5 \mu\text{M C}$  und  $10 \mu\text{M C}$ . Das POM besteht in diesem Bereich der Ostsee fast ausschließlich aus Planktonzellen bzw. den nach dem Absterben der Zellen zurückbleibenden Zellresten. Die Zunahme der POC Konzentration während der Planktonblüte im Frühjahr korreliert mit der Abnahme der Nährstoffe in der euphotischen Schicht und lässt sich durch die Annahme erklären, dass die gesamte Menge der während der Wintermonate regenerierten anorganischen Nährstoffe zum Aufbau der Biomasse verwendet wird. Das C/N – Verhältnis der partikulären Fraktion liegt mit ca. 8 sehr nahe am Redfield - Verhältnis (REDFIELD et al., 1963). Obwohl einzelne besonders hohe Werte gemessen wurden, ist die sommerliche Maximalkonzentration relativ konstant.

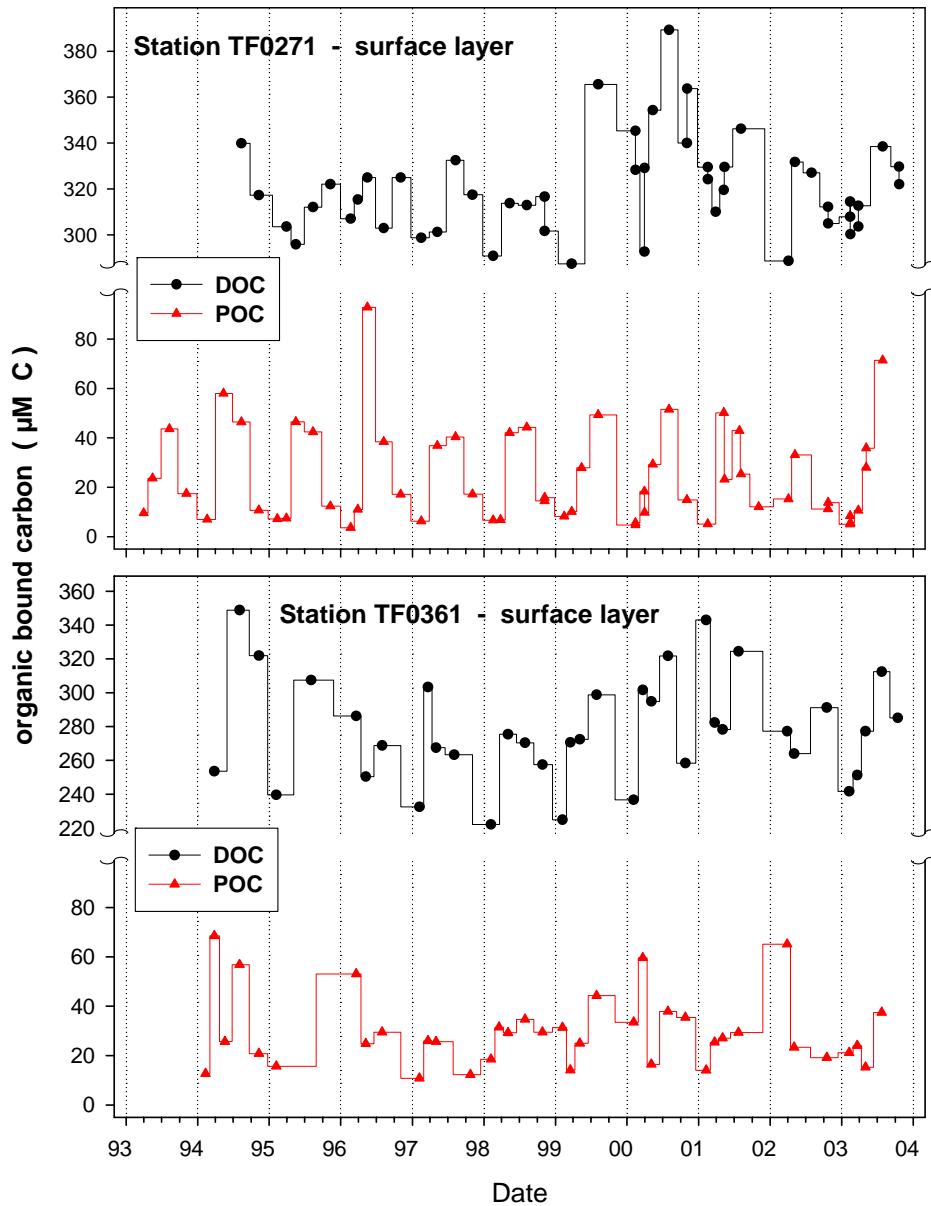


Abb. 28

Zeitreihe der DOC und POC Konzentrationen in der Oberflächenschicht an den Stationen TF0271 (östliches Gotlandbecken) und TF0361 (westliche Ostsee)

Fig. 28

Time series of DOC and POC concentrations in the surface layer at stations TF0271 (eastern Gotland Basin) and TF0361 (western Baltic Sea)

Die bei den anorganischen Nährstoffen beobachteten langjährigen Konzentrationsveränderungen treten hier kaum in Erscheinung. Einzelne 'Ausreißer' (z.B. im Sommer 1996) sind darauf zurückzuführen, dass witterungsbedingte Verschiebungen im zeitlichen Eintritt der Planktonblüte zu besonders hohen Werten führen können, da aufgrund der relativ geringen zeitlichen Auflösung (5 Messwerte pro Jahr) nicht sichergestellt werden kann, dass die saisonalen Maximalwerte erfasst werden.

Verglichen mit den Konzentrationsänderungen des POC in der oberflächennahen Wasserschicht zeigen die des DOC einen deutlich anderen Verlauf. Obwohl es auch hier im Jahresverlauf deutliche Konzentrationsunterschiede gibt, ist ein eindeutiges saisonales Signal nicht zu erkennen. Ein dem POC vergleichbares saisonales Signal wäre dann zu erwarten, wenn der Abbau des POM als 'Umkehrreaktion' seiner Synthese erfolgte und hydrodynamische Einflüsse vernachlässigbar wären.

POM und DOM unterscheiden sich in einer Reihe von Eigenschaften, die einen direkten Einfluss auf ihr Verhalten in marinen Ökosystemen haben. Ein wesentlicher Unterschied besteht darin, dass der überwiegende Teil des POM aufgrund seiner Dichte sedimentieren kann und dem System durch Einlagerung in den Sedimenten entzogen werden kann. Die Fähigkeit zu sedimentieren führt auch dazu, dass POM in der Regel nicht über weite Strecken im Wasserkörper horizontal transportiert wird. Demgegenüber verbleibt DOM solange in einem Wasserkörper, bis es durch biologische, chemische oder physikalische Prozesse modifiziert wird oder bis es durch die Vermischung mit anderen Wasserkörpern aus dem System entfernt wird. Während man an einer küstenfernen Station (z.B. Station TF0271) davon ausgehen kann, dass das POM in diesem Bereich aus der Biomasse besteht, die hier in den Sommermonaten aufgebaut worden ist, kann das DOM auch aus weit entfernten Quellen stammen und über weite Strecken und lange Zeiträume an diesen Ort gelangt sein. Wie aus den Beobachtungen der letzten Jahre bekannt ist, werden in den Einflussbereichen größerer Flüsse deutlich höhere Konzentrationen an DOM gemessen (NAUSCH et al., 2002). Der große Konzentrationsunterschied zwischen POC und DOC in der Oberflächenschicht der Station TF0271, der fast einen Faktor von 10 ausmacht, ist darauf zurückzuführen, dass ein großer Teil des DOM aus landseitigen Quellen stammt. Welchen Veränderungen das DOM in der oberflächennahen Schicht unterliegt und nach welchen Mechanismen sein vollständiger oder teilweiser Abbau erfolgt, ist im Detail weitgehend unbekannt. Die unterschiedlichen C/N – Verhältnisse der partikulären und gelösten organischen Verbindungen weisen jedoch darauf hin, dass sich POM und DOM in ihrer chemischen Zusammensetzung deutlich unterscheiden (MATTHÄUS et al., 2001b, NAUSCH et al., 2002). DOM aus der oberflächennahen Wasserschicht besitzt dabei - bezogen auf den Kohlenstoffgehalt – nur ungefähr halb soviel Stickstoff wie POM, das im Wesentlichen aus Planktonorganismen besteht und ein dem Redfield – Ratio entsprechendes C/N – Verhältnis von 7 bis 8 hat. Während die Bildung von POM während der Planktonblüten durch die Verfügbarkeit anorganischer Stickstoff- und Phosphorverbindungen limitiert wird, sind die Mechanismen, die die Freisetzung dieser Verbindungen aus dem DOM bei der Remineralisierung regulieren, weitgehend unbekannt. Untersuchungen in den vergangenen Jahren haben jedoch gezeigt, dass während des gesamten saisonalen Zyklus der weitaus überwiegende Teil des im System vorhandenen Stickstoffs im DOM festgelegt ist und nicht remineralisiert wird (MATTHÄUS et al., 1997). Die Frage, ob und unter welchen Bedingungen der im DOM festgelegte Stickstoff in Form bioverfügbarer Verbindungen freigesetzt werden kann, ist insofern von großer Bedeutung, als diese Menge an Stickstoffverbindungen die atmosphärischen und landseitigen Einträge anorganischer Stickstoffverbindungen weit übersteigen dürfte.

Das Ausmaß der Einflüsse hydrodynamischer Prozesse auf die Konzentration des organischen Materials lässt sich durch einen Vergleich der Situation der küstenfernen Station TF0271 mit der Station TF0361 im Übergangsbereich zwischen Ostsee und Kattegat (und damit der Nordsee) veranschaulichen (Abb. 28). An der Station TF0361 ist das Signal der saisonalen Änderung der POM Konzentration durch Wasseraustauschprozesse fast vollständig überdeckt. Obwohl auch in diesem Bereich der Ostsee die POC Konzentration im Wesentlichen durch den Aufbau von Planktonzellen bestimmt wird, wird dieser saisonale Effekt dadurch überlagert, dass Wasserkörper mit unterschiedlichen Konzentrationen an organischem Material miteinander gemischt werden. Die Konzentrationsänderungen, die durch diese Mischungsprozesse verursacht werden, sind oft größer als die Änderungen, die durch die Planktonblüte bewirkt werden. Der Wasseraustausch wird dabei im Wesentlichen durch kurzfristige, meteorologisch kontrollierte Prozesse gesteuert.

Verglichen mit der Station TF0271 zeigen die Konzentrationsänderungen des DOC in der oberflächennahen Wasserschicht der Station TF0361 ein deutlich saisonal geprägtes Bild. Minimalkonzentrationen um die  $240 \mu\text{M C}$  finden sich vornehmlich in den Wintermonaten, während Konzentrationen zwischen  $280 \mu\text{M C}$  und  $340 \mu\text{M C}$  im Sommer zu beobachten sind. Diese saisonalen Effekte sind jedoch auf jahreszeitliche Unterschiede in den meteorologischen Bedingungen zurückzuführen sein. Bedingt durch häufigere und stärkere Windereignisse in den Wintermonaten kommt es in dieser Zeit zu einer stärkeren Einmischung von salzhaltigem Wasser aus der Nordsee, das einen geringeren DOC Gehalt aufweist als das Wasser aus der Ostsee (mittlerer DOC Gehalt in der Nordsee ca.  $100 \mu\text{M C}$ , Nagel, unveröffentlichte Ergebnisse). In den windärmeren Sommermonaten kommt es dem gegenüber in der Oberflächenschicht zu einem häufigeren Ausstrom von salzarmem Wasser aus der Ostsee mit deutlich höherem DOC Gehalt, während der Einstrom von salzhaltigerem Nordseewasser in Bodennähe erfolgt. In der oberflächennahen Wasserschicht finden sich deshalb in den Sommermonaten deutlich höhere DOC Konzentrationen als in den Wintermonaten.

Da die mittlere DOC Konzentration in der Nordsee und im Kattegat mit  $99 \mu\text{M C}$  bzw.  $212 \mu\text{M C}$  deutlich unter derjenigen in der Ostsee liegt ( $310 \mu\text{M C}$ ), ist zu erwarten, dass sich die Einstromereignisse in den Jahren 2002 und 2003 auch im Konzentrationsverlauf des DOC widerspiegeln. Aufgrund des höheren Salzgehalts des eingeströmten Wassers ist hiervon in erster Linie die bodennahe Wasserschicht betroffen. In Abb. 29 sind die Veränderungen der DOC Konzentrationen in der bodennahen Wasserschicht in den letzten Jahren an vier ausgewählten Stationen dargestellt. Neben den Stationen TF0361 und TF0271 sind dabei auch die zentralen Stationen im Arkonabecken (TF0113) und im Bornholmbecken (TF0213) in die Betrachtung einbezogen.

Während die Stationen im Arkonabecken, im Bornholmbecken und im östlichen Gotlandbecken eine deutliche Ähnlichkeit in der langfristigen Entwicklung des DOC Gehalts aufweisen, zeigt sich an der Station TF0361 in der westlichen Ostsee der direkte Einfluss des Wasseraustausches zwischen der Ostsee und der Nordsee. Besonders niedrige DOC Konzentrationen treten dabei immer dann auf, wenn der Salzgehalt hoch ist, das heißt immer dann, wenn Wasser aus der Nordsee einströmt (Abb. 30). Auch die Station TF0113 im Arkonabecken, die durch das durch den Sund einströmende Wasser beeinflusst wird und mit 47 m Wassertiefe deutlich tiefer ist als die Station TF0361, ist noch stark durch hydrodynamische Prozesse geprägt.

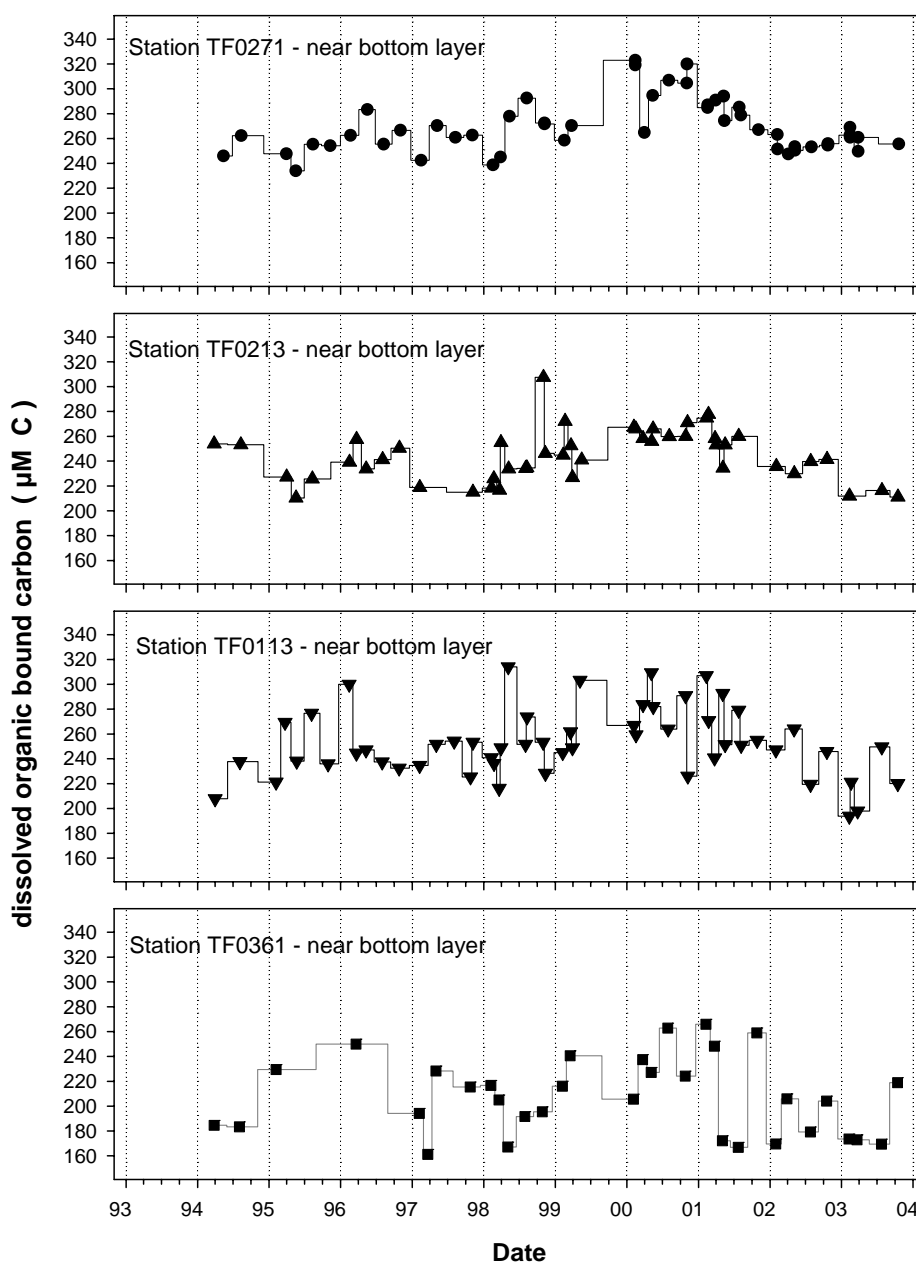


Abb. 29

Zeitreihen der DOC Konzentrationen in der bodennahen Schicht der Stationen TF0271 (östliches Gotlandbecken), TF0213 (Bornholmbecken), TF0113 (Arkonabecken) und TF0361 (westliche Ostsee)

Fig. 29

Time series DOC concentrations in the near bottom layer at stations TF0271 (eastern Gotland Basin), TF0213 (Bornholm Basin), TF0113 (Arkona Basin) and TF0361 (western Baltic Sea)

Dies zeigt sich in einem deutlichen Zusammenhang zwischen der DOC Konzentration und dem Salzgehalt (Abb. 30). Da die Stationen TF0213 im Bornholmbecken und TF0271 im östlichen Gotlandbecken relativ weit entfernt sind sowohl von den Stellen, die durch den Wasseraustausch mit der Nordsee geprägt sind, als auch von den Mündungsbereichen großer Flüsse, zeigen sich hier nur geringe Einflüsse hydrodynamisch bedingter Wasseraustauschprozesse. Eine signifikante Salzgehaltsabhängigkeit der DOC Konzentration ist an diesen beiden Stationen nicht erkennbar (Abb. 30).

Ein Vergleich der Entwicklungen der DOC Konzentrationen in der bodennahen Wasserschicht an den vier ausgewählten Stationen zeigt, dass an allen Stationen höhere Werte gegen Ende der letzten Stagnationsperiode in den Jahren 1999 – 2001 zu beobachten waren. Nach den Salzwassereinströmen der Jahre 2002 und 2003 sank an allen Stationen der DOC Gehalt deutlich. Die Ursachen, die zum Anstieg der DOC Konzentration im Verlauf der Stagnationsperiode führen, sind jedoch an den einzelnen Stationen unterschiedlich. An den Stationen, an denen die Kontrolle der DOC Konzentrationen vornehmlich durch hydrodynamische Prozesse erfolgt (TF0361 und TF0113), dürfte die Einmischung von salzarmem und DOC reichen Oberflächenwasser in bodennahe Schichten die Ursache für den Anstieg sein.

Eine besondere Rolle kommt der Station TF0271 bei dem Vergleich des Verlaufs der DOC Konzentrationen zu. Obwohl der Verlauf dem der drei anderen Stationen ähnlich ist, unterscheiden sich die Mechanismen, die zu dem Konzentrationsanstieg zum Ende der Stagnationsperiode führen. Da sich die Station TF0271 an der tiefsten Stelle des östlichen Gotlandbeckens befindet, kann die bodennahe Wasserschicht an dieser Station in erster Näherung als stagnierend angesehen werden. Die Ausbildung stabiler anoxischer Bedingungen ist dabei als Hinweis darauf anzusehen, dass ein signifikanter Wasseraustausch nur nach größeren Salzwassereinbrüchen stattfindet. Die Ursache für den Anstieg der DOC Konzentration im Verlauf der Stagnationsperiode ist darin zu suchen, dass das in der euphotischen Zone gebildete partikuläre Material sedimentiert ist und bei der Sedimentation bereits ein Abbau zu gelösten organischen Verbindungen begonnen hat. Mit dem Einstrom von salzhaltigerem und DOM ärmerem Wasser nach den Salzwassereinströmen von 2002 und 2003 wurde der salzärmere und anoxische Wasserkörper dann wieder aus der Bodenschicht verdrängt.

Aufgrund des Fehlens hydrodynamisch gesteuerter Austauschprozesse während einer Stagnationsperiode lassen sich aus den Veränderungen der DOC Konzentrationen bzw. Veränderungen der Zusammensetzung des DOM in der bodennahen Wasserschicht der Station TF0271 erste Hinweise auf die biologisch oder chemisch kontrollierten Prozesse ableiten, die hierfür verantwortlich sind. Wie bereits in den letzten Jahren beobachtet (NAUSCH et al., 2002, NAUSCH et al., 2003a), ist die auffälligste Veränderung in der Zusammensetzung des DOM der dramatische Anstieg des DOC/DON – Verhältnisses. Während das DOC/DON- Verhältnis in der Ostsee im Durchschnitt zwischen 15 und 20 liegt, steigt es in der bodennahen Wasserschicht der Station TF0271 auf Werte um 80 an (Abb. 31). Das C/N- Verhältnis der partikulären Fraktion bleibt während dieses Zeitraums nahezu konstant und unterscheidet sich nicht wesentlich vom Redfield – Verhältnis. Aus dem leichten Anstieg der DOC Konzentration und dem starken

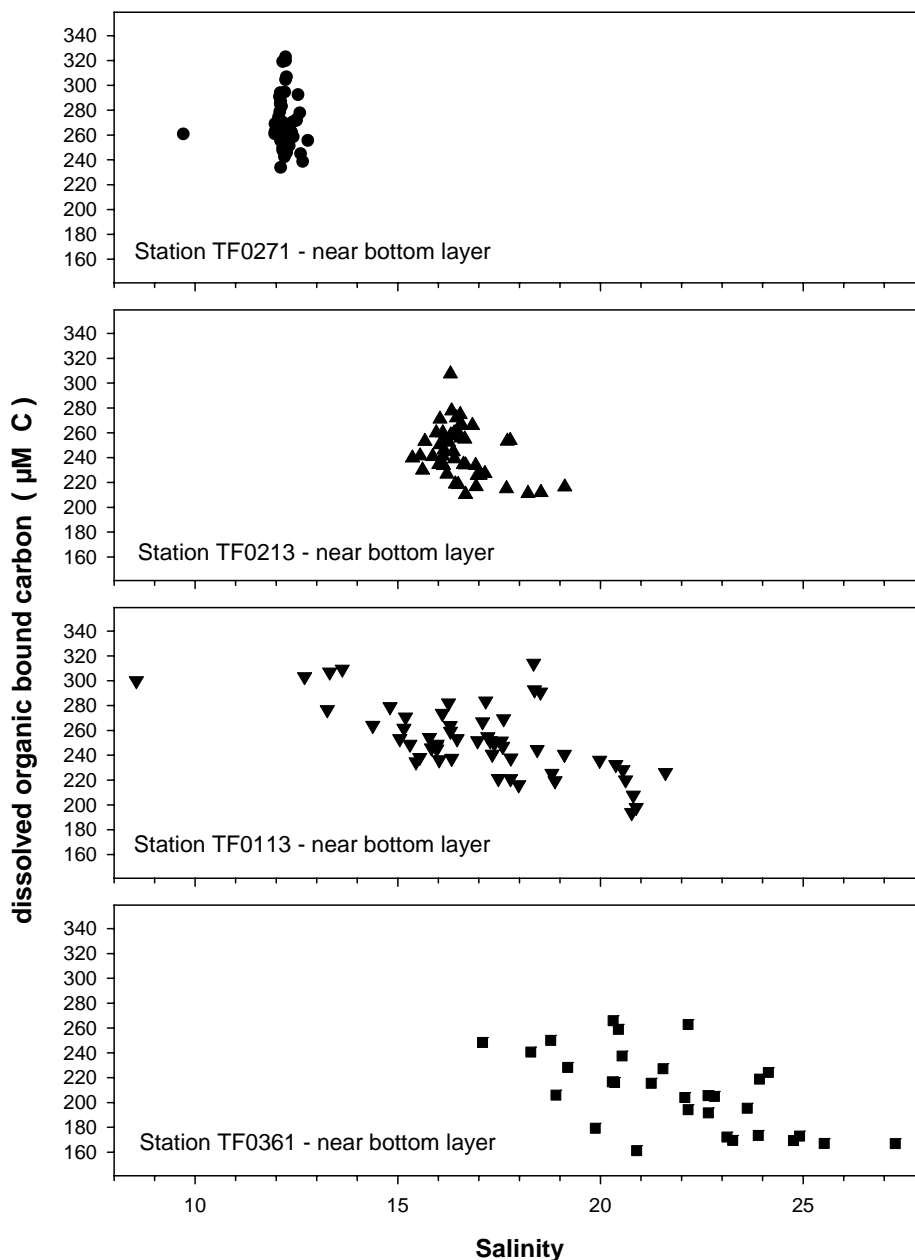


Abb. 30

Relationen zwischen den DOC Konzentrationen und dem Salzgehalt in den bodennahen Schichten an den Stationen TF0271 (östliches Gotlandbecken), TF0213 (Bornholmbecken), TF0113 (Arkonabecken) und TF0361 (westliche Ostsee)

Fig 30

Relationship between DOC concentrations and salinity in the near bottom layer at stations TF0271 (eastern Gotland Basin), TF0213 (Bornholm Basin), TF0113 (Arkona Basin) and TF0361 (western Baltic Sea)



Anstieg des DOC/DON Verhältnisses, der verbunden ist mit einer Abnahme der DON Konzentration, muss geschlossen werden, dass der Abbau des DOM für die Elemente C und N mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten und damit nach unterschiedlichen Mechanismen abläuft. Am Ende der Stagnationsperiode besitzt das DOM in diesem Wasserkörper nur noch ungefähr 25% des Stickstoffgehalts, der durchschnittlich im Ostseewasser gemessen wird.

Eine detailliertere Beschreibung der Mechanismen des Abbaus des DOM oder eine Quantifizierung dieser Vorgänge ist mit den zurzeit verfügbaren Daten nicht möglich. Dies liegt unter anderem daran, dass die Annahme, es handle sich um einen stagnierenden Wasserkörper, dessen Wasseraustausch mit den umgebenden Wassermassen vernachlässigbar gering ist, nur begrenzt richtig ist. Insbesondere die starken Schwankungen des Sauerstoff- bzw.  $H_2S$  – Gehalts in diesem Wasserkörper während der Stagnationsperiode weisen auf die Einschränkungen dieser Annahme hin. Da unter anoxischen Bedingungen ein Auftreten von Sauerstoff nur durch den Eintrag von sauerstoffreichem Wasser erklärt werden kann, ist ein nicht vollständig vernachlässigbarer Wasseraustausch auch während einer Stagnationsperiode wahrscheinlich. Die beobachteten Veränderungen können deshalb nicht ausschließlich auf Prozesse zurückgeführt werden, die für den Abbau oder die Modifikation des DOM verantwortlich sind.

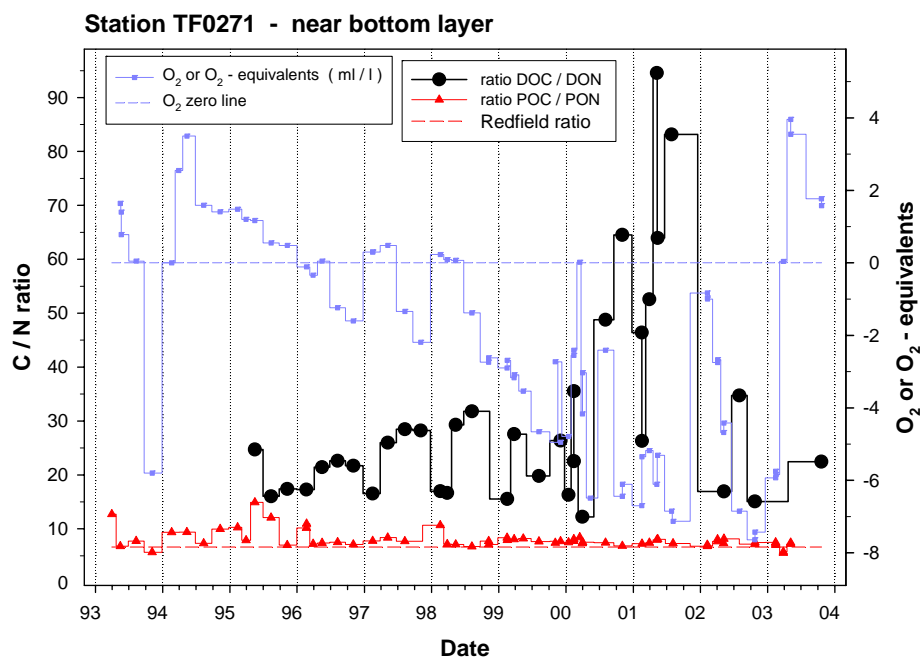


Abb. 31

Entwicklung der C/N – Verhältnisse im partikulären und gelösten organischen Material in der Bodenschicht an der Station TF0271 (östliches Gotlandbecken) zwischen 1993 und 2003

Fig 31

Development of C/N ratios in the particulate and dissolved organic material in the bottom layer at station TF0271 (eastern Gotland Basin) between the years 1993 and 2003

Die Beobachtungen natürlicher organischer Verbindungen in den letzten Jahre machen deutlich, dass der Wasseraustausch zwischen der Ostsee und der Nordsee ein Faktor ist, der einen signifikanten Einfluss auf den DOM – Gehalt der Ostsee besitzt und dadurch auch die Gesamtbilanz der im biogeochemischen Kreislauf verfügbaren Elemente mitbestimmt. Um organische Verbindungen in die Bilanzierung der Stoffumsätze im marinen Ökosystem einbeziehen zu können, sind jedoch noch eine Reihe offener Fragen zu klären. Hierzu zählt zum Beispiel die Quantifizierung der durch hydrodynamische Prozesse ausgetauschten Mengen organischer Verbindungen. Außerdem sind zusätzliche Informationen über die Zusammensetzung des DOM nötig um abschätzen zu können, welche Rolle der Abbau des DOM im biogeochemischen Stoffkreislauf spielt. Offen ist auch die Frage, ob und welche Unterschiede zwischen den Abbauprozessen des DOM unter sauerstofflimitierten bzw. anoxischen Bedingungen und den Abbauprozessen in oberflächennahen Wasserschichten bestehen.

## **Zusammenfassung**

Der Winter 2002/2003 war nach fünf milderen Wintern in Folge ein mittelkalter Winter. Er war der schwerste nach 1995/1996 und der zweitschwerste nach 1986/1987. Folgerichtig lag auch die maximale Eisbedeckung der Ostsee mit 232 000 km<sup>2</sup> ca. 10% über dem langjährigen Mittel. Auf Grund des sehr kalten Dezembers 2002 erfolgte die Abkühlung des Wassers sehr rasch, so dass die langjährigen Mittelwerte der Wassertemperatur in der zentralen und nördlichen Ostsee schon im Januar deutlich unterschritten wurden. Mit Ausnahme des Oktobers waren ab März alle Monate zu warm, die Sommermonate Mai bis August mit mindestens 2 °C sogar deutlich über dem Langzeitmittel. Der Sommer war damit nach 1997 und 2002 zumindest in der südlichen Ostsee der drittwärmste seit 1890, was sich auch in den Oberflächentemperaturen widerspiegelte. In der östlichen Gotlandsee und im Finnischen Meerbusen wurden im Juli Temperaturen bis 25 °C gemessen, positive Anomalien bis + 5 K wurden im Bottnischen Meerbusen erreicht.

Das wichtigste Ereignis für die Ostsee im Jahr 2003 war der intensive, kalte und sauerstoffreiche Einstrom von Kattegatwasser im Januar. Mit dem Einstrom wurden ca. 200 km<sup>3</sup> Wasser in die Ostsee transportiert, die zu einem Gesamtimport von etwa 2 Gt ( $2 \times 10^{12}$  kg) Salz führten. Diese Wasser- und Salzengen entsprechen etwa dem halben Betrag des letzten großen Einstroms von 1993 und stellen Rang 25 in der Liste der stärksten Einströme seit 1897 dar. Die Wirkung des Salzwassereintruchs wurde durch kleinere Einströme im März und Mai verstärkt, da Arkona- und Bornholmbecken schon mit dichtem Wasser gefüllt waren und eine schnelle Ausbreitung zu den zentralen Becken möglich war. Mit diesen Einströmen wurde die seit 1995 anhaltende Stagnationsperiode beendet. Der Einstrom hatte bereits Anfang Februar das gesamte Bornholmbecken erfasst, wo er das warme Wasser des Warmwassereinstroms vom Sommer 2002 verdrängte. Dieses erreichte das östliche Gotlandbecken im März ehe die durchgreifende Belüftung durch den Kaltwassereinstrom Ende April registriert werden konnte. Im Mai wurden in Bodennähe 3.96 ml/l Sauerstoff gemessen. Ähnlich hohe Konzentrationen wurden bisher nur zweimal, in den 1930er Jahren und im Mai 1994 beobachtet. In der 2. Jahreshälfte kündigten Veränderungen in der Temperatur und im Salzgehalt auch im westlichen Gotlandbecken das Eintreffen des Einstroms an, wengleich die hydrochemischen Parameter dies nur indirekt widerspiegeln. Die Wassererneuerung war im Bornholm- und östlichen Gotlandbecken mit massiven Veränderungen

im Nährstoffregime des Tiefenwassers verbunden: die Phosphat- und Ammoniumkonzentrationen gingen stark zurück, Nitrat reicherte sich in Folge von Nitrifikationsprozessen an.

Ähnlich wie 2002, verursachte die ruhige und sehr warme Sommersituation zwischen Juni und August auch 2003 an der Darßer Schwelle einen bodennahen Einstrom von warmem, salzigem Wasser aus dem Kattegat bei gleichzeitiger genereller Ausstromlage, wenngleich mit kürzerer Dauer. Die Auswirkungen sind erneut bis ins östliche Gotlandbecken zu verfolgen.

## Summary

After five milder winters in succession, the winter 2002/2003 was an average cold one. It was the most severe after the winter 1995/1996 and the second severe after 1986/1987. Consequently, the maximum ice cover with 232 000 km<sup>2</sup> was 10 % higher than the long-term mean. As a result of the extreme cold December 2002 the cooling down of the water took place rapidly and the water temperature in the central and northern Baltic Sea was in January well below the average. With the exception of October 2003, all months from March onwards were too warm. The summer months May to August were with more than 2 °C distinctly higher than normal. After 1997 and 2002, the summer of 2003 was the third warmest since 1890, at least in the southern Baltic Sea. In the eastern Gotland Sea and in the Gulf of Finland surface temperatures up to 25 °C were measured in July, in the Gulf of Bothnia temperature showed positive anomalies up to + 5 K.

The most important event for the Baltic Sea in 2003 was, however, the intensive, cold and oxygen-rich inflow of Kattegat water in January. With this major Baltic inflow approximately 200 km<sup>3</sup> water were transported into the Baltic Sea, importing a total of about 2 Gt (2 x 10<sup>12</sup> kg) salt. These amounts of water and salt were only half of that transported during the last major Baltic inflow in 1993. Thus, the 2003 inflow takes rank 25 in the list of strongest inflows since 1897. The effect of the January saltwater inflow was supported by smaller inflow events in March and May due to the fact that the Arkona and Bornholm Basins were already filled with dense water masses allowing a fast propagation of the inflowing water into the central basins. With this major Baltic inflow the long stagnation period was terminated which lasted since 1995. The inflow had grasped the whole Bornholm Basin already in February displacing the warm water from the summer inflow 2002 there. These warm water masses were reaching the deep water in the eastern Gotland Basin in March well before the intensive ventilation of the cold January inflow which was recorded at the end of April. In May an oxygen content of 3.96 ml/l could be measured in the near-bottom layer at the central station in that basin. Similar high concentrations were detected only twice before, during the 1930s and in May 1994. During the second half of 2003, changes in temperature and salinity signalled the arrival of the inflow also in the western Gotland Basin despite the hydrochemical parameters reflected this only indirectly. The water renewing in the Bornholm and eastern Gotland Basin was accompanied by drastic changes in the nutrient regime in the deep water. Phosphate and ammonium concentrations decreased rapidly whereas nitrate was enriched as a result of nitrification processes.

Similar to 2002, the calm and extremely warm weather between June and August caused a near bottom inflow of warm and salty water from the Kattegat across the Darss Sill during a general outflow situation. The duration in 2003 was shorter compared to 2002. However, the effects can be tracked again up to the eastern Gotland Basin.

## Danksagung:

Die Autoren danken den am Ostseeüberwachungsprogramm beteiligten Mitarbeitern des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde für die Durchführung der Messungen sowie Kapitänen und Besatzungen der Forschungsschiffe „A.v.Humboldt“, „Professor Albrecht Penck“ und „Gauss“ für die Unterstützung und den Einsatz bei den Messfahrten des Jahres 2003. 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, 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 Pegeldaten. 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

- ÆRTEBJERG, G. and CARSTENSEN, J. (2004): Oxygen depletion in Danish waters in 2003. – Information paper of the National Environmental Research Institute, Denmark 10 March 2004.
- BEZOLD, W.V. (1883): Die Kälterückfälle im Mai. - Abhandlungen der königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften. Bd. **14**, Nr. 6, 71-108.
- V.BODUNGEN, 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 Übergangsbereich zwischen Oderästuar und Pommerscher Bucht (TRUMP). – Geowiss. **13**, 479-485.
- BSH (2003a): Extreme development of the ice situation in the northern Baltic - ice extent exceeds maximum ice limit (8 January 2003)  
<http://www.bsh.de/Oceanography/Ice/Extreme%20development.htm>
- BSH (2003b): German Ice Report 2004-02-06 No. 13  
[http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/German\\_Ice\\_Report.pdf](http://www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Eis/German_Ice_Report.pdf)
- DWD (2003): WitterungsReport Daten. – Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Nr. 1-12.
- DWD (2004): unveröffentlichte Daten.
- 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 (2003a): The Baltic marine environment 1999 - 2002. - Balt. Sea Environ. Proc. **87**, 1-46.
- HELCOM (2003b): The Baltic Sea joint comprehensive environmental action plan (JCP) – ten years of implementation. - Balt. Sea Environ. Proc. **88**, 1-68.
- HELCOM (2003c): The review of more specific targets to reach the goal set up in the 1988/1998 ministerial declarations regarding nutrients. - Balt. Sea Environ. Proc. **89**, 1-89.

- HELCOM (2003d): The 2002 oxygen depletion event in the Kattegat, Belt Sea and western Baltic. - *Balt. Sea Environ. Proc.* **90**, 1-59.
- EUTROSYM (1976): UNEP-Symposium über Eutrophierung und Sanierung von Oberflächen gewässern. – Karl-Marx-Stadr, 20. – 25.09.1976, Bd. 1; Teil 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 I.S. HANSEN (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. (2004): IOW Cruise Report 11/04/03, March 2004
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., HEENE, T., PIECHURA, J. (2004a): Evidence for a warm Water inflow into the Baltic Proper in summer 2003. - (in preparation)
- FEISTEL, R., NAUSCH, G., MATTHÄUS, W., LYSIAK-PASTUSZAK, E., SEIFERT, T., SEHESTED HANSEN, I., MOHRHOLZ, V., KRÜGER, S., BUCH, E. (2004b): Background data to the exceptionally warm inflow into the Baltic Sea in late summer of 2002. *Meereswiss. Ber.* (in preparation)
- FIMR (2003): Ice winter 2002/2003.  
<http://www2.fimr.fi/en/palvelut/jaapalvelu/jaatalvi2002-2003.html>
- FISCHER, H., and MATTHÄUS, W. (1996): The importance of the Drogden Sill in the Sound for major Baltic inflows. *Journal of Marine Systems* **9**, 137-157.
- GRASSHOFF, K., ERHARDT, M. and KREMLING, K. (1983): *Methods of seawater analysis.* – 2<sup>nd</sup> Ed., Verlag Chemie, Weinheim.
- 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. Meeresk.* **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., SCHMIDT, T. 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*, Rønne, Denmark, 22-26 October 1996, 204-208.
- MATTHÄUS, W., NEHRING, D., LASS, H.U., NAUSCH, G., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (1997): Hydrographisch-chemische Zustandserinschätzung der Ostsee 1996. – *Meereswiss. Ber.* **24**, 1-49.
- 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. (2001a): The Baltic Sea in 1999 – stabilization of nutrient concentrations in the surface water and increasing extent of oxygen deficiency in the central Baltic deep water. *Meereswiss. Ber.* **45**, 3-26.
- MATTHÄUS, W., NAUSCH, G., LASS, H.-U., NAGEL, K. and SIEGEL, H. (2001b): Hydrographisch-chemische Zustandseinschätzung der Ostsee 2000. – *Meereswiss. Ber.* **45**, 27-88.
- MEYER, H. and LAMPE, R. (1999): The restricted buffer capacity of a south Baltic estuary. – *Limnologia* **29**, 242-248.
- 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., NEHRING, D. and ÆRTEBJERG, G. (1999): Anthropogenic nutrient load and protection of the Baltic Sea. – *Limnologia* **29**, 233-241.
- 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. (2003): IOW cruise report 40/03/22, January 2003. – <http://www.io-warnemuende.de/projects/monitoring/documents/cr400322.pdf>
- NAUSCH, G. AND LYSIK-PASTUSZAK, E. (2003): Eutrophication and related fields: Baltic Proper: Hydrochemistry. *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., v. WEBER, M., PETENATI, T., FEISTEL, R. and BACHOR, A. (2004): Ostsee. Hydrographie, Sauerstoff- und Nährstoffbedingungen. - In: Messprogramm Meeresumwelt: Zustandsbericht 1999 – 2002 für Nord- und Ostsee. Hamburg, Rostock: Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (Bund-Länder-Messprogramm Meeresumwelt), im Druck.
- NAUSCH, M. (1998): Alkaline phosphatase activities and the relationship to inorganic phosphate in the Pomeranian Bight (southern Baltic Sea. – *Aquat. Microb. Ecol.* **16**, 87-94.
- NAUSCH, M., NAUSCH, G. and WASMUND, N. (2004): Phosphorus dynamics during the transition from nitrogen to phosphate limitation in the central Baltic Sea. – *Mar. Ecol. Progr. Ser.* **266**, 15-25.
- 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.
- NEHRING, D., MATTHÄUS, W., LASS, H.U., NAUSCH, G. and NAGEL, K. (1995c): The Baltic Sea 1995 – beginning of a new stagnation period in its central deep waters and decreasing nutrient load in its surface water. – *Dt. Hydrogr. Z.* **47**, 319-327.
- NEHRING, D. and NAUSCH, G. (2003): Fertiliser consumption in the catchment area and eutrophication of the Baltic Sea. - ICES Cooperative Research Report No. **257**, Edited by

- DAHLIN, H., DYBERN, B. and PETERSSON, S.: Proceedings of the Baltic Marine Science Conference, Rønne, Denmark, 22-26 October 1996, 8-12.
- NIXON, S. (1995): Coastal marine eutrophication: a definition, social causes and future concerns. *Ophelia* **41**, 199-219.
- 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.
- SCHMIDT, M. SEIFERT, T. LASS, H.U. and FENNEL, W. (1998): Patterns of salt propagation in the southwestern Baltic Sea. *Dt. Hydrogr. Z.* **50**, 345-364.
- SIEGEL, H., GERTH, M. and SCHMIDT, T. (1996): Water exchange in the Pomerian Bight investigated by satellite data and shipborne measurements. – *Cont. Shelf Res.* **16**, 1993-1817.
- SIEGEL, H., MATTHÄUS, W., BRUHN, R., GERTH, M., NAUSCH, G., NEUMANN, T. and POHL, C. (1998): The exceptional Oder flood in summer 1997 – distribution patterns of the Oder discharge in the Pomeranian Bight. *Dt. Hydrogr. Z.* **50**, 145-167.
- 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.
- SMHI (1982) *Climatological Ice Atlas*.- Sjöfartsverkets tryckeri, Norrköping. 220 pp.
- SMHI (2003): *Flow through the Sound 2003 Jan – Mar*.  
[http://www.smhi.se/hfa\\_coord/BOOS/y2003/inflow2003\\_1.html](http://www.smhi.se/hfa_coord/BOOS/y2003/inflow2003_1.html)
- SMHI (2004) unveröffentlichte Daten.
- TRUMP (1998): *Transport- und Umsatzprozesse in der Pommerschen Bucht (TRUMP) 1994-1996*. – Abschlussbericht, IOW Warnemünde, 1-32 (unveröffentlicht).