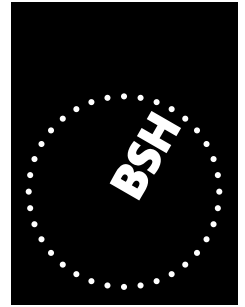


System Nordsee

Zustand 2005 im Kontext langzeitlicher Entwicklungen



BUNDESAMT FÜR
SEESCHIFFFAHRT
UND
HYDROGRAPHIE

System Nordsee

Zustand 2005 im Kontext langzeitlicher Entwicklungen

Peter Loewe (Editor)

**Berichte des
Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie
Nr. 44/2009**

In der Reihe „Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie“ werden Themen mit Dokumentationscharakter aus allen Bereichen des BSH veröffentlicht. Durch die Publikation nimmt das BSH zu den Inhalten der Beiträge keine Stellung. Die Veröffentlichungen in dieser Berichtsreihe erscheinen nach Bedarf.

System Nordsee im Internet:

www.bsh.de (Menü: Produkte → Bücher → Berichte des BSH)

© Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH)
Hamburg und Rostock 2009
www.bsh.de

ISSN-Nr. 0946-6010

Alle Rechte vorbehalten. Kein Teil dieses Werkes darf ohne ausdrückliche schriftliche Genehmigung des BSH reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Empfohlene Quellenangabe für inhaltliche Verweise:

Loewe, P. (Ed.), *System Nordsee – Zustand 2005 im Kontext langzeitlicher Entwicklungen*.
Berichte des BSH, Nr. 44, Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie, Hamburg und Rostock, 2009.

Vorwort

In Systemen zu denken, ist noch lange nicht selbstverständlich. Gerade die gegenwärtige Finanzkrise zeigt, dass es den Menschen noch immer schwerfällt, komplexe dynamische Systeme zu durchschauen und plötzliche, sprunghafte Veränderungen und deren Auswirkungen in ihren komplexen Zusammenhängen vorherzusehen. Durch diese Krise hat sogar der bisher eher aus der Medizin bekannte Begriff ›systemisch‹ Einzug in Wirtschaft und Politik gehalten. Wir beginnen also erst, in Systemen und Kreisläufen zu denken oder zu handeln.



Auch das Klimasystem – zu dem die Nordsee als ein gerade für uns in Deutschland wichtiges Subsystem gehört – unterliegt nichtlinearen, dynamischen Prozessen und Wechselwirkungen, die häufig schon ohne Einwirkung des Menschen unserer natürlichen Intuition zuwiderlaufen. Erst recht bewirkt der inzwischen von Wissenschaftlern aller Fachrichtungen bestätigte erhebliche Einfluss der Zivilisation auf Klima und Meer oft überraschende, manchmal abrupte Veränderungen, die weder in ihrer Art noch im Ausmaß bisher im Vorhinein erkannt oder gar vollständig verstanden worden sind.

Trotz bedeutender wissenschaftlicher Fortschritte im Verständnis komplexer Systeme und des Einsatzes immer leistungsfähigerer Technologien kann man auch in absehbarer Zukunft nicht darauf hoffen, dass alle Veränderungen modellierbar, vorhersagbar oder gar reversibel sind. Bei jeder Meeresnutzung sowie im Umgang mit klimaaktiven und chemischen Stoffen sollten wir uns des begrenzten Verständnisses des Klimasystems und erst recht des Systems Nordsee immer bewusst sein, auch im Hinblick auf Entscheidungen, die notwendig sind, um negative Folgen für Mensch, Umwelt und Wirtschaft zu minimieren.

Sachgerechte Entscheidungen müssen gerade deshalb auf Basis einer möglichst umfassenden Kenntnis der Fakten bzgl. des Zustands und der dynamischen Zustandsänderungen unseres wichtigsten Meeres getroffen werden. Wirksamkeit und Nachhaltigkeit zu beschließender Maßnahmen werden dabei umso planbarer je stärker sie auf einem ganzheitlichen Systemverständnis fußen. Die vorliegende Studie, mit der die 2003 begonnene Reihe fortgesetzt wird, will zur Erweiterung dieses Verständnisses beitragen. Winston Churchill bemerkte schon: *A politician needs the ability to foretell what is going to happen tomorrow, next week, next month, and next year. And to have the ability afterwards to explain why it didn't happen ...*

›System Nordsee‹ kann eine fundierte Basis sein, beide Fähigkeiten weiter zu verbessern, soll die zweite aber möglichst verzichtbarer machen.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Monika Breuch-Moritz'.

Monika Breuch-Moritz

Präsidentin des
Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie

Vorwort	___3
Zusammenfassungen	___9
Compilation of Summaries	___21
1 System Nordsee	___33
<•> P. Loewe, H. Klein & S. Schmolke	
2 Atmosphärenphysik	___35
<•> P. Loewe	
2.1 Einführung 36
2.2 Nordatlantische Oszillation 37
2.2.1 Bedeutung und Einfluss 37
2.2.2 NAO-Zustand 2005 37
2.2.3 Schwingungscharakter 39
2.3 Großwetterlagen 41
2.3.1 Klassifizierung 41
2.3.2 Wetterlagenkalender 44
2.3.3 Wetterlagenstatistik 47
2.4 Luftdruckverteilung 51
2.5 Nordseewind 58
2.5.1 Saisonale Vektorwinde 58
2.5.2 Zeitliche Entwicklung 60
2.6 Sturm 64
2.6.1 Sturmkriterium 64
2.6.2 Sturm und Nordatlantische Oszillation 64
2.6.3 Trends 65
2.6.4 Starksturm 67
2.7 Lufttemperatur und Strahlung 71
2.8 Zusammenfassung 74
2.9 Literatur 77
3 Meeresphysik	___79
3.1 Einführung 80
<•> P. Loewe & H. Klein	
3.2 Strömung 81
<•> S. Dick, H. Klein & P. Loewe	
3.2.1 Einführung 81
3.2.2 Saisonale geographische Verteilungen 81
3.2.3 Wassertransporte 83
3.2.4 Zirkulationsstatistik Deutsche Bucht 86
3.2.5 Zusammenfassung 91

3.3	Seegang93
	<•> <i>D. Schrader & P. Loewe</i>	
3.3.1	Einführung93
3.3.2	Geographische Seegangsverteilungen93
3.3.3	Lokale Wind- und Windseeeverteilungen96
	3.3.3.1 Deutsche Bucht97
	3.3.3.2 Zentrale Nordsee	100
3.3.4	Zusammenfassung	103
3.4	Wasserstand.	104
	<•> <i>P. Loewe</i>	
3.4.1	Einführung	104
3.4.2	Hoch- und Niedrigwasser	104
3.4.3	Wasserstandsentwicklung seit 1970	106
3.4.4	Zusammenfassung	110
3.5	Temperatur	111
	<•> <i>P. Loewe, A. Frohse & A. Schulz</i>	
3.5.1	Einführung	111
3.5.2	Oberflächentemperatur (SST)	112
3.5.3	Temperaturschichtung	115
3.5.4	Regimes: Die Temperatur macht Sprünge	121
	3.5.4.1 Hintergrund	121
	3.5.4.2 Temperaturregimes.	121
	3.5.4.3 Globaler Kontext	124
3.5.5	SST vis-à-vis NAO: Unabhängigkeitserklärung.	126
3.5.6	Meereis	131
3.5.7	Zusammenfassung	133
3.6	Salzgehalt.	135
	<•> <i>P. Loewe, B. Klein, A. Frohse & A. Schulz</i>	
3.6.1	Einführung	135
3.6.2	Salzgehaltsverteilungen	135
3.6.3	Nördliche Randbedingungen.	138
3.6.4	Abfluss Elbe	141
3.6.5	Salzgehalt bei Helgoland Reede	143
3.6.6	Zusammenfassung	144
3.7	Literatur	145
4	Meereschemie ____151	
4.1	Einführung	152
	<•> <i>S. Schmolke</i>	
4.2	Nährstoffe.	153
	<•> <i>S. Weigelt-Krenz, U. Brockmann, P. Loewe & A. Schulz</i>	
4.2.1	Einführung	153
4.2.2	Flussfrachten.	155
4.2.3	Winter 2005	158
	4.2.3.1 Zentrale und nördliche Nordsee	158
	4.2.3.2 Deutsche Bucht	160
4.2.4	Sommer 2005	165

4.2.4.1	Nährstoffe	166
4.2.4.2	Chlorophyll-a	169
4.2.4.3	Sauerstoff	170
4.2.4.4	Nährstofflimitierung	171
4.2.5	Zusammenfassung	175
4.3	Organische Stoffe	177
	<•> <i>N. Theobald & P. Loewe</i>	
4.3.1	Einführung	177
4.3.2	Hexachlorcyclohexan-Isomere	179
4.3.2.1	HCH-Gehalte des Meerwassers.	180
4.3.2.2	Zeitliche Entwicklung der Meerwasserbelastung	185
4.3.2.3	HCH-Gehalte des Sediments.	188
4.3.3	Lipophile Chlorkohlenwasserstoffe	188
4.3.3.1	CKW-Gehalte des Meerwassers	190
4.3.3.2	CKW-Gehalte des Sediments	190
4.3.4	Kohlenwasserstoffe	193
4.3.4.1	Akute Ölverschmutzungen	194
4.3.4.2	Aliphatische Kohlenwasserstoffe – Alkane.	195
4.3.4.3	Polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe.	200
4.3.5	Polare Pestizide	206
4.3.5.1	Herbizidgehalte des Meerwassers.	207
4.3.5.2	Korrelationen zum Salzgehalt	209
4.3.5.3	Zeitliche Variabilität der Herbizidgehalte	212
4.3.6	Zusammenfassung	215
4.4	Metalle	217
	<•> <i>S. Schmolke</i>	
4.4.1	Einführung	217
4.4.2	Bewertungskriterien	219
4.4.3	Metallgehalte des Meerwassers	220
4.4.3.1	Quellen, Senken und Prozesse	220
4.4.3.2	Gelöste und schwebstoffgebundene Metallgehalte	221
4.4.3.3	Metallgehalte im Jahr 2005	223
4.4.3.4	Zeitliche Entwicklung	224
4.4.4	Metallgehalte des Sediments	225
4.4.4.1	Merkmale des Feinkornanteils	225
4.4.4.2	Metallgehalte im Jahr 2005 (Trendmonitoringgebiete)	226
4.4.4.3	Zeitliche Entwicklung	228
4.4.5	Zusammenfassung	229
4.5	Radioaktive Stoffe	231
	<•> <i>H. Nies, P. Loewe & J. Herrmann</i>	
4.5.1	Einführung	231
4.5.2	Quellen künstlicher Radionuklide	233
4.5.3	Cäsium-137 und Strontium-90	235
4.5.4	Transurane	236
4.5.5	Zusammenfassung	238
4.6	Literatur	240

Inhalt

Abbildungsverzeichnis ___243

Tabellenverzeichnis ___249

Tafelverzeichnis ___251

List of Figures ___253

List of Tables ___259

Autoren / Authors ___261

Zusammenfassungen

Für den einfachen Zugriff auf die wichtigsten Ergebnisse der Zustandsanalyse sind die Zusammenfassungen der einzelnen Beiträge hier versammelt wiedergegeben.

Atmosphärenphysik

Die Atmosphäre ist der Motor, der die Entwicklung des ozeanographischen Zustands der Nordsee wesentlich antreibt und steuert. Besonderheiten und Anomalien der atmosphärischen Zirkulation stehen vielfach am Anfang von Wirkungsketten, die sich über ozeanographische Zustandsvariablen, Verteilungsmuster von Schad- und Nährstoffen bis hin zu biologischen Anomalien erstrecken.

Nordatlantische Oszillation (S. 37 ff.)

Die NAO ist Bestandteil eines den Globus umspannenden Oszillationssystems, das Wetter und Klima entscheidend prägt. Der NAO-Index ist ein Maß für den Schwingungszustand der Luftdruckschaukel zwischen Island und den Azoren, welches Stärke und Richtung der Zonalzirkulation im Nordatlantik anzeigt. In der Nordseeregion sind indexkonforme Verstärkungen bzw. Abschwächungen der Zonalzirkulation gewöhnlich auf das Winterhalbjahr beschränkt. Der Winter NAO-Index (DJF-Quartal 2004/5) zeigte abweichend von den seit 1997 häufig neutralen Zuständen einen stark positiven Mode von 2.03 und eine entsprechend intensive Westzirkulation an. Da die NAO zwischen Dezember (3.3) und März (- 3.7) einem extremen Abschwung unterlag, waren die Lufttemperaturen im Nordseeraum nur bis Ende Januar deutlich zu mild, anschließend tendenziell zu kühl. Die hochamplitudige Schwingung der NAO im Jahr 2005 war von ähnlicher Qualität wie 2002 und bildete sich im Phasenraum der dynamischen NAO-Zustände seit 1879 als raumgreifende elliptische Trajektorie ab.

Großwetterlagen (S. 41 ff.)

Der aus täglichen Luftdruckfeldern im Meeresniveau abgeleitete Wetterlagenkalender für die Nordsee ist ein wichtiges Hilfsmittel zur Interpretation von anomalen Zuständen und besonderen Ereignissen, die (un)mittelbar mit der atmosphärischen Zirkulation in Zusammenhang stehen. Bzgl. der Wetterlagen selbst wird festgehalten, dass antizyklonale Lagen A (17 %), gefolgt von C-, NW-, W- und SW-Lagen mit relativen Häufigkeiten um 10 %, die stärksten Fraktionen unter den 27 Zirkulationsformen bildeten. Für die seltene E-Lage, die im Jahr 2004 nur 1mal eintrat, ergab sich der stärkste relative Zuwachs (1300 %). Die Sturmfrequenz stieg von 20 (2004) auf 26 Tage an, blieb aber weiter deutlich unter Normalniveau, denn Herbststürme (5) traten extrem selten ein. Allein 15 Sturmtage entfielen auf eine 3wöchige Rapid-Development-Phase zu Jahresbeginn. Der Anteil starker Stürme war mit 7 Ereignissen ungewöhnlich hoch.

Eine robuste Wetterlagenstatistik auf monatlichen und saisonalen Zeitskalen wurde mit den reduzierten Haupttypen A, C, NE, SE, SW und NW durchgeführt, indem die aktuellen Häufigkeiten im Kontext empirischer Verteilungen des Zeitraums 1971 – 2000 bewertet wurden. Auf Jahressicht sind neben dem mäßigen Defizit / Überschuss von A-Lagen (86 Tage; P_{17}) und SW-Lagen (93; P_{78}) die signifikante Häufung von NW-Lagen (84; P_{97}) bemerkenswert. Die Rekordhäufung von NE-Lagen im Winter (10) und ihr Ausbleiben im Frühjahr (3) entsprach normalen Verhältnissen in der jeweils an-

deren Jahreszeit und führte gemeinsam mit häufigen SE-Lagen im FMA-Quartal zur Normalisierung der sturmbedingt (NW: 13 Tage; P_{95}) zu hohen Januartemperaturen. Der aufgrund häufiger C- und NW-Lagen relativ kühle Hochsommer ging in einen milden Altweibersommer über, denn A- (25 Tage) und SW-Lagen (22 Tage) dominierten den September und Oktober. Dies hatte zur Folge, dass die Nordseetemperatur von Juli bis September bei 15 °C stagnierte und die saisonale Abkühlung erheblich verspätet einsetzte.

Luftdruckverteilung (S. 51 ff.)

Die Analyse saisonaler Luftdruckfelder ergab lediglich für den Winter starke Abweichungen von der klimatologischen Verteilung (1971 – 2000) hinsichtlich Muster und Intensität. Die Normalität der übrigen jahreszeitlichen Verteilungen resultierte aus der Balancierung entgegengesetzter, teils erheblicher Anomalien auf monatlichen Zeitskalen. Die dominante Hauptwetterlage prägte sich dabei gewöhnlich in der Druck- oder Druckanomalieverteilung aus. Die infolge quasi-gleichverteilter Wetterlagen diffusen Druckverteilungen im Februar und März schlugen sich in zur Klimatologie (SW) inversen Anomaliefeldern (NE) nieder. Umgekehrt bildeten sich die aktuellen Verteilungen im April (AS) und Mai (W) quasi-identisch in den Anomalien ab, denn die klimatologischen Druckverteilungen sind für diese Monate extrem diffus. Die atmosphärische Zirkulation im Nordseesektor wurde in den Winter- und Herbstmonaten des Jahres 2005 in grober aber konsistenter Weise durch den NAO-Index erfasst.

Nordseewind (S. 58 ff.)

Aufgrund der besonderen geographischen Lage der Nordsee im Übergangsbereich zwischen Islandtief und Azorenhoch werden hybride und wirbelhafte Zirkulationsmuster auf monatlichen und längeren Zeitskalen unterdrückt, so dass für die Klassifizierung entsprechender Luftdruckverteilungen i. d. R. der Windindex über den Vorticityindex dominiert und maßgebend ist. Der Nordseewind, der dem Windindex bis auf einen Proportionalitätsfaktor entspricht, ist darum eine gutes quantitatives Maß für den Luftdruckgradienten im Nordseeraum.

Die Vorherrschaft von Winden aus der westlichen Hemisphäre zeigte sich in einer relativen Häufigkeit von 72 %, wobei Winde aus dem NW- und SW-Sektor mit je 36 % übers Jahr gleichauf lagen. Diese auch auf saisonalen Zeitskalen typischen Verhältnisse bedingen die wechselseitige Annullierung der Meridionalenkomponenten (N/S) bzw. die Dominanz der Zonalkomponente (W) des Windes und damit gegenüber skalaren Windgeschwindigkeiten (VEL) deutlich reduzierte Vektorwindgeschwindigkeiten (V). Die Richtungsstabilität (V/VEL) lag übers Jahr bei 41 % und variierte saisonal zwischen 35 % im Frühjahr und 51 % im Sommer. Im »goldenen« Herbst herrschte jedoch nicht nur ein krasses SW:NW-Übergewicht von 44 zu 28 %, auch Winde aus dem SE-Quadranten erreichten in dieser Jahreszeit ein Extremum von 20 %. Die mit 2.4 m/s deutlich von 0 verschiedene Meridionalenkomponente des Nordseewindes weist auf massive Warmluftadvektion aus S hin.

Anhand der virtuellen klimatologischen Trajektorie des Nordseewindes wurde der jahreszeitlich wechselnde Einfluss von Islandtief und Azorenhoch verdeutlicht. Gleichförmig kräftige Winde aus WSW prägen von Oktober bis März die kalte Jahreshälfte, welche unvermittelt in eine Stagnationsperiode im April und Mai übergeht, für die sich keine bevorzugte Windrichtung angeben lässt (»der April macht, was er will«). Im Verlauf des Frühjahrs setzt sich der Einfluss des Azorenhochs durch. An dessen Nord-

rand auftretende schwache WNW-Winde sind ab Juni charakteristisch für den Durchschnittssommer im Nordseegebiet.

Die virtuelle Nettoversetzung entsprach im Jahr 2005 einem mittleren Vektorwind von 3.5 m/s aus W (264°), der sich nur unwesentlich vom klimatologischen Vektorwind unterschied (3.7 m/s, 256°) und einen mittlerem Rang (16) im 35jährigen Ensemble einnahm (Rang 1: 1.8 m/s (1996); Rang 35: 5.7 m/s (1990)). Die skalare Windgeschwindigkeit erreichte mit 8.6 m/s lediglich Rang 9 im Wertebereichs von 7.6 m/s (2003) bis 10.0 m/s (1990). Die markanteste Abweichung von der klimatologischen Trajektorie trat im Winter ein. Die persistente Sturmphase im Januar, die in sehr hoher Vektorwindstärke (12.0 m/s) und Richtungsstabilität (77 %) zu Tage trat, wurde im Februar durch hochvariable Windverhältnisse (1.5 m/s, 14 %) abgelöst, die sich bis in den April fortsetzten. Bemerkenswert ist ferner die stabile Phase von SSW-Winden im Oktober (6.1 m/s, 70 %), welche sich in die Nachbarmonate erstreckte und etwa 50 Tage andauerte.

Sturm (S. 64 ff.)

Auf Basis täglicher Luftdruckfelder wurde die Entwicklung der Sturmhäufigkeit im Zeitraum 1970 – 2005 untersucht. Die lineare Abhängigkeit der Sturmfrequenz im DJF-Quartal vom Winter NAO-Index (DJF) war zwischen 1974 und 1989 sehr stark ausgeprägt (80 % Varianz), ist seither jedoch merklich schwächer (53 %). Der Schwerpunkt der Sturmsaison (Oktober bis März, O2M) verlagerte sich Anfang der 1980er Jahre vom Dezember in den Januar und wanderte 1997 in den Februar aus. Für die Sturmfrequenz im Herbst (OND) ergab sich ein signifikanter linearer Rückgang um insgesamt 8 Sturmtage seit 1970. Die Sturmhäufigkeit im Winter (JFM) nahm bis Anfang der 1990er Jahre um 7.1 Tage pro Dekade zu und fiel seither mit einer Rate von – 9 Tagen pro Dekade auf das Niveau der 1970er Jahre zurück. Die Sturmhäufigkeit im Sturmhalbjahr (O2M) variierte zwischen 54 (1989/90) und 3 Tagen (2002/03); ihre langfristige Entwicklung entsprach prinzipiell derjenigen im Winter. Der relative Anteil von Starkstürmen an der Gesamtsturmhäufigkeit war in allen Jahreszeiten (OND, JFM, O2M) trendfrei und schwankte um ein mittleres Niveau von 16 %.

Lufttemperatur und Strahlung (S. 71 ff.)

Der Jahresgang der Globalstrahlung auf Norderney zeichnete sich im Jahr 2005 durch Überschüsse im April, Juni, September und Oktober aus, die unter häufigem Hochdruckeinfluss zustande kamen. Diesen Strahlungsüberschüssen stand ein signifikantes Defizit im Juli / August gegenüber, welches der von reger Tiefdruckaktivität geprägten unbeständigen Witterung im Hochsommer zuzuschreiben war. Zeitgleiche Monatsanomalien ergaben sich im Jahresgang der Lufttemperatur. Die jahreszeitlichen Temperaturen lagen jedoch auf Normalniveau, außer im Herbst (SON), in dem die Lufttemperatur die Rekordhöhe (1971 – 2005) von 12.2 °C erreichte.

Meeresphysik

Strömung (S. 81 ff.)

Die atmosphärische Zirkulation über der Nordsee bildet sich in Muster und Intensität der Oberflächenströmungen ab. Infolge vorherrschender Winde aus SW bis NW resul-

tiert dabei im Langzeitmittel ein zyklonales Strömungsmuster. Dieses auch auf saisonalen Zeitskalen für die kalte Jahreszeit charakteristische Muster war im Jahr 2005 nur im Herbst vergleichsweise gut, im Winter hingegen nur ansatzweise erkennbar, denn die prägende Wirkung hoher Tiefdruckaktivität im Januar wurde durch sehr wechselhafte Wetterlagen im Februar und März weitgehend aufgehoben. Infolge der in beiden Jahreszeiten gegenüber den Verhältnissen des Vorjahres merklich geringeren Richtungsstabilitäten und Reststromstärken, waren die Unterschiede zu den wie gewöhnlich recht diffusen Strömungsmustern in Frühjahr und Sommer wenig markant.

Analysen der Volumentransporte durch die Straße von Dover, das Kattegat, den westlichen Abschnitt des Nordrands der Nordsee sowie den Westrand der Deutschen Bucht zeigen, dass hier im Jahr 2005 auf monatlichen und saisonalen Zeitskalen Einstrombedingungen vorherrschten. Die Transporte durch den Kanal und den Westrand der Deutschen Bucht wiesen auf allen Zeitskalen eine enge Kopplung auf; besonders persistente Einstromphasen und demzufolge hohe Nettotransporte um 0.2 Sv traten hier im Januar sowie im Oktober und November ein. Der Einstrom durch den westlichen Nordrand erreichte im Januar unter Sturmbedingungen Stärken von 2 – 4 Sv; der monatliche Nettotransport war mit 0.4 Sv ähnlich hoch wie in der von Juni bis November andauernden stabilen Einstromphase. Kennzeichnend für die Verhältnisse im Ostabschnitt des Nordrands waren auf monatlichen und längeren Zeitskalen entgegengesetzte, den Einstrom im Westen tendenziell kompensierende Wassertransporte.

Die klassifizierten täglichen Reststromfelder dokumentieren als Strömungskalender die zeitliche Abfolge von Strömungsmustern in der Deutschen Bucht. Im Jahr 2005 (2004) wurden hier an 135 (160) Tagen zyklonale, an 65 (71) Tagen antizyklonale und an 88 (77) Tagen variable Zirkulationsmuster beobachtet. Der Rückgang der Rotationsmuster wurde insbesondere durch den Zuwachs gerichteter Formen (77, 58) kompensiert, von denen etwa 3/4 auf N (13), NW (32) und W (14) entfielen. Die Dominanz zyklonaler Strömungsmuster stach besonders im Januar (Sturmhäufung) sowie im Oktober / November hervor, als diese Zirkulationsform unter andauernden SW-Winden an 16 Tagen in Folge auftrat. Die Zirkulationsmuster waren jedoch insgesamt weniger persistent als im Vorjahr, wobei variable und gerichtete Muster typischerweise kurzfristige Übergangsformen darstellen.

Im Rahmen einer Kontingenzanalyse wurde die Abhängigkeit der Zirkulationsmuster von der großräumigen Wetterlage aufgezeigt. Das antizyklonale Muster ist an Hochdruck- und NW-Lagen gebunden, das variable Muster an die windschwächeren Ausprägungen dieser Wetterlagen gekoppelt. SW-Lagen generieren fast ausschließlich zyklonale Strömungsmuster, während SE-Lagen meist Strömungsmuster mit Vorzugsrichtung N oder NW induzieren.

Seegang (S. 93 ff.)

Seegang ist der winderzeugte Schwingungszustand der Meeresoberfläche. Das Seegangsklima im Jahr 2005 wurde durch saisonale geographische Verteilungen von signifikanter Wellenhöhe, Windsee- und Dünungsrichtung charakterisiert. Die typischen Verteilungsmuster sind von den vorherrschenden Windverhältnissen und der geographisch-bathymetrischen Gestalt der Nordsee geprägt. Aufgrund des starken Sturmauftommens im Januar überstiegen die mittleren Wellenhöhen im Winter diejenigen der windschwächeren Vergleichs quartale der Jahre 2003 und 2004. Wind und Windsee kamen in allen Jahreszeiten im Mittel aus W-lichen Richtungen; die Dünung hatte

durchweg NW-liche Richtung. Mittlere und maximale Wellenhöhen überschritten an repräsentativen Positionen zwar die Vorjahreswerte, blieben jedoch weiterhin unter den klimatologischen Wellenhöhen. Im Orkan ›Ingo‹ kam es am 20. Januar in der nördlichen und zentralen Nordsee zu signifikanten Wellenhöhen um 10 m. Am 12. Januar (Orkan ›Gero‹) traten in der nördlichen Nordsee sogar Wellenhöhen über 12 m auf.

Die Richtungsverteilungen des Windes in der zentralen Nordsee und in der Deutschen Bucht sind typischerweise bimodal. Das Häufigkeitsmaximum der Windrichtung bei Ekofisk lag bei NW, ein Nebenmaximum meist bei S. In der Deutschen Bucht waren entsprechende Maxima dagegen nach W bzw. in E-liche Richtungen verschoben. Im Herbst dominierten in beiden Gebieten S-Winde. Diese Muster bildeten sich im Wesentlichen auch in den Verteilungen der Windsee ab. Die mittlere Windgeschwindigkeit in der zentralen Nordsee war mit 8.9 m/s merklich höher als in der Deutschen Bucht, denn hohe Windgeschwindigkeiten kamen um etwa 35 % häufiger vor. Die mittlere Höhe der Windsee lag mit 1.3 m um 0.3 m höher als in der Deutschen Bucht; die mittleren signifikanten Wellenhöhen (in welche die Dünung einbezogen ist) standen in einem ähnlichen Verhältnis von 2.1 zu 1.5 m. Für die Nordsee typisch, gingen die höchsten Windgeschwindigkeiten und Windseen mit den Richtungen SW bis NW einher. Die maximalen Wellenhöhen in der Deutschen Bucht blieben für alle Richtungen geringer als in der zentralen Nordsee – außer für Seegang aus W. Ursache hierfür sind vor allem kürzere Windstreichlängen, geringere Wassertiefe und niedrigere Windgeschwindigkeiten.

Alle Ergebnisse beruhen auf Modellrechnungen.

Wasserstand (S. 104 ff.)

Aufgrund der geographischen Lage von Cuxhaven am nach Nordwesten geöffneten Mündungstrichter der Elbe treten hier die höchsten Hochwasserstände und stärksten Sturmfluten in Verbindung mit NW-Winden und entsprechend niedrige Wasserstände bei entgegengesetztem Windstau (SE) ein. Die monatlichen Abweichungen der Hoch- und Niedrigwasserstände von der Klimatologie stehen deshalb in engem Zusammenhang mit Häufungsanomalien von NW-Wetterlagen. Das gehäufte Auftreten solcher Wetterlagen im Januar sowie von Mai bis August bildete sich in überdurchschnittlichen Wasserständen ab. 4 der 5 Sturmfluten traten als Folge von Orkanen innerhalb der dreiwöchigen Sturmphase zu Jahresbeginn auf. In der schwersten Sturmflut am 20. Januar erreichte das Hochwasser 343 cm über NN.

Die zeitliche Entwicklung der Hoch- und Niedrigwasser seit 1970 zeigt, dass staubedingte, außergewöhnlich hohe Wasserstände vor 1988 zumeist im Herbst eintraten und seither bevorzugt auf die Wintermonate entfallen (LOEWE ET AL. 2006). Trendanalysen wurden für Q4-Hochwasserstände als Sturmflutproxy durchgeführt, die als arithmetische Mittel der oberen 25 % aufsteigend sortierter Hochwasserstände einer Saison definiert sind. Die Abnahme des Herbsthochwassers um knapp 20 cm im Zeitraum 1970 bis 2005 ging mit einer Halbierung der Sturmhäufigkeit über der Nordsee einher. In der Wintersaison stieg das Q4-Hochwasser bis Anfang der 1990er Jahre um etwa 40 cm an. Aufgrund des vergleichsweise flachen Abwärtstrends in der Folgezeit ergibt sich gegenwärtig (2005) ein Nettoanstieg um ca. 30 cm gegenüber den frühen 1970er Jahren, obgleich die Frequenz der Winterstürme über der Nordsee im gleichen Zeitraum auf das Niveau zu Beginn der 1970er Jahre zurückgefallen ist. Dieser Widerspruch ist vermutlich Folge des verwendeten großskaligen Sturmmaßes, denn Ergebnisse von VON STORCH UND WEISSE (2008) deuten auf eine Verlagerung der

Hauptsturmzugbahnen hin und zwar dergestalt, dass die südlichen Seegebiete der Nordsee weiterhin einem relativ hohen Sturmaufkommen ausgesetzt sind.

Temperatur (S. 111 ff.)

Von März bis August 2005 entsprachen die monatlichen geographischen Verteilungen der Oberflächentemperatur weitgehend der Klimatologie (1971 – 1993). Winter und Herbst zeichneten sich demgegenüber durch großräumige, starke Warmanomalien aus, wobei die Temperaturabweichungen von NW nach SE zunahmen und in der Deutschen Bucht zeitweilig bis zu 3 K erreichten. Räumlich gemittelte Oberflächentemperaturen im Winter (DJF, 7.8 °C), Herbst (SON, 13.2 °C) und November (11.5 °C) belegen die Ränge 3, 2 und 1 im Zeitraum 1969 – 2008. Mit einer Oberflächentemperatur von 10.5 °C ist 2005 das elftwärmste Jahr. Da jahres- und langzeitliche Temperaturentwicklungen in der Deutschen Bucht prinzipiell denen in der Nordsee entsprechen, ergeben sich hier ähnliche Rangfolgen.

Die Temperaturschichtung der Nordsee hob sich im August 2005 durch eine tiefreichende isotherme Deckschicht von allen anderen zwischen 1999 und 2008 im Sommer beobachteten vertikalen Temperaturverteilungen ab. Insbesondere waren die Temperaturen in Oberflächennähe (< 20 m) bis zu – 2 K kühler, im unteren Teil der Deckschicht (20 – 40 m) bis zu 4 K höher als im Mittel des Vergleichszeitraums. Ursache für die angetroffene tiefreichende Durchmischung war die unbeständige Witterung von Mitte Juli bis Mitte August und speziell 2 Beinahe-Stürme, die in der flachen Deutschen Bucht bereits Ende Juli zur frühzeitigen Auflösung der thermischen Schichtung geführt hatten. Der von Tiefdruckstörungen geprägte Hochsommer führte in Verbindung mit einem unter Hochdruckeinfluss hohem solaren Energieeintrag im Früh- und Spätsommer zum von Juli bis September andauernden Verharren der mittleren Oberflächentemperatur der Nordsee auf einem Plateauniveau von 15 °C. In der Deutschen Bucht übertraf die Septembertemperatur sogar diejenige im August, was seit Beginn der Analysen (1968) nie vorgekommen ist.

Zum Verhaltensspektrum des nicht-linearen Klimasystems gehören abrupte Temperatursprünge auf allen Zeitskalen. Das Temperaturklima der Nordsee zeichnet sich durch markante Regimewechsel in intra- bis interdekadischen Zeitabständen aus. Das 1987/88 mit einem Temperatursprung von 0.8 K einsetzende Warmregime hat 2001/02 mit einem weiteren Aufwärtssprung von 0.5 K ein extremes Niveau von 10.8 °C eingenommen, das um 1.5 K über dem des Kaltregimes der 1960er Jahre liegt. Die Temperaturregimes waren an monsunartig alternierende Windregimes und den jahreszeitlich wechselnden Temperaturkontrast zwischen Nordatlantik und europäischem Kontinent gekoppelt. Kennzeichnend für die Winter (Sommer) des Kaltregimes (1977 – 1987) war kontinentale (maritime) Kaltluftadvektion aus Ost (West). Der Temperatursprung 1987/88 war mit einer Umpolung des Windregimes verbunden, so dass jetzt maritime (kontinentale) Warmlufttransporte aus West (Ost) im Winter (Sommer) vorherrschend waren. Die tragende Rolle für den Fortbestand der jeweiligen Temperaturregimes, die bislang vor allem die Windverhältnisse im Winter innehatten, ist im rezenten extremen Warmregime an advective Wärmetransporte und einen verstärkten solaren Energieeintrag im Sommer übergegangen.

Interessanterweise wurden synchrone abrupte Verschiebungen in der winterlichen atmosphärischen Zirkulation der Nordhemisphäre festgestellt (WATANABE UND NITTA 1999). Insbesondere wurden zeitgleiche, teils entgegengesetzte Regimewechsel in den Meerestemperaturen des Nordpazifik beobachtet, die – wie in der Nordsee auch (WEI-

JERMAN 2005) – mit gravierenden Veränderungen des marinen Ökosystems einhergehen (HARE UND MANTUA 2000). Das simultane quasi-globale Auftreten dieser Phänomene weist auf ein Zusammenspiel dominanter dynamischer Moden des Klimasystems hin (ENSO, PNA, PDO, NAO).

Die für den Zeitraum 1969 – 1996 durch hohe Korrelationen belegte Abhängigkeit von Winter- und Jahresmitteln der Nordseeoberflächentemperatur vom Winter NAO-Index erwies sich in der Folgezeit als ungültig. Früher nur mit stark positivem NAO-Mode eintretende hohe Temperaturen wurden seit dem Temperatursprung 2001/02 sogar übertroffen, obgleich sich die NAO seit 1997 im Winter überwiegend in einem neutralen, tendenziell negativem Zustand befunden hat. Anhand weitergehender Analysen wurde gezeigt, dass der NAO-Mechanismus durchaus intakt geblieben ist, dass jedoch das NAO Paradigma NAO^+ (NAO^-) \rightarrow warme (kalte) Nordseetemperatur durch \rightarrow geringe (starke) winterliche Abkühlung zu ersetzen ist. Ursache hierfür sind im Sommer generierte extreme Warmanomalien, die z. T. bis in den Frühsommer des Folgejahres andauern. Diese hohe Persistenz resultiert aus der Wärmespeicherfähigkeit des Meeres und wird durch fehlende winterliche Gegenimpulse (neutraler NAO-Zustand) weiter begünstigt. Die möglicherweise mit einer polwärtigen Verschiebung der Hadley-Zirkulation (HU UND FU 2007) zusammenhängende erhebliche sommerliche Erwärmung dominiert seit 1997 den gesamten jahreszeitlichen Temperaturgang. Dies zeigt sich in einer hohen Korrelation zwischen Jahres- (Juli bis Juni) und Sommertemperatur, welche die bislang gültige starke Abhängigkeit der regulären Jahrestemperatur von der Wintertemperatur ablöst. Die geschilderten Veränderungen sind bio-/ökologisch mindestens insofern relevant, als sie Wirkungsketten der Sorte NAO \rightarrow Temperatur \rightarrow ... entwerfen. Schließlich ist bemerkenswert, dass die Veränderungen zeitgleich mit einer beschleunigten globalen Erwärmung eintraten (TRENBERTH ET AL. 2007).

Starke Eiswinter traten in der Deutschen Bucht in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts quasiperiodisch in Abständen von 7 – 9 Jahren ein. Der letzte Winter dieser Art ereignete sich 1996 bei erheblich abgeschwächter Zonalzirkulation bzw. negativem NAO-Zustand. Das Ausbleiben solcher Winter ist Konsequenz des hohen Wärmeinhalts des Meerwassers zu Winterbeginn bei gleichzeitig unzureichenden Abkühlungsraten im Winterverlauf (neutraler NAO-Zustand). Die kritische Meerwassergefrieretemperatur wird nicht mehr oder jahreszeitlich so spät erreicht, dass eine effiziente Eisbildung infolge der ab Mitte Februar schnell anwachsenden solaren Einstrahlung unmöglich wird. Der Eiswinter des Jahres 2005 war mit einer Eisvolumensumme von 0.03 m praktisch eisfrei. Auch der als kalt empfundene gegenwärtige Winter (2009) produzierte bezogen auf die Klimatologie 1971 – 1993 in Nordsee und Deutscher Bucht lediglich normale Temperaturbedingungen, die für ein Durchbrechen des geschilderten Szenarios nicht ausreichen.

Salzgehalt (S. 135 ff.)

Im Winter 2005 war die Nordsee bis in den Bereich der Doggerbank mit salzreichem Wasser atlantischen Ursprungs gefüllt. Die relative Nordseefläche mit bodennahen Salzgehalten > 35 erreichte eine Rekordausdehnung von 63 % in der 1999 beginnenden Zeitreihe. Das starke südwärtige Vordringen von Atlantikwasser stand in ursächlichem Zusammenhang mit unverändert hohen Salzgehalten im Nordostatlantik, einem erheblichen Sturm aufkommen im Dezember und Januar und massiven Volumentransporten über den Nordwestrand. Eine ausgeprägte vertikale Schichtung des Salzgehalts wurde im August 2005 in der nordöstlichen Nordsee beobachtet. Die-

ses vom Baltischen Ausstrom beeinflusste Seegebiet erstreckte sich mit Deckschichtsalzgehalten von durchweg < 34 deutlich weiter nach Süden (57° N) und Westen (2° E) als im Vorjahressommer.

Charakteristisch für die Zeitreihe des Salzgehalts im ›Fair Isle Current‹ im nordwestlichen Einstromgebiet von Atlantikwasser sind Quasizyklen mit Perioden von 6 – 9 Jahren, deren negative Phasen mit den ›Großen Salzgehaltsanomalien‹ im nördlichen Nordatlantik assoziiert sind. Für derartige, von zyklischen Schwankungen dominierte Zufallsgrößen treten starke Abweichungen vom mittleren Zustand (Anomalien) weit häufiger auf als bei Gaußprozessen. Die mit dem Anomaliekonzept verbundene Vorstellung von Außergewöhnlichkeit und Seltenheit ist insofern abwegig, als nicht der mittlere Schwingungszustand, sondern starke Abweichungen davon den (wahrscheinlichsten) Normalzustand repräsentieren.

Im Januar 2005 endete für die Elbe eine Phase geringer Wasserführung, die seit April 2003 andauerte hatte. Der Gesamtabfluss der Elbe entsprach mit $21 \text{ km}^3/\text{a}$ dem langjährigen Mittel und auch die monatlichen Abweichungen von der Klimatologie waren unauffällig gering. Die im Frühjahr und Herbst deutlich erhöhten Salzgehalte im Seegebiet um Helgoland, welches typischerweise, aber keineswegs ständig, im Einflussbereich des Elbeausstroms liegt, sind auf stationäre advective Salztransporte durch die Doverstraße und den Westrand der Deutschen Bucht zurückzuführen.

Meereschemie

Nährstoffe (S. 153 ff.)

Die insgesamt über Elbe, Weser, Ems und Eider jährlich in die Deutsche Bucht eingebrachten Nitrat- und Phosphatmengen wurden gemeinsam mit der Gesamtabflussrate dieser Flüsse für den Zeitraum 1980 – 2005 analysiert. Die Phosphatfracht halbierte sich bereits bis 1991, stagniert jedoch seither bei 2.7 kt/a . Die Nitratfracht variierte trendfrei um ein mittleres Niveau von 167 kt/a , erreichte jedoch in Verbindung mit seltenen extrem hohen Abflussereignissen bis zu 311 kt/a (1987). Solche Ereignisse spiegeln eine starke Abhängigkeit der Nährstofffrachten von der Abflussrate vor, die für mittlere und geringe Abflussraten so nicht besteht. Der seit Anfang der 1990er Jahre mit tendenziell zunehmenden Abflussraten einhergehende Rückgang der Nitratkonzentration (Fracht- dividiert durch Abflussrate) um etwa 30 %, darf nicht darüber hinweg täuschen, dass die absolute Nitratfracht unverändert hoch geblieben ist.

Die räumlichen Verteilungsmuster des Phosphat- und Silikatgehalts sowie der Summenkonzentration von Nitrat und Nitrit im Meerwasser der Deutschen Bucht sind infolge der Flussfrachten im küstennahen Bereich durch hohe Konzentrationen gekennzeichnet, welche durch Verdünnungseffekte zur offenen See hin abnehmen. Dieses Konzentrationsgefälle ist im Winter weitgehend proportional zum Anstieg des Salzgehalts (oder zum Gefälle des Frischwasseranteils), denn in dieser Jahreszeit ist die biologische Aktivität gering und hydrodynamische Vermischung der dominante Prozess.

Die regressiv aus Salzgehalts- und Nährstoffanalysen abgeleiteten, für Küstenwasser (Salzgehalt 30) und Meerwasser der eigentlichen Deutschen Bucht ($S = 33$) repräsentativen Nährstoffgehalte unterschieden sich im Winter 2005 kaum von denen des Vorjahreswinters. Die Phosphatgehalte lagen in der Deutschen Bucht wenig, im Küstenwasser etwa 70 % über dem Orientierungswert. Hohe Konzentrationen der Stickstoff-

verbindungen zeigten eine nach wie vor erhebliche Nährstoffbelastung an. Die durch industrielle und landwirtschaftliche Aktivitäten wenig beeinflussten Silikatkonzentrationen lagen im Bereich natürlicher Schwankungen.

Das stabil geschichtete Nordseewasser zeichnete sich im Sommer 2005 durch eine nährstoffarme Deckschicht aus, in der die Nährsalze, besonders Nitrat, das Algenwachstum limitierten. Chlorophyllmaxima befanden sich meistens im Bereich der Thermokline, da hier noch ausreichend Licht und Nährstoffe aus dem Bodenwasser für das Algenwachstum zur Verfügung standen. Insgesamt blieben die Chlorophyllkonzentrationen hinter denen der Vorjahressaison zurück.

Die Sauerstoffsättigung im Bodenwasser variierte meist zwischen 80 und 100 % und war ähnlich ausgeglichen wie im Sommer 2004. Die stärksten Untersättigungen traten abermals in der östlichen Nordsee auf, wo sie 80 % unterschritten und örtlich bis auf 67 % abfielen.

Durch die Nährsalzlimitierung wird die Produktion von Biomasse kontrolliert, die besonders im Küstenwasser durch Nährstoffeinträge hoch blieb. Beispielsweise überschritten in den Abflussfahnen der Flüsse in der Deutschen Bucht die Nitratkonzentrationen $1 \mu\text{mol/L}$. Die Limitierung spiegelte sich auch in der Zusammensetzung der partikulären Stoffe (C:N Verhältnisse) wider. Der sommerliche Nährsalzverbrauch wird zum großen Teil durch die Produktion gelöster organischer Stickstoff- und Phosphorverbindungen kompensiert, welche dann die in der Wassersäule vorhandenen N- und P-Verbindungen dominieren können.

Organische Stoffe (S. 177 ff.)

Erwartungsgemäß ergaben sich auch im Jahr 2005 für die verschiedenen organischen Schadstoffe unterschiedliche räumliche Verteilungen und zeitliche Tendenzen. Dabei lassen sich die Konzentrationen des Meerwassers z. Zt. besser bewerten als die des Sediments. Für die meisten Schadstoffe ist die Elbe die Haupteintragsquelle für die Deutsche Bucht. Generell nehmen die Schadstoffgehalte mehr oder minder schnell von der Küste zur offenen See hin ab.

Außerhalb der Elbfahne sind die Konzentrationen von unpolaren Schadstoffen gewöhnlich sehr niedrig. Ein starker Konzentrationsabfall von der Küste zur offenen See zeichnete deshalb die räumlichen Verteilungen sowohl der sehr lipophilen chlorierten Kohlenwasserstoffe HCB, PCB und DDT, als auch der hochkondensierten PAK aus. Dabei waren die Konzentrationen stark von den Schwebstoffgehalten der Proben abhängig.

Für die PCB- und DDT-Verbindungen der Chlorkohlenwasserstoffe wurden die Nachweisgrenzen erniedrigt, so dass sie inzwischen auch in der äußeren Deutschen Bucht in sehr geringen Konzentrationen nachweisbar waren. Die PAK-Gehalte des Meerwassers liegen im Wertebereich der vorangegangenen Jahre; ein zeitlicher Trend ist bisher nicht erkennbar.

Für die meisten Chlorkohlenwasserstoffe lassen sich aufgrund hoher Konzentrationschwankungen im Meerwasser und kurzer Beobachtungszeiten keine robusten Trends angeben. Die Konzentrationen der Hexachlorcyclohexan-Isomere α - und γ -HCH sind hingegen im Zeitraum 1989 – 2005 exponentiell zurückgegangen. Die Gehalte an α -HCH halbierten sich in der Deutschen Bucht alle 4 Jahre. Die γ -HCH-Gehalte hingegen gingen zunächst bis etwa 1998 ortsabhängig um nur 5 – 35 % zurück, während sie sich im anschließenden Zeitabschnitt im Überwachungsgebiet alle 2 Jah-

re halbierten. Sowohl für α -, als auch γ -HCH liegen die Konzentrationen inzwischen weit unter 0.5 ng/L. Die Konzentrationen von α - und β -HCH in der Elbe, die im Jahr 2004 um das bis zu 10fache oberhalb langjähriger Mittelwerte gelegen hatten, sind im Berichtsjahr auf Normalniveau zurückgekehrt. Im von der Elbfahne beeinflussten Seegebiet vor der nordfriesischen Küste ist der langfristige Abwärtstrend von α -HCH bereits um die Jahrtausendwende in eine Seitwärtsbewegung übergegangen.

Die höchsten Schadstoffkonzentrationen werden in der Deutschen Bucht nicht mehr für klassische, lipophile Schadstoffe beobachtet, sondern für ›moderne‹, eher polare und persistente Pestizide. Aufgrund dieser Eigenschaften verhalten sich diese Stoffe relativ ›konservativ‹, so dass meist recht gute inverse Korrelationen zwischen Stoffkonzentration und Salzgehalt gelten, welche die großen, in die südliche Nordsee entwässernden Flüsse als Haupteintragsquellen ausweisen. Die Konzentrationen der polaren Pestizide unterlagen auch im Jahr 2005 recht starken jahreszeitlichen Schwankungen; da regelmäßige Analysen erst seit dem Jahr 2000 durchgeführt werden, sind Zeittrends bislang nicht abschätzbar.

Obwohl lipophile Schadstoffe im Sediment in ca. 10^4 - bis 10^6 -fach höheren Konzentrationen als im Meerwasser vorkommen, lassen sich Quellenkorrelationen oder zeitliche Trends kaum feststellen. Die Konzentrationen aller untersuchten Verbindungen unterlagen im Sediment hohen Schwankungen, die sich auch bei Normalisierung der Konzentrationen auf organischen Kohlenstoff (TOC) nicht hinreichend reduzieren ließen, so dass – auch wegen des kurzen Überwachungszeitraums von nur 12 Jahren – robuste Trends nicht festgestellt werden konnten.

Metalle (S. 217 ff.)

Die räumlichen Konzentrationsverteilungen der Elemente Quecksilber, Cadmium, Blei, Kupfer und Zink zeigen im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht ähnliche Muster. Die Gehalte nehmen von der Küste zur offenen See hin deutlich ab. Belastungsschwerpunkte sind die innere Deutsche Bucht und das Elbeästuar, aber auch in den Mündungsgebieten von Weser und Ems wurden erhöhte Konzentrationen nachgewiesen.

Die Konzentrationen der Elemente Cadmium, Blei und Zink im filtrierten Wasser und Quecksilber im unfiltrierten Wasser waren bis etwa 1990 rückläufig, stagnieren jedoch seither. Im Jahr 2005 lagen die im filtrierten Meerwasser der äußeren Deutschen Bucht gemessenen Cadmiumgehalte im Hintergrundbereich, die von Kupfer, Blei und Zink wenig darüber. In Küstennähe ($30 < S < 32$) wurden die Hintergrundwerte der Elemente Zink und Kupfer deutlich überschritten, während Blei- und Cadmiumgehalte auch hier innerhalb der Hintergrundintervalle blieben. Nach heutigem Kenntnisstand geht von den gemessenen Metallbelastungen des Meerwassers keine unmittelbare Gefahr für das marine Ökosystem aus.

In regional begrenzten Gebieten der Deutschen Bucht waren einige Elemente im Oberflächensediment immer noch deutlich über den Hintergrundkonzentrationen angereichert, obwohl der Eintrag von Schwermetallen durch verbesserte Abgas- und Abwasserreinigung und Optimierung von Produktionsprozessen abgenommen hat. Die Metallfrachten der Flüsse werden vorzugsweise im küstennahen Sediment angereichert. Vor allem die Gehalte der Elemente Quecksilber, Silber, Zink, Cadmium, Blei und Kupfer zeigen eine entsprechende räumliche Struktur mit deutlich erhöhten Gehalten in Küstennähe und abnehmenden Gradienten zur offenen See hin. Silber und Quecksilber sind entlang der nordfriesischen Küste besonders stark angereichert, was

auf die Elbe als Belastungsquelle hinweist. Abweichend von den übrigen genannten Elementen kommt Blei auch im äußeren Teil der Deutschen Bucht in erhöhten Konzentrationen vor. Die Gehalte der Elemente Quecksilber, Zink und Blei liegen im gesamten Untersuchungsgebiet, die von Cadmium und weniger ausgeprägt Kupfer vor allem in Küstennähe oberhalb der Hintergrundintervalle.

Seit Beginn der regelmäßigen Überwachung in den 1970er Jahren sind vor allem die Quecksilber-, Kupfer-, Cadmium- und Nickelgehalte in der Feinkornfraktion des Oberflächensediments zurückgegangen; dieser Trend zeigt sich im küstennahen Bereich besonders deutlich. Für die Zinkgehalte lässt sich nur hier und insbesondere vor der niedersächsischen Küste eine abnehmende Tendenz feststellen, während die Bleigehalte im gesamten Untersuchungsgebiet unregelmäßigen Schwankungen unterliegen. Eine Sonderrolle nimmt das ehemalige Dünnsäureverklappungsgebiet nordwestlich von Helgoland ein. Hier wurden weiterhin vor allem erhöhte Eisen- aber auch Zink-, Blei- und Arsengehalte gemessen. Ein rückläufiger Trend hat hier trotz Beendigung der Verklappungsaktivität im Jahr 1989 bislang nicht eingesetzt.

Abweichend vom Gesamtbild wurde in jüngerer Zeit wieder eine stärkere Sedimentbelastung durch Quecksilber aber auch Blei und Zink im Einflussbereich der Elbe festgestellt. Unabhängig von diesen seit 1999 beobachteten Veränderungen führte die Umlagerung von Sedimenten aus dem Hamburger Hafen zur Tonne E3 zu einer regional begrenzten Zunahme der Konzentrationen von vor allem Cadmium, Kupfer, Quecksilber und Zink im Oberflächensediment.

Radioaktive Stoffe (S. 231 ff.)

Die Überwachung war im Jahr 2005 auf die dosisrelevanten Radionuklide ^{137}Cs , ^{90}Sr und die Transurane ^{238}Pu , $^{(239+240)}\text{Pu}$ und ^{241}Am in der Deutschen Bucht fokussiert. Die Verteilungen der Aktivitätskonzentrationen der Radionuklide wiesen hier nur geringe räumliche Unterschiede auf. Die Konzentrationen lagen wenig über denen im Oberflächenwasser des Nordatlantiks, die auf den globalen Fallout atmosphärischer Kernwaffentests zurückzuführen sind. Die gegenüber dem Küstenbereich leicht höheren Konzentrationen von ^{137}Cs im westlichen Seegebiet sind auf resuspendiertes Material aus dem hochbelasteten Sediment der Irischen See zurückzuführen.

Die effektive Gesamtexposition beträgt in Deutschland durchschnittlich 4 mSv pro Jahr und Person, wovon die Hälfte auf medizinische, insbesondere röntgendiagnostische Maßnahmen zurückzuführen ist. Die Kontamination der Nordsee durch künstliche Radionuklide trägt zur Strahlenexposition der Bevölkerung nur über den Expositionspfad »Fisch- oder Meeresfrüchteverzehr« bei. Aus einem durchschnittlichen Konsum von 14 kg im Jahr resultiert eine effektive Dosis von maximal 0.2 $\mu\text{Sv/a}$, die deutlich unter der laut Strahlenschutzverordnung »trivialen Dosis« (10 $\mu\text{Sv/a}$) bleibt. Da sich aus der Anreicherung von Radionukliden in der Nahrungskette kein signifikanter Dosisbeitrag für den Menschen ergibt, dürfte dies auch für Flora und Fauna der Nordsee zutreffen.

Compilation of Summaries

This compilation of summaries is to make the main findings of the ›North Sea System‹ accessible to a broader readership. As to aid following these findings, all figures and tables of the main sections come with English annotations and captions.

Atmospheric Physics

The atmosphere is the motor, which substantially drives and controls the development of the oceanographic state of the North Sea. Characteristics and anomalies of the atmospheric circulation often mark the beginning of cause-effect chains extending from oceanographic state variables beyond distribution patterns of pollutants and nutrients down to biological anomalies.

North Atlantic Oscillation (p. 37 sqs.)

The North Atlantic Oscillation (NAO) is part of a global oscillation system which critically shapes weather and climate conditions. The NAO index measures the phase state of the seesaw of atmospheric pressure between Iceland and the Azores, and thus is indicative of the strength and direction of zonal atmospheric flow in the North Atlantic sector. In the North Sea region, zonal winds usually intensify or weaken in unison with the NAO index in the winter half year, only. Contrasting with the frequent neutral modes that have been observed since 1997, the winter NAO index (DJF quarter 2004/5) pointed to a pronounced positive mode (2.03) and intense westerly circulation. Due to a sharp drop in the NAO index between December (3.3) and March (– 3.7), air temperatures in the North Sea region were clearly too mild until the end of January, after which they tended to be slightly too low. The high-amplitude oscillation of 2005, which was of similar strength as that of 2002, displayed a spacious elliptical trajectory in the phase space of dynamic NAO states since 1879.

Weather types (p. 41 sqs.)

The calendar of weather types for the North Sea region, which is derived from daily sea-level atmospheric pressure fields, is a useful tool in interpreting anomalies and special events related directly or indirectly to atmospheric circulation. As to the distribution of weather types, anticyclonic conditions A (17 %), followed by C, NW, W and SW types with relative frequencies of about 10 %, formed the strongest fractions among the 27 types of circulation. The rare E type, which in 2004 occurred only once, showed the strongest relative increase (1300 %). The frequency of storm events rose from 20 days in 2004 to 26 days this year but remained clearly below normal because of extremely few autumn storms (5). As many as 15 storm days were counted during the 3-week rapid development phase at the beginning of the year. With 7 severe storms, the proportion of such events was unusually high.

Robust weather type statistics on monthly and seasonal time scales were performed on the reclassified set of main types A, C, NE, SE, SW, and NW by evaluating current frequencies in the context of empirical distributions from the period 1971 – 2000. Over the year, apart from a moderate deficit / surplus of A types (86 days; P_{17}) and SW types (93; P_{78}), only the significant increase in NW types (84; P_{97}) is remarkable. The record number of NE types in winter (10) and the scarcity of this weather type (3) in

spring would have been normal for the respective other season. Together with frequent SE types in the FMA quarter, this led to a normalisation of temperatures which had been too high in January due to frequent storms (NW: 13 days; P₉₅). The relatively cold midsummer period, which was attributable to frequent C and NW weather types, was followed by a mild Indian summer with A types (25 days) and SW types (22 days) prevailing in September and October. As a consequence, the North Sea temperature was stagnant at 15 °C from July through September and seasonal cooling set in much later than usual.

Atmospheric pressure distribution (p. 51 sqs.)

In the analysis of seasonal atmospheric pressure fields, strong departures from climatological distributions (1971 – 2000) in terms of patterns and intensities were found only in the winter season. The normalcy of the other seasonal distributions resulted from the mutual cancellation of opposite, in some cases major, anomalies on monthly time scales. The dominant main weather type was usually reflected in the pressure distribution or pressure anomaly distribution. The diffuse pressure distributions in February and March, which resulted from a quasi-uniform distribution of weather types, led to anomaly fields (NE) that were inverse to climatological data (SW). Conversely, pressure distributions in April (AS) and May (W) displayed themselves almost unchanged in the anomalies because climatological pressure distributions are extremely diffuse in these months. Atmospheric circulation in the North Sea sector throughout winter and autumn 2005 was roughly but consistently captured by the NAO index.

North Sea Wind (p. 58 sqs.)

As the North Sea is geographically situated on the unsteady border between Icelandic Low and Azores High, hybrid and rotational circulation patterns tend to average out on monthly and longer time scales. As a consequence, the classification of corresponding atmospheric pressure distributions is controlled by the wind index rather than the vorticity index. The ›North Sea Wind‹, which is identical to the wind index except for a constant factor, thus is a good quantitative approximation of the atmospheric pressure gradient in the North Sea region.

The prevalence of westerly winds is reflected in their relative frequency of 72 %, with winds from the NW and SW sectors accounting for 36 % each over the year. These typical conditions, also on seasonal time scales, cause mutual cancellation of the meridional components (N/S), dominance of the zonal wind component (W), and thus clearly reduced vector wind speeds (V) as compared to scalar wind velocities (VEL). Directional stability (V/VEL) as a yearly average was 41 %, with seasonal variations between 35 % in spring and 51 % in summer. In »golden« autumn, however, there was a heavy SW:NW predominance of 44 versus 28 %. Moreover, winds from the SE sector reached an extremum of 20 % during this season. At 2.4 m/s, the meridional component of the ›North Sea Wind‹ clearly differed from zero, indicating massive advection of warm air from the south.

Seasonal shifts in the influence of the Icelandic Low and Azores High were apparent from the virtual climatological trajectory of ›North Sea Wind‹. Uniformly strong WSW winds from October through March are typical of the cold season, which abruptly gives way to a period of stagnation in April and May when winds are changeable and may blow from any direction (›April does as it will«, German proverb). With progressing

spring season, the influence of the Azores High eventually prevails. Weak WNW winds at its northern edge from early June characterize typical North Sea summer weather.

Virtual net displacement in 2005 corresponded to a mean vector wind of 3.5 m/s from W (264°), which hardly differed from the climatological vector wind (3.7 m/s, 256°) and occupied a medium rank (16) in the 35-year ensemble (rank 1: 1.8 m/s (1996); rank 35: 5.7 m/s (1990)). Scalar wind velocity, at 8.6 m/s, only ranked 9th among values ranging from 7.6 m/s (2003) to 10.0 m/s (1990). The strongest departure from the climatological trajectory occurred in winter. The long period of stormy weather in January, which showed in a very high (12.0 m/s) and directionally stable (77 %) vector wind, was followed by highly variable wind conditions from February (1.5 m/s, 14 %) through April. A strikingly stable phase of SSW winds occurred in October (6.1 m/s, 70 %), which extended to the neighbouring months and lasted about 50 days.

Storm (p. 64 sqs.)

The development of storm frequency in the period from 1970 to 2005 was investigated on the basis of daily atmospheric-pressure fields. The linear dependence of storm frequency in the DJF quarter on the winter NAO index (DJF) was very strong between 1974 and 1989 (80 % variance), but has been markedly weaker since then (53 %). The core of the storm season (October – March, O2M) shifted from December to January in the early 1980s, and to February in 1997. The storm frequency in autumn (OND) showed a significant linear decrease by 8 storm days since 1970. The storm frequency in winter (JFM) increased by 7.1 days per decade until the early 1990s; since then, it has returned to the level of the 1970s at a rate of – 9 days per decade. The frequency of storms during the full storm season (O2M) varied between 54 (1989/90) and 3 days (2002/03). Its long-term development grossly resembled that in winter. The relative proportion of severe storms in total storm frequency did not show a linear trend in any of the seasons (OND, JFM, O2M) but vacillated about an average level of 16 %.

Air temperature and radiation (p. 71 sqs.)

The annual cycle of global radiation on the island of Norderney in 2005 featured surplus radiation in April, June, September, and October due to frequent high-pressure weather. This surplus compared with a significant deficit in midsummer (July / August) that was caused by changeable low-pressure weather. Parallel monthly anomalies were observed in the annual cycle of air temperature. However, seasonal temperatures were at normal levels except in autumn (SON), which, at 12.2 °C, was the warmest on record (1971 – 2005).

Physical Oceanography

Currents (p. 81 sqs.)

Atmospheric circulation in the North Sea region imprints itself on the patterns and intensities of surface currents. Prevailing SW – NW winds generate a large-scale cyclonic (counter-clockwise) rotation pattern that is characteristic of current fields in the cold season and in the long-term mean. In 2005, this cyclonic pattern was rather well pronounced in autumn but only faintly identifiable in winter because the forming impact of transient depressions in January was largely compensated by highly variable and

calmer weather conditions in February and March. As directional stability and residual currents in both seasons were considerably weaker than the year before, there was no clear contrast to the diffuse current pattern that is typical of spring and summer.

Analyses of volume transports through the Strait of Dover, the Kattegat, the western part of the northern North Sea boundary and the western boundary of the German Bight showed that inflow conditions prevailed here in 2005 on monthly and seasonal time scales. On all time scales considered, transports through the Channel and across the western boundary of the German Bight were closely coupled. Particularly persistent inflow phases with high net transports of about 0.2 Sv occurred here in January, October, and November. Inflow through the western part of the northern boundary reached 2 – 4 Sv during gale-force winds in January; the monthly net transport of 0.4 Sv was at a similarly high level as in the stable inflow phase from June to November. Conditions in the eastern part of the northern boundary were characterised by water transports in the opposite direction on monthly and longer time scales, and thus tended to compensate those through the western section.

The sequence of daily current patterns in the German Bight is documented in the current calendar. In 2005 (2004), cyclonic circulation was recorded on 135 (160) days, anticyclonic states on 65 (71) days, and variable circulation patterns on 88 (77) days. The decrease in rotational patterns was compensated mainly by an increase in directional flow (77, 58), about 3/4 of which was directed N (13), NW (32), and W (14). The predominance of cyclonic circulation patterns was particularly pronounced in January (frequent storms) and in October / November, when this pattern persisted for 16 consecutive days due to incessant SW winds. However, circulation patterns in general were less persistent than in the preceding year, with variable and directed patterns typically representing transitional forms of short duration.

The dependence of circulation patterns on large-scale weather types was confirmed in a contingency analysis. The anticyclonic pattern is associated with high-pressure and NW weather types, the variable pattern with the same weather types but weaker winds. SW weather types generate almost exclusively cyclonic current patterns, whereas SE weather types induce predominantly N or NW directed patterns.

Waves (p. 93 sqs.)

Waves are wind-induced perturbations of the sea surface. The wave climate in 2005 was characterised by seasonal geographic distributions of significant wave height and direction of wind sea and swell. Typical wave distribution patterns are determined by prevailing wind conditions and by the geography and bathymetry of the North Sea. Because of frequent gales in January, mean wave heights in winter 2005 exceeded those in the 2003 and 2004 winter seasons, when winds were weaker. The mean wind and wind sea directions in all seasons were westerly, while swell came from NW throughout the year. Although the mean and maximum wave heights at representative positions exceeded those of the preceding year, they were still below the climatological values. During hurricane ›Ingo‹, significant wave heights of about 10 m were recorded in the northern and central North Sea on 20 January. On 12 January (hurricane ›Gero‹), wave heights in the northern North Sea even exceeded 12 m.

The distributions of wind direction in the central North Sea and German Bight are typically bimodal. The frequency peak at Ekofisk was in the NW sector, and a secondary peak mostly in the S sector. Corresponding maxima in the German Bight were found shifted towards W and E, respectively. In autumn, southerly winds prevailed in both re-

gions. These patterns, in essence, were reflected in the wind sea distributions, too. At 8.9 m/s, mean wind speed in the central North Sea was substantially higher than in the German Bight because high wind speeds were about 35 % more frequent. Wind sea on average was 1.3 m, which was 0.3 m higher than in the German Bight. Mean significant wave heights (including swell) in these areas had a similar ratio of 2.1 : 1.5 m. Peak wind speeds and wind seas were associated with SW – NW winds, which is typical of the North Sea. Maximum wave heights in the German Bight with all directions considered were generally lower than in the central North Sea, except for waves from W. The cause is mainly shorter wind fetch, shallower depths, and lower wind speeds.

All results are based on model computations.

Sea level (p. 104 sqs.)

Cuxhaven, located at the mouth of the river Elbe which opens to NW, has historically recorded the highest water levels and most severe storm surges in connection with NW winds, and the lowest levels with winds from the opposite direction (SE). Therefore, the monthly deviations of high and low water levels from climatological values are closely related to anomalies in the frequency of NW weather types. The increased occurrence of such weather types in January and from May through August 2005 led to above-average water levels. 4 of the 5 storm surges were caused by hurricanes during the 3-week storm period at the beginning of the year. During the most severe storm surge on 20 January, the water level rose 343 cm above MSL.

The temporal evolution of high and low water levels since 1970 has shown that, prior to 1988, exceptionally high water levels occurred almost exclusively in autumn, but since then preferably during the winter months (LOEWE ET AL. 2006). Trend analyses were carried out using Q4 surge levels as a storm surge proxy. These surge levels were defined as the arithmetic mean of the upper 25 % of the high water levels of any one season sorted in ascending order. The decrease of autumn surge levels by just under 20 cm in the period from 1970 to 2005 was accompanied by a 50 % reduction of storm frequency in the North Sea region. Until the early 1990s, Q4 surge levels in winter had risen by 40 cm. Owing to the comparatively slow downtrend in the time thereafter, the current (2005) net increase as compared to the early 1970s is about 30 cm, although the frequency of winter storm events in the North Sea region has dropped to the level of the early 1970s within the same period. This discrepancy is possibly due to the large-scale storm criterion used, for results presented by VON STORCH AND WEISSE (2008) are indicative of the main storm corridor having shifted in such a way that the southern North Sea continues to be affected by rather large a number of storms.

Temperature (p. 111 sqs.)

From March to August 2005, the monthly geographic SST distributions showed but minor departures from climatology (1971 – 1993). By contrast, winter and autumn were characterised by strong large-scale heat anomalies, with temperature deviations increasing from NW to SE, intermittently reaching up to 3 K in the German Bight. Spatially averaged SSTs in winter (DJF, 7.8 °C), autumn (SON, 13.2 °C) and November (11.5 °C) rank 3rd, 2nd, and 1st, respectively, in the period from 1969 to 2008. With an annual mean SST of 10.5 °C, 2005 ranks 11th among the warmest years on record.

As annual and long-term temperature developments in the German Bight largely parallel those in the North Sea, this region has a similar ranking.

Temperature stratification in the North Sea in August 2005 was characterised by an unusually deep-reaching isothermal surface layer, which was unlike any other vertical temperature distribution observed in summer from 1999 to 2008. In particular, temperatures close to the surface (< 20 m) were up to 2 K below the mean values of the reference period, while those in the lower part of the surface layer (20 – 40 m) were up to 4 K higher than the reference means. The observed deep vertical mixing has been attributed to highly variable weather from mid-July to mid-August, and, specifically, to 2 near-storms which led to the unseasonable disintegration of thermal stratification in the shallow German Bight at the end of July. The low-pressure weather in midsummer, combined with high insolation under anticyclonic conditions in early and late summer, caused the North Sea SST to stagnate at a plateau of 15 °C from July to September. In the German Bight, the September temperature even exceeded that of August, which has been unprecedented since the beginning of temperature analyses in 1968.

Sudden temperature jumps on all time scales are among the complex behaviour of the non-linear climate system. Regime shifts on intra- to interdecadal time scales are characteristic of the temperature climate of the North Sea. The onset of the current warm regime in 1987/88 was marked by a temperature jump of 0.8 K. Following another sudden temperature rise of 0.5 K in 2001/02, an extreme level of 10.8 °C has been reached which is 1.5 K above that of the cold regime of the 1960s. Temperature regimes in the past used to be coupled to monsoon-like wind regimes and the seasonally alternating temperature contrast between the North Atlantic and the European mainland. A characteristic feature of winter (summer) seasons during the cold regime from 1977 to 1987 was continental (maritime) cold-air advection from eastern (western) directions. The temperature jump of 1987/88 was associated with a reversal of the wind regime and conjoined transports of maritime (continental) warm air from westerly (easterly) directions in winter (summer). The main factor governing the persistence of temperature regimes used to be wind conditions in winter. By contrast, the current extreme warm regime is sustained by advective heat transports and enhanced insolation in summer.

Interestingly, there have been synchronous, sudden shifts in the wintertime atmospheric circulation in the Northern Hemisphere (WATANABE AND NITTA 1999). In particular, simultaneous, sometimes inverse regime shifts in ocean temperature have been observed in the North Pacific. As with the North Sea (WEIJERMAN 2005), these shifts have caused dramatic changes in the marine ecosystem (HARE AND MANTUA 2000). The simultaneous, quasi-global occurrence of these phenomena is indicative of the interplay of dominant dynamic modes of the climate system, such as ENSO, PNA, PDO and NAO.

The dependence of winter and annual North Sea SSTs on the winter NAO index, which showed in high correlations during 1969 – 1996, has become inoperative and void thereafter. Highest temperatures which in earlier years had occurred exclusively with strongly positive NAO modes have even been exceeded since the regime shift of 2001/02, although winter NAO since 1997 has been mostly in a neutral mode tending to negative. Detailed analyses have shown that the NAO mechanism is still valid but the NAO paradigm of NAO⁺ (NAO⁻) → warm (cold) North Sea temperatures has to be replaced by → weak (strong) cooling in winter. The change of paradigm is a consequence of extreme heat anomalies, which originate in summer and may persist until

early summer of the following year. This longevity arises from the heat storage capacity of the ocean and is supported by the lack of counteracting atmospheric forcing in winter (neutral NAO mode). The substantial increase in summer temperature, which may be related to a poleward shift of the Hadley Circulation (HU AND FU 2007), has dominated the entire seasonal temperature cycle since 1997. This is reflected in a high correlation between annual (July – June) and summer temperatures, replacing earlier years' strong dependence of (regular) annual temperatures on winter temperatures. As to biological and ecological impacts, the described changes are relevant at least insofar as they render cause-effect chains of the type NAO → temperature → ... useless. Finally, it is worth noting that these changes have taken place concurrently with accelerated global warming (TRENBERTH ET AL. 2007).

Strong ice winters in the German Bight in the second half of the 20th century have recurred quasi-periodically, at intervals of 7 – 9 years. The last winter of this type eventuated in 1996, during a prolonged phase of easterly circulation resulting from a persistently negative state of the NAO. The absence of such winters is attributable to high ocean heat content at the onset of winter and insufficient cooling rates in the course of winter due to neutral NAO modes. The threshold temperature for the freezing of sea water is reached late in the season or not at all, with effective ice formation rendered impossible by rapidly increasing insolation from mid-February. With an accumulated areal ice volume of just 0.03 m, the winter of 2005 was virtually free of sea ice. Also this year's winter (2009), which would appear cold, only produced normal temperature conditions in the North Sea and German Bight as compared to climatological means of 1971 – 1993. Obviously, such temperatures are insufficient to rupture the current scenario.

Salinity (p. 135 sqs.)

In winter 2005, high-salinity Atlantic water extended as far south as the Dogger Bank. Bottom-water salinities > 35 occurred in 63 % of the North Sea area, which was unprecedented since the beginning of the time series in 1999. The strong southward propagation of Atlantic water was attributable to persistently high salinities in the North-East Atlantic Ocean, major storm activity in December and January, and substantial volume transports across the northwestern boundary. Distinct vertical salinity stratification was observed in the northeastern part of the North Sea in August 2005. This whole sea area, which is influenced by the Baltic outflow, had mixed-layer salinities < 34 and extended much farther south (57° N) and west (2° E) than in the preceding summer.

The time series of salinity in the ›Fair Isle Current‹ in the northwestern inflow area of Atlantic water is characterised by 6- to 9-year quasi-cycles whose negative phases are associated with the ›Great Salinity Anomalies‹ in the northern North Atlantic Ocean. In comparison with Gaussian processes, major deviations from the mean (anomalies) are much more common with such random variables that are dominated by cyclic variations. The idea of excessiveness or rarity associated with the concept of anomaly is inapplicable insofar as the (most probable) normal oscillatory state is not represented by the mean state but by strong deviations from it.

A continuous phase of low water flow since April 2003 ended in January 2005. Total runoff of the river Elbe, at 21 km³/a, matched the long-term mean, and monthly deviations from climatological values also were inconspicuously small. Clearly elevated spring and autumn salinities of Helgoland waters, that are typically – though not per-

manently – influenced by the Elbe plume, are attributable to stationary advective transports of high-salinity water through the Strait of Dover and across the western boundary of the German Bight.

Marine Chemistry

Nutrients (p. 153 sqs.)

Total nitrate and phosphate discharged annually into the German Bight by the rivers Elbe, Weser, Ems and Eider and total runoff rates of these rivers were analysed for the period 1980 – 2005. The phosphate load had decreased 50 % by 1991 but has stagnated at 2.7 kt/a since then. The nitrate load has fluctuated about a mean level of 167 kt/a, without any trend being apparent, but experienced bursts of up to 311 kt/a (1987) in rare years of extremely high runoff. Although such concurrent bursts seem to indicate a strong dependence of nutrient loads on riverine flow rates, this is not supported with respect to average and low runoff rates. The decrease in nitrate concentrations (nitrate load divided by runoff rate) by about 30 % since the early 1990s, in a period marked by increasing runoff rates, must not detract from the fact that absolute nitrate loads have remained at a high level.

Spatial phosphate and silicate distribution patterns and the summary concentration of nitrate and nitrite in German Bight sea water are characterised by high levels in coastal waters due to riverine discharge and decreasing concentrations toward the open sea due to dilution. In winter, this concentration gradient is largely proportional to the increase in salinity (or decrease in freshwater content) because biological activity during this season is low and hydrodynamic mixing is the dominant process.

Nutrient levels representative of coastal water (salinity 30) and sea water in the German Bight proper ($S = 33$) were derived by regression analysis from salinity and nutrient measurements. In the winter of 2005, these levels did not differ much from those of the preceding winter. The phosphate reference value was exceeded slightly in the German Bight, and by about 70 % in the coastal waters. High levels of nitrogen compounds indicated that major nutrient loads are still present in these waters. Silicate levels, which are hardly influenced by industrial and agricultural activities, were within the range of natural fluctuations.

During the summer season of 2005, the North Sea had a stable vertical stratification. Nutrient levels in the surface layer were low and algal growth was limited mainly by nitrate. Chlorophyll maxima were found mostly in the depth range of the thermocline, where light conditions and nutrients from the bottom layer were still sufficient for algal growth. On the whole, chlorophyll levels were lower than last season.

Oxygen saturation in bottom water varied mostly between 80 and 100 % and was similarly well-balanced as in the summer of 2004. Oxygen deficiencies again were most pronounced in the eastern North Sea, where levels dropped below 80 %, locally to 67 %.

Nutrient limitation controls the production of biomass, which remained high particularly in the coastal water due to nutrient inputs. In the river plumes of the German Bight, for instance, nitrate levels exceeded 1 $\mu\text{mol/L}$. Nutrient limitation was also reflected in the composition of particulate matter (C:N ratio). Nutrient consumption in summer is com-

pensated largely by the production of dissolved organic nitrogen and phosphorus compounds, which may dominate the N and P compounds present in the water column.

Organic Pollutants (p. 177 sqs.)

In 2005, as in the preceding years, the different organic pollutants varied as to spatial distribution and temporal trend. Pollutant levels currently are better assessable in sea water than in sediment. The main source of the majority of pollutants in the German Bight is the river Elbe. Pollutant levels generally decrease more or less rapidly from the coast to the open sea.

Outside the Elbe plume, concentrations of non-polar pollutants are normally very low. A strong decline in concentration from the coast to the open sea thus characterised the spatial distributions both of the highly lipophilic chlorinated hydrocarbons HCB, PCB, and DDT and of the polycondensed PAH. At the same time, pollutant concentrations were strongly dependent on the samples' SPM content.

The limits of detection for the PCB and DDT compounds of chlorinated hydrocarbons have been lowered, allowing very low levels of these compounds to be detected also in the outer German Bight. PAH levels in sea water were comparable to those of the preceding years. Temporal trends have not as yet become apparent.

Neither have robust trends emerged for most chlorinated hydrocarbons in sea water, for available time series are too short vis-à-vis highly variable levels. By contrast, concentrations of the hexachlorocyclohexane isomers α - and γ -HCH have decreased exponentially in time from 1989 to 2005. α -HCH levels in the German Bight decreased by half every four years. By contrast, γ -HCH levels initially decreased only 5 – 35 % until about 1998, depending on location, but since that time have decreased by half every two years in the area monitored. Meanwhile, concentrations of both α - and γ -HCH have dropped far below 0.5 ng/L. Levels of α - and γ -HCH in the Elbe, in 2004 up to ten times higher than the long-term means, returned to normal in the year under review. In waters off the North Frisian coast, which are influenced by the Elbe plume, the long-term downtrend of α -HCH changed to a lateral course as early as the turn of the millennium.

The highest pollutant levels in the German Bight are no longer found for conventional lipophilic pollutants but for ›modern‹, rather polar and persistent pesticides. These properties account for a rather ›conservative‹ behaviour, which, in most cases, shows in good inverse correlations between substance level and salinity, which in turn point to the big rivers discharging into the southern North Sea as the main input sources. Also in 2005, levels of polar pesticides were subject to rather strong seasonal fluctuations. As routine monitoring of these substances began as late as 2000, temporal trends cannot yet be identified.

Although concentrations of lipophilic pollutants in sediment are about 10^4 to 10^6 times higher than in sea water, it is virtually impossible to find any source correlations or temporal trends. The levels of all compounds analysed exhibited high variability in sediment, which could not be reduced sufficiently despite normalisation to total organic carbon (TOC). For this reason, and because of the short monitoring period of just 12 years, robust trends could not yet be ascertained.

Metals (p. 217 sqs.)

Mercury, cadmium, lead, copper, and zinc have similar distribution patterns in surface water of the German Bight. Levels decrease markedly from the coast to the open sea. Highest concentrations generally occur in the inner German Bight and Elbe estuary, but also in the Weser and Ems estuaries where elevated levels have been found.

Cadmium, lead, and zinc levels in filtered water, and mercury in unfiltered water, had decreased until 1990, yet levels have been stagnant since then. In 2005, cadmium concentrations in filtered sea water from the outer German Bight were on the order of the background levels, while concentrations of copper, lead, and zinc were slightly higher. Near the coast ($30 < S < 32$), background levels of zinc and copper were clearly exceeded, whereas lead and cadmium remained within background limits here, too. According to current knowledge, the metal levels found in sea water do not pose an immediate threat to the marine ecosystem.

In some regions of the German Bight, enrichment of various elements in surface sediment still exceeded background levels clearly although improved waste gas and waste water treatment methods and optimised production processes have led to a reduction of heavy metal input. Metals in riverine discharge are enriched preferably in nearshore sediments. Especially mercury, silver, zinc, cadmium, lead and copper levels show a spatial pattern with clearly elevated concentrations near the coast and decreasing gradients toward the open sea. Levels of silver and mercury are particularly high along the North Frisian coast, pointing to the Elbe as pollution source. Unlike the other elements listed above, elevated concentrations of lead were also found in the outer German Bight. Concentrations of mercury, zinc, and lead exceeded background levels in the entire monitoring area, those of cadmium and, to a lesser extent, copper especially close to the coast.

Since the beginning of routine monitoring in the 1970s, most notably, concentrations of mercury, copper, cadmium, and nickel have decreased in the silt / clay fraction of surface sediments, especially inshore sediments. Decreasing zinc levels were found only here – specifically off the coast of Lower Saxony, whereas lead levels were found to fluctuate irregularly in the entire monitoring area. The former acid waste disposal site northwest of Helgoland has to be considered separately. Here, levels of iron in particular, and to a lesser extent zinc, lead, and arsenic continued to be above ambient levels. Although acid waste discharge was stopped as early as 1989, pollutant levels have not yet decreased.

In contrast with the overall picture, rising levels of mercury, lead, and zinc have again been found in recent years in sediments influenced by the Elbe plume. Irrespective of these changes, which have been observed since 1999, sediments dredged from the Hamburg harbour and dumped at buoy E3 have led to a regional increase of pollutant levels in surface sediments, especially cadmium, copper, mercury, and zinc.

Radioactive Substances (p. 231 sqs.)

Monitoring in 2005 focused on the dose-relevant radionuclides ^{137}Cs , ^{90}Sr , and on the transuranics ^{238}Pu , $^{(239+240)}\text{Pu}$, and ^{241}Am in the German Bight. Only minor spatial differences were found in the volume activity distributions of these radionuclides. Concentrations hardly exceeded those in North Atlantic surface water, which are due to global radioactive fallout from atmospheric nuclear weapons testing. Activity levels of ^{137}Cs in western parts of the German Bight were slightly higher than in the coastal wa-

ters. These higher concentrations are attributable chiefly to the presence of resuspended material originating from highly polluted Irish Sea sediment.

On average, the total effective dose per person and year in Germany is 4 mSv, half of which is attributable to medical treatments, especially x-ray diagnostics. The only pathway through which radioactive contamination of the North Sea may contribute to radiative exposure of the population is the consumption of fish and other seafood. Average consumption of 14 kg/a would result in an effective dose not exceeding 0.2 $\mu\text{Sv/a}$, which is far below the ›trivial dose‹ of 10 $\mu\text{Sv/a}$ specified in the German Radiation Protection Ordinance. As the enrichment of radionuclides in the food chain does not contribute significantly to the total exposure of humans, this probably also applies to North Sea flora and fauna.

A motorcycle can be divided according to its components and according to its functions ... The components may be subdivided into a power assembly and a running assembly ... There are many other kinds of structures produced by other operators such as »causes« which produce long chain structures of the form, »A causes B which causes C which causes D«, and so on. A functional description of the motorcycle uses this structure. The operators »exists«, »equals«, and »implies« produce still other structures. These structures are normally interrelated in patterns and paths so complex and so enormous no one person can understand more than a small part of them in his lifetime. The overall name of these structures, the genus of which the hierarchy of containment and structure of causation are just species, is »system«. The motorcycle is a system.

Robert M. Pirsig – Zen and the Art of Motorcycle Maintenance

1 System Nordsee

<•> P. Loewe, H. Klein & S. Schmolke

»Wartung und Reparatur« von technischen Systemen wie Motorrädern oder biologischen Systemen wie dem Menschen setzen insbesondere ein ganzheitliches Verständnis des Systems, seiner Funktionalität und der ineinander verschränkten Prozesse beim Mechaniker oder Arzt voraus. Mit der gemeinsamen Darstellung des atmosphärischen, ozeanographischen und chemischen Zustands der Nordsee wird eine Integration der Ergebnisse aus den Teildisziplinen angestrebt, die auf ein verbessertes ganzheitliches Verständnis des Systems Nordsee abzielt.

Dieses holistische Verständnis der Prozesse, Abhängigkeiten und Wechselwirkungen im System Nordsee ist Voraussetzung für eine nachhaltige Bewirtschaftung und wirksame Systemeingriffe zum Schutz der Meeresumwelt. Ein in diesem Sinn nützlicher Zustandsbericht darf sich nicht auf Zustandsdokumentation beschränken, sondern muss Zustandsveränderungen und -anomalien identifizieren und weitestmöglich aus dem Zusammenwirken der Systemelemente bzw. der Funktionalität des Systems interpretieren und bewerten.

Zustand und Entwicklung des komplexen Systems Nordsee sind durch physikalische, chemische und biologische Zustandsgrößen beschreibbar. Den physikalischen Zustand bestimmen sieben Zustandsvariablen, die den Kern jedes hydrodynamischen Modells bilden: drei Strömungskomponenten, Druck, Temperatur, Salzgehalt und Dichte. Beispiele für chemische und biologische Zustandsvariablen sind Konzentrationen von Nährstoffen, Schadstoffen, Schwebstoffen und Plankton.

Eine integrale Zustandsbewertung erfordert Kenntnisse über das zeitliche Verhalten des Systems im Kontext von Prozessen, Wirkungsketten und Rückkopplungen. Systematische und langfristige Beobachtungen und deren Umwandlung in nützliche Infor-

mation durch Datenkompression, Filterung, Integration, Klassifizierung etc. sind deshalb Grundvoraussetzung für belastbare Bewertungen. Beobachtungen sind jedoch nie flächendeckend oder zu jedem Zeitpunkt verfügbar. Für eine Vervollständigung der Zustandsanalyse werden deshalb auch numerische Modelle genutzt, die Beziehungen zwischen den diversen Zustandsvariablen realisieren.

Eine ganzheitliche Darstellung des vernetzten Zustands der Nordsee in einem linearen Text ist problematisch. Um notwendige Verweise auf andere Berichtsteile zu begrenzen, ist der Aufbau so strukturiert, dass Vorwärtsverweise möglichst vermieden werden. Ursache für die Veränderlichkeit des physikalischen Nordseezustands ist der variable atmosphärische Antrieb. Eine Rückwirkung des Meeres auf die Atmosphäre wird vernachlässigt. Ebenso verhalten sich chemische Stoffe gegenüber dem physikalischen Zustand passiv: Sie verteilen sich in Abhängigkeit vom Strömungszustand, ohne selbst auf die Strömung Einfluss zu nehmen. Die Richtung der skizzierten Wirkungskette Atmosphärenphysik \Rightarrow Meeresphysik \Rightarrow Meereschemie spiegelt sich in der Abfolge der Kapitel. In den Unterkapiteln werden die Themen, wenn möglich und sinnvoll, vom Aktuellen zum Historischen und vom Groß- zum Kleinräumigen hin abgehandelt. Die Deutsche Bucht als Subsystem der Nordsee wird jeweils im Anschluss an diese betrachtet, lokale Zeitserien werden gewöhnlich ans Ende gestellt.

Der Zustand der Atmosphäre hat erhebliche Bedeutung für den Zustand des Meeres und dessen Verständnis. Dabei können auch sehr kurzlebige atmosphärische Ereignisse, insbesondere Stürme, entsprechend kurzfristige (Sturmflut), aber auch nachhaltige Folgen (z. B. Auflösung der Schichtung) für den Meereszustand haben. Zusätzlich zum Wetterlagenkalender, in dem auch Sturmereignisse verzeichnet sind, enthält SYSTEM NORDSEE erstmals eine Analyse der langzeitlichen Entwicklung der Sturmfrequenz im Nordseeraum.

Im Abschnitt Meeresphysik werden die wichtigsten ozeanographischen Zustandsgrößen in Beiträgen zu Meeresströmung, Seegang, Wasserstand, Temperatur und Salzgehalt diskutiert. Informationen zum Meereis findet man unter Temperatur, denn Meereis lässt sich nicht nur als negativer Wärmeinhalt auffassen, sondern ist seit 1996 aufgrund des erheblichen Wärmeinhalts des Meeres zu Winterbeginn kaum noch aufgetreten. Der Regimecharakter der Nordseetemperatur, der auch bio-ökologisch von erheblicher Bedeutung ist, wird in einen quasi-globalen Zusammenhang zu NAO, NPO / PDO und ENSO gestellt.

Das Kapitel Meereschemie enthält neben dem um eine Langzeitanalyse der Flussfrachten erweiterten Nährstoffabschnitt Beiträge zur Belastung der Nordsee mit organischen Schadstoffen, Spurenmetallen und radioaktiven Stoffen. Neben Hintergrundinformationen (Quellen, Umweltverhalten, Toxizität) zu den diversen Stoffgruppen und Stoffen werden schwerpunktmäßig Konzentrationsverteilungen von Schlüsselstoffen (mit stoffklassentypischem Verhalten) im Meerwasser und Sediment präsentiert und interpretiert. Besonderheiten bzw. Anomalien werden mit natürlichen Umweltveränderungen und / oder anthropogenen Einflüssen in Zusammenhang gebracht. Hervorzuheben sind die Konzentrationsverteilungen hydrodynamisch quasi-konservativer Stoffe (z. B. Hexachlorcyclohexan-Isomere und polare Pestizide), die oft regional robuste Zusammenhänge zum Salzgehalt aufweisen, welche Wassermassenidentifizierungen und Quellenzuordnungen ermöglichen.

2 Atmosphärenphysik



<•>

P. Loewe

- 2.1 Einführung ... 36
- 2.2 Nordatlantische Oszillation ... 37
- 2.3 Großwetterlagen ... 41
- 2.4 Luftdruckverteilung ... 51
- 2.5 Nordseewind ... 58
- 2.6 Sturm ... 64
- 2.7 Lufttemperatur und Strahlung ... 71
- 2.8 Zusammenfassung ... 74
- 2.9 Literatur ... 77

2.1 Einführung

Die Atmosphäre ist der Motor, der die Entwicklung des ozeanographischen Zustands der Nordsee wesentlich antreibt und steuert. Besonderheiten und Anomalien der atmosphärischen Zirkulation stehen vielfach am Anfang von Wirkungsketten, die sich über ozeanographische Zustandsvariablen, Verteilungsmuster von Schad- und Nährstoffen bis hin zu biologischen Phänomenen wie Planktonblüten oder Veränderungen in der Artenzusammensetzung erstrecken.

Die Interpretation ozeanographischer Zustandsanomalien setzt also Kenntnisse über den Zustand der Atmosphäre voraus. Ein wichtiger Zustandsindikator ist der Nordatlantische Oszillationsindex. Dessen Aussagekraft beschränkt sich jedoch auf die kalte Jahreszeit, wenn die atmosphärische Zirkulation hinreichend stark ist, um eine spürbare Fernwirkung in der Nordseeregion zu erzeugen (LOEWE ET AL. 2003). Eine zuverlässigere Bestimmung des Zirkulationszustands ergibt sich aus der differenzierten Analyse der großräumigen Luftdruckverteilungen über der Nordsee selbst. Diese bilden die Basis für die Klassifizierung täglicher Großwetterlagen, die Identifizierung von Sturmereignissen, aber auch für monatliche und saisonale Wetterlagenstatistiken. Für diese längeren Zeitskalen wurden darüber hinaus Luftdruckklimatologien bestimmt, welche die Identifizierung und Bewertung aktueller Zirkulationsanomalien ermöglichen.

Weitere Schwerpunkte des Kapitels bestehen in der statistischen Analyse des für die Region Nordsee repräsentativen ›Nordseewindes‹ sowie in der erstmals präsentierten Langzeitentwicklung des Sturmaufkommens im Nordseeraum. Der Nutzen der über die allgemeine atmosphärische Zirkulation gewonnenen Kenntnisse wird schließlich im Rahmen der Interpretation von Jahresgängen der Lufttemperatur sowie der Sonneneinstrahlung auf Norderney demonstriert.

Weitere Beiträge zu Wind- und Zirkulationsbedingungen werden unter MEERESPHYSIK (Kap. 3, S. 79) angeboten, wo sie im Zusammenhang mit Strömungsmustern in der Deutschen Bucht (3.2.4, S. 86), Seegang (3.3.3, S. 96) und Meerestemperatur (3.5.5, S. 126) diskutiert werden. Zusammenhänge zwischen der langzeitlichen Sturm- und Hochwasserstandsentwicklung werden in *Abschnitt 3.4.3, S. 106* aufgezeigt. Atmosphärischen Ursachen für Zustandsanomalien anderer physikalischer oder chemischer Variablen wird ggf. im Rahmen der Diskussion der jeweiligen Zustandsgröße Rechnung getragen.

Zusammenfassungen der jeweiligen Hauptkapitel finden sich gesammelt ab S. 74.

2.2 Nordatlantische Oszillation

2.2.1 Bedeutung und Einfluss

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) leistet einen herausragenden Beitrag zur atmosphärischen Variabilität in der nördlichen Hemisphäre. Als meridionale Luftmassenschaukel bestimmt sie den Druckunterschied zwischen den atmosphärischen Aktionszentren – Islandtief und Azorenhoch – und damit Stärke und Richtung der Zonalzirkulation im Nordatlantik. Insbesondere in der kalten Jahreszeit, wenn das Islandtief die dominante Komponente des gekoppelten Oszillators darstellt, kann die Fernwirkung der NAO von Zentral-Nordamerika bis in den Ural reichen. Die NAO bildet gemeinsam mit dem ENSO-Phänomen, dessen atmosphärischer Komponente (Southern Oscillation) sie direkt vergleichbar ist, und der NPO / PDO im Nordpazifik ein den Globus umspannendes Oszillationssystem, das Wetter und Klima entscheidend prägt (SCHWING ET AL. 2003, MELO-GONÇALVES ET AL. 2005, TONIAZZO UND SCAIFE 2006, TSONIS ET AL. 2007).

Dies vorausgeschickt, ist es wenig erstaunlich, dass die NAO in einer Vielzahl von Studien zur Erklärung der Variabilität verschiedenster Naturerscheinungen in der Nordhemisphäre herangezogen wird (MARSHALL ET AL. 2001, HURRELL 2003). Obwohl viele andere Faktoren im Netzwerk der Wechselwirkungen Einfluss nehmen, ist die NAO oft als wichtigste Einzelgröße für einen hohen Anteil der Variabilität der diversen Beobachtungsgrößen verantwortlich. Auch die atmosphärische Variabilität über der Nordsee wird in der kalten Jahreszeit von der NAO dominiert. Die Abhängigkeit der ozeanographischen Zustandsgrößen (Strömung, Temperatur, Salzgehalt) hinsichtlich Muster und Intensität vom atmosphärischen Antrieb zeigt sich folgerichtig im Winter in statistischen Zusammenhängen zwischen diesen Variablen und dem Zustand der NAO. Für nicht-hydrographische, speziell bio-ökologische Zustandsgrößen des Systems Nordsee sind mittelbare, auch zeitverzögerte Zusammenhänge zur NAO über hydro- und thermodynamische Prozesse möglich.

Angesichts dieser Schlüsselrolle der NAO wird leicht vergessen, dass die Stärke solcher Zusammenhänge keineswegs stationär bzw. zeitinvariant ist und zeitweilig sogar entkoppelte Entwicklungen der abhängigen Variablen beobachtet wurden und werden. Beispiele hierfür sind die eingebrochene Korrelation mit der Sturmhäufigkeit in der Nordseeregion (*Abschnitt 2.6.2, S. 64*) und die Unabhängigkeit der Nordseetemperaturen vom NAO-Zustand seit Mitte der 1990er Jahre (*Abschnitt 3.5.5, S. 126*).

Die nachfolgenden Abschnitte beschäftigen sich nicht mit derartigen Zusammenhangsanalysen, sondern mit dem NAO-Index als Maß des NAO-Zustands sowie dem Oszillationscharakter der NAO.

2.2.2 NAO-Zustand 2005

Als einfaches quantitatives Maß des Schwingungszustands der NAO ist der klassische NAO-Index die Differenz standardisierter Luftdruckanomalien an zwei meteorologischen Stationen in den atmosphärischen Aktionszentren. Ein positiver Index steht für einen anomal starken Druckgefälle vom Azorenhoch zum Islandtief und entsprechend starke (geostrophische) Westwinde. Ein stark negativer Index kann eine Umpolung des Druckgefälles (»Azorentief« und »Islandhoch«) und demzufolge starke Ostwinde bedeuten – wie etwa im Winter 1963, während moderat negative Indizes eine

abgeschwächte Westzirkulation beinhalten. Das Winterklima in Westeuropa hat im ersten Fall (+) maritimen Charakter (mild und feucht) und ist im zweiten Fall (–) kontinentaler Natur (kalt und trocken).

Den NAO-Index gibt es nicht. Allein der klassische NAO-Index existiert in verschiedenen Varianten, die sich hinsichtlich Stationswahl, Standardisierungszeitraum (Basisperiode), Saisonlänge und demzufolge im Zahlenwert unterscheiden. Für diese Studie ist ein NAO-Index (LK) maßgebend, der sich auf Arbeiten von KOSLOWSKI UND LOEWE (1994) und LOEWE UND KOSLOWSKI (1998) gründet. Er beschreibt die Differenz der für den Zeitraum 1961 – 1990 standardisierten monatlichen Luftdruckanomalien bei Ponta Delgada (Azoren) und Akureyri (Island) im Zeitraum 1879 – 2005. Das »Überleben« dieses Index ist CH. LEFEBVRE (DWD) zu danken, die Luftdruckdaten der Ersatzstation 08512 (Ponta Delgada / Airport) beschaffte, nachdem die WMO-Station 08513 (Ponta Delgada / Observatory) geschlossen worden war.

Neben den ortsfesten Indizes haben sich Feld-basierte Indizes etabliert, zu denen der monatlich im CLIMATE DIAGNOSTICS BULLETIN veröffentlichte »NAO Teleconnection Index« des CLIMATE PREDICTION CENTERS zählt. Dieser wird seit Mai 2005 auf Basis der 500 hPa Höhenanomaliefelder angegeben und wurde für die Zeit seit 1950 neu bestimmt (ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/wd52dg/data/indices/tele_index.nh). Der hier bislang vergleichsweise verwendete 700-hPa-Index (... [tele_index.nh.old](#)) wurde durch den 500-hPa-Index ersetzt. Dieser ist in *Abb. 2-1* gemeinsam mit dem Stationsindex der UNIVERSITY OF EAST ANGLIA und dem LK-Index für das Jahr 2005 dargestellt.

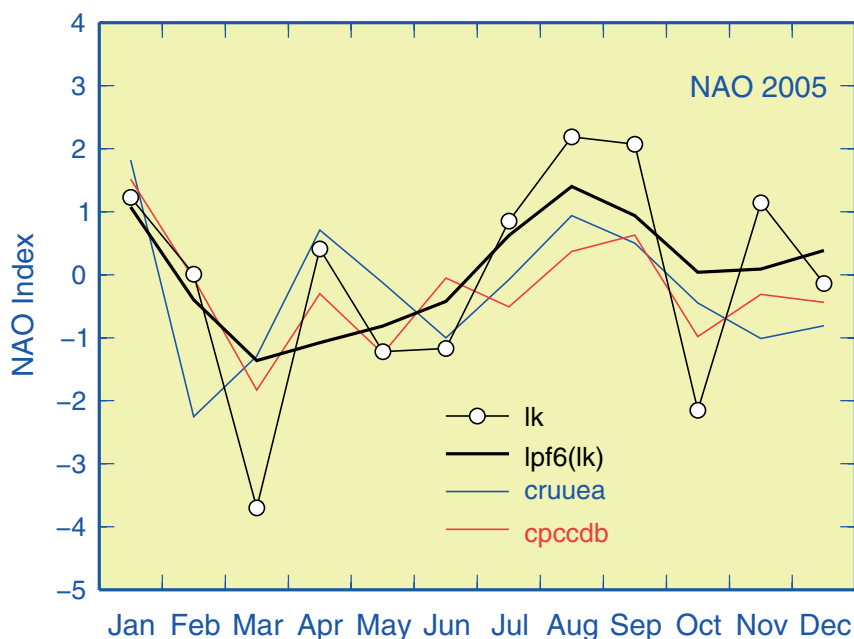


Abb. 2-1: NAO-Index 2005. lk: Ponta Delgada & Akureyri (LOEWE UND KOSLOWSKI 1998), lpf6(lk): tiefpassgefiltert über 6 Monate. cruuea: Gibraltar & Südwest Island (www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm). cpccdb: Amplitude des NAO-Musters aus rotierter Hauptkomponentenanalyse des 500 hPa Höhenanomaliefeldes (www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml).

Fig. 2-1: NAO Index 2005. lk: Ponta Delgada & Akureyri (LOEWE AND KOSLOWSKI 1998), lpf6(lk): low-pass filtered (6 month). cruuea: Gibraltar & Southwest Island. cpccdb: Amplitude of NAO pattern from rotated principal component analysis of 500 hPa height anomalies.

Trotz numerischer Unterschiede wird die Zustandsentwicklung der NAO von allen 3 Indizes offensichtlich qualitativ ähnlich gut wiedergegeben. Im Unterschied zu den Verhältnissen im insgesamt sehr windschwachen Jahr 2003 (LOEWE ET AL. 2005) unterlag die NAO im Jahr 2005 erheblichen Schwankungen um das 0-Niveau, wie anhand der extremen Auslenkungen im März, August, September und Oktober deutlich wird. Auch im meteorologischen Winter (DJF-Quartal 2004/5) nahm die NAO (nach häufig neutralen, tendenziell negativen Zuständen seit 1996) mit 2.0 einen deutlich positiven Zustand ein. Dieser Quartalsindex ist allerdings für den Februar nicht repräsentativ, denn dieser Monat markierte den Nulldurchgang einer etwa halbjährlichen Oszillation mit Scheitelwerten im Oktober 2004 (– 2.3), Dezember (3.3), März (– 3.7), August (2.2) und Oktober 2005 (– 2.2)¹. Mit dem monatlichen NAO-Zustand konforme Verstärkungen bzw. Abschwächungen der Zonalzirkulation über der Nordsee traten in den Winter- (D, J, F, M) und Herbstmonaten (O, N, D) ein (vgl. *Abb. 2-10*, S. 55). Die negativen Zustände im Mai und Juni waren hingegen nicht oder allenfalls mit antiparallelen Zirkulationsanomalien im Nordseeraum assoziiert. Trotz gelegentlicher Übereinstimmungen zwischen NAO-Zustand und Nordseezirkulation (z. B. August 2005) ist der NAO-Index im Sommerhalbjahr kein geeignetes Maß für die Zonalzirkulation stromab 10° W.

2.2.3 Schwingungscharakter

Der dynamische Zustand der NAO lässt sich durch den NAO-Index und dessen Änderungsgeschwindigkeit beschreiben und in einem sog. Phasendiagramm darstellen (*Abb. 2-2*). Die Dichte der monatlichen dynamischen Zustände seit 1879 ist darin ohne Zeitbezug als relative Häufigkeitsverteilung wiedergegeben. Wäre die NAO ein harmonischer Oszillator, dann würde ihre Zustandsentwicklung rechtsdrehend entlang einer geschlossenen elliptischen Bahnkurve voranschreiten. Ferner würde die höchste Zustandsdichte in den beiden Bereichen maximaler Auslenkung (Amplitude) und minimaler Änderungsgeschwindigkeit auftreten, denn der harmonische Oszillator hat eine U-förmige Wahrscheinlichkeitsdichte (vgl. *Abb. 3-33*, S. 140). Tatsächlich sind die NAO-Zustände wesentlich komplexer über den gesamten Phasenraum verteilt, denn die Varianz der NAO verteilt sich über alle Frequenzen bzw. Zeitskalen. Ein wesentliches Merkmal der Dichteverteilung (*Abb. 2-2*) sind dabei drei Gipfelregionen mit deutlich erhöhten Wahrscheinlichkeiten für den positiven, quasi-neutralen und negativen NAO-Mode bei gleichzeitig geringen Änderungsgeschwindigkeiten.

Die ungefilterte dynamische Zustandsentwicklung der NAO, die für das Jahr 2005 anhand der gelben Kreise in *Abb. 2-2* nachvollziehbar ist, ist typischerweise durch eine chaotische Sprunghaftigkeit gekennzeichnet. Erst nach Filterung dieses hochfrequenten Lärms treten elliptische Zyklen deutlicher hervor (blaue Kreise), die im wellenförmigen Verlauf von $\langle \text{lpf6} \rangle$ in *Abb. 2-1* eine Entsprechung haben. Einer Verfilmung der Zustandsentwicklung im Gesamtzeitraum war zu entnehmen, dass 3 charakteristische Oszillationen vorherrschend sind, die prinzipiell die 3-gipflige Dichteverteilung im Wege der oben beschriebenen maximalen Zustandsdichten eines harmonischen Oszillators erklären. Die linken und rechten Scheitel der zu diesen Oszillationen gehörigen Ellipsen, entsprechen dabei tendenziell den Positionen des linken und mittleren, des mittleren und rechten, oder des linken und rechten Dichtemaximums in *Abb. 2-2*. Die hochamplitudige Schwingung zwischen Januar und August 2005 ist ein Beispiel

1. Alle numerischen Werte des monatlichen NAO-Index im Jahr 2005 sind in *Tab. 2-3*, S. 57 gelistet.

für die dritte Variante. Längere Phasen mit persistenter Präferenz der NAO für diese oder jene Oszillationsvariante treten ebenso auf, wie spontane und häufige Wechsel in solchen Vorlieben.

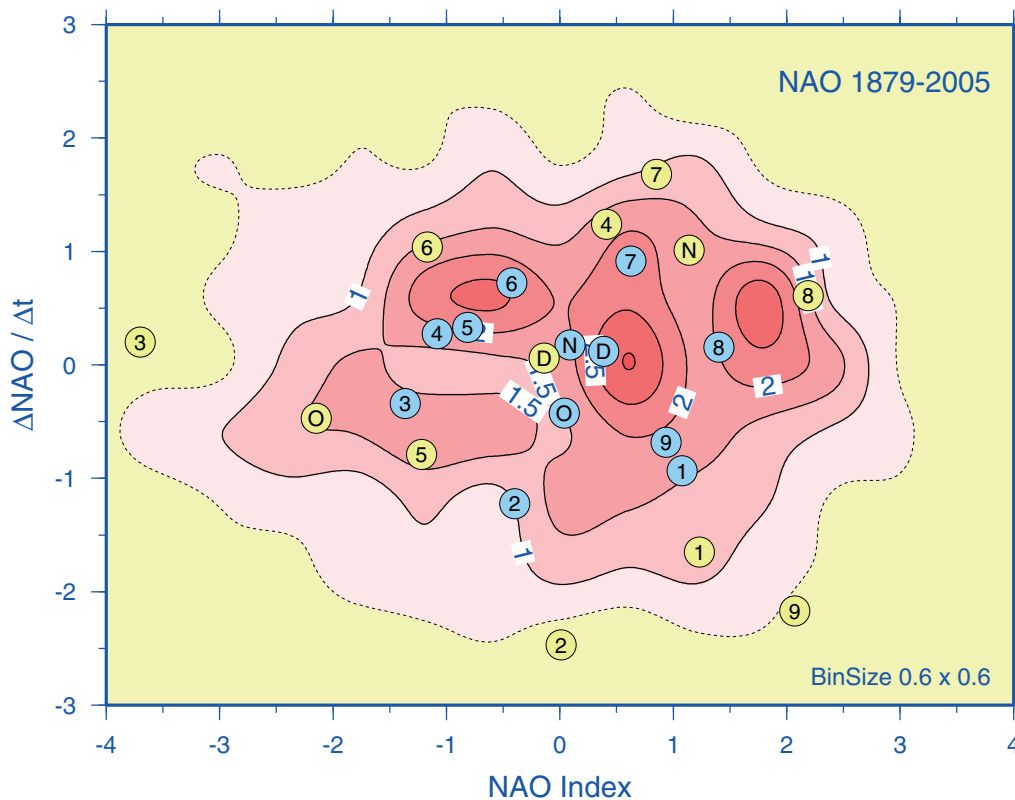


Abb. 2-2: Phasendiagramm der NAO als relative Häufigkeitsverteilung der monatlichen dynamischen NAO-Zustände seit 1879. Die Konturen 0,5, 1, 1,5 und 2 % sind Linien gleicher rel. Zustandsdichte (d.h. rel. Anzahl Zustände pro Klassenintervall, 0,6 x 0,6) und umhüllen 81, 62, 43 bzw. 17 % aller Zustände. Die Sequenz der 12 gelben bzw. blauen Kreise (1, 2, ..., 8, 9, O, N, D) zeigt die Entwicklung der rohen (gelb) bzw. über 6 Monate tiefpassgefilterten (blau) monatlichen dynamischen NAO-Zustände im Jahr 2005.

Fig. 2-2: NAO phase portrait as percent frequency distribution of monthly dynamic NAO states since 1879. Contours 0.5, 1, 1.5 and 2 % are lines of equal relative state density (i. e. rel. # of states per square-bin, 0.6 x 0.6). The sequences of 12 yellow and 12 blue circles (1, 2, ..., 8, 9, O, N, D) show the temporal evolution in 2005 of raw (yellow) and low-pass filtered (6 month, blue) monthly mean states, respectively.

Die Dynamik der NAO hat sich im Jahr 2005 weiter verstärkt und erreichte damit das Niveau des Jahres 2002 (LOEWE ET AL. 2003).

2.3 Großwetterlagen

Zirkulationsindizes wie der NAO-Index liefern eine kompakte Information zur Charakterisierung der großräumigen atmosphärischen Zirkulation, welche die maßgeblichen Antriebsbedingungen für ozeanographische Zustandsänderungen definiert.

Eine differenziertere, ebenfalls seit langem gebräuchliche Methode zur integralen Beschreibung der regionalen atmosphärischen Zirkulation besteht in der Definition von Zirkulationsmustern oder ›Großwetterlagen‹ (BAUR ET AL. 1944, LAMB 1950). Zur Objektivierung der ›Lamb Weather Types‹ wurde von JENKINSON UND COLLINSON (1977) ein automatisches Verfahren entwickelt, welches eine Klassifizierung der täglichen Großwetterlage ausschließlich auf Basis von Luftdruckdaten im Meeresniveau erlaubt. Auch durch seine Einfachheit ist diese Klassifizierungsmethode zu einem vielgenutzten Werkzeug z. B. bei der Analyse von regionalen Klimaänderungen avanciert (JONES ET AL. 1999, CHEN 2000, OMSTEDT ET AL. 2004).

Für diesen Bericht wurde das Verfahren auf einen Nordsee-Teildatensatz der täglichen nordhemisphärischen Luftdruckfelder im Meeresniveau des UK MET OFFICE angewendet. Dieser Datensatz wurde freundlicherweise vom BRITISH ATMOSPHERIC DATA CENTRE zur Verfügung gestellt (badc.nerc.ac.uk/data/mslp).

2.3.1 Klassifizierung

Aus der täglichen Luftdruckverteilung im mittleren Meeresniveau werden zwei für die Nordseeregion repräsentative Indizes für Wind und Vorticity (Wirbelstärke) abgeleitet. Empirische Relationen zwischen beiden Größen legen anschließend nicht nur den Zirkulationstyp fest (Zyklonal, Nordwest etc.), sondern erlauben darüber hinaus die Identifizierung von Sturmereignissen. Eine ausführliche Beschreibung der Methodik findet man in LOEWE ET AL. (2005).

Abb. 2-3 zeigt die Luftdruckverteilung für den stärksten W-Sturm des Jahres am 2. Januar 2005. Durch Auswertung des Luftdrucks an den gekennzeichneten 16 Gitterpositionen ergeben sich für den Wind- und Vorticity-Index 40.8 bzw. 18.5 hPa. Diese Werte entsprechen einer Windgeschwindigkeit von 25.3 m/s aus Kompassrichtung 292° und einer Wirbelstärke von 50°/Tag und gelten streng für die Position 55° N / 5° E. Die daraus abgeleitete Klassifizierung ›starker W-Sturm‹ ist repräsentativ für das durch die Punkte 4–5–9–13–12–8 begrenzte Gebiet. Weitere Klassifizierungsbeispiele findet man in *Abschnitt 2.4, S. 51*.

Die bivariate Verteilung der täglichen Windgeschwindigkeits- und Vorticity-Indizes ist in *Abb. 2-4* für den Zeitraum 1971 – 2000 dargestellt. Während das Vorzeichen des Vorticity-Index eine zyklonale (+) bzw. antizyklonale (–) Krümmung der Isobaren anzeigt, hätte die Einführung eines Vorzeichens für den Geschwindigkeitsbetrag unterbleiben können. Das Vorzeichen dient hier zur Unterscheidung von Winden aus der westlichen (+) bzw. östlichen (–) Hemisphäre. Die Asymmetrie der »Schmetterlingsflügel« macht deutlich, dass die Nordsee in der geographischen Zone ostwärts wandernder Wellen und Wirbel liegt, welche eine Vorherrschaft von Winden aus NW- bis SW-lichen Richtungen bedingen. Ferner ist der Lage der Verteilungsgipfel im negativen Vorticitybereich zu entnehmen, dass antizyklonale Rotationsformen häufiger auftreten als zyklonale.

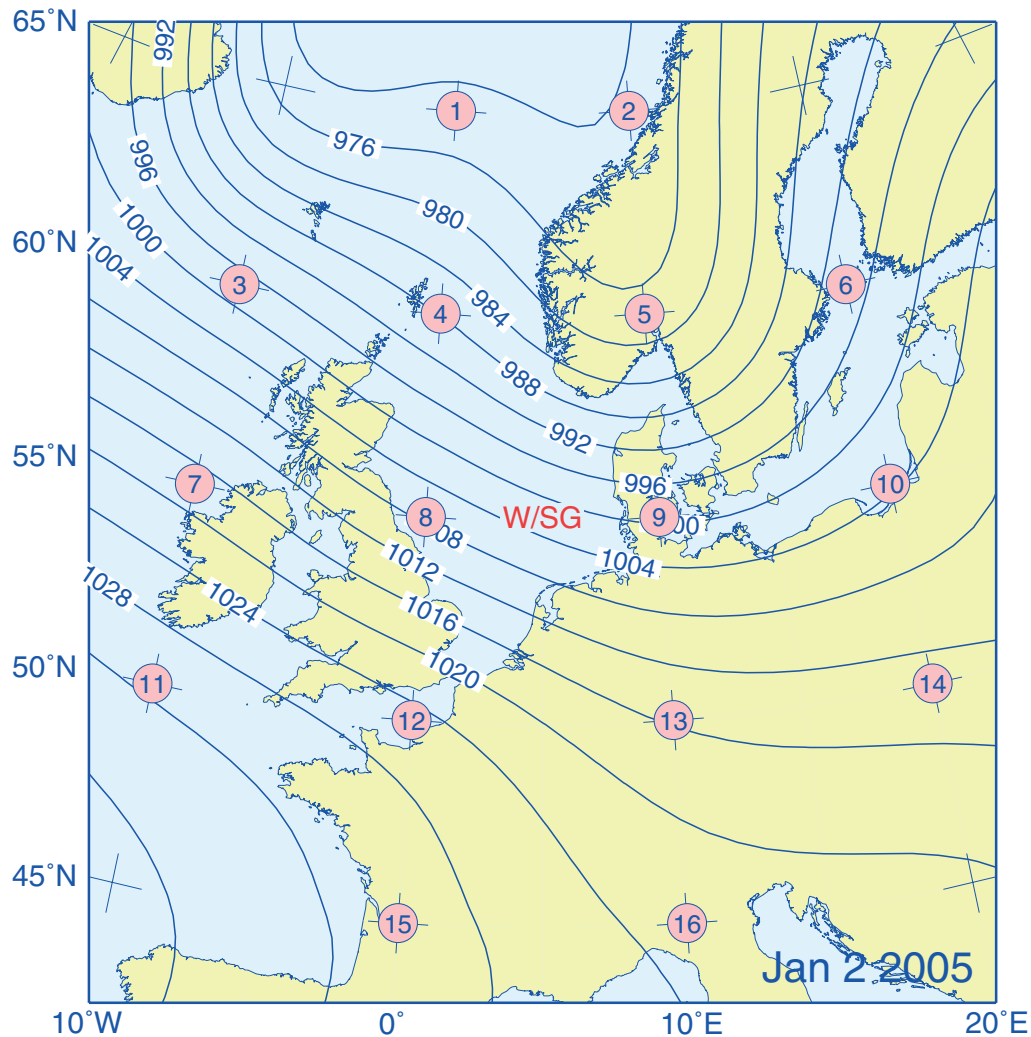


Abb. 2-3: Luftdruckverteilung (hPa) im Meeresniveau am 2. Jan. 2005 (Sturmtief ›Aloys‹) mit Gitterpositionen zur Wetterlagenklassifizierung.

Fig. 2-3: Sea level pressure (hPa) for the severe W-gale of Jan, 2 2005 together with grid positions of weather-typing scheme.

Die eigentliche Klassifizierung der täglichen Wetterlagen ergibt sich aus einfachen Relationen zwischen Wind- und Vorticity-Index (vgl. LOEWE ET AL. 2005), welche durch das grüne Liniennetz in Abb. 2-4, das sich unterhalb der Verteilung zum Koordinatenursprung hin fortsetzt, veranschaulicht sind. Anhand der durch dieses Netz definierten Sektoren wird unterschieden zwischen zwei reinen Rotationstypen ›A‹ (antizyklonal) und ›C‹ (zyklonal), den reinen Richtungstypen ›DIR‹ eines 8-Punkte Kompasses (N, NE, E ...), deren Spezifizierung mittels der Komponenten des geostrophischen Windvektors erfolgt, sowie den 16 hybriden Zirkulationsformen ›ADIR‹ und ›CDIR‹. Der durch ›U‹ gekennzeichnete quadratische Ausschnitt im Zentrum von Abb. 2-4 enthält Zirkulationsformen, die wegen ihrer schwachen Ausprägung unklassifizierbar sind.

Die blauen Ellipsenschalen in Abb. 2-4 dienen der Klassifizierung von Sturmereignissen. Indexpaare innerhalb dieser drei Schalen stehen für Sturm (›GALE‹), starker Sturm (›SG‹) und sehr starker Sturm (›VSG‹). Der Verteilung der blauen Kreuze, welche Tagesereignisse jenseits der 0.1 % Kontur kennzeichnen, ist zu entnehmen, dass die häufigsten und stärksten Sturmlagen an zyklonale Rotationsformen und Winde

aus der westlichen Hemisphäre gebunden sind. Das in *Abb. 2-3* dargestellte Sturmtief ›Aloys‹ wurde als ›SG‹ identifiziert. Aufgrund der dezentralen Lage des Tiefs dominiert der Wind-Index (40.8 hPa) über den Vorticity-Index (18.5 hPa) und somit den Sturm-Index (41.8 hPa), welcher über die elliptische Beziehung $(V^{*2} + 0.25\zeta^{*2})^{0.5}$ definiert ist.

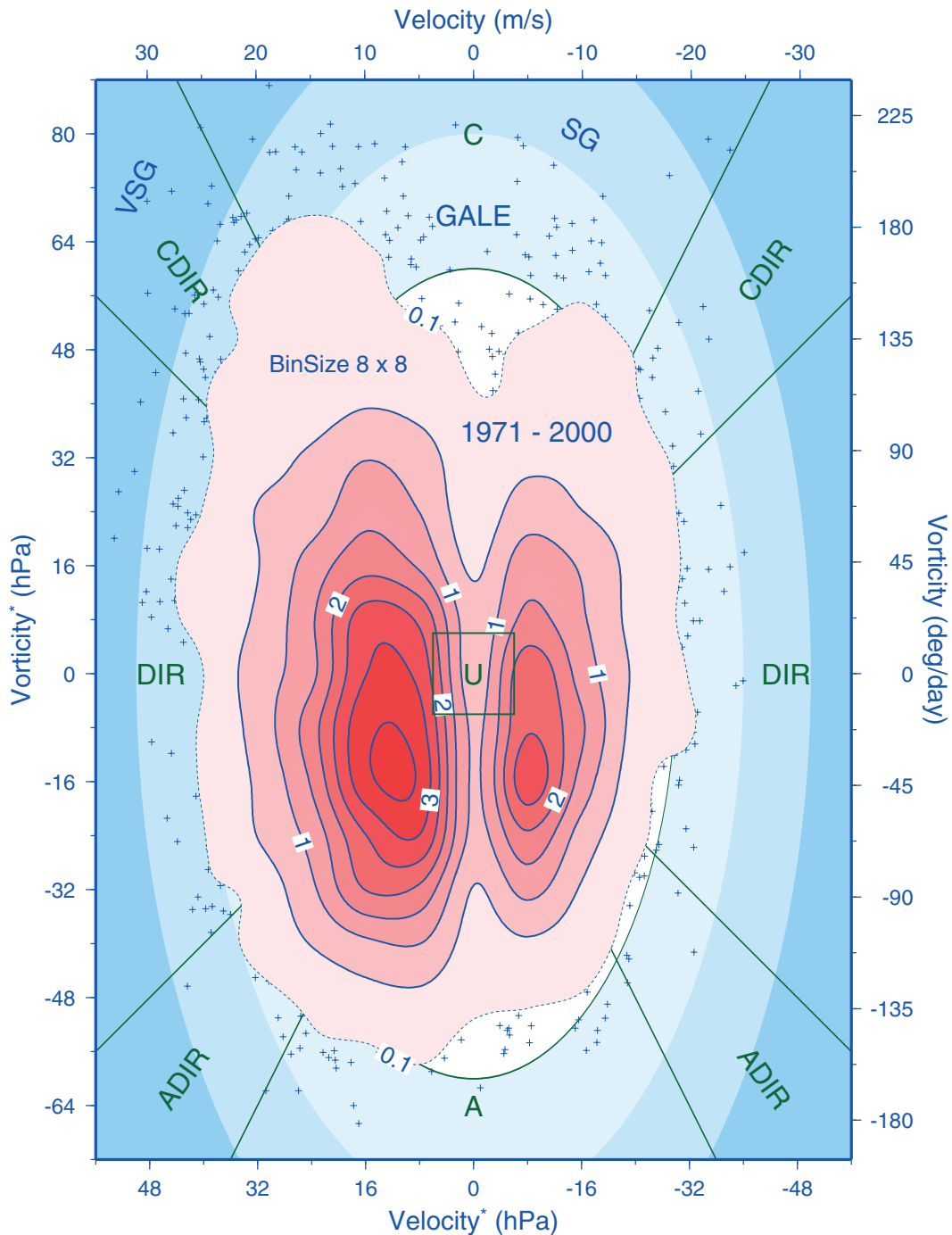


Abb. 2-4: Relative Häufigkeitsverteilung der täglichen Zirkulationszustände im Zeitraum 1971 – 2000 mit Klassifizierungskriterien.

Fig. 2-4: Percent frequency distribution of daily circulation states for the period 1971 – 2000 together with classification criteria.

2.3.2 Wetterlagenkalender

Dieser Abschnitt dokumentiert die Wetterentwicklung über der Nordsee im Jahr 2005 durch einen Jahreskalender der klassifizierten täglichen Wetterlagen (Tab. 2-1). Der Kalender ist speziell geeignet, Besonderheiten in physikalischen und chemischen Zustandsvariablen aufzuklären, sofern diese vom Zirkulationszustand der Atmosphäre maßgeblich beeinflusst werden.

Die zeitliche Abfolge der täglichen Luftdruckfelder wird mit etwas Übung filmhaft nachvollziehbar, wenn man sich den Rotationssinn von Hoch- und Tiefdruckzellen und die von der Lage solcher Druckgebilde relativ zum »Beobachter« (bei 55° N / 5° E, vgl. Abb. 2-3) abhängigen Windrichtungen vergegenwärtigt (Abb. 2-5). Ein Tiefdruckgebiet, das ostwärts über die zentrale Nordsee hinwegzieht, könnte beispielsweise bei geeigneter Geschwindigkeit als Sequenz S-CS-C-CN-N im Kalender registriert werden.

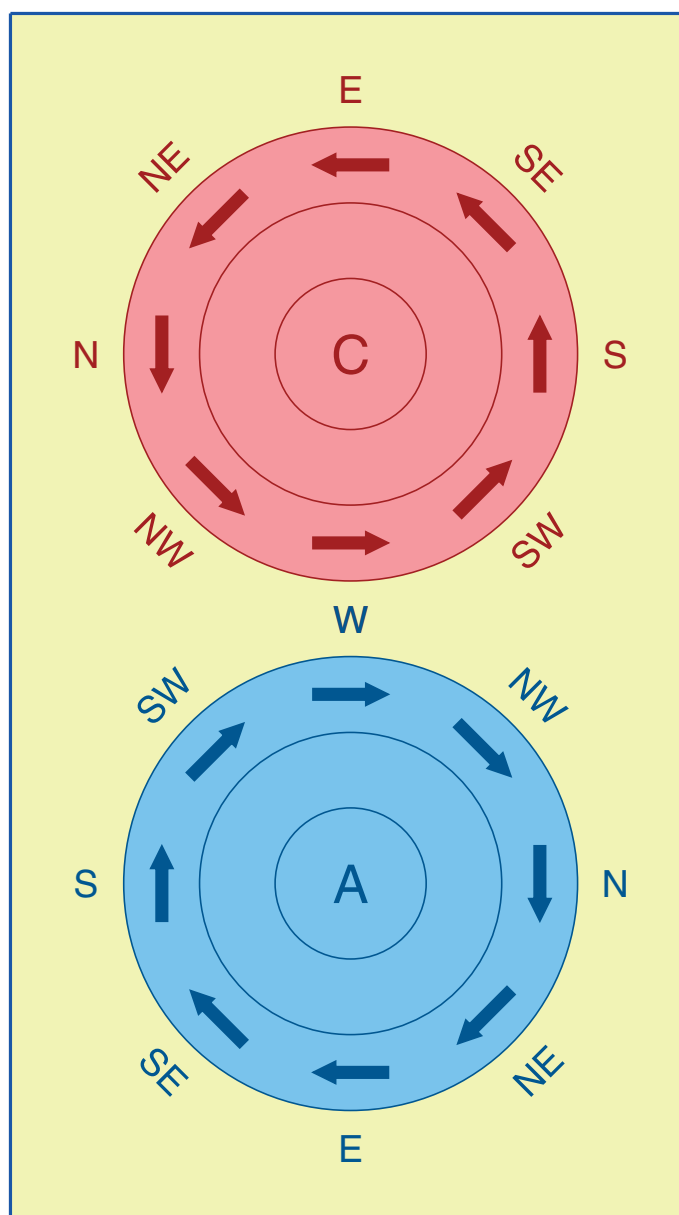


Abb. 2-5: Luftströmung um Hoch (A) und Tief (C).

Fig. 2-5: Air circulation around high (A) and low pressure systems (C).

2005	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1	AW	N	C	A	UNC	A	UNC	NW	S	SW		ASW
2	W+	NW			S	SW	A	A		NW	SW	S
3	NW	A	UNC	AS	W		AS		A			
4	W	ASW	SW	SW	CN	C	CSE	W		A		CS
5	AW	SW	CSE	W	ANW	NW	SW		AS		W	
6	W		AN	SW	NW	N	C	CNW	S			C
7	W+	S		C	CW	AN		C	SW	AS		
8	SW+		N	C		A	UNC		W	S	SW	E
9	W	SW		NW	C				ANE	W		
10		W	AW		N	N	ANE	NW	E	ASW		A
11	AW	W	CW	AW	ANW		A		N	S	ASW	AW
12	W+	C	C		A	C	ANW		A		SW	AN
13	NW	C+	W	A	S	E	A	C	W		NW	ANW
14	A		C	S	E	S	A				AW	NW
15		NE	SW	C	NW	A	CSW	AN	NW		NW	NW
16	ASW	A	W	E	CNW	ASW	NW	A	N	A	C	CN
17	SW				NW	NW					NW	N
18	CSW	W	NW	SE	ANW	A	UNC	AS			N	NW
19	W	C	A	E	A	AS	CW	CSE	A	S	A	W
20	CW+				S	SW	C	C		SW	NW	NW
21	NW		AS	A	SW	W	CN	NE			A	ASW
22	N	E	ASW	SE	UNC	ANW	CN	UNC		C	A	NW
23	NW		A		A	A	NW	N	S	CNW		W
24	NE	CE	SE	ASW	UNC	W	ASW	ANW	A	CSW	NW	NW
25		NE	UNC	E	N	C	CSW	S	CSW	C+	N	N
26	A		CSE	SE	SW	A	NW	W	SW	W	CNE	CNE
27	N	ANE	C	AW	ANW	UNC	UNC		AS	C	E	E
28	C	AW	SE	A	S	A	C	AW	W			
29	A		AS	W	ANE	ASE		CSW		S	W	CNE
30	NW	./.	ASW	CN	ASE			A	ASW			SW
31			ASE	./.	NW	./.		AS	./.		./.	CS

Tab. 2-1: Kalender der täglichen Wetterlagen im Jahr 2005. Rot: C & CDIR; Blau: A & ADIR; Fett (+, ++): Sturm (stark, sehr stark).

Table 2-1: Calendar of daily weather types in 2005. Red: C & CDIR; Blue: A & ADIR; Bold (+, ++): Gale (severe, very severe).

2005	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	U	Σ
A	1.1	1.4	0.0	0.5	2.7	3.6	3.6	2.2	17.0	32.1
C	1.1	0.5	0.3	1.1	0.5	1.6	1.6	0.8	10.1	17.8
U	4.7	1.6	3.8	2.2	6.3	8.5	9.6	10.4	3.0	50.1
Σ	6.8	3.6	4.1	3.8	9.6	13.7	14.8	13.4	30.1	100

Tab. 2-2: Kontingenztafel der Wetterlagen im Jahr 2005 (%).

Table 2-2: Contingency table of weather types in 2005 (%).

Abb. 2-5 lässt sich als schematische Darstellung der W-Wetterlage aus Abb. 2-3 auffassen, die ein Beobachter (bei W) in der Frontalzone zwischen dem Tiefdruckwirbel im Norden und der Hochdruckzelle südlich davon feststellt. Zur schematischen Approximation anderer Richtungswetterlagen sind die entsprechenden Markierungen der beiden Druckzellen in Abb. 2-5 zur Deckung zu bringen. Allgemein gilt: der hohe Druck befindet sich zur Rechten des Beobachters, sofern dieser dem Wind den Rücken kehrt.

A- & ADIR-Lagen (blau) herrschten an 117, C- & CDIR-Lagen (rot) an 65 Tagen des Jahres 2005 (Tab. 2-1). Die Anzahl der 1- und 2-tägigen Ereignisse war in beiden Gruppen mit 24 bzw. 9 gleichgroß. 3- bis 5-tägige Episoden traten in der antizyklonalen Gruppe 6, 5 und 5mal und damit praktisch gleichhäufig auf; entsprechend lang andauernde zyklonale Wetterlagen kamen nur 2, 3 und 1mal vor. Persistenterer C- & CDIR-Sequenzen sind aufgrund des gewöhnlich transienten Charakters von Tiefdrucksystemen selten und ereigneten sich im Berichtsjahr nicht. Demgegenüber trat im März und September jeweils eine stationäre Hochdrucklage ein, welche 6 Tage andauerte. A- & ADIR-Lagen waren im Juni (16), September (14) und Oktober (13) dominant, im Februar (6) und November (6) vergleichsweise selten. C- und CDIR-Lagen häuften sich im Juli (13) und blieben im September (1) fast vollständig aus.

Zu Jahresbeginn herrschte über dem Nordatlantik eine ungewöhnlich persistente, hochbarokline Großwetterlage (vgl. Abb. 2-10, S. 55), so dass mit einer westlichen Höhenströmung Tiefdruckgebiete in rascher Abfolge (›Rapid Development‹) Mitteleuropa erreichten. Von insgesamt 20 Winterstürmen traten allein 15 in den ersten 3 Januarwochen ein (Tab. 2-1). Für Schlagzeilen sorgten die Orkantiefs ›Erwin‹ (8. 1.), ›Ingo‹ (20. 1.) und ›Ulf‹ (13. 2.), die auf Helgoland in Böen Spitzengeschwindigkeiten von 32, 36 und 35 m/s erreichten (DWD 2005).

Die Gesamtsturmhäufigkeit des ersten Halbjahrs ist dennoch als normal einzustufen, denn sie lag mit 21 Tagen (Quantilsrang P_{61}) im Interquartilbereich 12/17/27 ($P_{25}/P_{50}/P_{75}$) des Referenzzeitraums 1971 – 2000. (Unter Voraussetzung einer Gaußverteilung (Mittelwert 20.2, Standardabweichung 9.6) ergibt sich eine kumulierte Wahrscheinlichkeit von 53 % (G_{53} .) Demgegenüber war die Anzahl starker Stürme (›SG‹) mit 7 deutlich erhöht (Iqb: 1/2.5/4, P_{93} ; G_{96} .) Andererseits erreichte die Sturmfrequenz im zweiten Halbjahr 2005 mit 5 Tagen ein Rekordminimum seit 1971 (Iqb: 13/16/23). Aus den jahreszeitlichen Gegensätzen resultiert für das Jahr 2005 eine deutlich unternormale Gesamtsturmhäufigkeit von 26 Tagen (Iqb: 30/36.5/43, P_8 ; G_{12}). Dennoch dominierten Stürme wie in den vergangenen Jahren die Schadenbilanz der Versicherer (DEUTSCHE RÜCK 2005). Für weitergehende Informationen zur Entwicklung der Sturmhäufigkeit seit 1970 wird auf *Abschnitt 2.6, S. 64* verwiesen.

Die relativen Häufigkeiten aller Wetterlagentypen im Jahr 2005 sind in Tab. 2-2 als Kontingenztafel zusammengestellt. Die ersten beiden Datenzeilen bis zur Spalte NW enthalten die 16 hybriden Zirkulationsformen (ADIR und CDIR), von denen im Durchschnitt von 1.4 % jede nur an 5 Tagen des Jahres auftrat. Die Felder AU bzw. CU enthalten die Anteile der reinen Rotationstypen A bzw. C, die Felder UDIR diejenigen der reinen Richtungstypen DIR (= N, NE, E, etc.), UU den Prozentsatz der nicht klassifizierbaren Wetterlagen.

Die auffälligste Änderung gegenüber dem Vorjahr besteht im Rückgang der CDIR-Lagen von 12.6 auf 7.7 % (– 39 %), welcher durch eine Zunahme der Richtungslagen von 42.7 auf 47.1 (+ 10 %) kompensiert wurde. Die Häufigkeiten der reinen Rotationslagen stagnierten hingegen bei fast unverändertem A:C Verhältnis von 1.7 (1.8) auf Vorjahresniveau. Die antizyklonale Wetterlage blieb mit 17 % die häufigste Zirkulati-

onsform, gefolgt von NW-, C-, W- und SW-Lagen mit jeweils um 10%. Unter den Richtungswetterlagen trat die NW-Lage mit 38 Tagen (+ 27 %) am häufigsten, die entgegengesetzte SE-Lage nur 8mal ein. Der stärkste Zuwachs von 1300 % ergab sich für die seltene E-Lage, die im Jahr 2005 an 14 Tagen vorkam.

2.3.3 Wetterlagenstatistik

Die Anzahl der hybriden Wetterlagen (16 von insgesamt 27) steht in einem Missverhältnis zu den Realisierungen dieser Typen übers Jahr: sie treten insgesamt an nur ca. 90 Tagen und damit durchschnittlich jeweils nur 5- bis 6mal im Jahr ein. Für eine robuste Statistik auf kürzeren, saisonalen und monatlichen Zeitskalen ist deshalb eine Reklassifizierung notwendig. Diese besteht einerseits darin, die hybriden Sektoren, welche durch Geraden mit Steigungen ± 1 und ± 2 begrenzt werden (vgl. *Abb. 2-4*, S. 43), den Richtungs- und Rotationssektoren durch Einführung von Grenzgeraden mit Steigung $\sqrt{2}$ zuzuschlagen. Schwach ausgeprägte Zirkulationsformen vom Typ U werden ebenfalls nicht mehr erfasst, sondern gleichermaßen auf die Richtungs- und Rotationstypen verteilt. Weiters werden die Windrichtungsklassen von 8 auf 4 reduziert, so dass sich die Anzahl der Wetterlagen von 27 auf 6 vermindert, nämlich A, C, NE, SE, SW, NW.

Die saisonalen Häufigkeiten der reduzierten Wetterlagen im Jahr 2005 sind in *Abb. 2-6* zusammengefasst. Zur Identifizierung nennenswerter Abweichungen von normalen Verhältnissen sind sie im Kontext empirischer¹ Häufigkeitsverteilungen für den Zeitraum 1971 – 2000 dargestellt. Die Eigenschaften der Verteilungen werden durch gestapelte Säulen skizziert, die sich über den Perzentilbereich 1 – 99 erstrecken. Weiße Säulenabschnitte kennzeichnen den durch das 25. und 75. Perzentil begrenzten Interquartilbereich, welcher durch den als Treppenlinie angegebenen Median (P_{50}) unterteilt ist. Die Innengrenzen der blauen Säulensegmente bezeichnen das 5. bzw. 95. Perzentil der Verteilungen. Der Umstand, dass eine Wetterlage nicht seltener als gar nicht auftreten kann, führt vor allem im Fall der seltenen NE- und SE-Lagen zu einer Akkumulation von 0-Ereignissen. So traten z. B. in 12 Januar des Zeitraums 1971 – 2000 und demnach mit einer relativen Häufigkeit von 40 % keine SE-Lagen ein, so dass die Perzentile P_1 , P_5 , und P_{25} alle den Ordinatenwert 0 haben und folglich nicht abbildbar sind (*Abb. 2-7*).

Zunächst erscheinen einige Bemerkungen zur durch Mediane repräsentierten saisonalen Klimatologie der Wetterlagenhäufigkeiten zweckmäßig (*Abb. 2-6*). Die Mediane der Rotationstypen unterliegen keinem erkennbaren Jahresgang (*Abb. 2-6*), sondern zeigen lediglich geringfügige Schwankungen um mittlere Werte von 26 (A) bzw. 14 Tagen pro Quartal (C). Dies trifft gleichermaßen für den Richtungstyp SE zu (8 Tage / Quartal), jedoch keineswegs für die verbleibenden Richtungswetterlagen. Das klar reduzierte Auftreten von SW-Lagen im Sommerhalbjahr geht offensichtlich einher mit gehäuften NE-Lagen im Frühjahr sowie einem vermehrten Vorkommen von NW-La-

1. Die Verteilungen aller Wetterlagen zeigen erhebliche saisonale Schwankungen hinsichtlich ihrer Spannweite (Perzentilabstand $P_{99} - P_1$). Ferner sind insbesondere die Verteilungen der weniger häufigen Richtungslagen vornehmlich rechtsschief (Modus < Median < Mittelwert), was in der größeren Breite des 3. Quartils Q_3 gegenüber Q_2 sowie durch $Q_4 \gg Q_1$ zum Ausdruck kommt. Aufgrund dieser Asymmetrien, die noch deutlicher in den monatlichen Verteilungen der *Abb. 2-7* zu Tage treten, sind die für normalverteilte Größen üblichen 2 Standardabweichungen als Signifikanzmaß für Anomalien ungeeignet. U. a. würden sich für negative Anomalien vielfach negative Signifikanzgrenzen ergeben, welche mit positiven Zufallsvariablen nicht vereinbar sind.

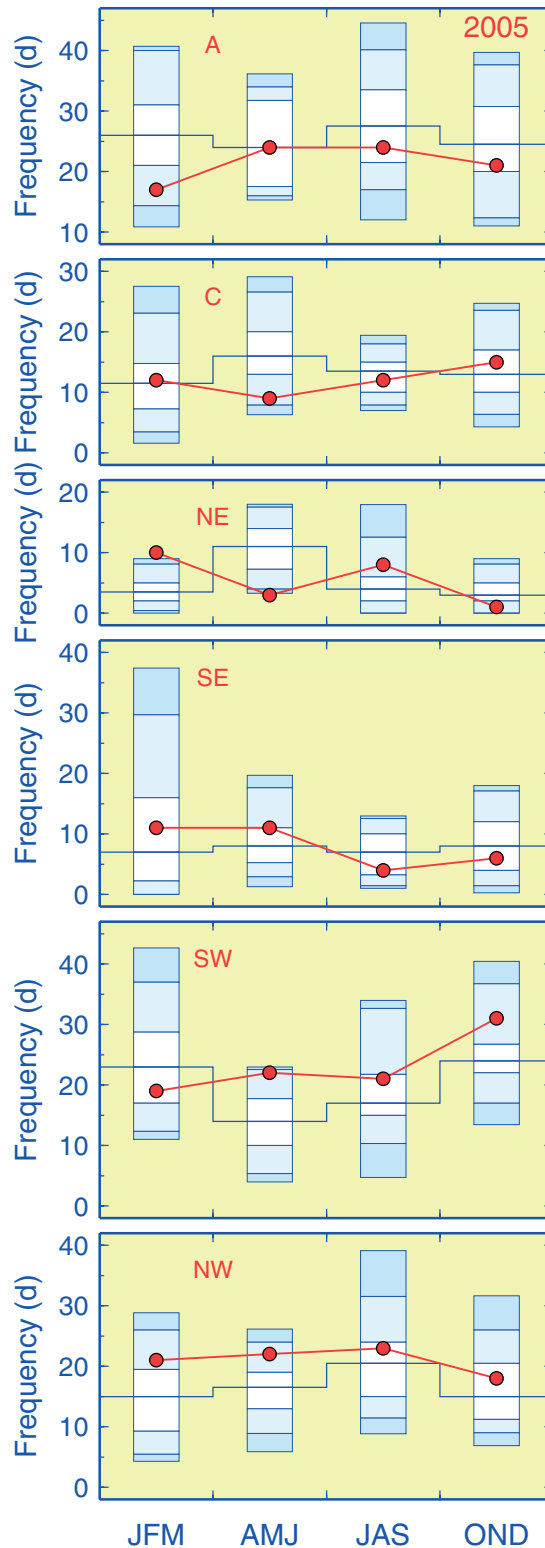


Abb. 2-6: Saisonale Häufigkeiten der reduzierten Wetterlagen im Jahr 2005 mit Perzentilen der empirischen Verteilungen für 1971 – 2000 (Stapelsäulen); Perzentilbereich 1 – 99, Intervallgrenzen bei 5, 25, 50 (Median), 75, 95 %.

Fig. 2-6: Seasonal frequencies of reduced weather types in 2005 along with percentiles of empirical distributions for 1971 – 2000 (stacked columns); percentile range: 1 – 99, internal interval limits at 5, 25, 50 (median), 75, 95 %.

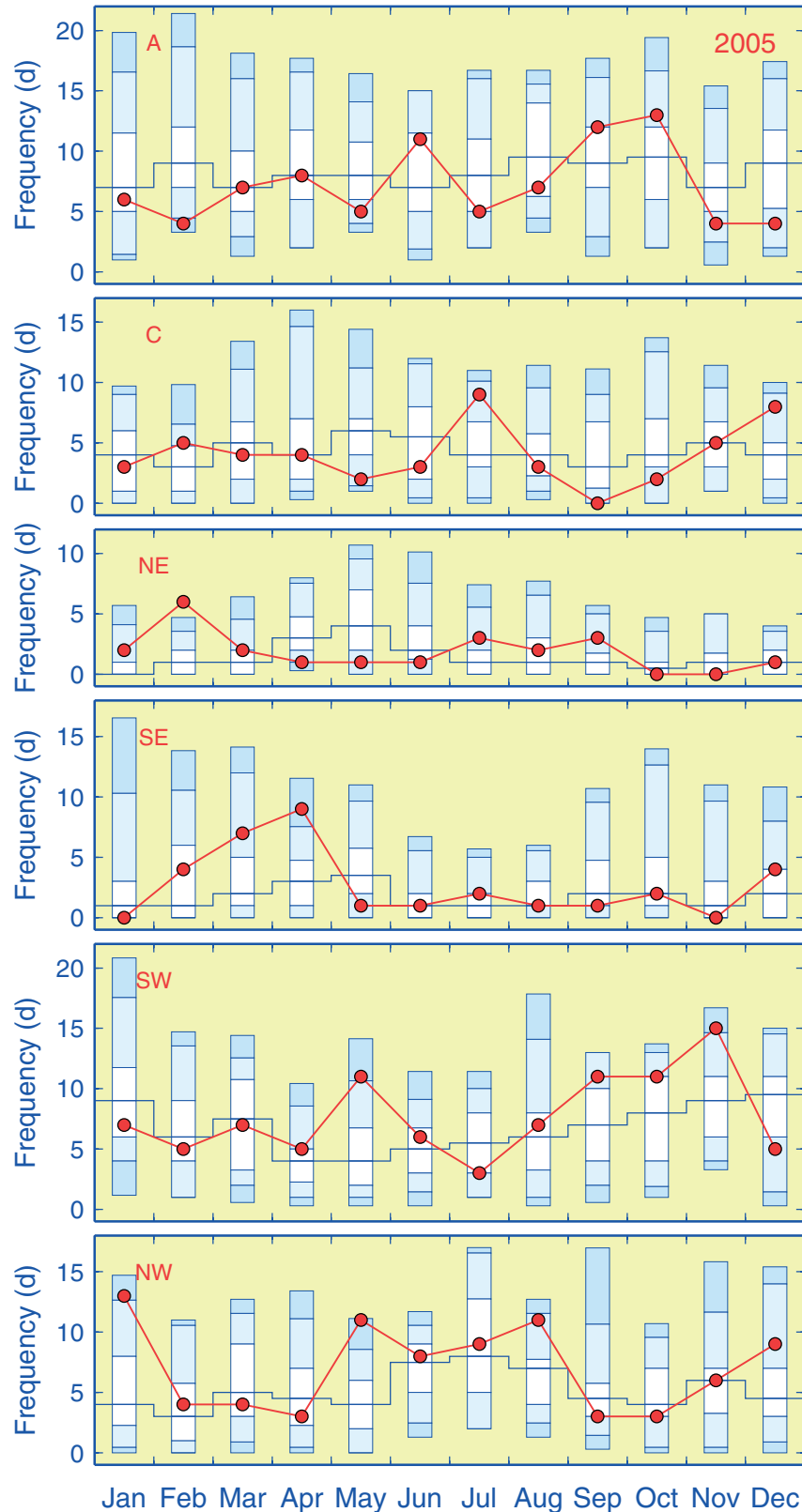


Abb. 2-7: Wie Abb. 2-6, jedoch für monatliche Häufigkeiten.

Fig. 2-7: As Fig. 2-6, except for monthly frequencies.

gen im Sommer. Dieser Zusammenhang ist Konsequenz der jahreszeitlich wechselnden Vorherrschaft von Islandtief und Azorenhoch (vgl. Abschnitt 2.4, S. 51).

Im Jahr 2005 lagen die Gesamthäufigkeiten der Wetterlagen C, NE und SE mit 48 (P_{31}), 22 (P_{45}) und 32 Tagen (P_{48}) im Interquartilbereich (P_{25} bis P_{75}). Für die A-Lage ergab sich mit 86 Tagen (P_{17}) ein mäßiges Defizit, für die SW-Lage ein moderater Überschuss (93; P_{78}). Lediglich die Häufigkeit der NW-Lage war ähnlich wie im Vorjahr signifikant erhöht (84; P_{97}).

Während auf Jahressicht insgesamt recht normale Verhältnisse vorlagen, treten bei saisonaler (Abb. 2-6) oder monatlicher Betrachtung (Abb. 2-7) durchaus bemerkenswerte Abweichungen hervor. So ist die geringe Anzahl antizyklonaler Wintertage (17; P_{10}) auf ein signifikantes Defizit im Februar (4; P_3) zurückzuführen. Die zyklonale Wetterlage war scheinbar nur im Frühjahr (9; P_7) deutlich unterrepräsentiert; tatsächlich trat sie im ASO-Quartal noch seltener auf (5; P_3). Da die Einzelmonate jedoch auf unterschiedliche Jahreszeiten entfallen, die entgegengesetzte Anomalien im Juli und Dezember enthalten, resultieren normale Häufigkeiten für Sommer und Herbst. Ähnliches gilt für die gegenüber dem Median von 19 Tagen um 1/3 erhöhte Anzahl antizyklonaler Spätsommertage im September/Oktober, welche u. a. zu einer verspäteten saisonalen Abkühlung der Nordseetemperaturen führten.

Die extremsten jahreszeitlichen Abweichungen wurden für die auf Jahressicht normal häufige NE-Richtungslage festgestellt. Die Rekordhäufigkeit im Winter (10) und das seltene Auftreten im Frühjahr (3) entsprachen den Normalwerten (11, 4) der jeweils anderen Jahreszeit (Abb. 2-6). Dieses Verhalten war in abgeschwächter Form bereits im Jahr 2004 beobachtet worden (LOEWE ET AL. 2006). Die extreme Häufung von NE-Lagen – insbesondere im Februar – bedingte gemeinsam mit z. T. signifikanten Häufungen von SE-Lagen – von Februar bis April (20; P_{88}) – eine rasche Normalisierung der Wintertemperatur, welche z. B. auf Norderney im Januar aufgrund der hohen Sturmaktivität noch um 2.8 °C über dem Klimanormalwert von 2.2 °C lag (vgl. Abb. 2-19, S. 72).

Die hohe Sturmfrequenz spiegelt sich im signifikanten Überschuss von NW-Lagen im Januar (13; P_{95}) wider. Bemerkenswert ist ferner die gleichzeitige extreme Häufung von NW- (11; P_{99}) und SW-Lagen (11; P_{95}) im Mai; in der Summe (22) wurde sogar das bisherige Maximum von 18 Tagen im Mai 1979 deutlich übertroffen. Für gewöhnlich ist die Frequenz von SW-Lagen in dieser Jahreszeit minimal (Median 4), während diejenige von E-Lagen (NE&SE) ihr saisonales Maximum erreicht (8). E-Lagen traten im Mai des Jahres 2005 jedoch nur an 2 Tagen (P_2) ein. Infolge der feuchtkühlen NW-Lagen, welche die ersten beiden Dekaden dominierten, wurde der Wonnemonat seinem Ruf nicht gerecht. Dies gilt auch für die Hochsommerperiode vom 15. Juli bis 15. August, in der Tiefdruckeinfluss (9 C) und NW-Lagen (19) die Witterung bestimmten (vgl. Tab. 2-1, S. 45).

Stattdessen häuften sich im September und Oktober sonniges Hochdruckwetter und milde SW-Lagen (47 Tage), so dass beispielsweise und ungewöhnlicherweise die Wassertemperatur in der Deutschen Bucht mit 17.1 °C im September höher als im August (16.8 °C) ausfiel. Im SON-Quartal trat die SW-Lage 37mal ein und übertraf damit den Rekord von 35 Tagen im Jahr 2000. Erst im Anschluss an eine dauerhafte SW-Phase, die am 25. Oktober mit dem 1. Herbststurm ›Heido‹ einsetzte und am 14. November mit dem 2. Herbststurm ›Olaf‹ zu Ende ging, leiteten zyklonale NW-Lagen die Renormalisierung der extrem milden Herbsttemperaturen ein (»Schneechaos« in NRW).

2.4 Luftdruckverteilung

Aus den täglichen hemisphärischen Luftdruckfeldern im Meeresniveau des UK MET OFFICE, welche bereits als Datenbasis für die Analyse der Großwetterlagen dienten (Abschnitt 2.3, S. 41), wurden jahreszeitliche und monatliche Luftdruckverteilungen im Nordseeraum für das Jahr 2005 bestimmt. Diese geben gleichzeitig Aufschluss über die mittleren Windverhältnisse, welche sich wiederum in der Oberflächenzirkulation der Nordsee (Abb. 3-1, S. 82) oder der Wellenhöhenverteilung abbilden (Abb. 3-9, S. 94).

Die aktuellen saisonalen Luftdruckverteilungen sind in Abb. 2-8 gemeinsam mit den klimatologischen Referenzzuständen des Zeitraums 1971 – 2000 sowie den Abweichungen von dieser Klimatologie (Anomalien) dargestellt. Alle Verteilungen zeichnen sich durch hohen Druck über Kontinentaleuropa aus, der nach NW oder N hin abnimmt. Die Drängung der Isobaren im Herbst und Winter macht deutlich, dass in diesen Jahreszeiten stärkere Winde vorherrschen als im Frühjahr-Sommer-Halbjahr. Aufgrund der Seefahrtsregel »Den Wind im Rücken, befindet sich der hohe Druck rechter Hand« ist klar, dass in allen Jahreszeiten W-liche oder SW-liche Winde vorherrschen. Dieses Ergebnis liefert auch das früher beschriebene (vollständige) Klassifizierungsverfahren¹, welches auch auf die Anomalieverteilungen angewendet wurde (Abb. 2-8).

Identische oder ähnliche Klassifizierungen der aktuellen und klimatologischen saisonalen Druckfelder belegen insgesamt geringe Unterschiede hinsichtlich des Verteilungsmusters (Abb. 2-8). Die stärkste Richtungsabweichung ergab sich für das Winterquartal und fiel mit 3 Strich² 3mal höher aus als im Herbst. Die schwach ausgeprägten Anomalieverteilungen für das Jahr 2005 zeigen darüber hinaus an, dass auch hinsichtlich der Intensität der Verteilungen kaum nennenswerte Unterschiede bestehen. Demzufolge entsprachen die Druckverteilungen im Jahr 2005 – mit Ausnahme des Winters – auf der betrachteten Zeitskala »normalen« Verhältnissen.

Die Ergebnisse der »Wetterlagenstatistik« (Abschnitt 2.3.3, S. 47) oder auch die starken intermonatlichen Schwankungen des NAO-Index (Abb. 2-1, S. 38) liefern jedoch klare Hinweise, dass diese »Normalität« kaum Ausdruck intrasaisonal durchgängig normaler Bedingungen ist, sondern vielmehr aus der Balancierung oder Nivellierung teils erheblicher, entgegengesetzter Anomalien auf kürzeren Zeitskalen resultiert. Es erscheint daher konsequent, die vorstehende Untersuchung auf monatliche Druckfelder auszudehnen.

Die Monatsklimatologie der Luftdruckverteilung im Zeitraum 1971 – 2000 ist in Abb. 2-9 dargestellt. Die gleichförmig starken Druckgradienten über der Nordsee im Herbst und Winter stehen in klarem Zusammenhang mit der Tiefdruckaktivität im Nordatlantik. Die durchweg W- und SW-lichen Verteilungsmuster bilden dabei NE-wärts wandernde Zyklonenfamilien ab, die in ihrer Gesamtheit bzw. im Zeitmittel als von der Labradorsee bis zum Karischen Meer ausgedehntes »Islandtief« in Erscheinung treten.

1. Im Unterschied zur Klassifizierung täglicher Wetterlagen (vgl. Abschnitt 2.3.1, S. 41) wurde in allen Fällen der Typ »U« nicht mehr erfasst, sondern in Abhängigkeit von den bis zum Koordinatenursprung ausgedehnten Sektorengrenzen den Richtungs-, Rotations- und Hybridtypen zugeordnet (vgl. Abb. 2-4, S. 43). Diese Maßnahme begründet sich aus dem Umstand, dass die zeitliche Mittelung der Druckfelder zu einer beträchtlichen Stauchung der Wertebereiche von Wind- und Vorticity-Index führt. So liegen die Vorticity-Indizes der saisonalen Klimatologie im (antizyklonalen) Intervall von -5.2 bis -1.6 hPa, die Wind-Indizes zwischen 2.2 und 9.1 hPa. Neben der Anomalieverteilung im Herbst wären sämtliche Frühjahrs- und Sommergebietungen ohne Unterdrückung des U-Typs als unklassifizierbar einzustufen.

2. Ein nautischer Strich entspricht mit 11.25° dem 32. Teil der Kompassrose.

2 Atmosphärenphysik

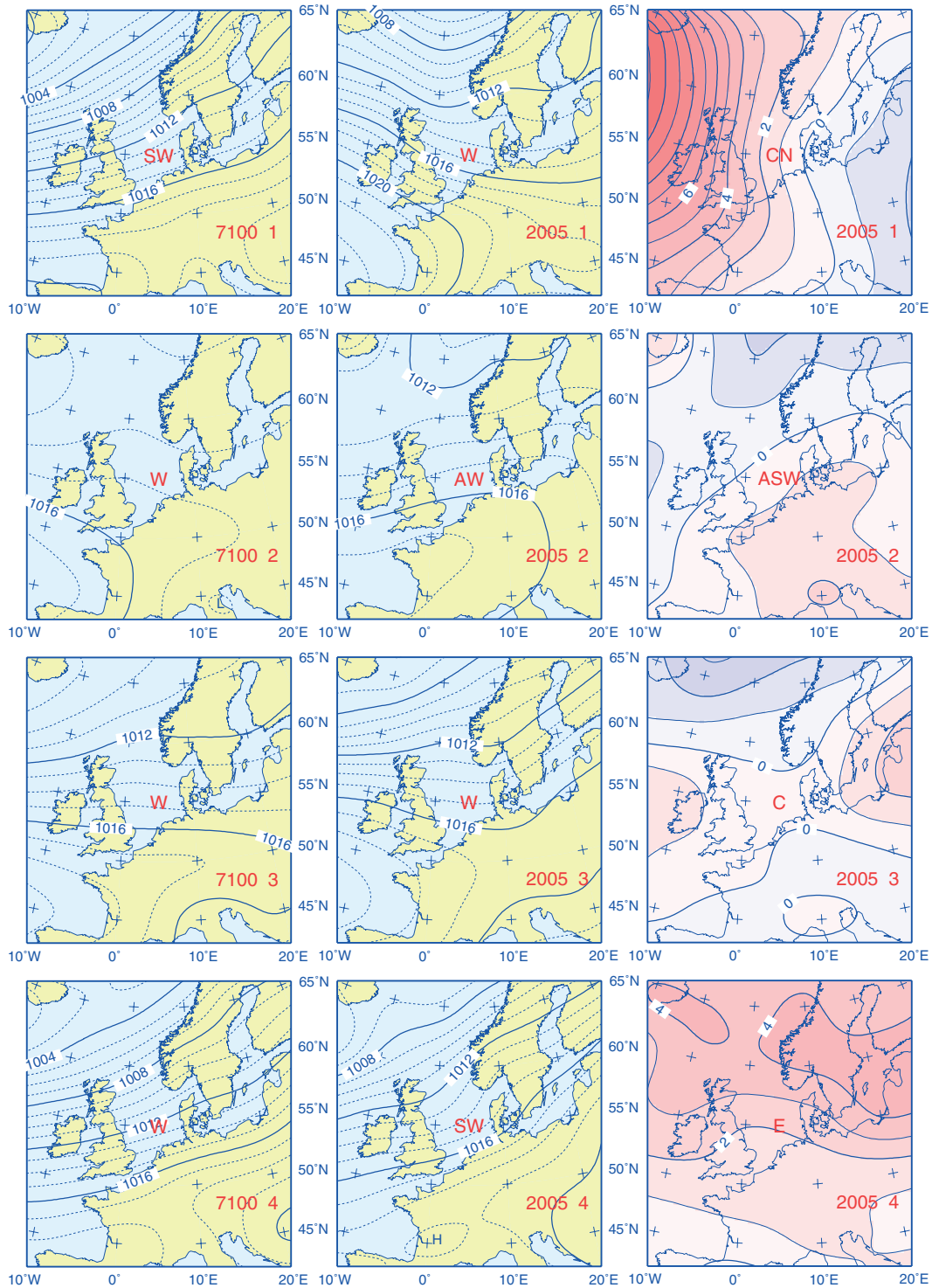


Abb. 2-8: Saisonale Luftdruckverteilungen im Meeresniveau (hPa) mit Klassifizierung. Links: Klimatologie (1971 – 2000), Mitte: 2005, rechts: Anomalien; 1 = Winter = Januar, Februar, März etc.

Fig. 2-8: Classified seasonal sea level pressure distributions (hPa). Left: climatology (1971 – 2000), middle: 2005, right: anomalies; 1 = Winter = January, February, March etc.

Zum Zeitpunkt des Frühlingsäquinoktiums kommt es gewöhnlich zu einer raschen und starken Abschwächung der Luftdruckgegensätze, die im April an der Spreizung der 1012 und 1016 hPa Isobaren ablesbar ist. Die im Frühsommer im Nordseeraum domi-

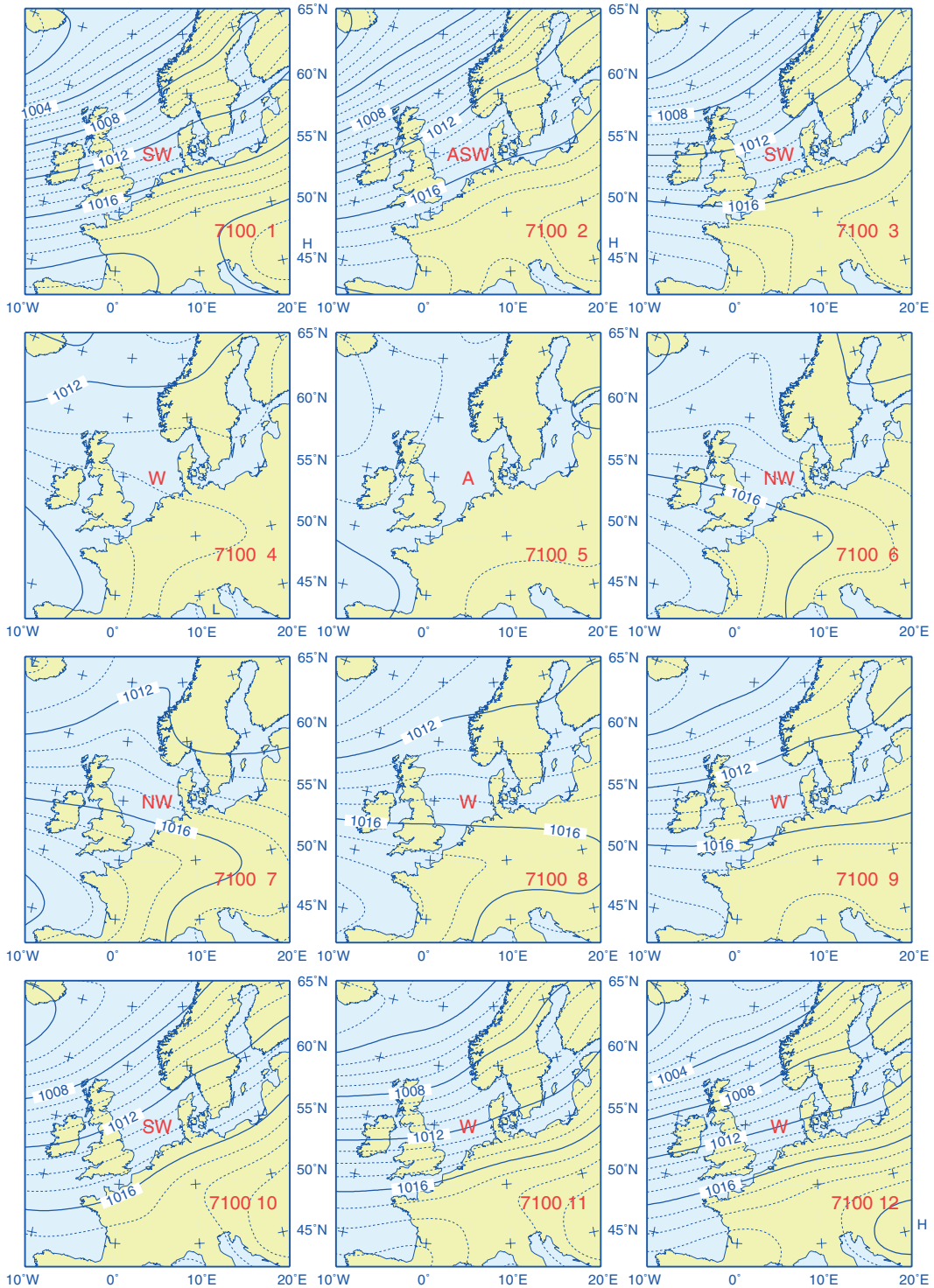


Abb. 2-9: Monatsklimatologie (1971 – 2000) der Luftdruckverteilung im Meeresniveau (hPa).

Fig. 2-9: Monthly climatology of sea level pressure (hPa), base period 1971 – 2000.

nante schwachwindige NW-Zirkulation ist an die Ausdehnung des ›Azorenhochs‹ nach Westeuropa gebunden. Der graduelle Übergang zu den starken W-Lagen des Herbstes geht mit der allmählichen Intensivierung der Tiefdruckaktivität im Nordatlantik und Südverlagerung der Polarfront ab Mitte August einher. Die saisonale Migration der Polarfront regelt den relativen Einfluss polarer und subtropischer Luftmassen, die sich in der klimatologischen Verteilung als quasipermanente Tief- und Hochdruckge-

bierte abbilden. Die besondere geographische Lage der Nordsee im Übergangsbereich von Islandtief und Azorenhoch bedingt die Unterdrückung von hybriden und wirbelhaften Zirkulationsmustern, die auf kürzeren Zeitskalen für transiente Drucksysteme nicht nur charakteristisch sind, sondern auch vorherrschen (vgl. *Tab. 2-2, S. 45*).

Nachfolgend werden die monatlichen Druckverteilungsmuster des Jahres 2005 (*Abb. 2-10*) und deren Abweichungen vom klimatologischen Zustand (*Abb. 2-11*) diskutiert¹. Die zugeordneten Zirkulationsmuster sind in *Tab. 2-3, S. 57* zusammengefasst und früheren Ergebnissen zu ›Wetterlagenstatistik‹ und ›Nordatlantische Oszillation‹ gegenübergestellt.

Anders als im Vorjahr stimmen die aktuellen Druckverteilungsmuster qualitativ nur in 2 Fällen, nämlich im März und August, mit den klimatologischen Mustern überein, wie identische Klassifizierungen (SW, W) belegen. Anhand der Abweichungen von der Klimatologie (*Abb. 2-11*) wird jedoch deutlich, dass im März eine erheblich abgeschwächte SW-Zirkulation herrschte. Die Intensitätsanomalie bei »normaler« Zirkulationsform (SW) illustriert nebenbei die Wirkung des in diesem Monat extrem negativen NAO-Index (-3.7). Tatsächlich stellen diese diffusen Druckverhältnisse im Nordseeraum eine Fortsetzung ähnlicher Verhältnisse im Februar dar, für den bereits früher eine annähernde Gleichverteilung der Hauptwetterlagen festgestellt worden war (*Abb. 2-7, S. 49*). Gemeinsam mit ungewöhnlich häufigen Sturmereignissen im Januar resultierte ein »schizophrener« Winter, dessen zunächst anomal milde Temperaturbedingungen durch einen relativ strengen Spätwinter kompensiert wurden.

Die geringsten Abweichungen vom klimatologischen Zustand ergaben sich für den Zeitraum Juni bis September. Starke linksdrehende Richtungsabweichungen traten insbesondere im April aber auch im Oktober auf und bedingten eine S-liche Anströmung, die überdurchschnittliche Erwärmungs- bzw. unternormale Abkühlungsraten der Nordsee zur Folge hatte. Die schwachen klimatologischen Luftdruckgegensätze im April und Mai (*Abb. 2-9, S. 53*) sind Ausdruck etwa gleichverteilter Richtungswetterlagen. Die recht starken Anomaliecluster (*Abb. 2-11, S. 56*) bilden sich in dieser Jahreszeit fast unverändert in den aktuellen Luftdruckverteilungen ab (*Abb. 2-10, S. 55*). Die W-Anströmung führte im Mai 2005 zu einer Renormalisierung des fortgeschrittenen saisonalen Temperaturanstiegs.

Rechtsdrehende Druckanomalien traten außer im Januar auch im Dezember auf. Im zweiten Fall zeichneten sich diese durch abnormen Hochdruck über dem Nordmeer und negative Druckabweichungen über Kontinentaleuropa aus (*Abb. 2-11, S. 56*). Dieses NE-Muster schlug sich im Nordseeraum, ähnlich wie bereits im Februar und März, in einer diffusen, abgeschwächten Zirkulation nieder, die den Abbau des abnormen Wärmeüberschusses der Nordsee aus dem »goldenen« Herbst voran brachte.

Ein Vergleich der Anomaliecluster mit der häufigsten Wetterlage des jeweiligen Monats zeigt (*Tab. 2-3, S. 57*), dass letztere die Monatsmuster meistens dominieren. Da diese Hauptwetterlagen selbst oftmals anomale Häufungen darstellen, ist dies nicht allzu überraschend. Abweichungen von dieser grundsätzlichen Übereinstimmung ergeben sich vor allem aus der Beschränkung der ›Wetterlagenstatistik‹ auf 6 Haupttypen sowie für »pathologische« Monate, für die sich keine einzelne dominante Wetterlage angeben lässt.

1. Die aktuellen Druckverteilungsmuster lassen sich als additive Überlagerungen der Klimatologie- und Anomaliekomponenten auffassen. So resultiert beispielsweise die W-Anströmung im Januar 2005 als qualitative Vektorsumme der Komponenten SW und NW (vgl. *Tab. 2-3, S. 57*).

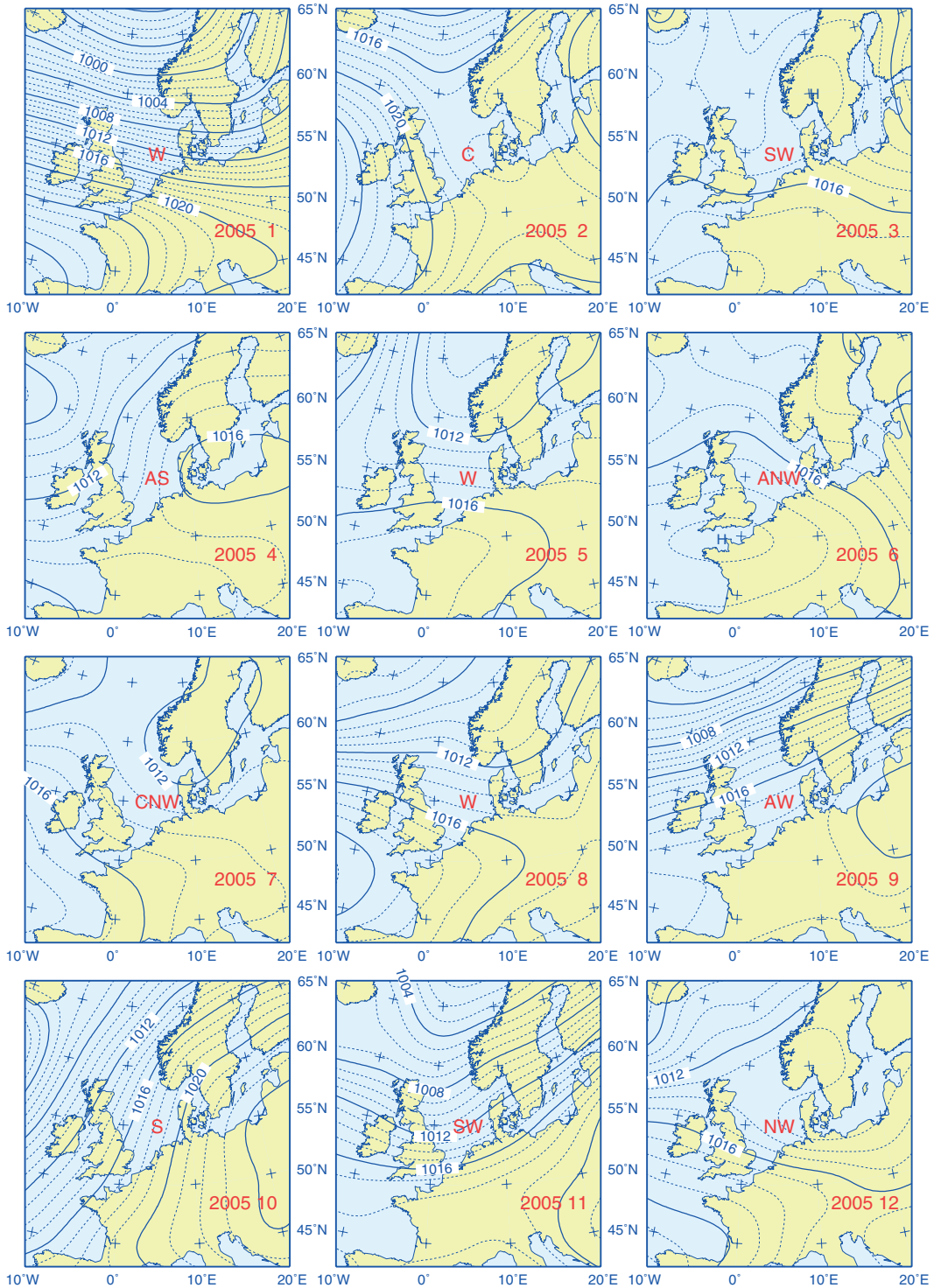


Abb. 2-10: Monatliche Luftdruckverteilungen im Meeresniveau (hPa) im Jahr 2005.

Fig. 2-10: Monthly sea level pressure distributions (hPa) in 2005.

In Hinsicht auf den ebenfalls in Tab. 2-3, S. 57 mitgeteilten NAO-Index ist festzustellen, dass dieser die atmosphärische Zirkulation im Winter und Herbst des Jahres 2005 in grober, aber konsistenter Weise erfasst. Auch wenn Übereinstimmungen außerhalb dieser Jahreszeiten – wie im Fall der verstärkten W-Zirkulation im August – vorkommen, ist der NAO-Index im Sommerhalbjahr kein geeignetes Maß für die Stärke der Zonalzirkulation stromab von 10° W. Als Beispiel möge die Luftdruckverteilung im Mai

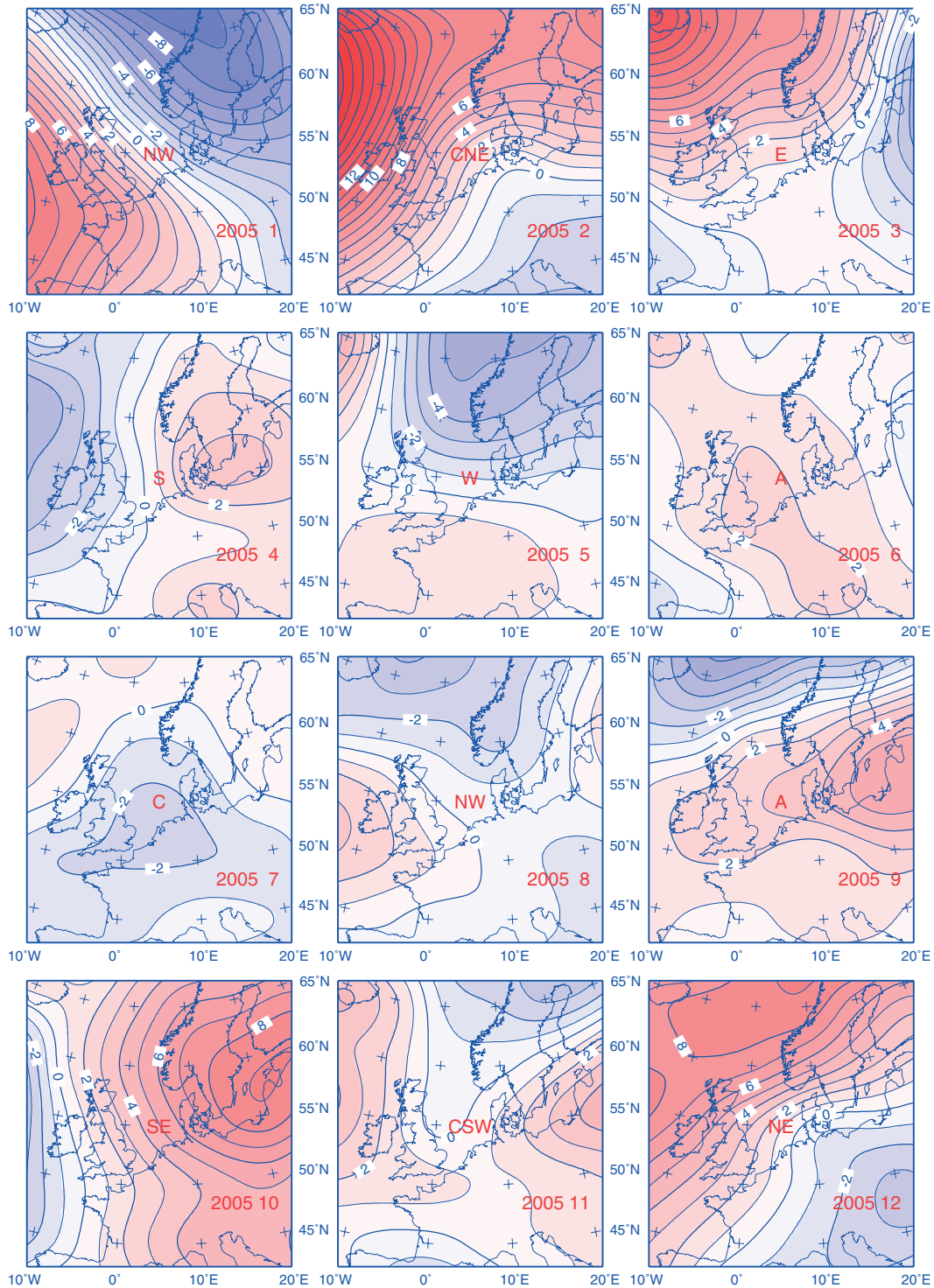


Abb. 2-11: Monatliche Anomalien des Luftdrucks im Meeresniveau (hPa) im Jahr 2005.

Fig. 2-11: Monthly SLP-anomalies (hPa) in 2005.

2005 dienen, als im Nordseegebiet eine ähnlich starke W-Zirkulation herrschte wie später im August, während der Index von -1.2 auf eine abgeschwächte W-Advektion hinweist.

Im Vorstehenden wurden die gravierendsten Abweichungen der atmosphärischen Zirkulationsmuster im Jahr 2005 von den klimatologischen Verhältnissen herausgearbei-

tet. Die Intensität der Zirkulation und Zirkulationsanomalien wurde dabei nur qualitativ behandelt, denn diese lässt sich anhand der jeweiligen Druckverteilungen lediglich abschätzen. Einen effizienteren Zugang eröffnet die im nachfolgenden Kapitel präsentierte quantitative Analyse des gestrophischen ›Nordseewindes‹, der in direkt proportionaler Beziehung zum Druckgradienten steht.

	<i>CLIMATE</i>	<i>2005</i>	<i>ANOMALY</i>	<i>MAIN W. T.</i>	<i>NAO INDEX</i>
<i>JAN</i>	SW	W	NW	NW13	1.23
<i>FEB</i>	ASW	C	CNE	NE6	0.01
<i>MAR</i>	SW	SW	E	SE7	-3.70
<i>APR</i>	W	AS	S	SE9	0.41
<i>MAY</i>	A	W	W	NW&SW22	-1.22
<i>JUN</i>	NW	ANW	A	A11	-1.17
<i>JUL</i>	NW	CNW	C	C9	0.85
<i>AUG</i>	W	W	NW	NW11	2.19
<i>SEP</i>	W	AW	A	A12	2.07
<i>OCT</i>	SW	S	SE	A13	-2.15
<i>NOV</i>	W	SW	CSW	SW15	1.14
<i>DEC</i>	W	NW	NE	NW9	-0.14

Tab. 2-3: Klassifizierung monatlicher Luftdruck(anomalie)felder (Abb. 2-9 bis Abb. 2-11), häufigste Wetterlagen (Tage, Abb. 2-7) und NAO-Index (Abb. 2-1).

Table 2-3: Classification of monthly SLP (-anomaly) fields (Fig. 2-9 to Fig. 2-11), most frequent weather types (days) from Fig. 2-7, and NAO Index (Fig. 2-1).

2.5 Nordseewind

Der ›Nordseewind‹ ist nichts Anderes als der im Rahmen der Klassifizierung der täglichen Wetterlagen berechnete geostrophische Wind an der Position 5° E, 55° N, der für das Gebiet zwischen 0° – 10° E und 50° – 60° N repräsentativ ist (vgl. *Abb. 2-3, S. 42*). Um einen Eindruck von der zwischenjährlichen Variabilität der Windverhältnisse zu geben, wird hier zunächst ein Vergleich des saisonalen Nordseewindes für die Jahre 2004 und 2005 geboten. Anschließend wird die zeitliche Entwicklung des vektoriel- len Nordseewindes anhand von virtuellen Trajektorien diskutiert. Im letzten Abschnitt wird eine Auswertung der Sturmhäufigkeit im Nordseeraum präsentiert.

2.5.1 Saisonale Vektorwinde

Abb. 2-12 zeigt saisonale Wahrscheinlichkeitsellipsen des täglichen vektoriel- len Nordseewindes für die Jahre 2004 und 2005, die unter der Annahme einer bivariaten Gauß- verteilung konstruiert wurden. Für eine detaillierte Beschreibung des statistischen Ver- fahrens wird auf LOEWE ET AL. (2005) verwiesen.

Im Zentrum der Ellipsen und in Richtung der großen Halbachse ist die jeweilige Jah- reszeit angegeben (1 = JFM = Winter, 2 = AMJ = Frühling, etc.). Der aus täglichen u- und v-Komponenten bestimmte mittlere Vektorwind ist vom Ellipsenzentrum zum Ur- sprung (0,0) gerichtet. Die Orientierung der Hauptachsen ist durch die Richtungen sta- tistisch unabhängiger (unkorrelierter) Windkomponenten festgelegt. Die Länge der El- lipsenhalbachsen beträgt 1.1774 Standardabweichungen dieser Windkomponenten, so dass theoretisch 50 % der täglichen Winde aus dem Ellipsengebiet zum Ursprung wehen. Die horizontalen und vertikalen Mittelpunktabstände zum Ellipsenrand ent- sprechen 1.1774 Standardabweichungen der zonalen (u) und meridionalen (v) Wind- komponenten. Winde außerhalb der Ellipsen sind durch Kreuze gekennzeichnet und lassen sich über die Farbe den Jahreszeiten zuordnen. Zur Unterstützung der nach- folgenden Diskussion wurden einige statistische Kenngrößen des Nordseewindes in *Tab. 2-4, S. 60* zusammengestellt.

Die exzentrische Lage der Windellipsen im 2. und 3. Quadranten (*Abb. 2-12*) verdeut- licht, was bereits im Rahmen der Verteilung der Zirkulationszustände (*Abb. 2-4, S. 43*) angesprochen wurde: die Nordsee befindet sich in der Breitenzone ostwärts wandern- der Wellen und Wirbel. Diese bedingen eine Vorherrschaft von Winden aus der west- lichen Hemisphäre, wie relative Häufigkeiten von 72 % (2004 & 2005) belegen. Die Vektorwindgeschwindigkeiten (V) sind von der zonalen Windkomponente (u) dominiert (*Tab. 2-4*), während die meridionalen Windkomponenten dazu neigen, sich im Mittel zu kompensieren ($v \ll u$). Die Richtungsvariabilität hat dabei zur Folge, dass die saiso- nalen bzw. jährlichen Vektorwindstärken (V) deutlich geringer als entsprechende Mit- telwerte des Windbetrags (VEL) ausfallen. Die Richtungsstabilität oder Persistenz (V/ VEL) liegt in der Größenordnung von 50 % und ist gewöhnlich im Frühjahr am gerings- ten (*Tab. 2-4*), wenn auch der 1. (NE) und 4. (SE) Quadrant eine relativ hohe Zustands- dichte aufweisen (*Abb. 2-12*).

Die Zustandsdichte im NW-Quadranten ist übers Jahr von 39 % (2004) auf 36 % ge- fallen und lag damit gleichauf mit derjenigen im SW-Quadranten. Während der NW- Quadrant gewöhnlich im Herbst und Winter erheblich geringer und in den verbleiben- den Jahreszeiten etwa gleichstark besetzt ist wie der SW-Quadrant, ergaben sich im Jahr 2005 für alle Jahreszeiten um 2 – 6 Punkte höhere Besetzungsdichten von 34 –

42 %; eine Ausnahme bildete der »goldene« Herbst, in dem mit 44 % zu 28 % nicht nur ein starkes SW-Übergewicht herrschte, sondern auch die Dichte im SE-Sektor ein saisonales Extremum von 20 % erreichte (Abb. 2-12).

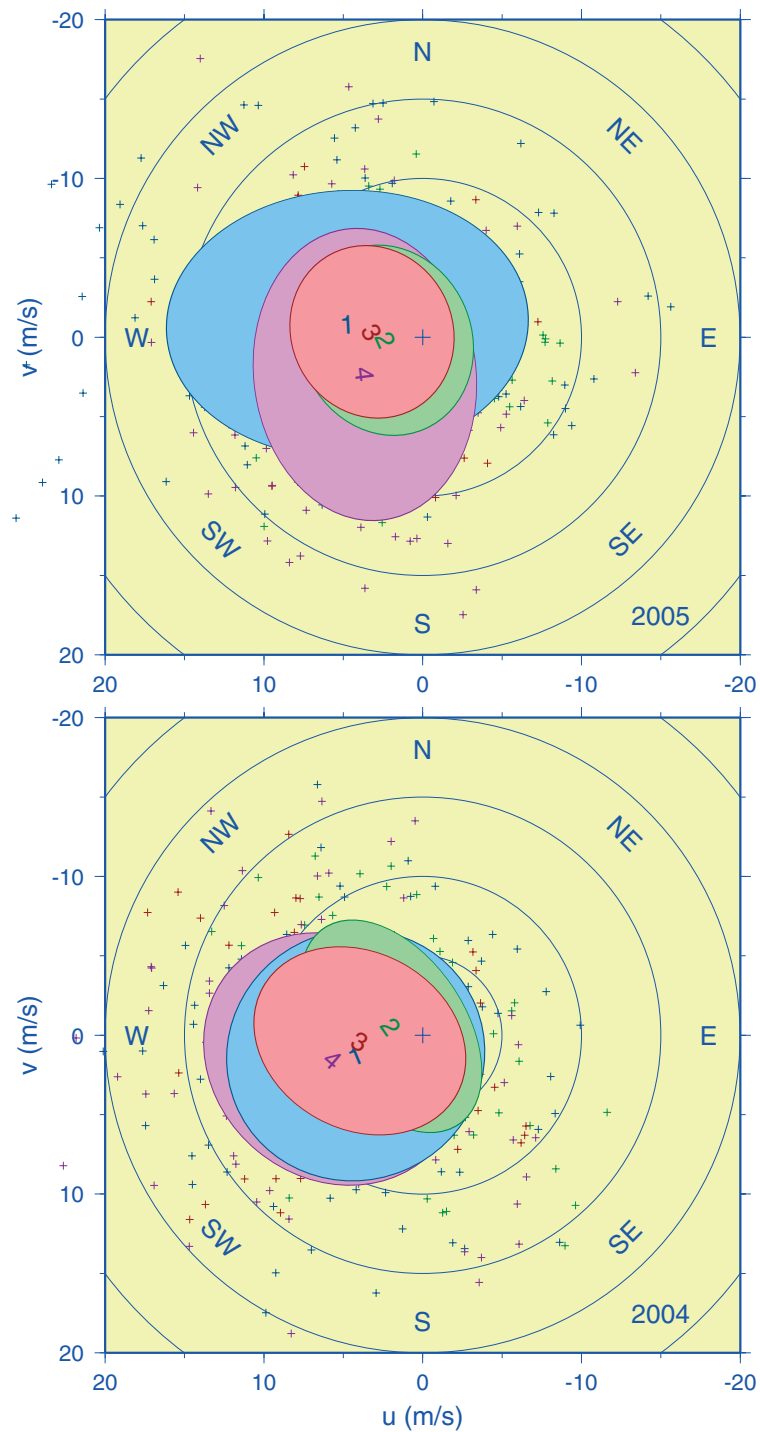


Abb. 2-12: Saisonale 50%-Wahrscheinlichkeitsellipsen des »Nordseewindes« (1 = Winter = JFM, 2 = Frühling, etc.); oben: 2005, unten: 2004.

Fig. 2-12: Seasonal 50 % probability ellipses for the »North Sea Wind« (1 = winter = JFM, 2 = spring, etc.); top: 2005, bottom: 2004.

Die Vektorwindstärken (V) reduzierten sich gegenüber den Vorjahreswerten im Jahresmittel (-0.5 m/s), im Sommer (-0.8 m/s) und vor allem im Herbst (-1.5 m/s). Tatsächlich schwachwindiger war jedoch nur das Sommerquartal, denn die entsprechenden Geschwindigkeitsbeträge (VEL) unterscheiden sich für die anderen Zeiträume kaum (Tab. 2-4). Im Winter herrschte eine ähnlich starke Richtungsvariabilität wie im Herbst bzw. auf Jahressicht, so dass sich die gegenüber dem Vorjahresquartal um 21 % angestiegene Windgeschwindigkeit nur in einer moderat höheren Vektorwindstärke niederschlug.

Der Anteil von Starkwinden (Windstärken > 5 Bft oder 10 m/s) erhöhte sich im Winter und Herbst um 8 bzw. 3 Punkte auf jeweils 50 %. Im Frühjahr und Sommer halbierten sich hingegen die Starkwindereignisse auf 11 bzw. 12 % gegenüber dem Vorjahr. Übers Jahr ergab sich ein Rückgang von 33 auf 31 %. Starkwinde im NE- und SE-Quadranten blieben mit insgesamt 5 % bzw. 18 Ereignissen selten.

Die Windverhältnisse im Jahr 2005 zeichneten sich auf den betrachteten Zeitskalen gegenüber denen des Vorjahres durch eine geringere Richtungsstabilität ($PERS$) aus. Die scheinbar paradoxe Gleichförmigkeit der saisonalen Vektorwindrichtungen (V_{DIR}) täuscht dabei über eine hohe intrasaisonale Variabilität hinweg, der im folgenden Kapitel nachgegangen wird.

WIND	U	s_U	v	s_v	V	V_{DIR}	VEL	$PERS$	FE_{50}
2005	3.5	6.6	0.4	6.4	3.5	W	8.6	41	182
<i>JFM</i>	4.8	9.7	-0.8	7.1	4.8	W	11.4	42	300
<i>AMJ</i>	2.3	4.7	0.2	5.1	2.3	W	6.7	35	104
<i>JAS</i>	3.2	4.4	-0.3	4.6	3.2	W	6.3	51	88
<i>OND</i>	3.6	6.0	2.4	7.8	4.3	WSW	9.8	44	203
2004	4.0	6.3	0.6	6.1	4.0	W	8.4	48	166
<i>JFM</i>	4.2	6.9	1.3	6.7	4.4	WSW	9.4	47	202
<i>AMJ</i>	2.0	4.8	-0.6	5.7	2.1	WNW	7.0	29	108
<i>JAS</i>	4.0	5.7	0.4	5.0	4.0	W	7.4	54	122
<i>OND</i>	5.7	6.9	1.5	6.8	5.8	WSW	9.9	59	202

Tab. 2-4: Nordseewindstatistik. Mittelwerte und Standardabweichungen (m/s) für zonale (u, s_u) und meridionale (v, s_v) Windkomponenten, Vektorwind und -richtung (V, V_{dir}), Geschwindigkeitsbetrag (Vel), Persistenz (V/Vel in %) und »Fläche« der 50%-Wahrscheinlichkeitsellipse ($FE_{50} = 1.3863 \pi s_a s_b$ in J/kg).

Table 2-4: North Sea Wind statistics. Means and standard deviations (m/s) for zonal (u, s_u) and meridional wind components (v, s_v), vector wind and direction (V, V_{dir}), velocity (Vel), persistence (V/Vel in %), and »area« of 50%-probability ellipse ($FE_{50} = 1.3863 \pi s_a s_b$ in J/kg).

2.5.2 Zeitliche Entwicklung

Die zeitliche Entwicklung des Nordseewindes lässt sich in einem progressiven Vektor-
diagramm gut veranschaulichen. Abb. 2-13 zeigt die virtuelle Trajektorie für das Jahr 2005 gemeinsam mit dem Ensemble seit 1971. Diese Trajektorien entstehen durch sequentielle Vektoraddition der täglichen Windvektoren übers Jahr, wobei der Endpunkt eines Windvektors am Tag i den Anfangspunkt für denjenigen am Folgetag $i + 1$ bildet. Dieses kumulative Verfahren entspricht einer sukzessiven Integration des Vektorwindes über die Zeit, so dass die Achsen in Abb. 2-13 tatsächlich die Dimension einer Län-

ge haben. Die virtuellen Trajektorien lassen sich demnach als scheinbare Versetzungen auffassen, wobei eine Einheit von 1 m/s x Tag einer Distanz von 86.4 km entspricht. Die Zeitmarken 1, 2, 3, ..., O, N, D bezeichnen die Monatsanfänge (Januar,

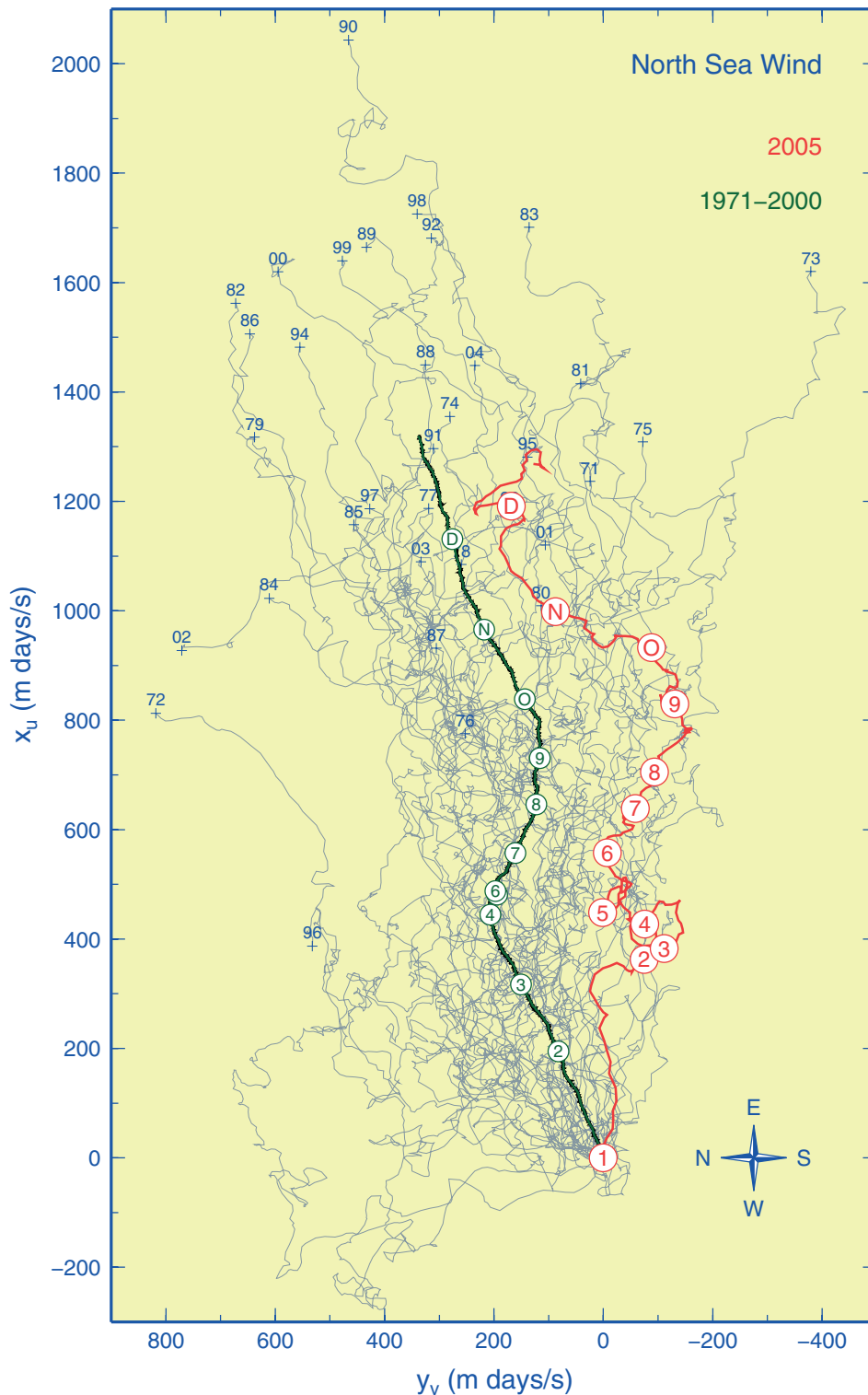


Abb. 2-13: Virtuelle Trajektorie des ›Nordseewindes‹ mit Ensemble und Klimatologie. Zeitmarken kennzeichnen Monatsanfänge, Jahreszahlen die Endpunkte der Ensemblemitglieder.

Fig. 2-13: Progressive daily vectors of the ›North Sea Wind‹ with ensemble and climatology. Markers indicate the first day in a month, years final points of ensemble members.

Februar, etc.). Der (geradlinige) Abstand zwischen zwei konsekutiven Zeitmarken dividiert durch die Monatslänge in Tagen liefert den monatlichen Vektorwind in m/s. Die scheinbare Nettoversetzung von etwa 32 000 km im Januar 2005 beispielsweise entspricht einer Windstärke von 12.0 m/s aus WzN (282°), während sich aus der Bruttoversetzung (Weglänge entlang der Trajektorie) von 41 400 km eine mittlere Windgeschwindigkeit (VEL) von 15.5 m/s ergibt.

Die Nettoversetzung im Jahr 2005 entspricht einem mittleren Vektorwind von 3.5 m/s aus W (264°) und Rang 16 im Gesamtensemble (35), welches den Wertebereich von 1.8 (1996) bis 5.7 m/s (1990) abdeckt. Der Endpunkt der Trajektorie befindet sich unweit des klimatologischen »Schwerpunkts« (3.7 m/s, 256°). Das Jahresmittel des Betrags der Windgeschwindigkeit lag im Jahr 2005 bei 8.6 m/s und nahm Rang 9 im Gesamtensemble ein. Die geringsten Windgeschwindigkeiten (Rang 1 – 3) traten mit 7.6, 8.0 und 8.3 m/s 2003, 1987 und 1976 auf, die höchsten (Rang 33 – 35) 1986, 2000 (je 9.6) und 1990 (10.0 m/s).

Für ein beliebiges Tagesdatum ergibt sich der klimatologische Vektorwind als resultierender Wind aus der mit dem Faktor 1/30 skalierten Vektorsumme der zum jeweiligen Datum gehörigen Winde des Zeitraums 1971 – 2000. Die klimatologische Trajektorie (grün) setzt sich sequentiell aus diesen täglichen Vektormitteln zusammen. Der Endpunkt jedes der 365 Teilstücke definiert den »Schwerpunkt« der Punktwolke des Ensembles am jeweiligen Tag, wie beispielhaft anhand der ausgezeichneten finalen Punkte der individuellen Trajektorien erahnbar ist (Abb. 2-13). Wie für die jährlichen Trajektorien lassen sich mittlere Vektorwinde aus den (geradlinigen) Abständen zwischen beliebigen Zeitmarken ableiten. Während sich jedoch für jene aus der Bruttoversetzung auch die mittlere Windgeschwindigkeit ergibt, trifft dies für die klimatologische Trajektorie nicht zu¹.

Die klimatologische Trajektorie bietet eine kompakte Zusammenschau der jahreszeitlichen Veränderungen der atmosphärischen Aktionszentren (Islandtief und Azorenhoch) im Nordatlantik. Die Variationen bzgl. Lage und Intensität dieser quasipermanenten Druckgebilde, die sich im Verlauf der Trajektorie spiegeln, wurden bereits im Rahmen der Diskussion der klimatologischen Luftdruckverteilungen erörtert (vgl. S. 51 und Abb. 2-9, S. 53). Die Trajektorie gliedert sich in drei Abschnitte. Gleichförmig kräftige Winde aus WSW prägen von Oktober bis März die kalte Jahreshälfte, die unvermittelt in die Stagnationsperiode im April und Mai übergeht, in deren Verlauf sich der Einfluss des Azorenhochs durchsetzt. An dessen Nordrand auftretende schwache WNW-Winde charakterisieren ab Juni den Durchschnittssommer.

Bei Interpretation und Einschätzung des Trajektorienverlaufs im Jahr 2005 ist zu beachten, dass Teilabschnitte dann gut mit dem klimatologischen Verlauf übereinstimmen, wenn sie sich durch Parallelverschiebung annähernd zur Deckung bringen lassen, also sowohl hinsichtlich Abschnittslänge als auch Richtung ähnlich sind. Dies trifft tatsächlich nur im Juni, Juli und September und mit Einschränkung im November zu.

Die gravierendsten Abweichungen von der Klimatologie ereigneten sich im Winter und Herbst. Die starke Westzirkulation, die bereits Anfang Dezember 2004 einsetzte (Lo-

1. Bei einer Gesamtlänge von 1508 m/s x Tag ergäbe sich beispielsweise im Jahresmittel eine Windgeschwindigkeit von nur 4.1 m/s, welche die aus dem 30-jährigen Mittel der Weglängen der Einzeltrajektorien berechnete korrekte Geschwindigkeit von 9.0 m/s erheblich unterschreitet. Die Diskrepanz resultiert aus der »Unterschlagung« täglicher »Umwege«. Werden die täglichen Teilstücke durch die skalierten Sequenzen der jeweils 30 zugrunde liegenden Vektoren ersetzt, führt dies zu einer »Entglättung« der klimatologischen Trajektorie, deren Länge von 3299 m/s x Tag (schwarz) dann zur korrekten mittleren Windgeschwindigkeit passt.

EWE ET AL. 2006), mündete im Januar in eine extensive Sturmphase, die in *Abb. 2-13* deutlich hervortritt. Vektorwindstärke (12.0 m/s) und Richtungsstabilität (77 %) fielen im Februar schroff auf 1.5 m/s und 14 % ab. Diese hochvariablen Windverhältnisse, die durch eine ungewöhnliche Häufung E-licher Wetterlagen zustande kamen (vgl. *Abb. 2-7, S. 49*), setzten sich über den März (1.9 m/s, 22 %) hinaus bis in den April fort, für den sie allerdings durchaus charakteristisch sind. Eine ähnlich hohe und untypische Windvariabilität wie im Spätwinter stellte sich erneut im Dezember ein (2.8 m/s, 26 %). Bemerkenswert ist schließlich die ungewöhnlich stabile Phase von SSW-Winden (200°) im Oktober (6.1 m/s, 70 %), die in der letzten Septemberdekade einsetzte und etwa 50 Tage andauerte.

2.6 Sturm

Das gehäufte Auftreten von Stürmen im Januar 2005 (*Tab. 2-1, S. 45; S. 46*) gab Anlass, die Entwicklung der Sturmhäufigkeit in den vergangenen Jahrzehnten eingehender zu untersuchen. Die Ergebnisse werden zur Interpretation der Hochwasserstandsentwicklung bei Cuxhaven herangezogen (vgl. *Abschnitt 3.4.3, S. 106*)

2.6.1 Sturmkriterium

Wie bereits weiter oben erläutert (*S. 42*), beruht die Klassifizierung der Wetterlagen im Nordseeraum auf einfachen Relationen zwischen Vorticity- und Windindex, wobei letztere sich aus räumlichen Ableitungen des Luftdruckfeldes im Meeresniveau ergeben. Diese Indexpaare wurden von JENKINSON UND COLLINSON (1977) in einer Ellipsengleichung kombiniert

$$\zeta^{*2}/4 + V^{*2} = G^{*2},$$

die den Sturmindex G^* definiert. Wind-Vorticity-Zustände werden sodann als Sturm (G), schwerer Sturm (SG) oder sehr schwerer Sturm (VSG) diagnostiziert, wenn der Betrag des Sturmindex die untere Klassengrenze von 30, 40 oder 50 hPa überschreitet (vgl. *Abb. 2-4, S. 43*).

Zur Umrechnung in anschauliche physikalische Einheiten – hier m/s und °/Tag – ist der Windindex mit $\beta = 0.62$, der Vorticityindex mit $\alpha = 2.72$ zu multiplizieren. Da die Halbachsen der Sturmellipsen durch

$$G^* = a^*/2 = b^*$$

bestimmt sind, ergeben sich die kritischen Halbachsen für G, SG und VSG zu

$$a = 2\alpha G^* = 163, 218, 272 \text{ °/Tag}$$

und

$$b = \beta G^* = 18.6, 24.8, 31.0 \text{ m/s}.$$

2.6.2 Sturm und Nordatlantische Oszillation

An anderer Stelle wurde bereits darauf hingewiesen (*S. 37*), dass die Variabilität vieler Zustandsgrößen des Nordseeraums von der Nordatlantischen Oszillation dominiert ist. Es erscheint darum unvermeidlich, den Zusammenhang zwischen Sturmhäufigkeit über der Nordsee und NAO-Zustand zu quantifizieren. Dieser wird hier durch den NAO-Index für das DJF-Winterquartal repräsentiert (LOEWE UND KOSLOWSKI 1998), während jene sich aus der Auszählung der täglichen Zirkulationszustände ergibt, die das Sturmkriterium erfüllen. Beide Größen sind in *Abb. 2-14* für das Zeitfenster 1970 – 2005 dargestellt.

Die Gesamtsturmhäufigkeit schwankte zwischen 9 (1979 & 2003) und 39 (1990) um einen Mittelwert von 20 Tagen und ist demnach rechtsschief verteilt. Die Anzahl schwerer Stürme lag bei maximal 8 (1990 & 1993), während sehr schwere Stürme an

höchstens 2 Tagen auftraten und in mehr als der Hälfte der Winter (19) ganz ausblieben. Der Schwingungscharakter der NAO offenbart sich in einer bimodalen Verteilung. Je 50 % der Indizes entfallen auf Werte diesseits bzw. jenseits des Bereichs 0.2 – 1.0, der Mittelwert (0.63) und Median (0.60) enthält. Die Mittelwerte dieser beiden NAO-Moden betragen – 0.75 und 2.02.

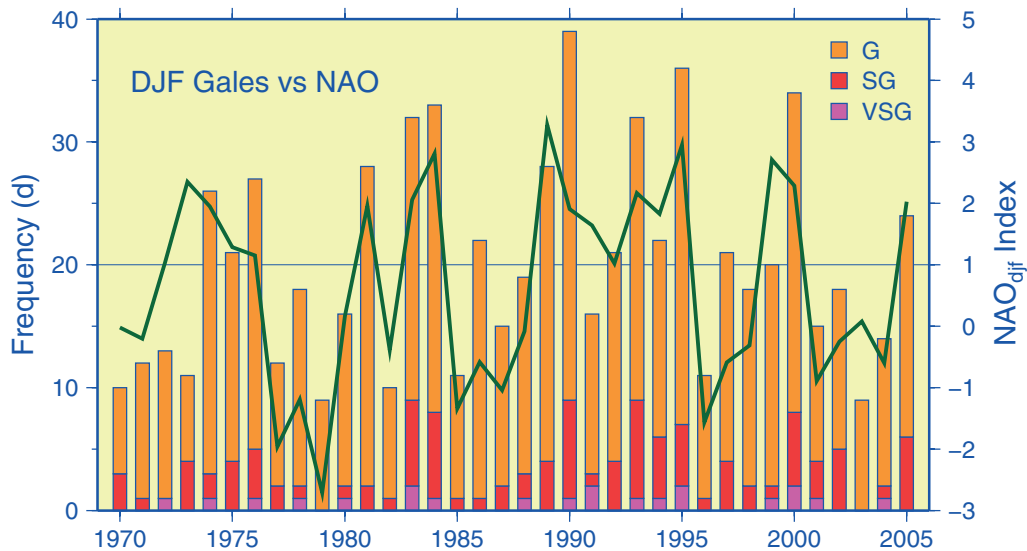


Abb. 2-14: Häufigkeiten der Sturmklassen G, SG und VSG in Tagen (gestapelt) im DJF-Winter mit Winter NAO-Index. Die Korrelation zwischen Gesamtsturmhäufigkeit und NAO-Index beträgt 0.71.

Fig. 2-14: Frequency of gale types G, SG, and VSG in days (stacked) in DJF winter and winter NAO index. The correlation between total gale frequency and NAO index amounts to 0.71.

Der Vergleich zwischen Gesamtsturmhäufigkeit und NAO-Index zeigt erwartungsgemäß eine klare Tendenz für hohe Sturmfrequenzen bei positivem NAO-Mode, d. h. verstärkter Westzirkulation im Nordatlantik. Dieser Zusammenhang tritt besonders deutlich in der langen positiven Phase 1989 – 1995 hervor. Andererseits gehen sturmschwache (und kalte) Winter häufig mit der negativen Phase der NAO einher (1979, 1985 – 1987, 1996). Die lineare Korrelation zwischen beiden Größen erreicht einen Wert von 0.71, was einer erklärten Varianz von 50 % entspricht. Der Zusammenhang ist jedoch keineswegs stationär, wie sich beispielsweise mittels rollender Korrelationen über kürzere Zeitfenster zeigen lässt (e. g. LOEWE ET AL. 2003). Bereits aus Abb. 2-14 ist eine deutliche Störung des Zusammenhangs klar ersichtlich, die bis 1973 andauerte. Eine besonders starke, stabile Kopplung (0.89, 80 %) lag im Zeitraum 1974 – 1989 vor, während seither ein recht stationärer, aber abgeschwächter Zusammenhang herrscht (0.73, 53 %). Diese Ergebnisse machen deutlich, dass die NAO die Sturmaktivität über der Nordsee nach wie vor maßgeblich beeinflusst, während sich die Nordseetemperaturentwicklung offenbar in der letzten Dekade vom NAO-Zustand entkoppelt hat (vgl. Abschnitt 3.5.4, S. 121).

2.6.3 Trends

Eine instruktive Darstellung der intrasaisonalen und zwischenjährlichen Veränderungen monatlicher Gesamtsturmhäufigkeiten (G + SG + VSG) seit 1970 bietet Abb. 2-15.

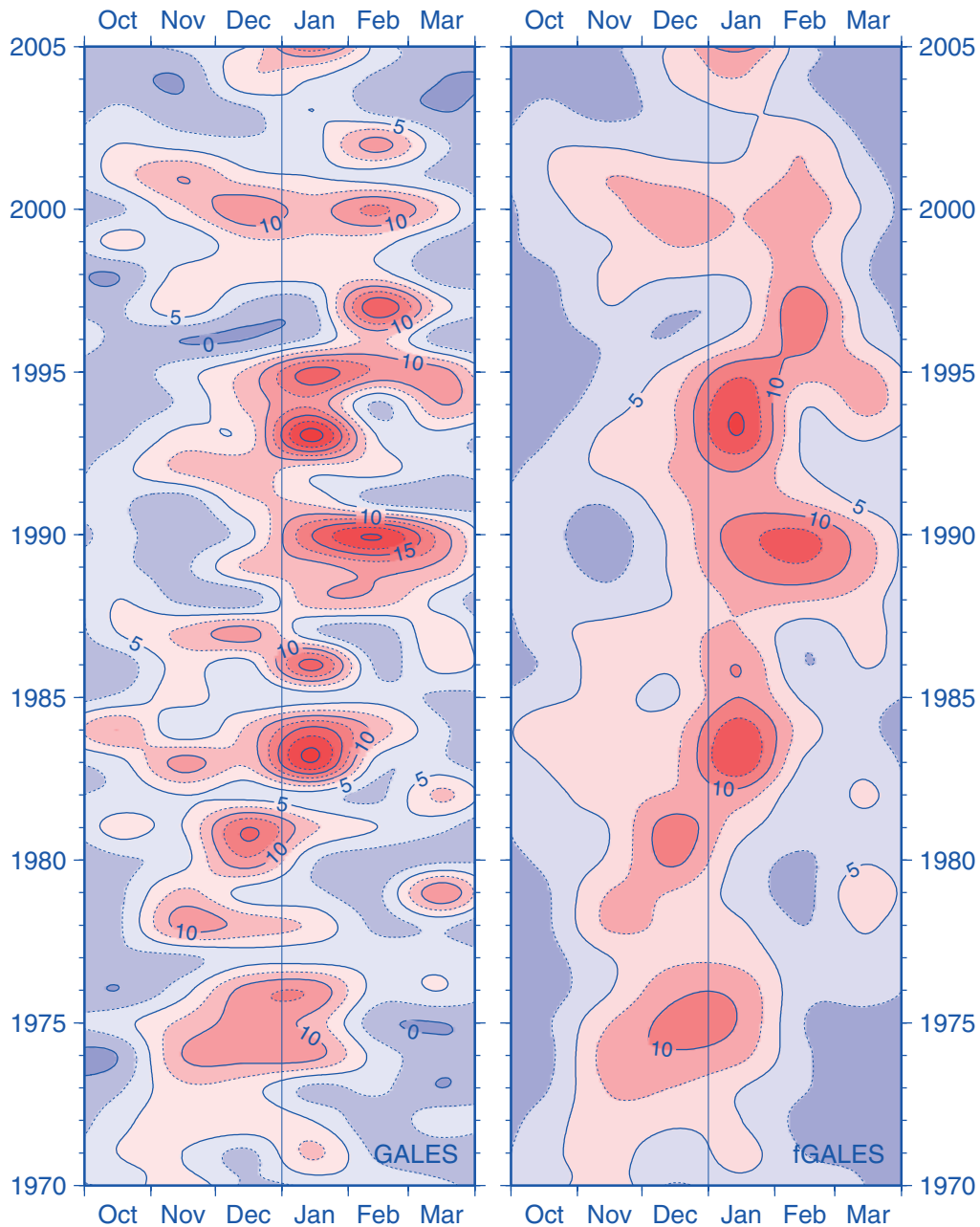


Abb. 2-15: Gesamtsturmhäufigkeit (G+SG+VSG) von Oktober bis März in Tagen. Jahreszahl gilt für JFM (OND jeweils vom Vorjahr). Rechts (fGales): in Jahresrichtung tiefpassgefiltert (Filterlänge 5 Jahre).

Fig. 2-15: Total gale frequency (G+SG+VSG) in days from October through March. Years refer to JFM (OND from previous year, respectively). Right panel (fGales): lowpass filtered in yr-direction (filter length 5 yrs).

Die Kernsturmsaison (> 5 Ereignisse) erstreckt sich gewöhnlich über etwa 3 Monate. Ihr Schwerpunkt verlagerte sich Anfang der 1980er Jahre vom Dezember in den Januar und wanderte 1997 in den Februar aus. Abgesehen von einer beachtlichen Häufung von Herbststürmen in den Jahren 1999 & 2000, blieben die Sturmfrequenzen seit Herbst 1987 deutlich hinter denen des früheren Zeitabschnitts zurück. Die Sturmhäufigkeit im Spätwinter unterlag indessen einer entgegengesetzten Entwicklung. Weiters zeichnet sich der Zeitraum 1983 – 1995 durch eine gegenüber den angrenzenden

Zeitabschnitten deutlich erhöhte Sturmaktivität aus. Insbesondere ist die seit 3 – 4 Jahren andauernde Schwachsturmphase derjenigen zu Beginn der 1970er vergleichbar.

Die Sturmhäufigkeit unterliegt (wie die NAO) erheblichen quasizyklischen Schwankungen im Intradekadenbereich. Der Varianzanteil im Periodenbereich von 6 – 9 Jahren liegt dabei in der gleichen Größenordnung wie die quasibiennale Variabilität, welche bereits im zickzackförmigen Verlauf der DJF-Zeitreihe hervortrat (Abb. 2-14) und hier (Abb. 2-15, links) in markanten horizontalen Einschnürungen (blau) im Abstand von 2 – 3 Jahren zum Ausdruck kommt. Die monatsweise Anwendung eines Gaußschen 5-Punkt Tiefpassfilters unterdrückt Zyklen < 5 a, betont die Variabilität im Periodenbereich von 6 – 9 a und bietet damit eine klarere Perspektive auf die mittelfristige Entwicklung (Abb. 2-15, rechts).

Eine detaillierte Trendanalyse der Gesamtsturmhäufigkeit wurde für Herbst (OND), Winter (JFM) und das Sturmhalbjahr (O2M) durchgeführt (Abb. 2-16). Die langfristige Entwicklung wird dabei allenfalls im Herbst durch ein lineares Trendmodell (grün) realistisch beschrieben. Die Sturmfrequenz ist danach seit 1970 signifikant rückläufig, nämlich um 2.3 Tage / Dekade oder insgesamt 8 Tage zurückgegangen.

Um auch für die anderen Jahreszeiten zu brauchbaren Trendschätzungen zu gelangen, wurden die Zeitserien zunächst einer 18-Punkt Tiefpassfilterung unterzogen ($\text{lp}18$, rot). Die resultierende langfristige Entwicklung wurde anschließend stückweise linearisiert (TOMÉ UND MIRANDA 2004), so dass ihr charakteristischer Verlauf in Form von partiellen linearen Trends quantifizierbar wird. Anfangs- und Endpunkte der Trendsegmente sind in Abb. 2-16 durch Sterne markiert.

Die Gesamtsturmhäufigkeit im Winter hat sich danach seit 1970 (10) bis Anfang der 1990er Jahre (25 Ereignisse) mehr als verdoppelt, ist jedoch seither mit einer Rate von – 9 Tagen / Dekade auf das Niveau der 1970er Jahre zurückgefallen. Obgleich Winterstürme erst seit Mitte der 1980er Jahre merklich häufiger auftreten als Herbststürme, wird die langfristige Entwicklung der Gesamtsturmhäufigkeit im Sturmhalbjahr von Änderungen im Winterquartal dominiert¹. Ursache hierfür sind natürlich die ausgedehnten trendschwachen Phasen bzw. die insgesamt vergleichsweise schwache Änderungsrate im Herbst. Lediglich der flache Anstieg des Plateaus zwischen 1984 und 1993 (1.3 Tage / Dekade) ist das Ergebnis starker entgegengesetzter Trends im Herbst und Winter. Unter extremen Exkursionen zwischen 52 (1994/95) und 13 Ereignissen (2002/03) ist die Gesamtsturmhäufigkeit im Sturmhalbjahr inzwischen ebenfalls auf das Ausgangsniveau des Analysezeitraums von 26 Sturmtagen zurückgefallen.

2.6.4 Starksturm

Der Term ›Starksturm‹ bezeichnet nachfolgend die Teilmenge der schweren und sehr schweren Stürme (SG + VSG). Unter Verwendung der Methoden des vorigen Abschnitts wird ihr relativer Anteil an der Gesamtsturmhäufigkeit untersucht (Abb. 2-17).

Im Zeitraum 1970 – 2005 schwankte der Anteil starker Stürme im Herbst, Winter und Sturmhalbjahr bei Standardabweichungen von 11 (OND), 9 (JFM) und 7 % (O2M) um

1. Auch im Intradekadenbereich besteht eine hohe Kohärenz zwischen den quasizyklischen Variationen der JFM- und O2M-Zeitreihe, wie insbesondere dem näherungsweise phasengleichen Verlauf der $\text{lp}5$ -Kurven zu entnehmen ist (Abb. 2-16, blau). Der lineare Korrelationskoeffizient zwischen den Rohzeitreihen beträgt 0.84. Der entsprechende lineare Zusammenhang zwischen OND- und O2M-Reihe ist mit $R = 0.49$ erheblich schlechter.

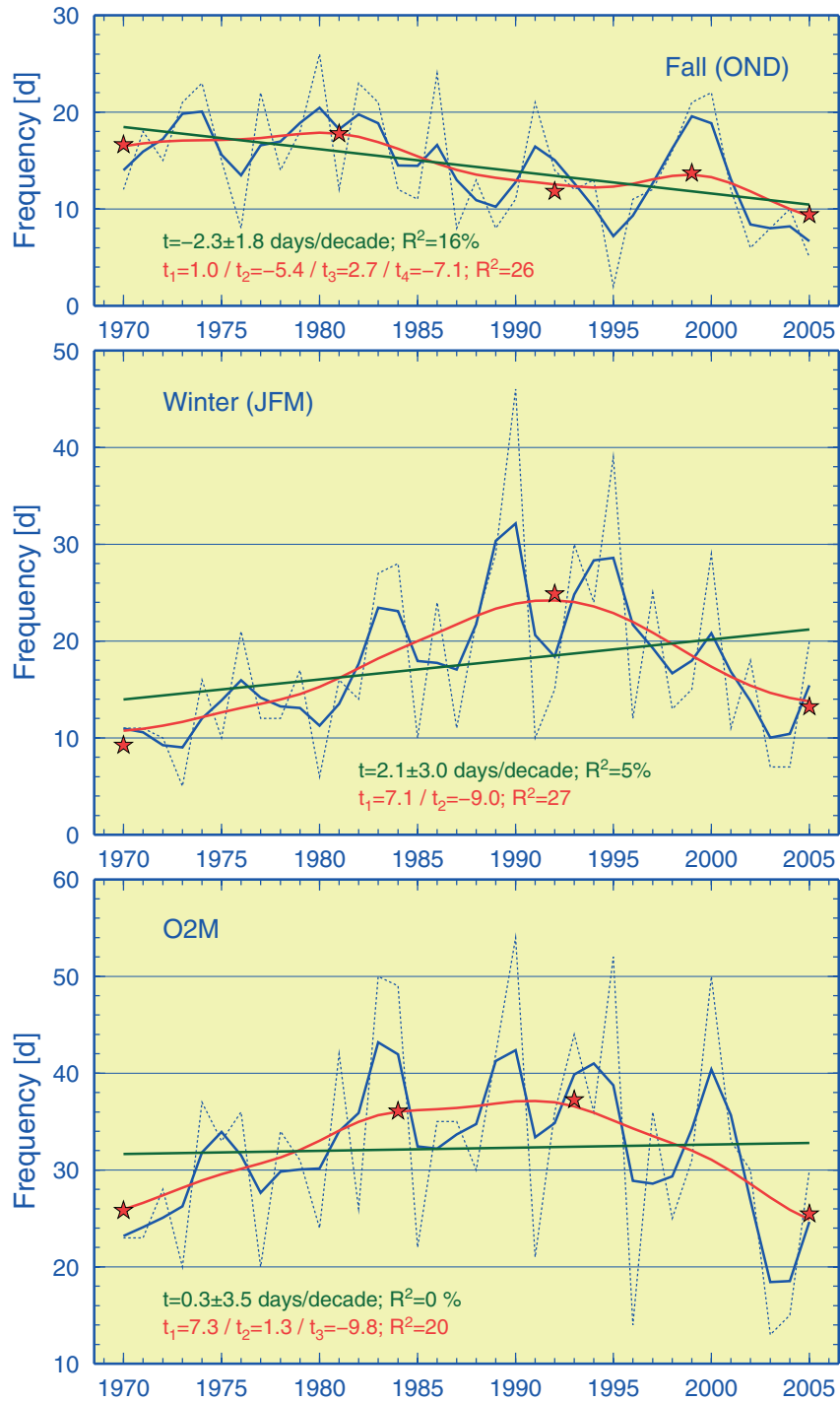


Abb. 2-16: Gesamtsturmhäufigkeit im Herbst, Winter sowie von Oktober bis März. Neben den Rohzeitserien (strichliert) und linearen Trends (grün; $\pm 95\%$ Konfidenzintervall), ist die tiefpassgefilterte Entwicklung für Filterlängen von 5 (blau) und 18 Jahren (rot, lp18) dargestellt. Sterne markieren Anfangs- und Endpunkte für an die lp18-Kurve angepasste stückweise lineare Trends; die »erklärten« Varianzen (R^2) beziehen sich auf die Rohzeitserien.

Fig. 2-16: Total gale frequency in fall, winter, and from October through March. Raw series (stippled) and overall linear trends (green, $\pm 95\%$ confidence interval) are shown along with low-pass filtered series for filter lengths of 5 (blue) and 18 yrs (red, lp18). Stars mark break points of piecewise linear trends fitted to lp18; accounted variances (R^2) refer to raw series.

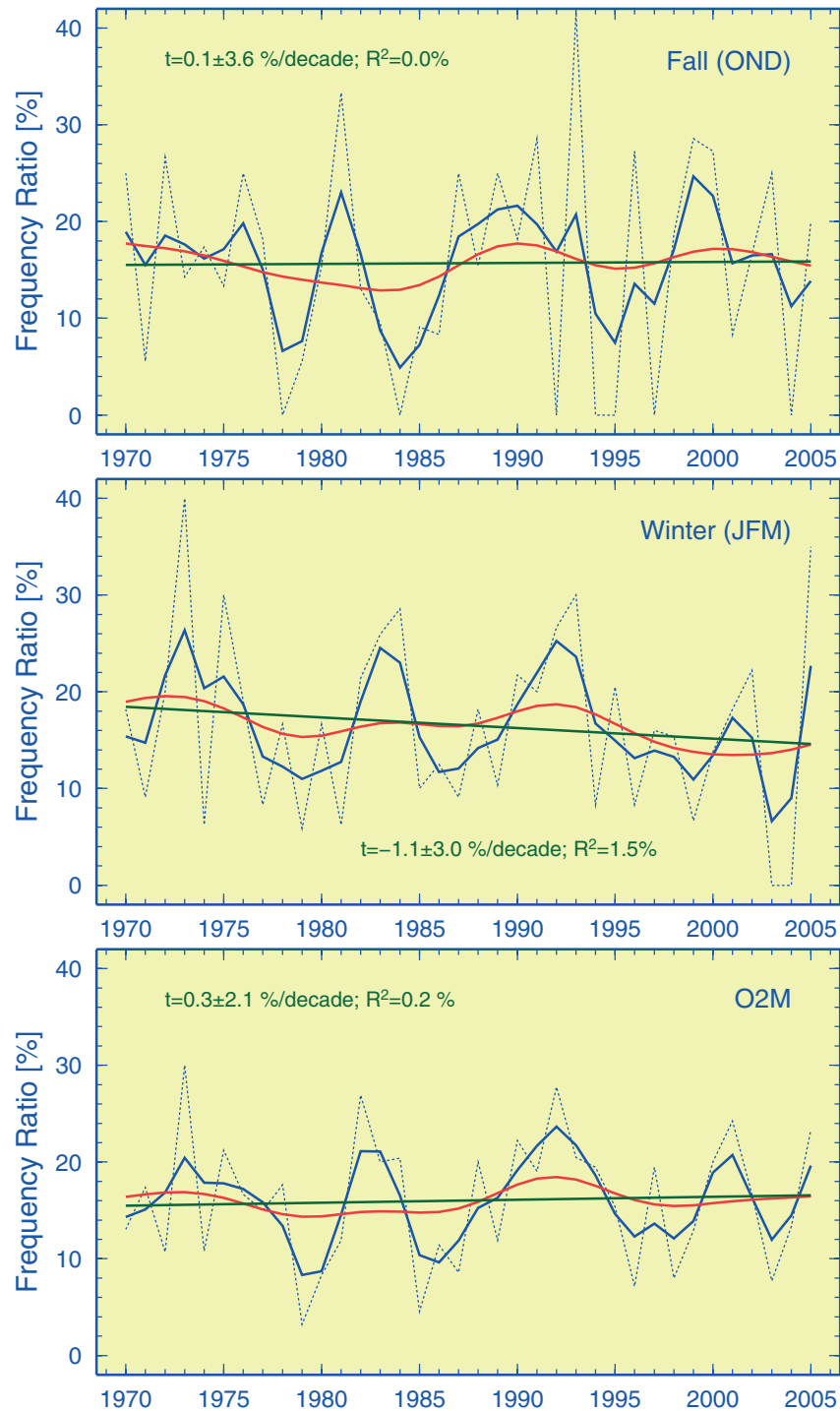


Abb. 2-17: Verhältnis der Häufigkeit schwerer und sehr schwerer Stürme (SG+VSG) zur Gesamtsturmhäufigkeit (G+SG+VSG). Sonst wie Abb. 2-16.

Fig. 2-17: Frequency ratio of severe and very severe gale days (SG+VSG) to total gale days (G+SG+VSG). Otherwise as Fig. 2-16.

ein mittleres Niveau von 16 %. Starke Herbststürme blieben seit Beginn der 1990er Jahre häufiger aus (6mal) als zuvor (2mal). Entsprechende Winterstürme fehlten nur in den Jahren 2003 und 2004 vollständig, erreichten jedoch im Berichtsjahr mit 7 SG-Ereignissen einen extrem hohen relativen Anteil von 35 %.

Signifikante lineare Trends (grün) ergaben sich für keine der Jahreszeiten, und auch die tiefpassgefilterten Zeitreihen (lp18, rot) undulieren nur schwach um die praktisch horizontalen Ausgleichsgeraden bzw. den mittleren relativen Starksturmanteil von 16 % oder 1/6. Infolgedessen verlief die langfristige Entwicklung der absoluten Starksturmhäufigkeiten weitgehend parallel zu derjenigen der Gesamtsturmhäufigkeiten (vgl. *Abb. 2-16*): die Anzahl der Starkstürme stieg im Winter und Sturmhalbjahr von 1980 bis 1992 um jeweils 3 auf 4.7 und 7 an und fiel anschließend auf gegenwärtig (2005) 2.7 und 4.6 zurück.

Im Intradekadenbereich bestehen hingegen merkliche Unterschiede zur Gesamtsturmhäufigkeit. Im Winter und Sturmhalbjahr enthält letztere beispielsweise 5 Zyklen mit einer durchschnittlichen Schwingungsdauer von 7 a (*Abb. 2-16*), während die gefilterten Zeitreihen des Starksturmanteils nur 4 Schwingungen mit Scheitelwerten in den Jahren 1973, 1983, 1992 und 2001 und demnach Perioden von 9 – 10 a aufweisen (*Abb. 2-17, blau*). Aus diesem Grunde zeigt eine hohe relative Starksturmhäufigkeit nicht notwendig eine hohe absolute Häufigkeit von Starkstürmen an. Allerdings besteht hierfür durchaus eine ausgeprägte Neigung, denn die Anzahl von Starkstürmen lässt sich beispielsweise für das Sturmhalbjahr über die empirische Potenzfunktion $H_{rel}^{5/4}/6$ ($R^2 = 77\%$) gut abschätzen.

Der lineare Zusammenhang zwischen den absoluten Häufigkeiten von Starkstürmen im Sturmhalbjahr und Winter ($R = 0.80$) bzw. Herbst ($R = 0.49$) ist gleich gut wie für die entsprechenden Zeitreihen der Gesamtsturmhäufigkeit (*s. Fußnote, S. 67*). Desgleichen sind Starkstürme im Herbst und Winter der gleichen Sturmsaison unkorreliert; allerdings wurde eine recht hohe Lead-1 Korrelation von 0.42 zwischen Starkstürmen im Herbst und solchen im übernächsten Winter festgestellt. Für den relativen Anteil von Starkstürmen an der Gesamtsturmhäufigkeit ergaben sich ähnliche Zusammenhänge mit $R = 0.71$ (O2M vs. JFM), 0.59 (O2M vs. OND) und 0.30 (OND vs. JFM+1).

2.7 Lufttemperatur und Strahlung

Die Eigenschaften des atmosphärischen Zustands unterliegen den Änderungen der großräumigen Zirkulation, aber auch der lokalen Wechselwirkung mit der Meeresoberfläche. Im Hinblick auf ein Verständnis ozeanographischer Zustandsänderungen sind neben Kenntnissen des Windantriebs solche der Energieflüsse an der Grenzfläche Atmosphäre – Meer von Bedeutung. Die lokale Wassertemperatur ergibt sich beispielsweise aus der Strahlungsbilanz und den fühlbaren und latenten Wärmeflüssen (wenn advective Prozesse vernachlässigbar sind). Letztere sind in hohem Maße von Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur abhängig.

Eine wichtige Komponente der Oberflächenenergiebilanz ist die Globalstrahlung, d. h. die Summe der direkten und diffusen Sonneneinstrahlung. Messungen der Globalstrahlung und der Lufttemperatur werden vom DEUTSCHEN WETTERDIENST auf Norderney durchgeführt und freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Der Jahresgang 2005 der Globalstrahlung auf Norderney ist in *Abb. 2-18* gemeinsam mit der Klimatologie des Zeitraums 1971 – 2000 dargestellt.

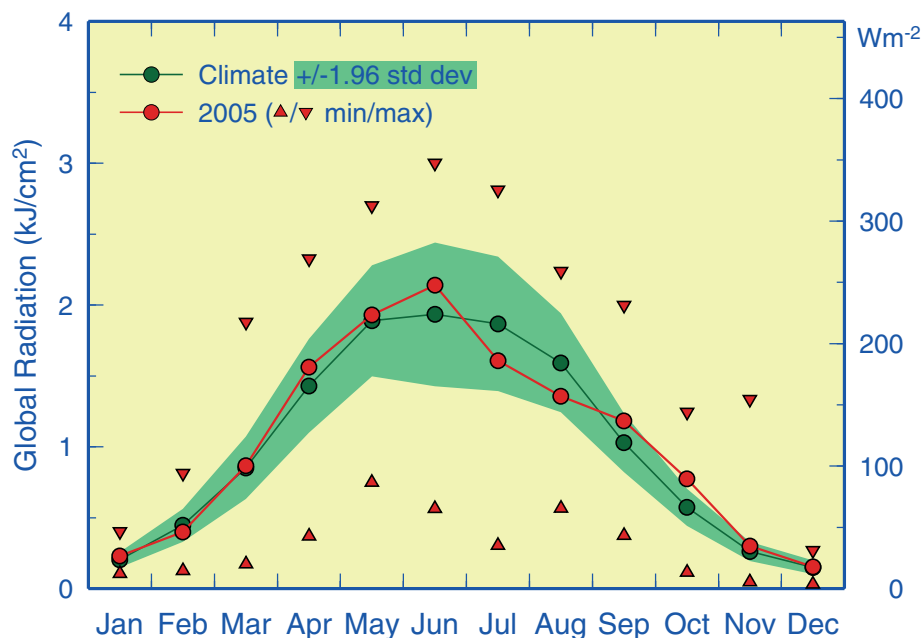


Abb. 2-18: Jahresgang 2005 der monatlich gemittelten Tagessummen der Globalstrahlung auf Norderney mit intramonatlichen Extrema sowie klimatologische Monatsmittel (1971 – 2000) mit 95%-Band (± 1.96 zwischenjährliche Standardabweichungen). 1 kJcm^{-2} entspricht einer Strahlungsflussdichte von 116 Wm^{-2} . Rohdaten: DEUTSCHER WETTERDIENST.

Fig. 2-18: Seasonal cycle in 2005 of monthly averaged daily global radiation totals at Norderney together with intramonthly extremes, 1971 – 2000 base period monthly means, and 95%-band (climatology ± 1.96 standard deviations). 1 kJcm^{-2} is equivalent to a radiation flux density of 116 Wm^{-2} . Raw data: DEUTSCHER WETTERDIENST.

Gegenüber dem Jahr 2004, welches sich durch eine fast ganzjährig durchschnittliche Sonneneinstrahlung auszeichnete (LOEWE ET AL. 2006), wich die aktuelle jahreszeitliche Entwicklung im Sommerhalbjahr merklich vom »normalen« Verlauf ab. Strahlungsüberschüsse im April, Juni, September und Oktober kamen dabei durch häufige Hochdruckwetterlagen zustande, die sich auch in den monatlichen Luftdruck(anoma-

lie)feldern ausprägten (vgl. Tab. 2-3, S. 57). Das Einbrechen der Globalstrahlung im Hochsommer war hingegen Folge zyklonaler NW-Lagen und der damit verbundenen unbeständigen Witterung – insbesondere von Mitte Juli bis Mitte August (vgl. Tab. 2-1, S. 45). Obgleich die Defizite von jeweils etwa -30 Wm^{-2} bei monatsweiser Betrachtung noch im »grünen Bereich« liegen, stellen sie in Summa eine ungewöhnliche Anomalie dar. Entsprechendes gilt für die permanenten Überschüsse von September bis November, obwohl sie nur im Oktober mit 23 Wm^{-2} (3 Standardabweichungen) das Signifikanzniveau überschritten und im November (5 Wm^{-2}) energetisch unbedeutend waren. Der extremen Strahlungsanomalie im Oktober entsprach eine Fastverdopplung der Sonnenscheindauer von gewöhnlich 100 h auf Helgoland (LEFEBVRE 2006); mit etwa 185 h lag sie auf dem gleichen Niveau wie in den Vormonaten Juli, August und September.

Anhand von Abb. 2-19 ist ein Vergleich der Lufttemperaturentwicklung im Jahr 2005 mit dem klimatologischen Jahresgang möglich. Nennenswerte Abweichungen vom normalen Temperaturgang traten im Januar, April sowie von August bis November ein und lassen sich wie die meist zeitgleichen Anomalien der Globalstrahlung (Abb. 2-18) auf Zirkulationsanomalien zurückführen (Tab. 2-3, S. 57). Die Mitteltemperaturen der meteorologischen Jahreszeiten (DJF, MAM ...) lagen im Winter und Frühjahr leicht oberhalb, im Sommer praktisch auf Normalniveau, denn die Abweichungen im Januar (2.8 K), April (1.7 K) und August (-1.1 K) wurden durch relativ normale »Umgebungstemperaturen« weitgehend kompensiert (Abb. 2-19). Der Herbst (SON) hingegen ist mit 12.2 °C der wärmste im Zeitraum 1971 – 2005, obgleich in keinem der Herbstmonate Rekordtemperaturen erreicht wurden.

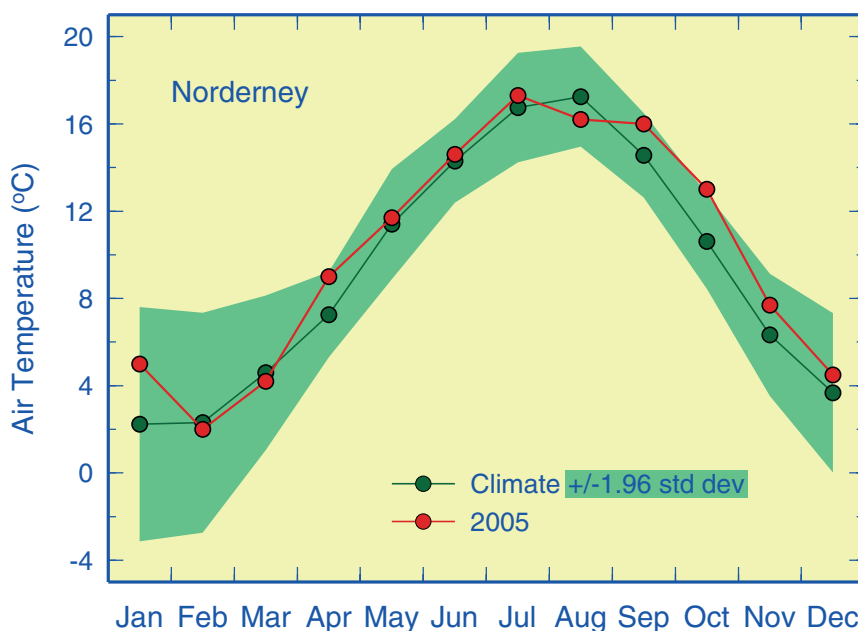


Abb. 2-19: Monatliche Lufttemperaturen auf Norderney für 2005 mit Klimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band (Klima ± 1.96 zwischenjährliche Standardabweichungen). Rohdaten: DEUTSCHER WETTERDIENST.

Fig. 2-19: Monthly air surface temperatures at Norderney for 2005 together with 1971 – 2000 base period means, and 95%-band (climatology ± 1.96 standard deviations). Raw Data: DEUTSCHER WETTERDIENST.

Im September fiel die Mitteltemperatur nicht wie üblich um 2.7 K ab, sondern hielt sich mit 16.0 °C auf dem Niveau des Vormonats (16.2 °C). Dies ist auch von daher ungewöhnlich, als der August (Rang 30) in den letzten Jahren regelmäßig deutlich zu warm war; 9 der 10 höchsten Monatsmittel des Zeitraums 1971 – 2005 traten seit 1990 ein. Während sich für die vorausgehenden Monate des Jahres ähnliche Tendenzen feststellen lassen, sind die 10 wärmsten der Monate September bis Dezember auf den genannten Zeitbereich gleichverteilt. Nichtsdestotrotz stellt die Temperaturanomalie von 2.4 K (P_{98}) im Oktober die markanteste Abweichung des Jahres dar. Mit 13.0 °C lag die Mitteltemperatur um 1.3 K höher als im Monat Mai.

Insgesamt ist 2005 für Norderney mit 10.1 °C das siebtwärmste der vergangenen 35 Jahre.

2.8 Zusammenfassung

Die Atmosphäre ist der Motor, der die Entwicklung des ozeanographischen Zustands der Nordsee wesentlich antreibt und steuert. Besonderheiten und Anomalien der atmosphärischen Zirkulation stehen vielfach am Anfang von Wirkungsketten, die sich über ozeanographische Zustandsvariablen, Verteilungsmuster von Schad- und Nährstoffen bis hin zu biologischen Anomalien erstrecken.

Nordatlantische Oszillation (S. 37 ff.)

Die NAO ist Bestandteil eines den Globus umspannenden Oszillationssystems, das Wetter und Klima entscheidend prägt. Der NAO-Index ist ein Maß für den Schwingungszustand der Luftdruckschaukel zwischen Island und den Azoren, welches Stärke und Richtung der Zonalzirkulation im Nordatlantik anzeigt. In der Nordseeregion sind indexkonforme Verstärkungen bzw. Abschwächungen der Zonalzirkulation gewöhnlich auf das Winterhalbjahr beschränkt. Der Winter NAO-Index (DJF-Quartal 2004/5) zeigte abweichend von den seit 1997 häufig neutralen Zuständen einen stark positiven Mode von 2.03 und eine entsprechend intensive Westzirkulation an. Da die NAO zwischen Dezember (3.3) und März (– 3.7) einem extremen Abschwung unterlag, waren die Lufttemperaturen im Nordseeraum nur bis Ende Januar deutlich zu mild, anschließend tendenziell zu kühl. Die hochamplitudige Schwingung der NAO im Jahr 2005 war von ähnlicher Qualität wie 2002 und bildete sich im Phasenraum der dynamischen NAO-Zustände seit 1879 als raumgreifende elliptische Trajektorie ab.

Großwetterlagen (S. 41 ff.)

Der aus täglichen Luftdruckfeldern im Meeresniveau abgeleitete Wetterlagenkalender für die Nordsee ist ein wichtiges Hilfsmittel zur Interpretation von anomalen Zuständen und besonderen Ereignissen, die (un)mittelbar mit der atmosphärischen Zirkulation in Zusammenhang stehen. Bzgl. der Wetterlagen selbst wird festgehalten, dass antizyklonale Lagen A (17 %), gefolgt von C-, NW-, W- und SW-Lagen mit relativen Häufigkeiten um 10 %, die stärksten Fraktionen unter den 27 Zirkulationsformen bildeten. Für die seltene E-Lage, die im Jahr 2004 nur 1mal eintrat, ergab sich der stärkste relative Zuwachs (1300 %). Die Sturmfrequenz stieg von 20 (2004) auf 26 Tage an, blieb aber weiter deutlich unter Normalniveau, denn Herbststürme (5) traten extrem selten ein. Allein 15 Sturmtage entfielen auf eine 3wöchige Rapid-Development-Phase zu Jahresbeginn. Der Anteil starker Stürme war mit 7 Ereignissen ungewöhnlich hoch.

Eine robuste Wetterlagenstatistik auf monatlichen und saisonalen Zeitskalen wurde mit den reduzierten Haupttypen A, C, NE, SE, SW und NW durchgeführt, wobei die aktuellen Häufigkeiten im Kontext empirischer Verteilungen des Zeitraums 1971 – 2000 bewertet wurden. Auf Jahressicht sind neben dem mäßigen Defizit / Überschuss von A- (86 Tage; P_{17}) und SW-Lagen (93; P_{78}) die signifikante Häufung von NW-Lagen (84; P_{97}) bemerkenswert. Die Rekordhäufung von NE-Lagen im Winter (10) und ihr Ausbleiben im Frühjahr (3) entsprach normalen Verhältnissen in der jeweils anderen Jahreszeit und führte gemeinsam mit häufigen SE-Lagen im FMA-Quartal zur Normalisierung der sturmbedingt (NW: 13 Tage; P_{95}) zu hohen Januartemperaturen. Der aufgrund häufiger C- und NW-Lagen kühle Hochsommer ging in einen milden Altweibersommer über, denn A- (25 Tage) und SW-Lagen (22 Tage) dominierten im September und Oktober. Dies hatte zur Folge, dass die Nordseetemperatur von Juli bis September bei 15 °C stagnierte und die saisonale Abkühlung erheblich verspätet einsetzte.

Luftdruckverteilung (S. 51 ff.)

Die Analyse saisonaler Luftdruckfelder ergab lediglich für den Winter starke Abweichungen von der klimatologischen Verteilung (1971 – 2000) hinsichtlich Muster und Intensität. Die Normalität der übrigen jahreszeitlichen Verteilungen resultierte aus der Balancierung entgegengesetzter, teils erheblicher Anomalien auf monatlichen Zeitskalen. Die dominante Hauptwetterlage prägte sich dabei gewöhnlich in der Druck- oder Druckanomalieverteilung aus. Die infolge quasi-gleichverteilter Wetterlagen diffusen Druckverteilungen im Februar und März schlugen sich in zur Klimatologie (SW) inversen Anomaliefeldern (NE) nieder. Umgekehrt bildeten sich die aktuellen Verteilungen im April (AS) und Mai (W) quasi-identisch in den Anomalien ab, denn die klimatologischen Druckverteilungen sind für diese Monate extrem diffus. Die atmosphärische Zirkulation im Nordseesektor wurde in den Winter- und Herbstmonaten des Jahres 2005 in grober aber konsistenter Weise durch den NAO-Index erfasst.

Nordseewind (S. 58 ff.)

Aufgrund der besonderen geographischen Lage der Nordsee im Übergangsbereich zwischen Islandtief und Azorenhoch werden hybride und wirbelhafte Zirkulationsmuster auf monatlichen und längeren Zeitskalen unterdrückt, so dass für die Klassifizierung entsprechender Luftdruckverteilungen i. d. R. der Windindex über den Vorticityindex dominiert und maßgebend ist. Der Nordseewind, der dem Windindex bis auf einen Proportionalitätsfaktor entspricht, ist darum eine gutes quantitatives Maß für den Luftdruckgradienten im Nordseeraum.

Die Vorherrschaft von Winden aus der westlichen Hemisphäre zeigte sich in einer relativen Häufigkeit von 72 %, wobei Winde aus dem NW- und SW-Sektor mit je 36 % übers Jahr gleichauf lagen. Diese auch auf saisonalen Zeitskalen typischen Verhältnisse bedingen die wechselseitige Annullierung der Meridionalenkomponenten (N/S) bzw. die Dominanz der Zonalenkomponente (W) des Windes und damit gegenüber skalaren Windgeschwindigkeiten (VEL) deutlich reduzierte Vektorwindgeschwindigkeiten (V). Die Richtungsstabilität (V/VEL) lag übers Jahr bei 41 % und variierte saisonal zwischen 35 % im Frühjahr und 51 % im Sommer. Im »goldenen« Herbst herrschte jedoch nicht nur ein krasses SW:NW-Übergewicht von 44 zu 28 %, auch Winde aus dem SE-Quadranten erreichten in dieser Jahreszeit ein Extremum von 20 %. Die mit 2.4 m/s deutlich von 0 verschiedene Meridionalenkomponente des Nordseewindes weist auf massive Warmluftadvektion aus S hin.

Anhand der virtuellen klimatologischen Trajektorie des Nordseewindes wurde der jahreszeitlich wechselnde Einfluss von Islandtief und Azorenhoch verdeutlicht. Gleichförmig kräftige Winde aus WSW prägen von Oktober bis März die kalte Jahreshälfte, welche unvermittelt in eine Stagnationsperiode im April und Mai übergeht, für die sich keine bevorzugte Windrichtung angeben lässt (»der April macht, was er will«). Im Verlauf des Frühjahrs setzt sich der Einfluss des Azorenhochs durch. An dessen Nordrand auftretende schwache WNW-Winde sind ab Juni charakteristisch für den Durchschnittssommer im Nordseegebiet.

Die virtuelle Nettoversetzung entsprach im Jahr 2005 einem mittleren Vektorwind von 3.5 m/s aus W (264°), der sich nur unwesentlich vom klimatologischen Vektorwind unterschied (3.7 m/s, 256°) und einen mittlerem Rang (16) im 35jährigen Ensemble einnahm (Rang 1: 1.8 m/s (1996); Rang 35: 5.7 m/s (1990)). Die skalare Windgeschwindigkeit erreichte mit 8.6 m/s lediglich Rang 9 im Wertebereichs von 7.6 m/s (2003) bis 10.0 m/s (1990). Die markanteste Abweichung von der klimatologischen Trajektorie

trat im Winter ein. Die persistente Sturmphase im Januar, die in sehr hoher Vektorwindstärke (12.0 m/s) und Richtungsstabilität (77 %) zu Tage trat, wurde im Februar durch hochvariable Windverhältnisse (1.5 m/s, 14 %) abgelöst, die sich bis in den April fortsetzten. Bemerkenswert ist ferner die stabile Phase von SSW-Winden im Oktober (6.1 m/s, 70 %), welche sich in die Nachbarmonate erstreckte und etwa 50 Tage andauerte.

Sturm (S. 64 ff.)

Auf Basis täglicher Luftdruckfelder wurde die Entwicklung der Sturmhäufigkeit im Zeitraum 1970 – 2005 untersucht. Die lineare Abhängigkeit der Sturmfrequenz im DJF-Quartal vom Winter NAO-Index (DJF) war zwischen 1974 und 1989 sehr stark ausgeprägt (80 % Varianz), ist seither jedoch merklich schwächer (53 %). Der Schwerpunkt der Sturmsaison (Oktober bis März, O2M) verlagerte sich Anfang der 1980er Jahre vom Dezember in den Januar und wanderte 1997 in den Februar aus. Für die Sturmfrequenz im Herbst (OND) ergab sich ein signifikanter linearer Rückgang um insgesamt 8 Sturmtage seit 1970. Die Sturmhäufigkeit im Winter (JFM) nahm bis Anfang der 1990er Jahre um 7.1 Tage pro Dekade zu und fiel seither mit einer Rate von – 9 Tagen pro Dekade auf das Niveau der 1970er Jahre zurück. Die Sturmhäufigkeit im Sturmhalbjahr (O2M) variierte zwischen 54 (1989/90) und 3 Tagen (2002/03); ihre langfristige Entwicklung entsprach prinzipiell derjenigen im Winter. Der relative Anteil von Starkstürmen an der Gesamtsturmhäufigkeit war in allen Jahreszeiten (OND, JFM, O2M) trendfrei und schwankte um ein mittleres Niveau von 16 %.

Lufttemperatur und Strahlung (S. 71 ff.)

Der Jahresgang der Globalstrahlung auf Norderney zeichnete sich im Jahr 2005 durch Überschüsse im April, Juni, September und Oktober aus, die unter häufigem Hochdruckeinfluss zustande kamen. Diesen Strahlungsüberschüssen stand ein signifikantes Defizit im Juli / August gegenüber, welches der von reger Tiefdruckaktivität geprägten unbeständigen Witterung im Hochsommer zuzuschreiben war. Zeitgleiche Monatsanomalien ergaben sich im Jahresgang der Lufttemperatur. Die jahreszeitlichen Temperaturen lagen jedoch auf Normalniveau, außer im Herbst (SON), in dem die Lufttemperatur die Rekordhöhe (1971 – 2005) von 12.2 °C erreichte.

2.9 Literatur

Baur, F., P. Hess, H. Nagel, Kalender der Großwetterlagen Europas 1881-1939, Bad Homburg v. d. H., 1944.

Chen, D., A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study, *Int. J. Climatol.*, 20, 1067-1076, 2000.

Deutsche Rück, Sturmdokumentation Deutschland, Deutsche Rückversicherung AG, Düsseldorf und Berlin, 32pp, 2005.

www.deutsche-rueck.de/web/export/sites/dr/_resources/gallerien/downloads/Sturmdoku_2005.pdf

DWD, Stürme, 2005.

www.dwd.de/de/FundE/Klima/KLIS/prod/spezial/sturm/index.htm

Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, M. Visbeck (eds.), The North Atlantic Oscillation: Climate significance and environmental impact, *AGU Geophysical Monograph Series*, 134, 279pp., Washington DC, 2003.

Jenkinson, A. und F. Collinson, An initial climatology of gales over the North Sea, *Synoptic Climatology Branch Memorandum*, No. 62, 18pp, UK Met Office, Bracknell, 1977.

Jones, P. D., E. B. Horton, C. K. Folland, M. Hulme, D. E. Parker, T. A. Basnett, The use of indices to identify changes in climate extremes, *Climatic Change*, 42, 131-149, 1999.

Koslowski, G. und P. Loewe, The Western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index 1879-1992. Part I: Temporal variability and association with the North Atlantic Oscillation, *Tellus*, 46A, 66-74, 1994.

Lamb, H. H., Types and spells of weather around the year in the British Isles, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 76, 393-438, 1950.

Lefebvre, Ch., Das Klima in den deutschen Küstengebieten, 87-91 in: Klimastatusbericht 2005, *Deutscher Wetterdienst*, Offenbach, 191pp, 2006.

www.ksb.dwd.de

Loewe, P. und G. Koslowski, The Western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index 1879-1992. (II). Spectral characteristics and associations with the NAO, QBO and solar cycle, *Tellus*, 50A, 219-241, 1998.

Loewe, P., G. Becker, U. Brockmann, A. Frohse, K. Herklotz, H. Klein, A. Schulz, Nordsee und Deutsche Bucht 2002 – Ozeanographischer Zustandsbericht, *Berichte des BSH*, Nr. 33, 89pp, 2003.

www.bsh.de/de/Produkte/Buecher/Berichte/Bericht33/index.jsp

Loewe, P., S. Schmolke, G. Becker, U. Brockmann, S. Dick, C. Engelke, A. Frohse, W. Horn, H. Klein, S. Müller-Navarra, H. Nies, N. Schmelzer, D. Schrader, A. Schulz, N. Theobald, S. Weigelt, Nordseezustand 2003, *Berichte des BSH*, Nr. 38, 220pp, 2005.

www.bsh.de/de/Produkte/Buecher/Berichte/Bericht38/index.jsp

Loewe, P., G. Becker, U. Brockmann, S. Dick, A. Frohse, J. Herrmann, B. Klein, H. Klein, H. Nies, S. Schmolke, D. Schrader, A. Schulz, N. Theobald, S. Weigelt, Nordseezustand 2004, *Berichte des BSH*, Nr. 40, 221pp, 2006.

www.bsh.de/de/Produkte/Buecher/Berichte/Bericht40/index.jsp

Marshall J., Y. Kushnir, D. Battisti, P. Chang, A. Czaja, R. Dickson, J. Hurrell, M. McCartney, R. Saravanan, M. Visbeck, North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms, *Int. J. Climatol.*, 21, 1863-1898, 2001.

Melo-Gonçalves, P., A. C. Rocha, J. M. Castanheira, North Atlantic Oscillation sensitivity to the El Niño / Southern Oscillation polarity in a large-ensemble simulation, *Clim. Dyn.*, 24, 599-606, 2005.

Omstedt, A., C. Pettersen, J. Rodhe, P. Winsor, Baltic Sea climate: 200 yr of data on air temperature, sea level variation, ice cover, and atmospheric circulation, *Clim. Res.*, 25, 205-216, 2004.

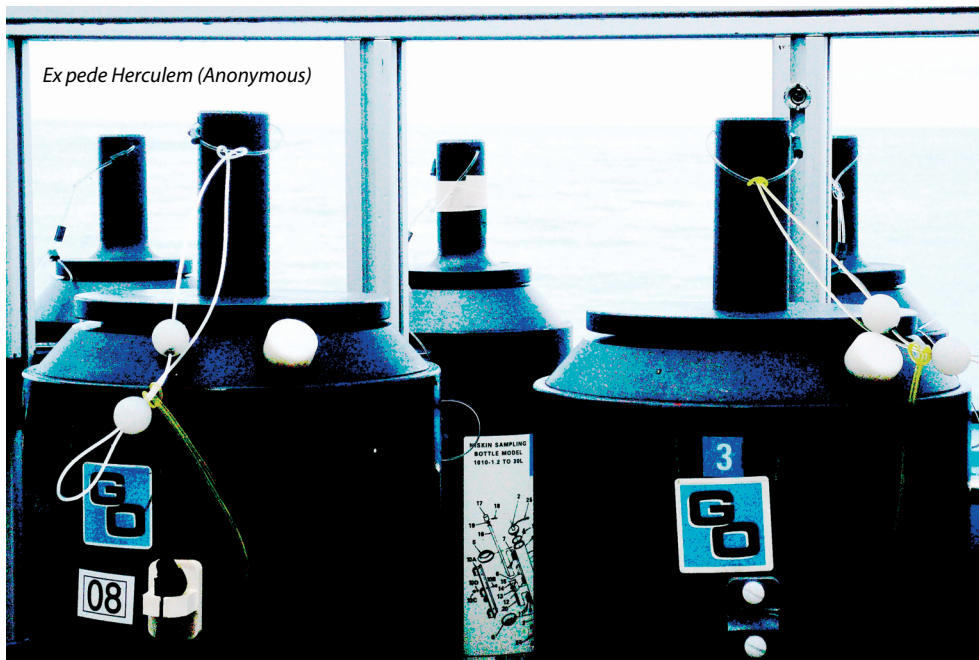
Schwing, F. B., J. Jiang, R. Mendelsohn, Coherency of multi-scale abrupt changes between the NAO, NPI, and PDO, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1406, 2003.

Tomé, A. R. und P. M. A. Miranda, Piecewise linear fitting and trend change points of climate parameters, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02207, 1-4, 2004.

Toniazzo, T. und A. A. Scaife, The influence of ENSO on winter North Atlantic climate, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24704, 1-5, 2006.

Tsonis, A. A., K. Swanson, S. Kravtsov, A new dynamical mechanism for major climate shifts, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13705, 1-5, 2007.

3 Meeresphysik



- 3.1 Einführung ... 80
 <•> P. Loewe & H. Klein
- 3.2 Strömung ... 81
 <•> S. Dick, H. Klein & P. Loewe
- 3.3 Seegang ... 93
 <•> D. Schrader & P. Loewe
- 3.4 Wasserstand ... 104
 <•> P. Loewe
- 3.5 Temperatur ... 111
 <•> P. Loewe, A. Frohse & A. Schulz
- 3.6 Salzgehalt ... 135
 <•> P. Loewe, B. Klein, A. Frohse & A. Schulz
- 3.7 Literatur ... 145

3.1 Einführung

<•> P. Loewe & H. Klein

Die Nordsee ist ein flaches Schelfmeer, das über die enge Straße von Dover im Südwesten und eine weite Öffnung im Norden mit dem Nordatlantik verbunden ist. Die komplexen hydrographischen Verhältnisse sind einerseits durch den Einstrom salzreichen Atlantikwassers, andererseits durch erhebliche Süßwasserzuflüsse und den Einstrom salzarmen Ostseewassers über das Kattegat und das Skagerrak bedingt. In der geographischen Salzgehaltsverteilung, die relativ geringen jahreszeitlichen Änderungen unterliegt, bildet sich die mittlere zyklonale Nordseezirkulation ab.

Während die gesamte Nordsee in der kalten Jahreszeit vertikal durchmischt ist, bildet sich im Sommerhalbjahr in weiten Seegebieten, in denen sich die am Meeresboden erzeugte Gezeitenstromturbulenz nicht bis in die winddurchmischte Oberflächenschicht auswirkt, eine thermische Schichtung aus. Im Übergangsbereich zwischen Oberflächen- und Bodenschicht werden starke vertikale Temperaturgradienten beobachtet. Tiefe und Ausprägung dieser Temperatursprungschicht bilden in der »Vegetationsperiode« wichtige Randbedingungen für biogeochemische Prozesse, die oberhalb (Produktion von Biomasse) und unterhalb der sperrenden Sprungschicht (Abbau) komplementärer Natur sind.

Das BSH erfasst über sein marines Umweltmessnetz »MARNET« mit 5 Messstationen in der Deutschen Bucht, über eine Vielzahl von Küsten- und Hochseepegeln und Eisbeobachtungsstationen, aber auch durch Nutzung der Fernerkundung für den Nordseezustand relevante Messdaten. Unverzichtbar für die interdisziplinäre Interpretation und Bewertung ist die schiffsgebundene räumliche Umweltüberwachung, bei der viele physikalische und chemische (auch biologische) Variablen gleichzeitig an identischen Positionen bestimmt werden. Zentrale Bedeutung kommt dabei der seit 1998 in den Sommermonaten zum Zeitpunkt maximaler Schichtung durchgeführten Beprobung der gesamten Nordsee zu. Durch solche quasi-synoptischen und systematischen Beobachtungen wird eine Datenbasis geschaffen, die nicht nur die raumzeitlichen Veränderungen des Nordseezustands dokumentiert und interpretierbar macht, sondern auch für die Validierung hydrodynamischer und ökologischer Modelle Relevanz hat.

Nachfolgend werden die Besonderheiten der wesentlichen ozeanographischen Zustandsvariablen – nämlich Strömungen, Temperatur und Salzgehalt – im Jahr 2005 dokumentiert und eingeordnet. Ferner werden Seegangs- und Meereisverhältnisse, aber auch integrale Zustandsgrößen wie Volumentransporte durch ausgewählte Querschnitte in der Nordsee und Zirkulationsmuster in der Deutschen Bucht behandelt. Großer Wert wird dabei stets auf prozessorientierte Interpretationen gelegt, indem ursächliche Zusammenhänge sowohl zwischen den diversen ozeanographischen Zustandsanomalien selbst, als auch mit externen Anomalien des atmosphärischen Zustands aufgezeigt werden. Auch die Studien zur Langzeitentwicklung von Hochwasserstand und Sturmhäufigkeit, von Nordseetemperatur und NAO oder zum ökologisch hochrelevanten Regimecharakter der Nordseetemperatur zielen auf ein systemisches Verständnis der Nordsee ab.

3.2 Strömung

<*> S. Dick, H. Klein & P. Loewe

3.2.1	Einführung	... 81
3.2.2	Saisonale geographische Verteilungen	... 81
3.2.3	Wassertransporte	... 83
3.2.4	Zirkulationsstatistik Deutsche Bucht	... 86
3.2.5	Zusammenfassung	... 91

3.2.1 Einführung

Die vorherrschenden Strömungen in der Nordsee bilden ein großräumiges zyklonales Zirkulationsmuster. Das am NW-lichen Rand mit dem Fair-Isle Strom eintretende atlantische Wasser durchströmt dabei das Nordseebecken im Gegenuhrzeigersinn, um es als Norwegischer Strom über der Norwegischen Rinne wieder zu verlassen (KLEIN ET AL. 1994, OTTO ET AL. 1990, MÜLLER-NAVARRA UND MITTELSTAEDT 1987).

Die Intensität der Nordseezirkulation wird von der großräumigen atmosphärischen Zirkulation über dem Nordatlantik und der Nordsee selbst gesteuert. Sie unterliegt darum ebenfalls erheblichen saisonalen Schwankungen (s. u.), die sich auch in jahreszeitlichen Veränderungen des Volumentransports von Atlantik- und Ostseewasser in die Nordsee zeigen (*Abschnitt 3.2.3, S. 83*). Schließlich wird im *Abschnitt 3.2.4, S. 86* eine Klassifizierung der täglichen Reststrommuster in der Deutschen Bucht für das Jahr 2005 präsentiert, die in engem Zusammenhang zu den Wetterlagen über der Nordsee steht (*Abschnitt 2.3.2, S. 44*). Die Datenbasis für alle Beiträge bilden mit dem operationellen BSH-Modell ›BSHcmod‹ simulierte Strömungsfelder (DICK ET AL. 2001).

3.2.2 Saisonale geographische Verteilungen

Die Oberflächenzirkulation der Nordsee im Jahr 2005 ist in *Abb. 3-1* für die vier Jahreszeiten dargestellt. Durch die saisonale vektorielle Mittelung der mit dem BSHcmod simulierten Strömungsfelder wurden periodische Gezeitenströme weitgehend eliminiert, so dass die Verteilungsmuster die durch Windantrieb und Dichteverhältnisse generierten Restströme zeigen. Da eine Strömungsklimatologie für das BSH-Modell nicht vorliegt, wird ein Vergleich mit entsprechenden saisonalen Verteilungen des Jahres 2004 durchgeführt (LOEWE ET AL. 2006).

Das resultierende Strömungsfeld im Winter (JFM) 2005 zeigt das für diese Jahreszeit typische zyklonale Muster nur ansatzweise. Intensität und Richtungsstabilität der Strömungen waren erheblich schwächer ausgeprägt als im Vorjahreszeitraum. Lediglich vor der schottischen Ostküste herrschte eine stabile, nach SE gerichtete Strömung vor, welche das anomale NW-Muster des Luftdruckfeldes im sturmreichen Januar wi-

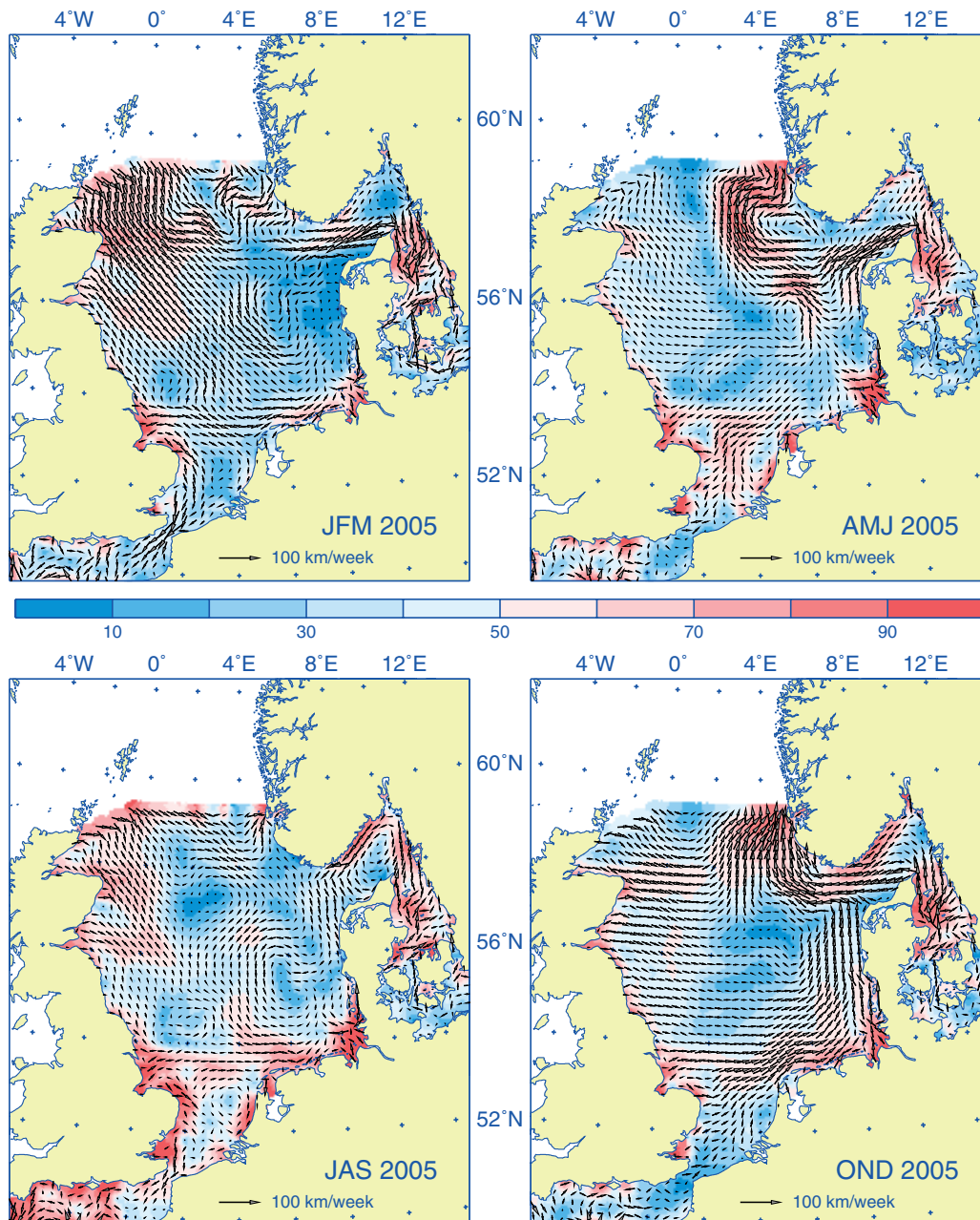


Abb. 3-1: Saisonale Oberflächenzirkulation der Nordsee im Jahr 2005 (JFM = Januar-Februar-März, AMJ ...). Vektormittel aus Strömungsfeldern des »BSHcmod«. Die Stabilität der Zirkulation (in %, farbig) ist definiert als Verhältnis Vektormittel zu Betragsmittel.

Fig. 3-1: Seasonal surface circulation of the North Sea in 2005 (JFM = January-February-March, AMJ ...). Vector mean currents from »BSHcmod«. Stability (% , colored) is the ratio of vector mean current to mean magnitude.

derspiegelt (Abb. 2-11, S. 56; Tab. 2-1, S. 45). Der stabile Windantrieb setzte sich jedoch im Februar und März nicht fort (Abb. 2-13, S. 61), sondern wich einer Phase etwa gleichverteilter Wetterlagen (Abb. 2-7, S. 49), die sich in schwachen Luftdruckgegensätzen über der Nordsee niederschlug (Abb. 2-10, S. 55). Das insgesamt ähnlich diffuse Strömungsmuster resultiert demnach aus Kompensationseffekten infolge dieser wechselhaften Windverhältnisse, die zeitweilig eine Umkehrung der zyklonalen Zirkulation bedingten und einen Nettoausstrom durch die Doverstraße generierten.

Die Strömungsmuster im Frühjahr (AMJ) entsprachen prinzipiell denen vorangegangener Jahre (LOEWE ET AL. 2003, 2005, 2006). Intensität und Stabilität waren dabei ähnlich schwach ausgeprägt wie im Frühjahr 2004. Die höchsten Reststromgeschwindigkeiten traten in der südlichen Nordsee sowie vor der norwegischen Küste auf. Der baltische Ausstrom erstreckte sich sehr weit nach Westen. Dieser Modellbefund wird zwar durch Salzgehaltsmessungen im Oberflächenwasser erhärtet, die ein Vordringen von Ostseewasser entlang 57° N bis etwa 2° E anzeigen (vgl. *Abb. 3-31, S. 137*); die Güte des Strömungsfeldes in der nördlichen Nordsee und im Skagerrak wird jedoch durch klimatologische Randbedingungen beeinträchtigt.

Im Unterschied zum zyklonal geprägten Strömungsfeld des Vorjahres zeigte die Oberflächenzirkulation im Sommer 2005 (JAS) aufgrund des schwachen Windantriebs kein großräumiges Muster, sondern lediglich kleinskalige diffuse Strukturen. In der zentralen Nordsee entwickelten sich sowohl zyklonale als auch antizyklonale Wirbel, die jedoch nur eine geringe Stabilität aufwiesen. Auch der Einstrom von Atlantikwasser über den nordwestlichen Rand war schwächer ausgeprägt als im Vorjahreszeitraum. Das dicht unter der norwegischen Küste ausströmende Ostseewasser rezirkulierte im Skagerrak und breitete sich außerhalb Jütlands südwärts aus.

Im Herbst 2005 wechselten die vorherrschenden Winde von S über SW nach NW (z. B. *Tab. 2-3, S. 57*), so dass sich ein großräumiges zyklonales Zirkulationsmuster in dieser Jahreszeit am klarsten ausgeprägte. Insbesondere aufgrund der schwachen Luftdruckgegensätze im Dezember (vgl. *Abb. 2-10, S. 55*) war das Strömungsfeld jedoch weit weniger stabil als in der Vorjahressaison. Der Nettoeinstrom von Atlantikwasser im Nordwesten und durch den Kanal war infolge wechselnder Ein- und Ausstromphasen gering (s. *Abschnitt 3.2.3, S. 83*). Die höchsten Strömungsgeschwindigkeiten traten außerhalb der niederländischen und deutschen Küste sowie im stabilen baltischen Ausstrom über der Norwegischen Rinne auf.

3.2.3 Wassertransporte

Die hier diskutierten Wassertransporte durch die Straße von Dover, den Westrand der Deutschen Bucht, den Nordrand der Nordsee und das Kattegat basieren auf simulierten Strömungen des operationellen Zirkulationsmodells des BSH. Die Modellergebnisse wurden zunächst über zwei Tideperioden von etwa 24.8 Stunden gemittelt, um Gezeiteneffekte zu eliminieren. Die Volumentransporte durch die Querschnitte sind als Tagesmittel und übergreifende Monats- und Quartalsmittel für das Jahr 2005 in *Abb. 3-2 bis Abb. 3-4* dargestellt, wobei in die Nordsee bzw. Deutsche Bucht gerichtete Transporte positives Vorzeichen haben. In den Zeitreihen der täglichen Transporte wurden Sturmereignisse markiert, deren Stärke und Typus dem Wetterlagenkalender entnommen werden können (vgl. *Tab. 2-1, S. 45*).

Mit 0.04 Sv lag der Nettotransport durch den Englischen Kanal auf Vorjahresniveau und im Bereich langjähriger Mittel (SMITH ET AL. 1996). Demgegenüber erreichten Tagestransporte in den Winter- und Herbstmonaten – und nicht selten in Verbindung mit Sturmereignissen – Spitzenwerte um 1 Sv. Wie *Abb. 3-2* belegt, besteht zwischen den Transporten durch den Kanal und den Westrand der Deutschen Bucht eine enge Korrelation auf allen Zeitskalen. So waren die starken Einstromphasen im Januar und Oktober 2005 mit ostwärts gerichteten Wassertransporten (+) in der westlichen Deutschen Bucht verknüpft. Phasen stabilen Ausstroms durch den Kanal und den Westrand der Deutschen Bucht traten vor allem im Februar und ab Mitte November

auf. Die schwachen Transporte durch die Doverstraße im Winter und Herbst (vgl. Abb. 3-1, S. 82) resultierten demnach aus entgegengesetzten und nicht aus durchgängig schwachen Strömungsverhältnissen (Abb. 3-2).

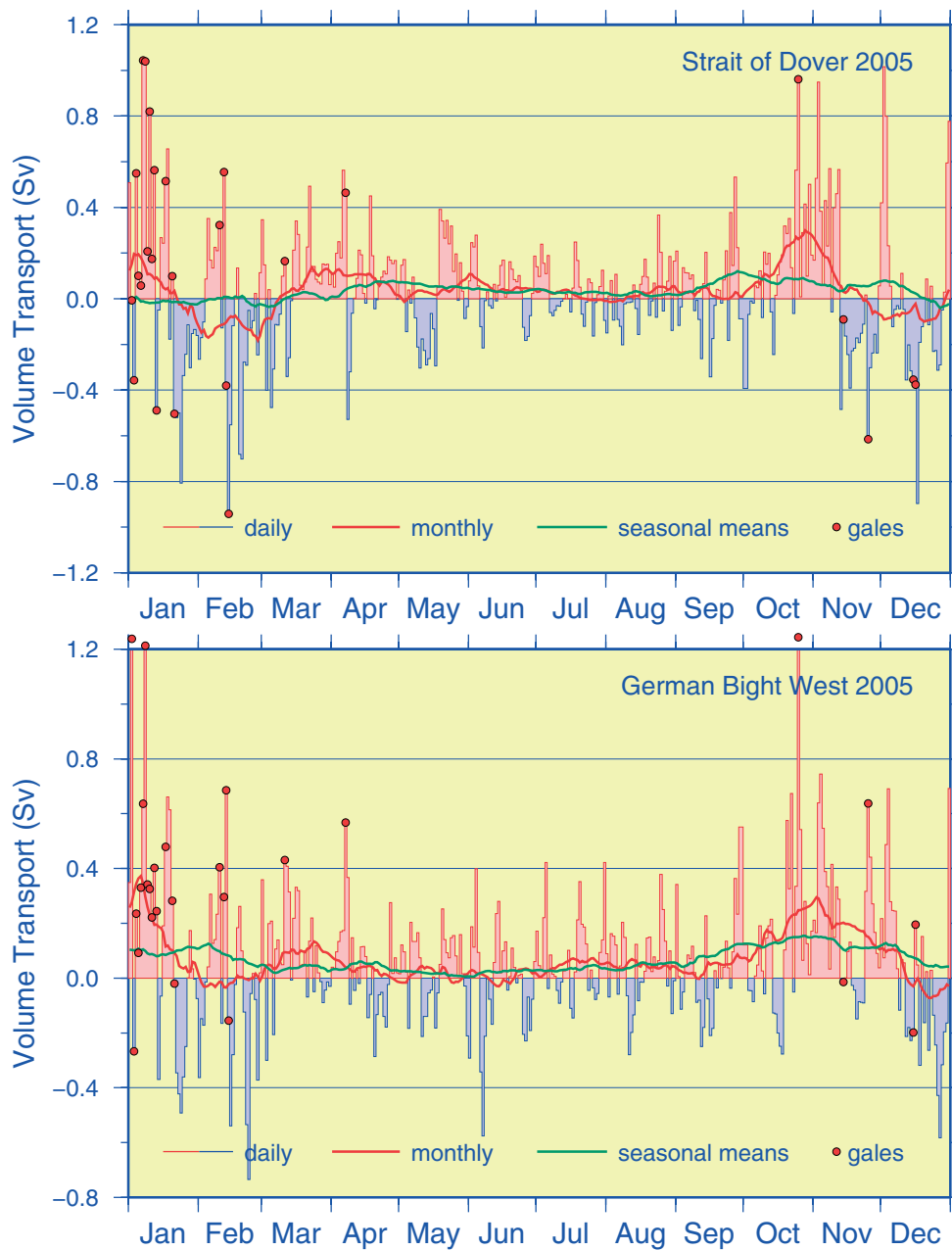


Abb. 3-2: Wassertransport im Jahr 2005 (BSHcmod) durch die Straße von Dover sowie den Westrand der Deutschen Bucht von $53^{\circ} 15'$ bis $55^{\circ} N$ entlang $6^{\circ} 20' E$; $1 Sv = 10^6 m^3/s$.

Fig. 3-2: Volume transport in 2005 (BSHcmod) through Dover Strait and a western boundary transect of the German Bight extending from $53^{\circ} 15'$ to $55^{\circ} N$ along $6^{\circ} 20' E$; $1 Sv = 10^6 m^3/s$.

Transportkalkulationen über den Nordrand der Nordsee wurden für 2 Querschnitte entlang $59^{\circ} 17' N$ durchgeführt, die bei $3^{\circ} 20' E$ aneinander grenzen. Transporte durch diese Teilschnitte kompensieren einander tendenziell, wobei im Westschnitt gewöhnlich atlantisches Wasser einströmt, während im Ostschnitt Ausstrombedingungen vorherrschen (Abb. 3-3).

Im Jahr 2005 traten im Westen dauerhafte Phasen intensiven atlantischen Einstroms im Januar sowie von Juni bis November auf. Ähnlich beständige Ausstrombedingungen ergaben sich hier lediglich im April unter anomal südlichem Windantrieb (vgl. *Abb. 2-11*, S. 56). Die Monatstransporte betragen im Januar um 0.6 Sv, im August und September ca. 0.4 Sv. Der inverse zeitliche Verlauf etwa der Monatstransporte in *Abb. 3-3* macht deutlich, dass Ein- und Ausstromphasen im Westteil mit entgegengesetzten Phasen im Ostteil des Querschnitts einhergingen. Einstrom über den Ostrand der Nordsee ereignete sich demnach von Februar bis einschließlich April sowie im Dezember.

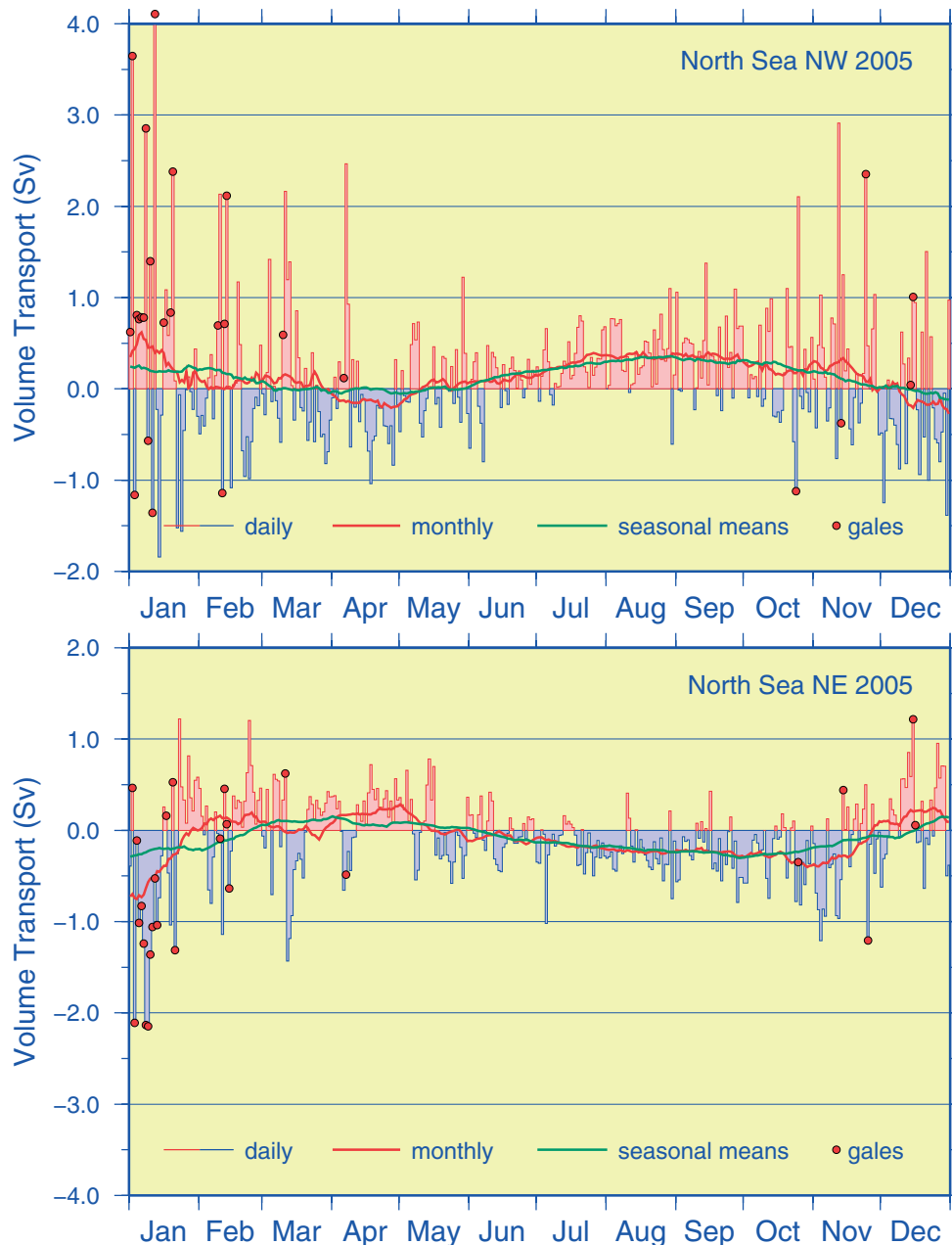


Abb. 3-3: Wassertransport im Jahr 2005 (BSHcmod) durch den Nordrand der Nordsee entlang $59^{\circ} 17' N$; oben/unten: westlich/östlich $3^{\circ} 20' E$; $1 Sv = 10^6 m^3/s$.

Fig. 3-3: Volume transport in 2005 (BSHcmod) through northern transects of the North Sea along $59^{\circ} 17' N$; top/bottom: west/east of $3^{\circ} 20' E$; $1 Sv = 10^6 m^3/s$.

Der baltische Ausstrom betrug im Jahr 2005 ca. 0.013 Sv und entsprach damit etwa dem langjährigen Mittel (ICES 1983). Beständige Ausstromphasen (+) traten lediglich im Winter auf, so dass sich in den anderen, wechselhaften Jahreszeiten nur geringe Nettotransporte einstellten (Abb. 3-4). Die stärksten Einträge von Nordseewasser in die Ostsee ereigneten sich häufig gleichzeitig mit Sturmweatherlagen. Die Tagestransporte erreichten unter Sturmbedingungen bis zu 0.35 Sv.

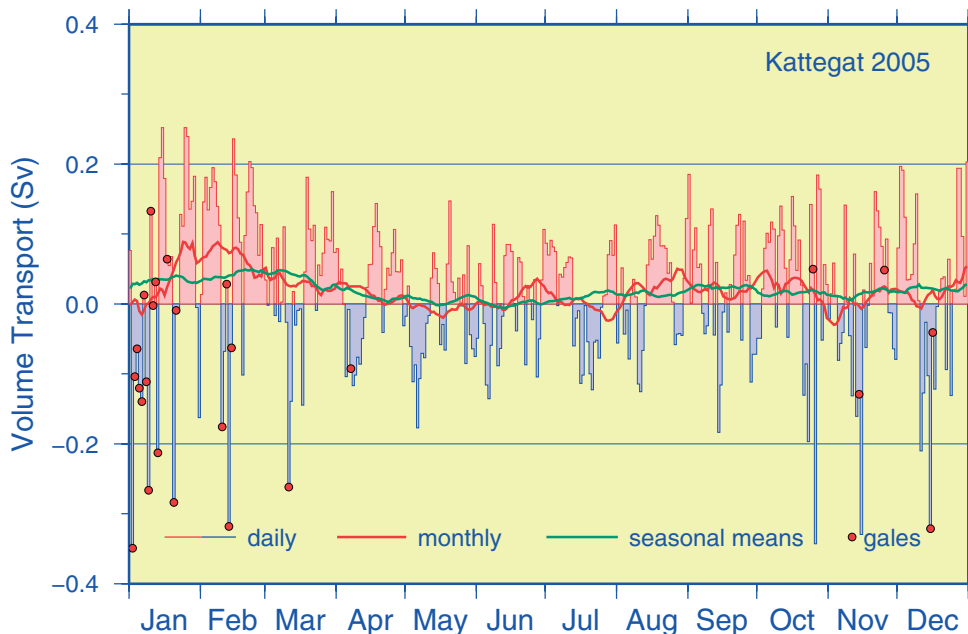


Abb. 3-4: Wassertransport durch das Kattegat im Jahr 2005 (BSHcmod); $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

Fig. 3-4: Volume transport through the Kattegat in 2005 (BSHcmod); $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$.

3.2.4 Zirkulationsstatistik Deutsche Bucht

In diesem Abschnitt werden Ergebnisse der Klassifizierung der Oberflächenzirkulation in der Deutschen Bucht für das Jahr 2005 präsentiert. Die Klassifizierung der Strömungsverhältnisse ist ähnlich motiviert wie diejenige der Wetterlagen über der Nordsee (vgl. Abschnitt 2.3, S. 41): sie soll in kompakter Form die täglichen Strömungszustände und deren zeitliche Entwicklung im Berichtsjahr dokumentieren. Gemeinsam können Wetterlagen- und Strömungskalender (s. u. Tab. 3-1) bei der Interpretation besonderer Ereignisse in der Meeresumwelt von Nutzen sein (vgl. z. B. Abschnitt 4.2.3.2, S. 160).

Die Datenbasis für die Klassifizierung bilden die mit dem operationellen Strömungsmodell ›BSHcmod‹ simulierten Strömungsfelder, die auch zur Charakterisierung der saisonalen Nordseezirkulation herangezogen wurden (vgl. Abschnitt 3.2.2, S. 81) und hier als kartierte geographische Verteilungen der täglichen Restströme in der obersten Modellschicht (0 – 8 m) zur Verfügung standen. Diese Karten wurden im Gebiet zwischen $53^\circ 15' - 55^\circ 30' \text{ N}$ und $6^\circ 30' - 9^\circ \text{ E}$ analysiert, indem das tägliche Reststrommuster einem von neun charakteristischen Zirkulationstypen zugeordnet wurde.

Neben den Typen C (zyklonal, deutlicher Einstrom am SW-Rand, Ausstrom am N- und NW-Rand) und A (antizyklonal, Einstrom am N- und NW-Rand, Ausstrom am W-Rand) wurden sechs Kategorien (N, S, W, E, NW, SE)¹ für vorherrschende Strömungsrich-

tungen definiert (Abb. 3-5), welche in einigen der nachfolgenden Statistiken als Richtungstyp DIR zusammengefasst werden. Dabei ist wichtig, sich zu vergegenwärtigen, dass Strömungsrichtungen (im Gegensatz zu Windrichtungen) stets angeben, wohin der Strom setzt (und nicht woher er kommt). Strömungsmuster, die z. T. Wirbelstrukturen enthielten, aber keinem der genannten Muster zugeordnet werden konnten, wurden in der Sonderkategorie V (variabel) zusammengefasst.

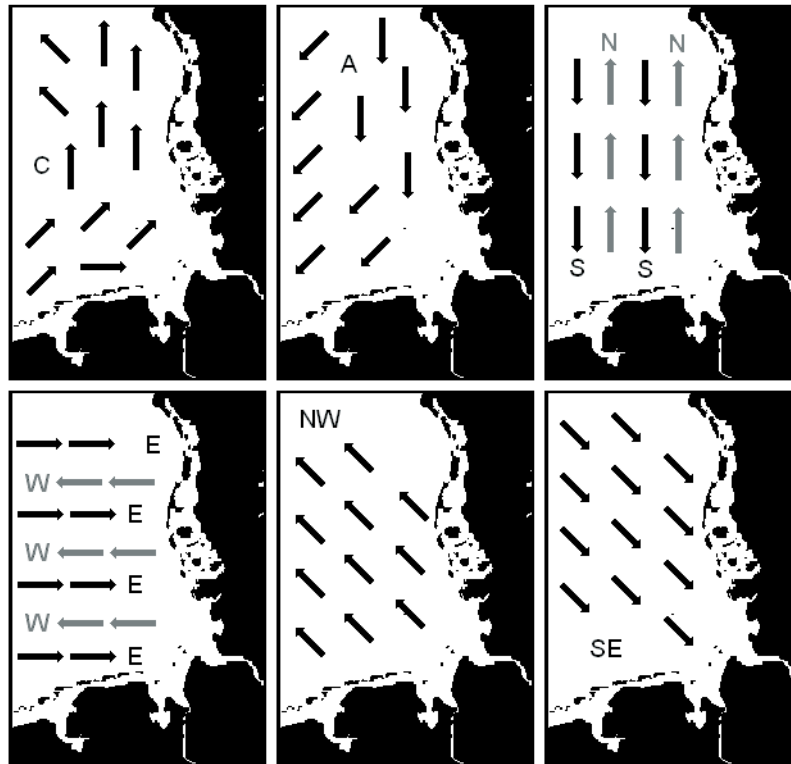


Abb. 3-5: Schematik der Zirkulationstypen des täglichen Reststroms in der Deutschen Bucht.

Fig. 3-5: Classification scheme for daily residual currents in the German Bight.

Die zeitliche Abfolge der verschiedenen Zirkulationsmuster ist in Tab. 3-1 in Kalenderform wiedergegeben. Im Jahr 2005 (2004) wurden an 135 (160) Tagen zyklonale, an 65 (71) Tagen antizyklonale, an 88 (77) Tagen variable und an 77 (58) Tagen gerichtete Zirkulationsmuster beobachtet. Diese Zahlen bestätigen die Dominanz zyklonaler Strömungsverhältnisse in der Deutschen Bucht (s. a. Abb. 3-1, S. 82). Gleichzeitig zeigen sie im Vergleich zum Vorjahr eine erhebliche Abnahme der Rotationsmuster zugunsten des diffusen V-Typs und vor allem der gerichteten Strömungsmuster (DIR) an. Unter den Richtungsmustern ereigneten sich N (14, 13), NW (32, 21) und W (13, 7) am häufigsten, zusammengenommen an 59 gegenüber 41 Tagen im Jahr 2004. E- (3, 1) und SE-Muster (5, 8) wurden hingegen sehr selten beobachtet. Mittelwerte und Standardabweichungen des »Durchschnittsmonats« lagen im Jahr 2005 (2004) bei 11 ± 3 (13 ± 5) Tagen für zyklonale, 5 ± 4 (6 ± 4) Tagen für antizyklonale, 7 ± 2 (6 ± 3) Tagen für variable und 6 ± 3 (5 ± 3) Tagen für gerichtete Zirkulationsmuster. Dass der mit dem Mittelwert assoziierte »Normalfall« eher die Ausnahme ist, machen neben

1. SW- und NE-Strömungen sind in dieser Klassifizierung nicht enthalten, denn aufgrund der geographischen Orientierung der Deutschen Bucht treten solche – bei geeignetem Windantrieb ansonsten zu erwartenden – gerichteten Strömungen als A- bzw. C-Typ in Erscheinung.

3 Meeresphysik

den hohen Standardabweichungen auch die Spannweiten deutlich; C: 8 (Jun) – 18 (Nov); A: 1 (Apr) – 12 (Dez); V: 3 (Dez) – 11 (Jul / Aug); DIR: 2 (Nov) – 14 (Mär).

2005	JAN	FEB	MAR	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT	NOV	DEC
1			C	N	NW	A			C	C		C
2	C	A	NW		C	C		V	NW	V		N
3	A		A				C	C	V	W		
4	C		C		S			V	N	V		
5	E		N	C	C	V						C
6			A			A	NW	S	C	NW	C	
7		C			V		C					V
8			V			V	NW	V	NW	C		C
9	C			V			W	S	W	V		
10				C		A	A		V			SE
11		V	E		A	V	V	A	A	C		
12		C	C			C		C	E	A	SE	A
13	V	V	V	V			C	C	V		V	
14	A		V		W	V	V	A	V	V		S
15	V	A		NW	S	C	A	V	A	W	V	V
16		V	C	W	A				V	V		
17	C		V	NW	V	A			V	W		A
18		C	NW			V		C	C	N	A	A
19				A		C						
20	SE		N	V		V	V	NW	NW		V	SE
21	V	NW				W		V	N	C		A
22		A	C	NW		V		W	C	A		SE
23	A	V	NW	NW		NW	A		W			S
24			C	W			V	C	V	C		
25		NW		NW		A	A				C	A
26	V	A		C	NW					V		
27	C	V		V	C		V	V	C			
28	V		NW	C	V	W		C		C		
29				V	V	N	C	NW			V	N
30	S	./.		./.	S	./.		N	./.		./.	C
31												

Tab. 3-1: Kalender der täglichen Zirkulationstypen in der Deutschen Bucht im Jahr 2005.

Table 3-1: Calendar of daily circulation patterns in the German Bight in 2005.

Ein Vergleich der saisonalen Häufigkeiten der Hauptzirkulationsmuster in den Jahren 2004/5 zeigt (Abb. 3-6), dass die Abnahme des C-Typs auf 84 % des Vorjahreswerts insbesondere durch den starken Rückgang im Winter zustande kam (68 %) und in dieser Jahreszeit durch die Verdopplung des Richtungsmusters kompensiert wurde. Eine ähnlich starke Zunahme des DIR-Typs balancierte im Herbst moderate Defizite der Rotationsmuster. N-, NW- und W-Richtungen, die gemeinsam 77 % des DIR-Typs stellten, traten besonders konzentriert im Februar / März (13 / 9) sowie im September / Oktober (7 / 8) ein (Abb. 3-1) und gingen mit anomalen Häufungen von SE- bzw. anti-zyklonalen Wetterlagen einher (vgl. Abb. 2-7, S. 49). Das Auftreten der seltenen (8) E- und SE-Strömungsmuster war mit einer Ausnahme auf den Zeitraum November bis

März beschränkt und stets mit Starkwinden (> 12 m/s) oder Stürmen (4) verknüpft (vgl. Tab. 2-1, S. 45); für die 4 S-Muster des Winterhalbjahrs trifft dieser Zusammenhang gleichermaßen zu.

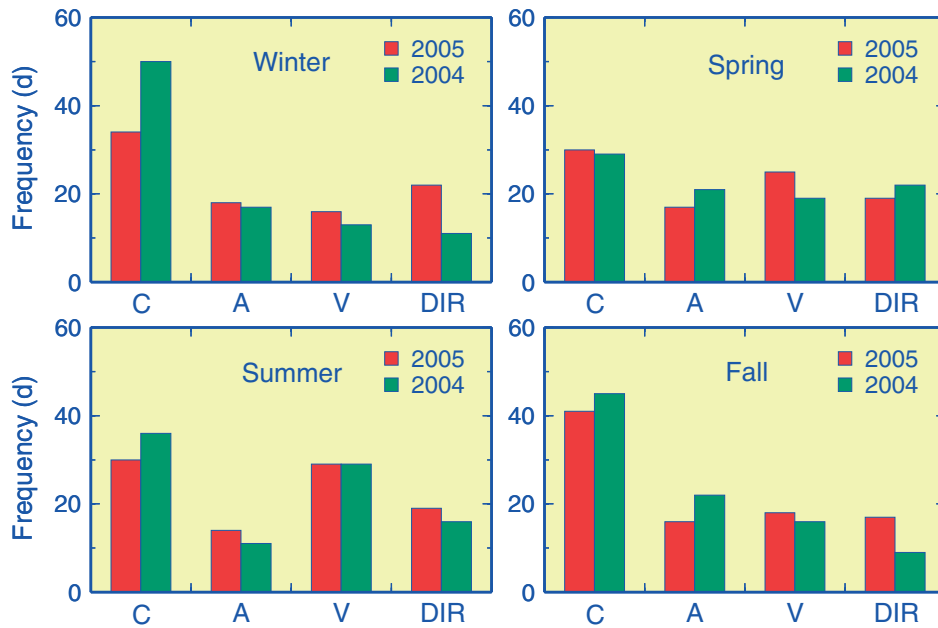


Abb. 3-6: Saisonale Häufigkeitsverteilungen der Zirkulationstypen in der Deutschen Bucht in den Jahren 2004 und 2005.

Fig. 3-6: Seasonal frequencies of circulation patterns in the German Bight for 2004 and 2005.

Eine Auswertung von Häufigkeit und Andauer der Hauptzirkulationsformen C, V und A im Jahr 2005 bietet Abb. 3-7. Darin gibt die Säulenhöhe – als Produkt von Häufigkeit und Andauer – die Gesamtanzahl der Tage im Jahr an, die sich aus der Summe unun-

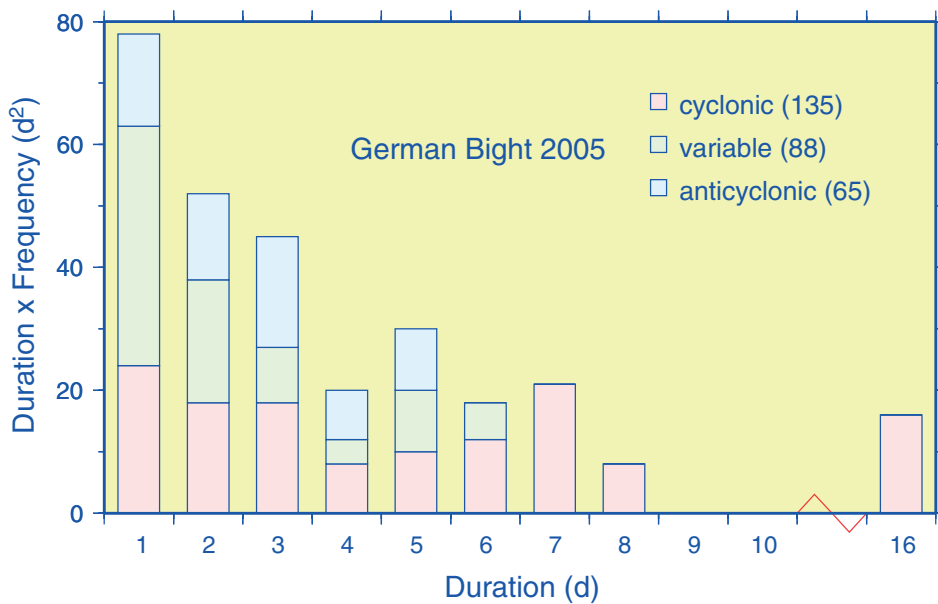


Abb. 3-7: Häufigkeit und Andauer der drei wichtigsten Zirkulationstypen.

Fig. 3-7: Frequency and duration of main circulation types.

terbrochener Sequenzen o. a. ›Runs‹ gleicher Länge der drei Zirkulationsformen ergibt.

Runs mit einer Dauer von 8 Tagen und länger traten nur 2 (2004: 6) mal ein und waren auf das C-Muster beschränkt. Der längste C-Run setzte Ende Oktober ein und dauerte infolge einer persistenten SW-Wetterlage bis Mitte November an (s. S. 50). Eine ähnlich beständige (kaum unterbrochene) C-Phase erstreckte sich von der letzten Dezemberdekade des Vorjahres bis in die dritte Januarwoche. Ursache hierfür war eine Vielzahl von Sturmtiefs, die in rascher Abfolge die Nordsee erreichten (Tab. 2-1, S. 45).

Insgesamt 14 (16) Runs dauerten länger als 4 Tage an und deckten 93 (112) Tage bzw. 25 % (31 %) des Jahres ab. Auf den sehr unbeständigen Zeitraum Juni bis Oktober (Tab. 3-1, S. 88) entfielen lediglich 3 dieser Runs. Unter 78 (72) Eintagsereignissen erwies sich der V-Typ mit 39 (36) Ereignissen abermals als typische Übergangsform, zu der auch die individuellen Richtungsmuster zählen. Eine Ausnahme bildeten recht beständige NW-Muster im März und April (Tab. 3-1, S. 88), die als Folge gehäufte SE-Wetterlagen auftraten (Abb. 2-7, S. 49).

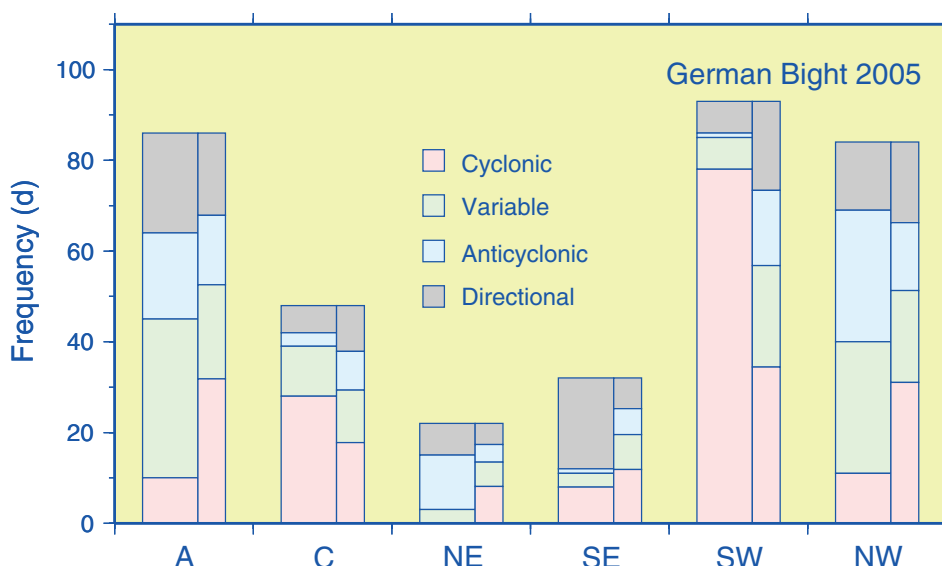


Abb. 3-8: Verteilung der täglichen Zirkulationsmuster auf die Wetterlagen im Jahr 2005. Schmale Säulen enthalten die erwarteten Häufigkeiten bei Unabhängigkeit.

Fig. 3-8: Distribution of daily circulation patterns on weather types in 2005. Narrow columns give expected frequencies for independence.

Abschließend erscheint eine Untersuchung der Abhängigkeit der Strömungsmuster von der Wetterlage instruktiv. Dazu wurde die gemeinsame Häufigkeitsverteilung der täglichen Strömungsformen und der reduzierten atmosphärischen Zirkulationstypen (vgl. Abschnitt 2.3.3, S. 47) analysiert. Die Säulenhöhen in Abb. 3-8 geben die absoluten Häufigkeiten der 6 Hauptwetterlagen im Jahr 2005 an, die farbigen Säulensegmente die Häufigkeiten der 4 Hauptströmungsmuster unter den jeweiligen atmosphärischen Bedingungen, d. h. die Anzahl der (insgesamt 24 möglichen) gemeinsamen Ereignisse AC, AV, AA, ADIR, CC, CV, CA etc. Daneben sind als Segmente der schmalen Säulen die theoretischen Häufigkeiten dargestellt, welche unter der Annahme berechnet wurden, dass diese Ereignisse unabhängig voneinander eintreten. Die relativen Häufigkeiten der verbundenen Ereignisse ergeben sich dann als Produkt der empirischen Wahrscheinlichkeiten bzw. relativen Häufigkeiten der beteiligten Ereignisse.

$H_{rel}(A) = 86/365$ und $H_{rel}(C) = 135/365$ liefern beispielsweise $H_{rel}(AC) = 0.087$; die dargestellten absoluten Häufigkeiten folgen nach Multiplikation mit 365 ($H_{abs}(AC) = 32$ Tage).

Die gravierenden Abweichungen zwischen tatsächlicher und theoretischer Verteilung belegen, dass die Strömungsmuster keineswegs unabhängig von den Wetterlagen eintreten (Abb. 3-8). So ist die Masse der antizyklonalen Strömungsmuster an Hochdruck- und NW-Wetterlagen gebunden. Gleiches gilt für den variablen Strömungstyp, der an die windschwächeren Ausprägungen dieser Wetterlagen gekoppelt ist. 79 % der zyklonalen Strömungsformen traten gemeinsam mit Tiefdruck- oder SW-Lagen ein, wobei letztere fast ausschließlich zyklonale Muster produzierten (84 %). Ein überzufälliger Anteil gerichteter Strömungen war im Jahr 2005 mit SE-Lagen verbunden; von den 20 SE-DIR Ereignissen entfielen 90 % auf NW- und N-Strömungsmuster. Die beschriebenen Zusammenhänge dokumentieren die Robustheit der Verteilungsanalysen vergangener Jahre (LOEWE ET AL. 2006).

3.2.5 Zusammenfassung

Die atmosphärische Zirkulation über der Nordsee bildet sich in Muster und Intensität der Oberflächenströmungen ab. Infolge vorherrschender Winde aus SW bis NW resultiert dabei im Langzeitmittel ein zyklonales Strömungsmuster. Dieses auch auf saisonalen Zeitskalen für die kalte Jahreszeit charakteristische Muster war im Jahr 2005 nur im Herbst vergleichsweise gut, im Winter hingegen nur ansatzweise erkennbar, denn die prägende Wirkung hoher Tiefdruckaktivität im Januar wurde durch sehr wechselhafte Wetterlagen im Februar und März weitgehend aufgehoben. Infolge der in beiden Jahreszeiten gegenüber den Verhältnissen des Vorjahres merklich geringeren Richtungsstabilitäten und Reststromstärken, waren die Unterschiede zu den wie gewöhnlich recht diffusen Strömungsmustern in Frühjahr und Sommer wenig markant.

Analysen der Volumentransporte durch die Straße von Dover, das Kattegat, den westlichen Abschnitt des Nordrands der Nordsee sowie den Westrand der Deutschen Bucht zeigen, dass hier im Jahr 2005 auf monatlichen und saisonalen Zeitskalen Einstrombedingungen vorherrschten. Die Transporte durch den Kanal und den Westrand der Deutschen Bucht wiesen auf allen Zeitskalen eine enge Kopplung auf; besonders persistente Einstromphasen und demzufolge hohe Nettotransporte um 0.2 Sv traten hier im Januar sowie im Oktober und November ein. Der Einstrom durch den westlichen Nordrand erreichte im Januar unter Sturmbedingungen Stärken von 2 – 4 Sv; der monatliche Nettotransport war mit 0.4 Sv ähnlich hoch wie in der von Juni bis November andauernden stabilen Einstromphase. Kennzeichnend für die Verhältnisse im Ostabschnitt des Nordrands waren auf monatlichen und längeren Zeitskalen entgegengesetzte, den Einstrom im Westen tendenziell kompensierende Wassertransporte.

Die klassifizierten täglichen Reststromfelder dokumentieren als Strömungskalender die zeitliche Abfolge von Strömungsmustern in der Deutschen Bucht. Im Jahr 2005 (2004) wurden hier an 135 (160) Tagen zyklonale, an 65 (71) Tagen antizyklonale und an 88 (77) Tagen variable Zirkulationsmuster beobachtet. Der Rückgang der Rotationsmuster wurde insbesondere durch den Zuwachs gerichteter Formen (77, 58) kompensiert, von denen etwa 3/4 auf N (13), NW (32) und W (14) entfielen. Die Dominanz zyklonaler Strömungsmuster stach besonders im Januar (Sturmhäufung) sowie im Oktober / November hervor, als diese Zirkulationsform unter andauernden SW-Win-

den an 16 Tagen in Folge auftrat. Die Zirkulationsmuster waren jedoch insgesamt weniger persistent als im Vorjahr, wobei variable und gerichtete Muster typischerweise kurzfristige Übergangsformen darstellen.

Im Rahmen einer Kontingenzanalyse wurde die Abhängigkeit der Zirkulationsmuster von der großräumigen Wetterlage aufgezeigt. Das antizyklonale Muster ist an Hochdruck- und NW-Lagen gebunden, das variable Muster an die windschwächeren Ausprägungen dieser Wetterlagen gekoppelt. SW-Lagen generieren fast ausschließlich zyklonale Strömungsmuster, während SE-Lagen meist Strömungsmuster mit Vorzugsrichtung N oder NW induzieren.

3.3 Seegang

<*> D. Schrader & P. Loewe

3.3.1	Einführung	... 93
3.3.2	Geographische Seegangsverteilungen	... 93
3.3.3	Lokale Wind- und Windseeverteilungen	... 96
3.3.4	Zusammenfassung	... 103

3.3.1 Einführung

Seegang ist der durch Windenergie erzeugte Schwingungszustand der Meeresoberfläche. Er setzt sich aus Windsee und Dünung zusammen.

Die Wellenhöhen der Windsee sind abhängig von der Windstärke, der Wirkdauer des Windes und der Windstreichlänge (Strecke, über die der Wind auf die Meeresoberfläche wirkt; engl. ›Fetch‹). Dünung ist »alter« Seegang aus entfernten Sturmgebieten, der sich über große Distanzen unabhängig vom lokalen Wind ausbreitet. Dünungswellen sind im Gegensatz zur Windsee abgerundet und können im Atlantik Wellenlängen von mehr als 200 m erreichen. Als Maß für die Stärke des Seegangs wird die signifikante oder auch kennzeichnende Wellenhöhe (SWH) verwendet, die als mittlere Wellenhöhe des oberen Drittels der Wellenhöhenverteilung definiert ist. Im Unterschied zu Strömungsrichtungen bezeichnen Richtungsangaben für Wind und Seegang deren Herkunft.

Die Hauptdatenbasis für die in diesem Abschnitt niedergelegten Ergebnisse bilden Seegangsdaten, die mit dem operationellen Wellenvorhersagemodell ›WAM‹ (WAMDI GROUP 1988) des DEUTSCHEN WETTERDIENSTES (DWD) generiert wurden. Die Güte dieser Modelldaten wurde bereits früher anhand eines statistischen Vergleichs mit Messungen aufgezeigt (LOEWE ET AL. 2006). Es ist danach vertretbar, klimatologische Aussagen über den Seegang aus Modellberechnungen abzuleiten, die im Gegensatz zu Messungen lückenlos und flächendeckend verfügbar sind.

Neben saisonal gemittelten geographischen Seegangsverteilungen im Berichtsjahr werden Momentaufnahmen für ein Sturmereignis präsentiert. Anschließend werden die Eigenschaften lokaler Häufigkeitsverteilungen für Wind- und Windsee in der zentralen Nordsee und der Deutschen Bucht diskutiert.

3.3.2 Geographische Seegangsverteilungen

Das saisonale Seegangsklima im Jahr 2005 wird durch die mittlere signifikante Wellenhöhe und die Hauptrichtung von Windsee und Dünung charakterisiert (Abb. 3-9). Die geographischen Verteilungen beruhen auf Auswertungen der Seegangsvorhersagen des DWD.

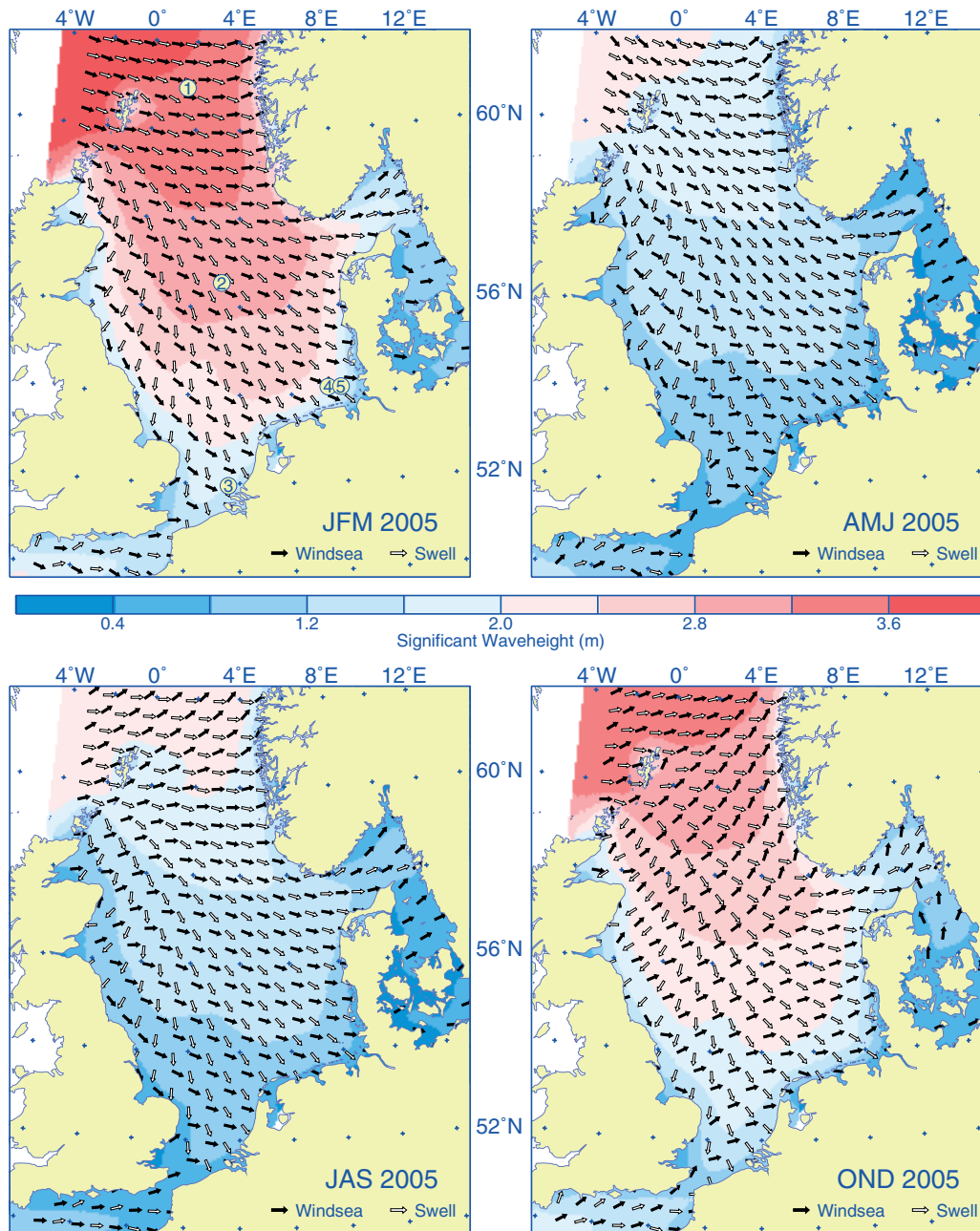


Abb. 3-9: Saisonale geographische Verteilungen von Wellenhöhe, Windsee und Dünung im Jahr 2005; JFM = Januar, Februar, März etc. Nummern kennzeichnen die Positionen der Stationen ›Brent‹ (1), ›Ekofisk‹ (2), ›Euro‹ (3), ›UFS DB‹ (4) und ›Helgoland‹ (5).

Fig. 3-9: Seasonal geographical distributions of wave height, windsea and swell in 2005; JFM = January, February, March etc. Figures stand for stations ›Brent‹ (1), ›Ekofisk‹ (2), ›Euro‹ (3), ›UFS DB‹ (4) und ›Helgoland‹ (5).

Die prinzipiellen saisonalen Unterschiede mit maximalen Wellenhöhen im Winterhalbjahr und geringsten Wellenhöhen im Frühjahr und Sommer erklären sich aus entsprechenden Intensitätsänderungen im Windantrieb (vgl. Abschnitt 2.4, S. 51). Die in allen Jahreszeiten und von Jahr zu Jahr ähnlichen Verteilungsmuster zeigen dabei von Norden nach Süden und zu den Küsten hin abnehmende Wellenhöhen. In dieser typischen Struktur des Wellenhöhenfeldes prägt sich die geographisch-bathymetrische

Konfiguration der Nordsee aus, die nach Norden hin durch zunehmende Wassertiefen und eine weite Öffnung zum Nordatlantik wesentlich bestimmt ist.

Die Winterverteilung zeichnete sich gegenüber derjenigen der Vorjahressaison durch deutlich höheren Seegang aus. Dieser Befund steht im Einklang mit einer Häufung von Stürmen und NW-Wetterlagen im Januar (vgl. *Tab. 2-1, S. 45* und *Abb. 2-7, S. 49*). In den übrigen Jahreszeiten unterschieden sich die mittleren Wellenhöhen nur wenig von den Verhältnissen im Vorjahr.

Die Dünung hatte in allen Jahreszeiten NW-liche Richtung, denn sie läuft zumeist aus dem Nordostatlantik heran. Im flacheren Wasser schwenkt sie infolge Refraktion auf die britische und dänische Küste zu. Die Richtung der Windsee stimmt generell mit der Windrichtung überein; demzufolge kam die Windsee im Jahr 2005 im Herbst aus SW und in den übrigen Jahreszeiten aus W bis NW (vgl. *Abb. 2-8, S. 52*).

Einen Eindruck von unter Sturmeinwirkung möglichen synoptischen Wellenhöhen bietet *Abb. 3-10*. Im Verlauf des 20. Januar 2005 zog das Orkantief ›Ingo‹ bei leicht ansteigendem Kerndruck auf 970 hPa von der Norwegischen See nach Südschweden. In der Deutschen Bucht erreichten die WNW-Winde mittlere Geschwindigkeiten von etwa 22 m/s (9 Bft), in Spitzenböen bis 35 m/s¹. Verglichen mit gemessenen Wellenhöhen bei Helgoland (2.5 – 4.2 m) und Ekofisk (4 – 8 m) erwiesen sich die simulierten Wellenhöhen zeitweilig als deutlich zu hoch (*Abb. 3-10*). Dennoch dürften in der nördlichen Nordsee und vor der Südwestküste Norwegens signifikante Wellenhöhen von über 10 m aufgetreten sein.

Jahresstatistiken der signifikanten Wellenhöhe sind für drei Positionen in *Tab. 3-2* der WASA-Langzeitstatistik gegenübergestellt (GÜNTHER ET AL. 1997). Zur geographischen Lage der ausgewählten Stationen in der südlichen, zentralen und nördlichen Nordsee vgl. *Abb. 3-9, JFM-Quartal*. Alle statistischen Maßzahlen für das Jahr 2005 lagen unter den klimatologischen Werten des WASA-Modells, jedoch – außer für die südliche Station – meist über denjenigen der ebenfalls sturmschwachen Jahre 2002 bis 2004 (vgl. *Abb. 2-16, S. 68*). Die jährlichen Maxima unterliegen als Einzelereignisse

WAM-MODEL	EURO @ 51N/1.5E			EKOFISK @ 56.5N/3.2E			BRENT @ 61N/1.5E		
	MEAN	P ₉₀	MAX	MEAN	P ₉₀	MAX	MEAN	P ₉₀	MAX
2002	1.2	2.4	8.6	1.9	3.6	13.2	2.3	3.9	11.2
2003	1.0	2.1	5.9	1.7	3.3	8.9	2.3	4.0	8.5
2004	1.2	2.5	6.4	1.9	3.6	7.8	2.4	4.3	10.8
2005	1.2	2.3	6.1	2.1	3.9	9.7	2.7	4.8	12.8
WASA-MODEL 1955-1994	1.2	2.4	6.5	2.3	4.1	10.5	3.2	5.6	12.9

*Tab. 3-2: Wellenhöhenstatistik (Modelldaten, alle Angaben in m). Das Zentil P₉₀ unterteilt die Menge der nach aufsteigendem Wert sortierten Wellenhöhen im Verhältnis 9:1. Zur Lage der Stationen s. *Abb. 3-9, S. 94*.*

*Table 3-2: Wave height statistics (model data, all entries in m). The 90th percentile divides the waveheight distribution 9:1. For a location map cf. *Fig. 3-9, p. 94*.*

1. In Cuxhaven-Steubenhöft führte ›Ingo‹ zu einem Hochwasserstand von 3.43 m über NN und damit der stärksten Sturmflut des Jahres 2005 (s. a. *Abschnitt 3.4, S. 104*).

naturgemäß von Jahr zu Jahr großen Schwankungen. Der Extremwert von 9.7 m an der Ekofiskplattform trat am 20. Januar ein (vgl. Abb. 3-10) und übertraf die beobachtete Wellenhöhe von 8 m deutlich. Die sehr hohe See von 12.8 m bei Brent ereignete sich am 12. Januar als Folge des schweren W-Sturmes ›Gero‹ (10 Bft, Kerndruck 945 hPa) über der nördlichen Nordsee.

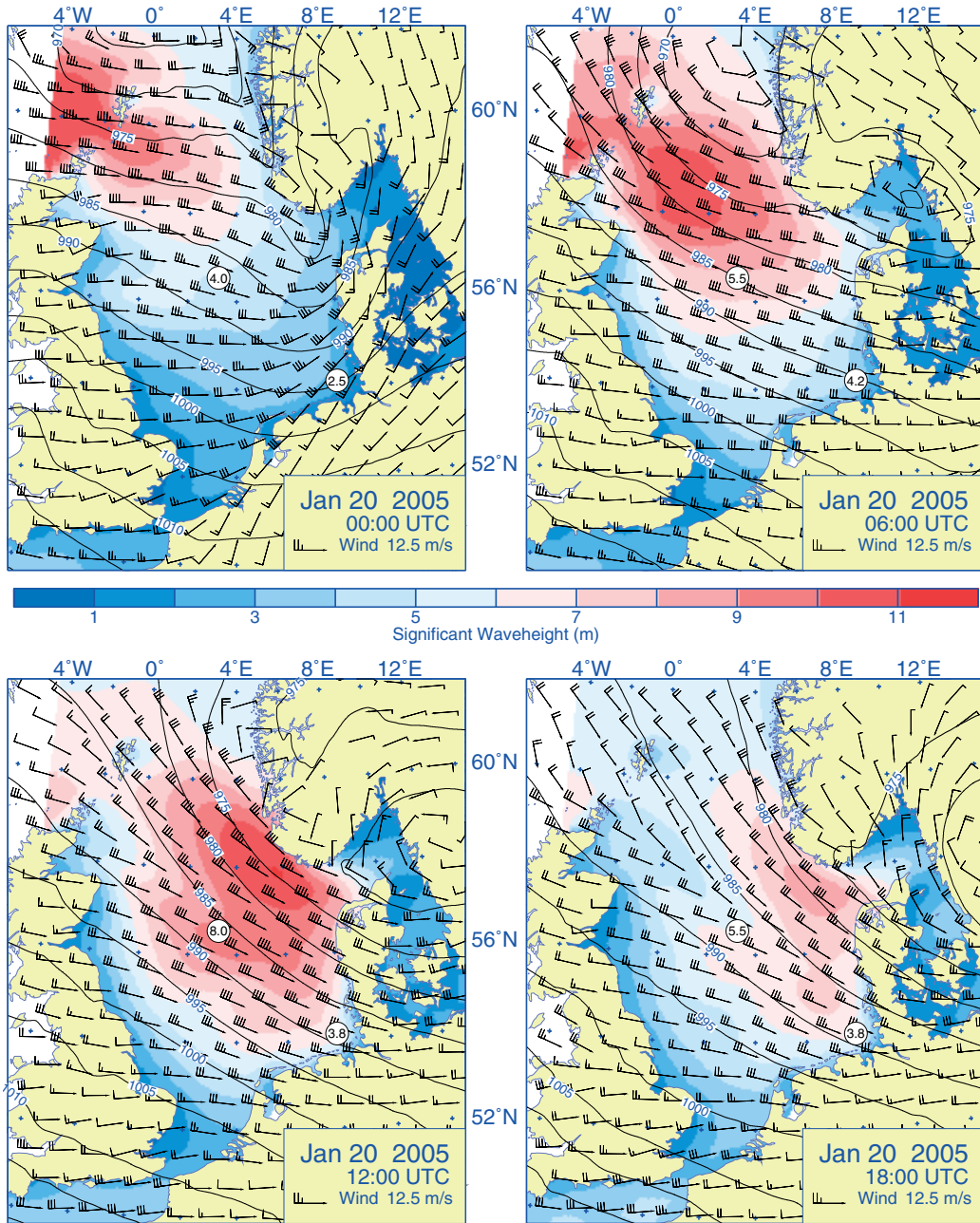


Abb. 3-10: Luftdruck, Wind und Wellenhöhe beim Durchzug des Orkantiefs ›Ingo‹.

Fig. 3-10: Sea level pressure, wind and wave height during the severe gale ›Ingo‹.

3.3.3 Lokale Wind- und Windseeverteilungen

Eine detailliertere Charakterisierung der Wind- und Seegangsverhältnisse wird nachfolgend für repräsentative Positionen in der Deutschen Bucht und der zentralen Nordsee vorgenommen. Lediglich für Helgoland stehen regelmäßige Seegangsmessun-

gen zur Verfügung, die jedoch aufgrund der Nähe zur Insel von den Verhältnissen auf offener See abweichen können (LOEWE ET AL. 2006). Deshalb liegt das Hauptgewicht der Analyse abermals auf Modelldaten des DEUTSCHEN WETTERDIENSTES für ›UFS DB‹ und ›Ekofisk‹ (s. Abb. 3-9, S. 94). Für beide Positionen werden Jahres- und Saisonstatistiken in Form von zweidimensionalen relativen Häufigkeitsverteilungen für Wind- und Windsee präsentiert, die Aufschluss über Richtung und Geschwindigkeit bzw. Wellenhöhe geben.

3.3.3.1 Deutsche Bucht

Die Seegangsmessboje bei Helgoland arbeitete im Jahr 2005 weniger zuverlässig als in den Vorjahren. Im 4. Quartal kam es zu längeren Ausfallzeiten, so dass im Berichtsjahr nur knapp 80 % der bei kontinuierlichem Betrieb möglichen Datenmenge aufgezeichnet werden konnten. Die abgeleitete Häufigkeitsverteilung der gemessenen signifikanten Wellenhöhe ist in Tab. 3-3 entsprechenden Verteilungen für die Jahre 2002 bis 2004 gegenübergestellt.

YEAR	OBS @HELGOLAND: SWH DISTRIBUTION [%] & STATISTICS [M]								MEAN	P ₉₀	MAX
	0-1	1-2	2-3	3-4	4-5	5-6	6-7	6-7			
2005	56.3	34.7	7.1	1.6	0.1	0.1	<0.1		1.1	2.0	6.8
2004	52.7	35.7	9.5	1.7	0.2	0.1			1.1	2.1	5.7
2003	63.0	29.9	5.8	1.2	0.1				0.9	1.8	4.4
2002	58.5	31.1	8.0	1.9	0.4	0.1	<0.1		1.0	2.0	6.3

Tab. 3-3: Prozentuale Häufigkeitsverteilung und Statistik der signifikanten Wellenhöhe (SWH) bei Helgoland (Waverider-Daten, keine Seegangsrichtung). Das Zentil P₉₀ unterteilt die Menge der nach aufsteigendem Wert sortierten Wellenhöhen im Verhältnis 9:1.

Table 3-3: Percent frequency distribution and statistics of significant wave height (SWH) near Helgoland (waverider data, no wave direction). The 90th percentile divides the waveheight distribution 9:1.

Trotz der Datenlücken und mithin eingeschränkten statistischen Aussagekraft weichen die aktuellen Häufigkeiten nicht auffällig von denen der Vorjahre ab. Lediglich die relativ schwache Besetzung der Klasse 2 – 3 m und der hohe Anteil von Seegang unter 1 m könnte mit den Datenverlusten im Herbstquartal in Verbindung stehen. Der höchste Seegang trat mit einer signifikanten Wellenhöhe von 6.8 m am 8. Januar beim Durchzug des Orkantiefs ›Erwin‹ (SW 9) ein (s. Tab. 2-1, S. 45).

Die Jahresverteilungen für Richtung und Geschwindigkeit bzw. Wellenhöhe von Wind und Windsee an der Position UFS DB sind in Tab. 3-4 und Tab. 3-5 zusammengestellt; entsprechende saisonal differenzierte Verteilungen bietet Abb. 3-11, S. 99 in gebündelter Form. Auf die Zensierung der Verteilungen wurde aus praktischen Erwägungen – jedoch auf Kosten der direkten Vergleichbarkeit mit früheren Windseeverteilungen – erstmals verzichtet¹.

Die Randverteilungen für Wind- und Windseerichtung sind ähnlich (Zeilensummen in Tab. 3-4 und Tab. 3-5). Beide zeigen ein breites Maximum in den Sektoren SW – NW. Hohe und extreme Windgeschwindigkeiten sind gewöhnlich an diese Richtungen gebunden und generieren die höchsten Windseen, welche im Berichtsjahr jedoch ein leichtes Gefälle von NW nach SW aufwiesen. Insbesondere traten Wellenhöhen > 3 m

aus NW und W etwa 3mal häufiger auf als solche aus SW, obgleich diese Richtung für Windstärken > 12 m/s am stärksten besetzt war. Ursache für diese scheinbare Unstimmigkeit ist die vergleichsweise kurze Windstreichlänge für SW-Winde in der Deutschen Bucht. Der höchste Seegang trat während der Sturmphase im Januar 2005 auf (vgl. Abb. 2-13, S. 61); im W-Sektor wurden dabei Wellenhöhen von über 8 m erzeugt. Ferner erscheint die relativ große Häufung von niedrigem Seegang ($0 < SWH \leq 1$ m) und »glatter See« ($SWH = 0$ m) von insgesamt und auf Jahressicht fast 60 % bemerkenswert.

WIND DIRECTION	MOD @UFS DB: WIND SPEED [M/S]									ROW TOTALS
	>0	>3	>6	>9	>12	>15	>18	>21	>24	
NW	0.7	3.4	4.5	5.0	2.0	0.9	0.1	0.0		16.7
W	1.3	4.6	4.3	4.2	1.3	0.8	0.6	0.0		17.1
SW	1.3	4.2	3.4	4.0	2.6	1.2	0.3	0.0		17.0
S	1.3	2.1	3.0	2.6	1.4	0.2				10.6
SE	1.1	2.7	3.9	2.0	1.0	0.0				10.7
E	1.2	2.2	3.2	2.5	0.9	0.1				10.1
NE	0.7	2.3	1.9	1.7	1.1	0.5	0.0			8.2
N	0.9	2.7	2.6	2.0	1.2	0.3	0.0			9.7
COLTOTALS	8.4	24.2	26.8	24.0	11.5	4.0	1.0	0.1		100

Tab. 3-4: Prozentuale Häufigkeitsverteilung für Windgeschwindigkeit und Windrichtung am Feuerschiff »Deutsche Bucht« im Jahr 2005 (WAM-Antriebsdaten, DWD).

Table 3-4: Percent frequency distribution of wind speed and direction at light vessel »Deutsche Bucht« in 2005 (WAM-Forcing, DWD).

WAVE DIRECTION	WAM @UFS DB: SIGNIFICANT WAVE HEIGHT [M]									ROW TOTALS
	>0	>1	>2	>3	>4	>5	>6	>7	>8	
NW	5.8	6.0	2.2	0.9	0.6	0.5	0.1			16.2
W	7.3	4.5	2.1	0.8	0.6	0.3	0.1	0.1	<0.1	15.8
SW	7.0	5.1	2.5	0.5	0.2					15.3
S	4.5	1.6	0.1							6.2
SE	6.6	2.6	0.3							9.6
E	5.5	3.2	0.2	<0.1						8.9
NE	3.1	1.8	0.5	0.3						5.7
N	5.0	2.0	1.1	0.4	0.1					8.7
COLTOTALS	44.9	26.8	9.1	2.9	1.5	0.8	0.2	0.1	<0.1	86.3

Tab. 3-5: Wie Tab. 3-4, jedoch für Windsee (WAM-Modell, DWD).¹

Table 3-5: Same as Table 3-4, but for windsea (WAM-Model, DWD).

1. In früheren Berichtsausgaben bezogen sich die Klassenhäufigkeiten auf die Anzahl N der Zustände $SWH > 0$, denn für $SWH = 0$ ist die Wellenrichtung undefiniert. Derart zensierte rel. Häufigkeiten beziehen sich demnach auf um die Anzahl N_0 der Zustände $SWH = 0$ verkürzte Jahre (oder Jahreszeiten). Für Aussagen wie »Windsee im Höhenintervall x aus Richtungssektor y trat mit Häufigkeit $z\%$ im (ganzen) Jahr ein« müssten diese rel. Häufigkeiten umständlich mit $N/N_{tot} = N/(N+N_0) = 1 - N_0/N_{tot}$ multipliziert werden. Ab sofort werden die Klassenhäufigkeiten deshalb auf N_{tot} , also das gesamte Jahr, bezogen. In den Tabellen ergibt sich dabei für die Summenhäufigkeit aller Klassen ein Fehlbetrag zu 100 %, welcher der rel. Häufigkeit N_0/N_{tot} der Seegangszustände $SWH = 0$ im Jahr entspricht. Prinzipiell gilt Entsprechendes für die Windverteilungen. Geschwindigkeitszustände $v = 0$ treten jedoch im Fall der Modellwinde nicht auf, so dass eine direkte Vergleichbarkeit mit früheren Ergebnissen bestehen bleibt.

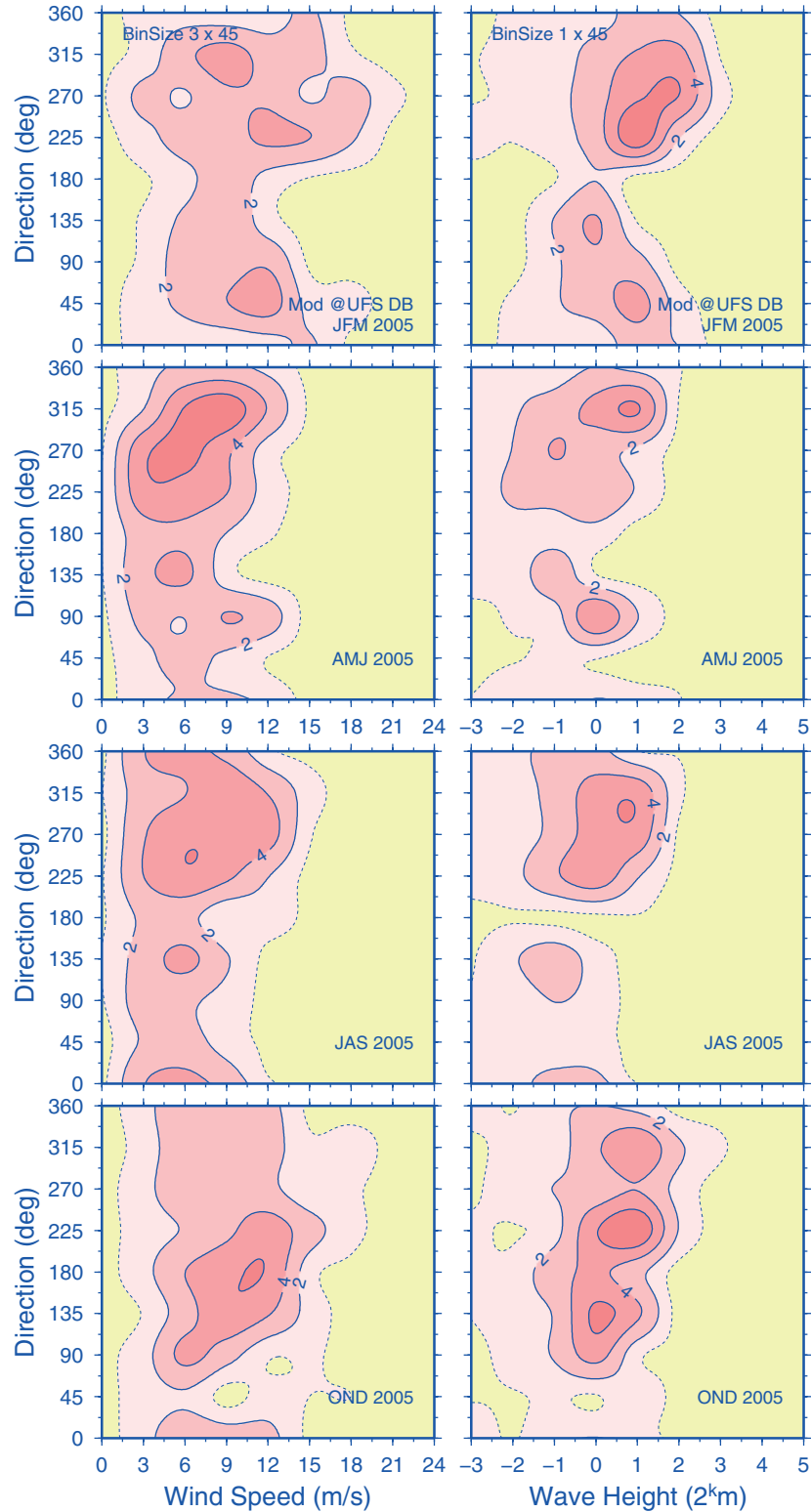


Abb. 3-11: Saisonale prozentuale Häufigkeitsverteilungen für Windgeschwindigkeit (links) sowie Wellenhöhe und -richtung (rechts) an der Position ›UFS DB‹ im Jahr 2005. Wellenhöhen sind \log_2 -skaliert. Datenbasis DWD-Modelle.

Fig. 3-11: Seasonal percent frequency distributions of wind speed as well as wave height and direction at position ›UFS DB‹ in 2005. Note \log_2 -scaling of wave height. Model data courtesy DWD.

Wie in früheren Jahresstatistiken zeichnet sich die Richtungsverteilung der Windsee durch ein Nebenmaximum im Sektor E – SE aus (*Tab. 3-5*). Aufgrund der geringen Windgeschwindigkeiten und kurzen Windstreichlängen sind Wellenhöhen über 2 m aus diesen Richtungen in der Deutschen Bucht jedoch selten. Die typische Bimodalität der Richtungsverteilung blieb im Jahr 2005 ohne Entsprechung in der Windverteilung (*Tab. 3-4*). Tatsächlich wurde diese Eigenschaft in der Jahresstatistik unterdrückt, denn die Lücke zwischen Haupt- und Nebenmaximum wurde durch die ungewöhnliche Häufung von S-Winden im Herbstquartal geschlossen (vgl. *Abb. 2-12, S. 59*). Aus *Abb. 3-11* geht ferner hervor, dass das Nebenmaximum in den übrigen Jahreszeiten keineswegs stationär war, sondern sich von NE über E nach SE verschob und dabei mit sekundären Moden in den Windseeverteilungen korrespondierte.

Während Wind- und Seegangsrichtung weitgehend übereinstimmen, ist für die Ausprägung der Wellenhöhe neben Windstärke und Wirkdauer die Länge der Anfachstrecke von entscheidender Bedeutung. So führten durchaus starke S-Winde im Herbst nur zu Wellenhöhen um 1 m, während ähnliche Windstärken aus SW und NW im selben Quartal etwa 2 m hohen Seegang erzeugten (*Abb. 3-11*). In der Deutschen Bucht treten die höchsten Wellen fast grundsätzlich mit NW-Winden auf.

In Ergänzung der Jahresstatistiken von *Tab. 3-2, S. 95* und *Tab. 3-3, S. 97* lassen sich für die (Windsee und Dünung umfassende) signifikante Wellenhöhe an der Position UFS DB für das Jahr 2005 folgende Kennzahlen angeben: Mittelwert 1.5 m, P₉₀-Zentil 2.8 m, Maximum 8.1 m.

3.3.3.2 Zentrale Nordsee

Wind- und Windseeverteilungen an der Position ›Ekofisk‹ charakterisieren die Verhältnisse in der zentralen Nordsee (*Tab. 3-6, Tab. 3-7, Abb. 3-12*). Im Unterschied zu früher veröffentlichten Ergebnissen wurde auf eine Zensurierung der Verteilungen verzichtet (s. *Fußnote, S. 98*).

Die Jahresstatistiken sind hinsichtlich der Richtungsverteilungen (Zeilensummen) durch ein breites Plateau gekennzeichnet, das sich über die gesamte Westhemisphäre von S bis N erstreckt und in den Sektoren SW und NW am stärksten besetzt ist. Die höchsten Windgeschwindigkeiten und Wellenhöhen sind an westliche Richtungen gebunden. Die höchste Windsee trat mit 9.6 m am 20. Januar in Verbindung mit dem Orkantief ›Ingo‹ ein (vgl. *Abb. 3-10, S. 96*).

Die mittlere Windgeschwindigkeit lag mit 8.9 m/s merklich höher als an der Position UFS DB (8.1 m/s), denn die Besetzungsdichte der Windgeschwindigkeitsklassen jenseits 12 m/s übertraf diejenige in der Deutschen Bucht um den Faktor 4/3. Die kumulierte Häufigkeit von Windseen > 2m lag mit 25 % um den Faktor 1.7 höher. Demzufolge überstieg auch die mittlere Höhe der Windsee bei Ekofisk mit 1.3 m diejenige am UFS DB um 0.3 m. Die geringeren Wellenhöhen in der Deutschen Bucht sind jedoch nicht ausschließlich auf geringere Windgeschwindigkeiten zurückzuführen. Kürzere Windstreichlängen für die Richtungen N (über E) bis SW sowie geringere Wassertiefen wirken sich ebenfalls dahingehend aus. Deutlich wird dies beim Vergleich der oberen Wellenhöhenklassen im genannten Richtungssegment, welche auf der Position UFS DB wesentlich schwächer oder gar nicht besetzt sind (vgl. *Tab. 3-5, S. 98* mit *Tab. 3-7*).

Neben dem in allen Jahreszeiten präsenten Häufigkeitsmaximum für Wind und Seegang aus NW weisen die saisonalen Verteilungen – außer im Winter – einen breiten

Mode mit Schwerpunkt im S-Sektor aus (Abb. 3-12). Die zugehörige modale Windgeschwindigkeit lag im Herbst mit 10 m/s in der Größenordnung des stationären NW-Modus und produzierte entsprechend hohe Windseen von etwa 2 m. Die enge Kopplung zwischen Wind und Windsee drückt sich ähnlichen Verteilungsmustern aus. Die oft »verschmierteren«, flacheren und teils verschobenen Gipfel der Windseeverteilungen resultieren vor allem aus der Tatsache, dass die längsten Anfachstrecken nicht immer mit den vorherrschenden Windrichtungen übereinstimmen. Darüber hinaus leistet die logarithmische Skalierung der Wellenhöhenklassen einen systematischen Beitrag.

WIND DIRECTION	MOD @EKOFISK: WIND SPEED [M/S]									ROW TOTALS
	>0	>3	>6	>9	>12	>15	>18	>21	>24	
NW	1.1	2.6	4.6	6.5	3.3	1.3	0.4	0.0		19.9
W	1.4	3.0	3.5	3.0	1.8	0.9	0.5	0.4	0.0	14.5
SW	1.2	3.8	3.0	3.9	2.6	0.9	0.7	0.2	0.0	16.3
S	0.8	4.1	4.8	3.5	1.7	0.5	0.2			15.6
SE	0.5	2.3	2.8	2.5	0.9	0.5	0.0			9.4
E	0.7	1.7	1.8	2.1	1.1	0.2	0.0			7.7
NE	0.5	1.2	1.6	1.4	0.7	0.3	0.1			5.9
N	1.1	1.8	2.4	2.5	1.8	0.7	0.4	0.1		10.8
COLTOTALS	7.3	20.5	24.4	25.3	14.0	5.3	2.4	0.7	0.1	100

Tab. 3-6: Prozentuale Häufigkeitsverteilung für Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Position »Ekofisk« im Jahr 2005 (WAM-Antriebsdaten, DWD).

Table 3-6: Percent frequency distribution of wind speed and direction at »Ekofisk« in 2005 (WAM-Forcing, DWD).

WAVE DIRECTION	SIGNIFICANT WAVE HEIGHT [M], WAM @EKOFISK										ROW TOTALS
	>0	>1	>2	>3	>4	>5	>6	>7	>8	>9	
NW	6.2	4.7	2.8	1.2	0.8	0.6	0.3	0.1		0.1	16.7
W	5.8	2.6	1.3	0.7	0.5	0.2	0.2	0.1	<0.1		11.4
SW	6.3	3.8	2.6	1.0	0.7	0.4	<0.1	<0.1	0.1		14.9
S	7.4	4.0	1.4	0.4	0.2	0.1	<0.1				13.3
SE	4.3	2.4	1.0	0.6	0.1						8.4
E	3.5	1.7	0.9	0.4	0.2	0.2					6.9
NE	3.0	1.0	0.7	0.2	0.1	0.1	<0.1				5.0
N	3.4	3.5	2.9	1.2	0.3	0.3	0.3	0.1	<0.1		12.1
COLTOTALS	39.8	23.7	13.5	5.6	2.8	1.7	1.0	0.2	0.1	0.1	88.7

Tab. 3-7: Wie Tab. 3-6, jedoch für Windsee (WAM-Modell, DWD).

Table 3-7: Same as Table 3-6, but for windsea (WAM-Model, DWD).

Die Modalwerte der saisonalen Windseeverteilungen lagen durchweg zwischen 1 und 2 m. Lediglich im Winter wurden im NW-Gipfel 3 m erreicht (Abb. 3-12). Für statistische Kennzahlen zur Windsee und Dünung umfassenden signifikanten Wellenhöhe wird auf Tab. 3-2, S. 95 verwiesen.

Schließlich scheint die gute Korrespondenz zwischen den Mustern der lokalen Windverteilungen in der zentralen Nordsee und den Ergebnissen der Wetterlagenstatistik durchaus erwähnenswert (vgl. Abschnitt 2.3.3, S. 47). Wie Abb. 2-7, S. 49 zu entnehmen

ist, kamen die in allen Jahreszeiten ausgeprägten NW-Moden der Windverteilung (Abb. 3-12) durch starke Häufungen von NW-Lagen in einzelnen Monaten zustande (Jan, Mai, Aug, Dez). Auch das Nebenmaximum der Winterverteilung bei E erscheint aufgrund statistisch ungewöhnlich häufiger SE- und NE-Lagen ab Februar plausibel.

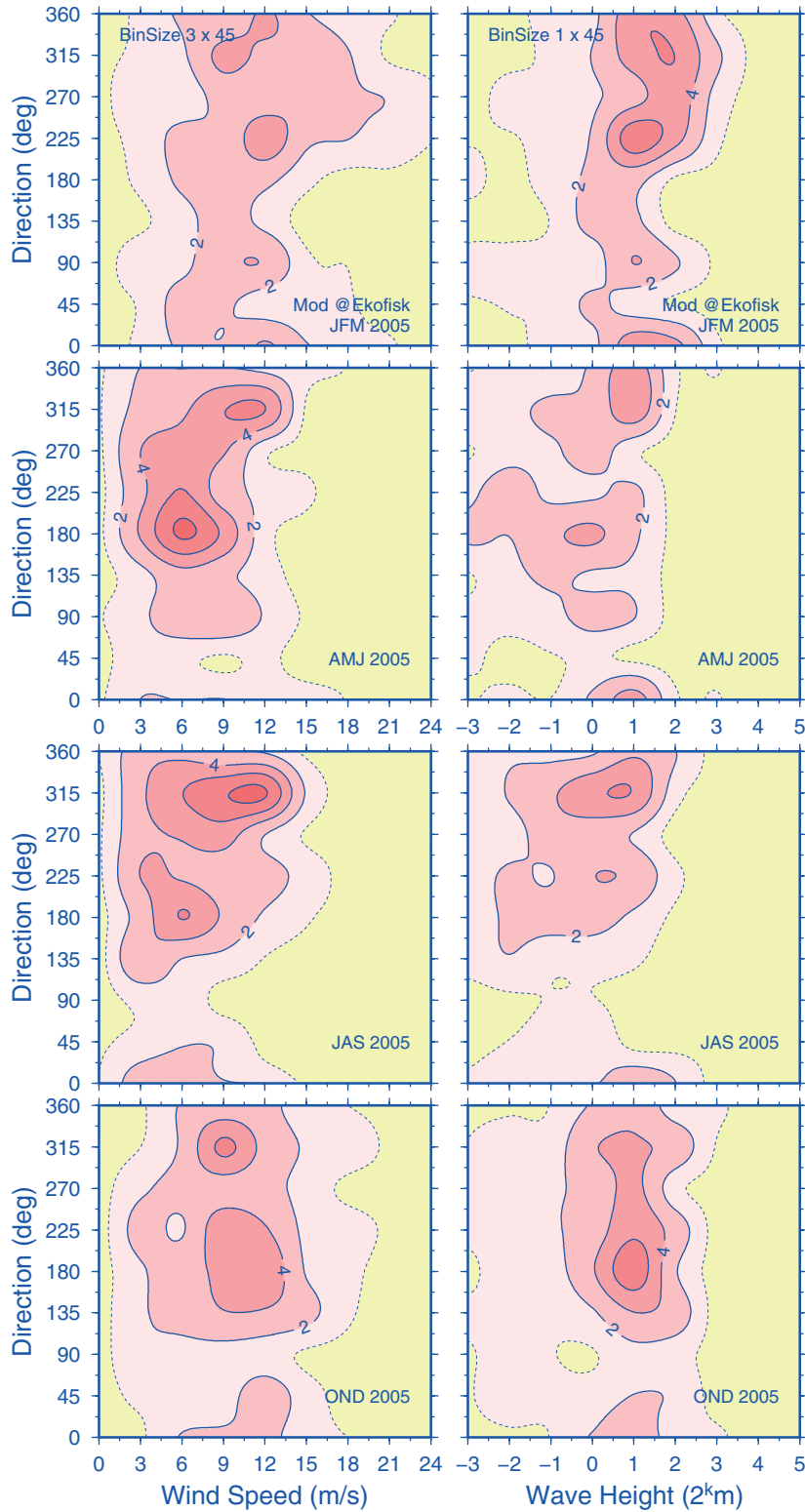


Abb. 3-12: Wie Abb. 3-11, jedoch für Position ›Ekofisk‹.

Fig. 3-12: Same as Fig. 3-11, except for position ›Ekofisk‹.

Die ab Frühjahr 2005 ständig präsenten S-Moden sind etwas schwieriger zuzuordnen, zumal der Wetterlagenstatistik 90°-Sektoren zugrunde liegen. Die antizyklonale S-Zirkulation im April und Oktober scheint dafür in den zugehörigen Jahreszeiten bestimmend gewesen zu sein (Abb. 2-10, S. 55). Auch die Trajektorie des ›Nordseewind‹ (Abb. 2-13, S. 61) enthält in diesen Monaten starke Südkomponenten, die von den klimatologischen Verhältnissen deutlich abweichen. Dieselbe Trajektorie zeichnet sich in den Sommermonaten durch recht stabile NW-Winde aus, die sich in dem prägnanten NW-Mode der Windverteilung abbilden, liefert jedoch keinen Hinweis auf den flachen und schwachwindigen S-Mode der Sommergebietverteilung. Für die küstennahe Station UFS DB wurde anhand langjähriger Beobachtungen für das Auftreten von S- und NW-Winden im Sommer (und Frühjahr) eine starke komplementäre Tageszeitabhängigkeit festgestellt (Land-Seewind). Im aus täglichen großräumigen Luftdruckfeldern abgeleiteten ›Nordseewind‹ werden derartige Effekte schon samplingbedingt unterdrückt.

3.3.4 Zusammenfassung

Seegang ist der winderzeugte Schwingungszustand der Meeresoberfläche. Das Seegangsklima im Jahr 2005 wurde durch saisonale geographische Verteilungen von signifikanter Wellenhöhe, Windsee- und Dünungsrichtung charakterisiert. Die typischen Verteilungsmuster sind von den vorherrschenden Windverhältnissen und der geographisch-bathymetrischen Gestalt der Nordsee geprägt. Aufgrund des starken Sturm- aufkommens im Januar überstiegen die mittleren Wellenhöhen im Winter diejenigen der windschwächeren Vergleichs quartale der Jahre 2003 und 2004. Wind und Windsee kamen in allen Jahreszeiten im Mittel aus W-lichen Richtungen; die Dünung hatte durchweg NW-liche Richtung. Mittlere und maximale Wellenhöhen überschritten an repräsentativen Positionen zwar die Vorjahreswerte, blieben jedoch weiterhin unter den klimatologischen Wellenhöhen. Im Orkan ›Ingo‹ kam es am 20. Januar in der nördlichen und zentralen Nordsee zu signifikanten Wellenhöhen um 10 m. Am 12. Januar (Orkan ›Gero‹) traten in der nördlichen Nordsee sogar Wellenhöhen über 12 m auf.

Die Richtungsverteilungen des Windes in der zentralen Nordsee und in der Deutschen Bucht sind typischerweise bimodal. Das Häufigkeitsmaximum der Windrichtung bei Ekofisk lag bei NW, ein Nebenmaximum meist bei S. In der Deutschen Bucht waren entsprechende Maxima dagegen nach W bzw. in E-liche Richtungen verschoben. Im Herbst dominierten in beiden Gebieten S-Winde. Diese Muster bildeten sich im Wesentlichen auch in den Verteilungen der Windsee ab. Die mittlere Windgeschwindigkeit in der zentralen Nordsee war mit 8.9 m/s merklich höher als in der Deutschen Bucht, denn hohe Windgeschwindigkeiten kamen um etwa 35 % häufiger vor. Die mittlere Höhe der Windsee lag mit 1.3 m um 0.3 m höher als in der Deutschen Bucht; die mittleren signifikanten Wellenhöhen (in welche die Dünung einbezogen ist) standen in einem ähnlichen Verhältnis von 2.1 zu 1.5 m. Für die Nordsee typisch, gingen die höchsten Windgeschwindigkeiten und Windseen mit den Richtungen SW bis NW einher. Die maximalen Wellenhöhen in der Deutschen Bucht blieben für alle Richtungen geringer als in der zentralen Nordsee – außer für Seegang aus W. Ursache hierfür sind vor allem kürzere Windstreichlängen, geringere Wassertiefe und niedrigere Windgeschwindigkeiten.

Alle Ergebnisse beruhen auf Modellrechnungen.

3.4 Wasserstand

<•> P. Loewe

3.4.1	Einführung	... 104
3.4.2	Hoch- und Niedrigwasser	... 104
3.4.3	Wasserstandsentwicklung seit 1970	... 106
3.4.4	Zusammenfassung	... 110

3.4.1 Einführung

Wasserstandsdaten der englischen, niederländischen und deutschen Pegelnetze sind unabdingbar für den operationellen Betrieb des Wasserstands- und Sturmflutwarndienstes des BSH. Sie bilden die Basis der Vorhersagen für die Küste der Deutschen Bucht sowie des Ems-, Weser- und Elbegebiets. Die Wasserstandsmessungen von 185 deutschen Pegelstationen werden darüber hinaus in Internetprodukten des BSH verwertet (»Baden & Meer«, »Schifffahrt & Meer«), stellen aber auch bei hydrographisch-klimatologischen und nautischen Fragestellungen eine relevante Information dar.

Die Zeitskalen der Analyse reichen von Nahe-Echtzeit im operationellen Vorhersagebetrieb und in der hydrodynamischen Modellierung des Wasserstandes bis hin zu Jahren und Jahrzehnten. Für die Gezeitenvoraberechnungen beispielsweise sind aufgrund der Periodizität (19 a) der lunaren Nodaltide lange Zeitreihen von Bedeutung. Die an einzelnen Pegelorten seit über 100 Jahren durchgeführten Wasserstandsmessungen ermöglichen darüber hinaus Untersuchungen langfristiger Änderungen des Wasserstandes an der deutschen Nordseeküste. Referenzpegel für die Wasserstandsvorhersage am BSH ist der Pegel Cuxhaven-Steubenhöft. Er wird hier – unabhängig von möglichen Einflüssen topographischer Veränderungen – zur Dokumentation und statistischen Einordnung von Hoch- und Niedrigwasserständen im Jahr 2005 herangezogen.

3.4.2 Hoch- und Niedrigwasser

Die Monatsklimatologie der Hochwasserstände bei Cuxhaven für den Zeitraum 1971 – 2000 ist in *Abb. 3-13* zusammen mit einem Variabilitätsband (grün) dargestellt, innerhalb dessen 95 % der individuellen Monatsmittelwerte anzutreffen sein sollten. Ein ausgeprägter klimatologischer Jahresgang um den als »Mittleres Hochwasser« bezeichneten Referenzwert von 150 cm ist nicht erkennbar. Die Variabilität der Hochwasserstände in den Herbst und Wintermonaten übertrifft diejenige im Frühjahr und Sommer erheblich. Diese ausgeprägte »Bandbreite« der Hochwasserstände im Winterhalbjahr dokumentiert die Stärke meteorologischer »Störfaktoren«, unter denen der Wind eine herausragende Rolle einnimmt. Bei im Frühjahr und Sommer grundsätzlich

schwächeren Luftdruckgegensätzen über der Nordsee und demzufolge häufig schwachwindigen Wetterlagen (vgl. *Abb. 2-9, S. 53*) sind die Gezeitenkräfte wesentlich »ungestörter am Werk«.

Aufgrund der geographischen Lage von Cuxhaven am nach Nordwesten geöffneten Mündungstrichter der Elbe treten hier (und stromauf bis Hamburg) die höchsten Hochwasserstände und stärksten Sturmfluten in Verbindung mit NW-Winden und entsprechend niedrige Wasserstände bei entgegengesetztem Windstau (SE) ein. Dieser Zusammenhang wurde anderswo ausführlich erörtert (LOEWE ET AL. 2005) und zeigte sich im Jahr 2005 im parallelen Auftreten von überdurchschnittlichen Hochwassern und gehäuften NW-Wetterlagen im Januar sowie von Mai bis August (s. *Abb. 2-7, S. 49*). Die einzig nennenswerte negative Abweichung von der Klimatologie trat im Oktober ein und erklärt sich aus dem ausgeprägten SE-Muster des Luftdruckanomaliefeldes (s. *Abb. 2-11, S. 56*). Alle Hochwasseranomalien blieben im durch die Signifikanzschwellen¹ begrenzten »grünen Bereich«.

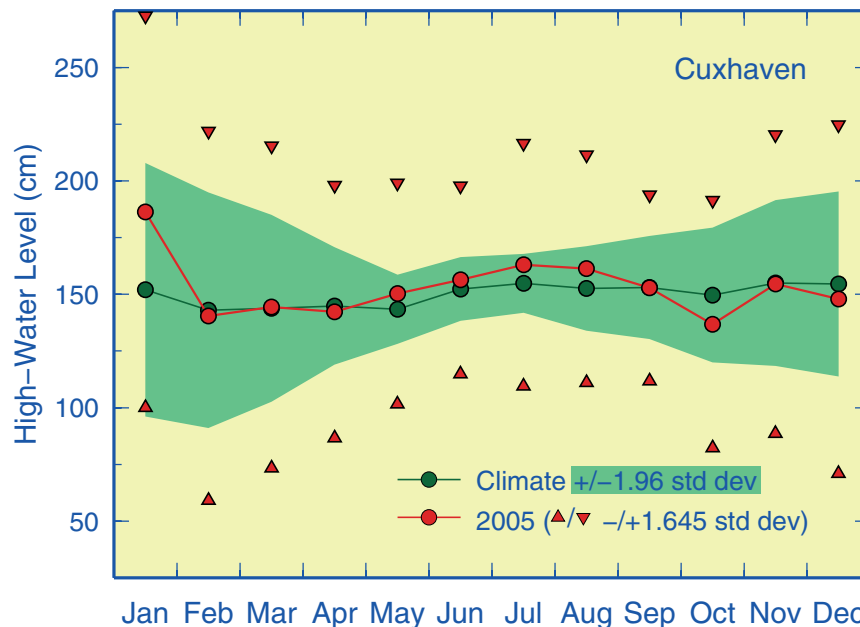


Abb. 3-13: Hochwasserstände bei Cuxhaven im Jahr 2005 (bezogen auf NN) mit Monatsklimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band sowie intramonatlichen 90%-Grenzen.

Fig. 3-13: High-water levels at Cuxhaven in 2005 (rel. to ordnance datum) together with 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band as well as intramonthly 90%-limits.

Vier der 5 Sturmfluten (Hochwasserstand > 300 cm) des Jahres 2005 traten mit den schweren Januarstürmen »Aloys« (2., *Abb. 2-3, S. 42*), »Erwin« (8.), »Gero« (13.) und »Ingo« (20., *Abb. 3-10, S. 96*) ein. Am 17. Dezember (»Dorian«) wurde ein Hochwasserstand von 313 cm über NN erreicht, der nur in der schwersten Sturmflut des Jahres (20. Jan) übertroffen wurde (343 cm). Wie dem Wetterlagenkalender (*Tab. 2-1, S. 45*) zu entnehmen ist, traten fast alle Sturmfluten in Verbindung mit NW-Stürmen bzw. unter starken NW-Winden abziehender Sturmtiefs ein.

1. Die intramonatliche Variabilität im Jahr 2005, die als 90%-Quantil durch rote Triangeln kenntlich gemacht ist, ist lediglich eine Zusatzinformation, die für die hier analysierte zwischenjährliche Variabilität der Monatsmittel keine Bedeutung hat.

Eine Abb. 3-13 entsprechende Darstellung für die Niedrigwasserstände bietet Abb. 3-14. Einem Vergleich beider Abbn. ist zu entnehmen, dass der mittlere Tidenhub bei Cuxhaven etwa 3 m beträgt. In Hinsicht auf die natürliche Schwankungsbreite (grün) und die Stärke der Abweichungen von klimatologischen Mittelwerten besteht erwartungsgemäß Übereinstimmung – auch bzgl. der Ursachen – mit denjenigen der Hochwasserstände. Ein auffälliger Unterschied betrifft die Klimatologie selbst, welche im Fall der Niedrigwasser einem ausgeprägten Jahresgang unterliegt. Höchste Niedrigwasserstände treten dabei im Zeitraum November bis Januar auf, geringste ereignen sich normalerweise im Mai. Dieser Jahresgang spiegelt offenbar saisonale Intensitätsänderungen der klimatologischen Luftdruckgegensätze (vgl. Abb. 2-9, S. 53) und damit der Windstärke (Abb. 2-13, S. 61). Diese Erklärung erscheint physikalisch plausibel, das Ausbleiben eines entsprechenden Windstaueffektes bei den Hochwasserständen zunächst nicht. Es lässt sich jedoch zeigen, dass winderzeugte Wasserstandserhöhungen im flachen küstennahen Meer umgekehrt proportional zur Wassertiefe sind (ERTEL UND MAUERSBERGER 1973). Für eine der windinduzierten, küstengerichteten Oberflächenströmung entgegengesetzte untere Kompensationsströmung bieten geringere Wassertiefen weniger Raum, woraus unter sonst identischen Bedingungen ein höherer Windstau resultiert.

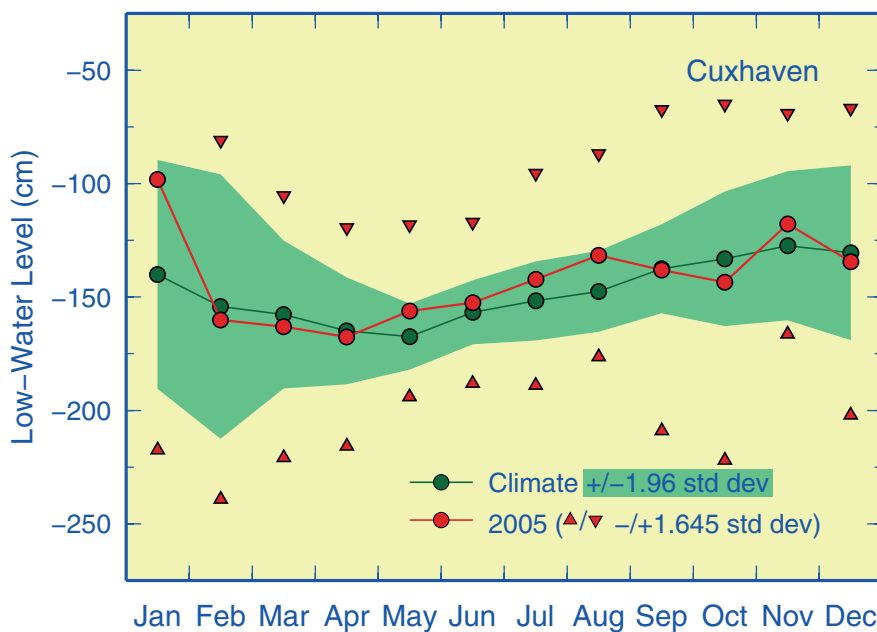


Abb. 3-14: Niedrigwasserstände bei Cuxhaven im Jahr 2005 (bezogen auf NN) mit Monatsklimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band sowie intramonatlichen 90%-Grenzen.

Fig. 3-14: Low-water levels at Cuxhaven in 2005 (rel. to ordnance datum) together with 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band as well as intramonthly 90%-limits.

3.4.3 Wasserstandsentwicklung seit 1970

An dieser Stelle war bereits früher darauf hingewiesen worden (LOEWE ET AL. 2006), dass außergewöhnlich hohe Hoch- und Niedrigwasserstände, die bis Ende der 1980er Jahre fast ausnahmslos im Herbst eintraten, seither bevorzugt auf die Wintermonate entfallen. Diese saisonale Verschiebung der Höchstwasserstände ereignete sich zeitgleich mit dem Regimewechsel der Nordseetemperatur und war wie dieser auf Verän-

derungen der saisonalen atmosphärischen Zirkulation zurückgeführt worden (LOEWE ET AL. 2006, ABB. 3.23 A.A.O.).

Inzwischen wurden für die Sturmhäufigkeit über der Nordsee ähnliche Zeitverschiebungen festgestellt (Abb. 2-15, S. 66), die sich in charakteristischen jahreszeitlichen Trends niederschlagen (Abb. 2-16, S. 68). Eine methodisch analoge Analyse der Sturmfluten bei Cuxhaven scheint naheliegend, ist jedoch aufgrund des seltenen Eintretens solcher Ereignisse nicht sachgerecht. Zur Ausleuchtung von Entwicklungsparallelen zwischen Sturm- und Sturmfluthäufigkeit wurden deshalb Q4-Hochwasserstände als

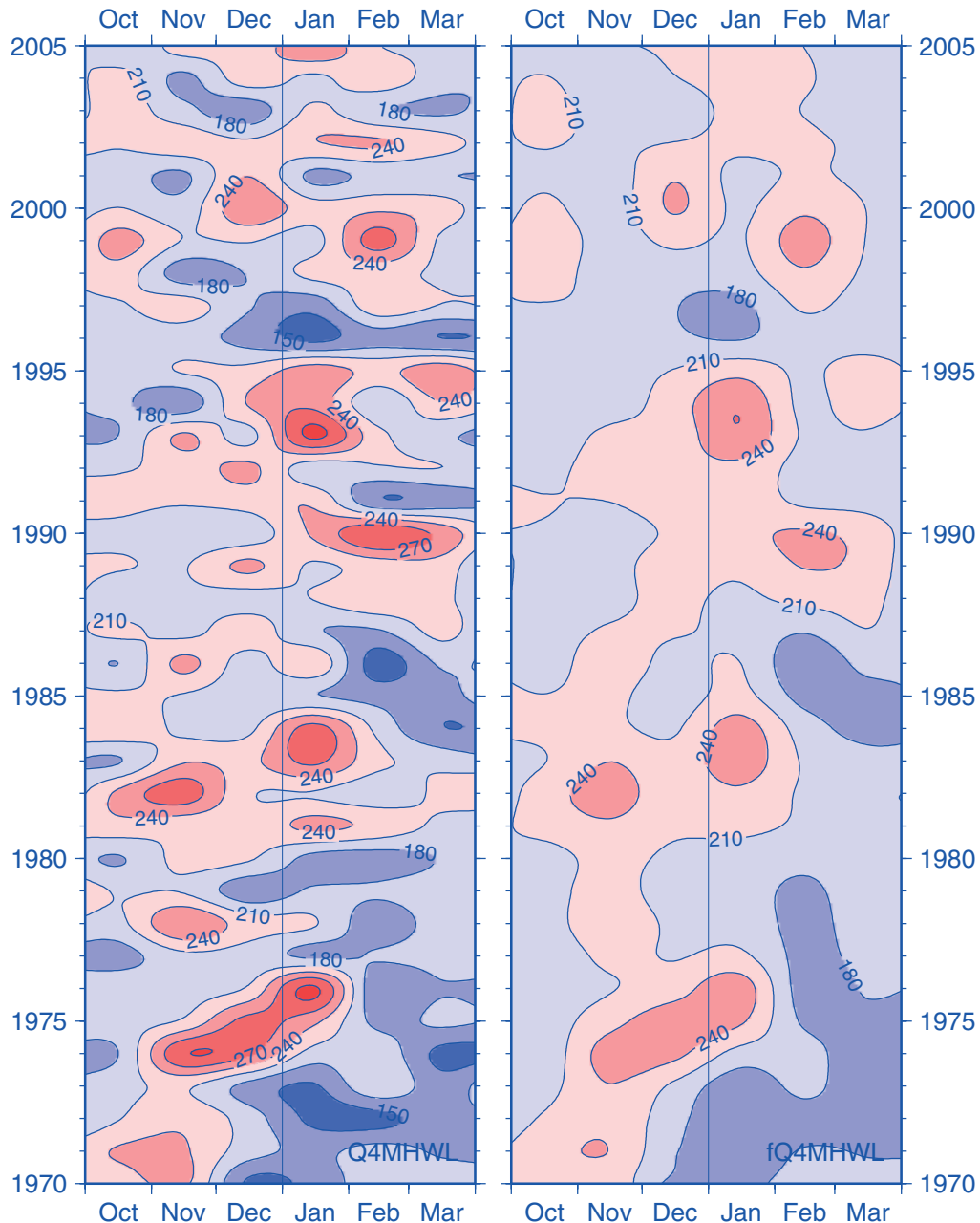


Abb. 3-15: Q4-Hochwasserstände bei Cuxhaven in cm über NN. Jahreszahl gilt für JFM (OND jeweils vom Vorjahr). Rechts: in Jahresrichtung tiefpassgefiltert (Filterlänge 5 Jahre).

Fig. 3-15: Q4 High-water levels at Cuxhaven in cm (rel. to ordnance datum). Years refer to JFM (OND from previous year, respectively). Right panel: lowpass filtered in yr-direction (filter length 5 yrs).

Proxy herangezogen. Diese sind in Analogie zur signifikanten Wellenhöhe (vgl. S. 93) als Mittelwert des oberen Quartils der Hochwasserstandsverteilung definiert.

Die intrasaisonalen und zwischenjährlichen Veränderungen der monatlichen Q4-Hochwasserstände sind aus *Abb. 3-15* ersichtlich und mit entsprechenden Veränderungen der Sturmhäufigkeit direkt vergleichbar (*Abb. 2-15, S. 66*). Die Richtigkeit der intuitiv plausiblen Vorstellung, dass sich ein hohes/geringes Sturmaufkommen in gleichsinnigen Veränderungen des Wasserstands niederschlagen muss, wird durch die gute zeitliche Übereinstimmung starker Wasserstandsabweichungen vom langjährigen Mittel (ca. 210 cm) mit den Gipfeln und Tälern der Sturmhäufigkeitsverteilung belegt. Weitere Gemeinsamkeiten bestehen in der hohen Variabilität im quasibiennialen sowie im intradekadischen Periodenbereich von 6 bis 9 Jahren. Letztere tritt in der Darstellung der tiefpassgefilterten Q4-Hochwasser (*Abb. 3-15, rechts*) ebenso klar hervor wie die seit Ende der 1980er Jahre andauernde Verlagerung hoher Wasserstände und Sturmfrequenzen vom Herbst in den Winter.

Auch die nachfolgende, für Herbst (OND), Winter (JFM) und das Sturmhalbjahr (O2M) durchgeführte Trendanalyse des Q4-Hochwasserstands (*Abb. 3-16*) ist mit einer entsprechenden Untersuchung der Sturmhäufigkeit unmittelbar vergleichbar (*Abb. 2-16, S. 68*). Angesichts der Halbierung der Herbststurmfrequenz seit 1970 wirkt die Abnahme des Q4-Hochwassers um 17 cm (1970 – 2005) oder 4.9 ± 5.1 cm pro Dekade physikalisch plausibel, auch wenn der Nulltrend im 95 % Konfidenzintervall gerade enthalten ist. Für die Wintersaison lässt sich ein entgegengesetzter, doppelt so starker Aufwärtstrend des Q4-Hochwassers von 9.7 ± 8.2 cm pro Dekade bestimmen; dieser beschreibt jedoch die langfristige Entwicklung erheblich schlechter als die tiefpassgefilterte Zeitreihe ($\langle \text{lp18} \rangle$, rot), wonach ein steiler Anstieg um insgesamt knapp 40 cm bereits zu Beginn der 1990er Jahre abgeschlossen war und von einem moderaten Gefälle abgelöst wurde.

Ein markanter Unterschied zur ansonsten ähnlichen Entwicklung der Wintersturmfrequenz besteht dabei in dem Umstand, dass die Sturmhäufigkeit inzwischen auf das Niveau der 1970er Jahre zurückgefallen ist, während das Q4-Hochwasser im Jahr 2005 immer noch etwa 30 cm höher lag (*Abb. 3-16*). Dass die hier verwendeten Sturmfrequenzen für das Nordseegebiet insgesamt repräsentativ sind, bedeutet gleichzeitig, dass die regionalen Verhältnisse, hier die der Deutschen Bucht, nicht notwendig genauso gut erfasst sind. So zeichnen sich geographische Partialtrendverteilungen jährlicher Gitterzellensturmhäufigkeiten, die aus einer Hindcastsimulation mit einem regionalen Klimamodell abgeleitet wurden (VON STORCH UND WEISSE 2008), für den Zeitraum 1958 bis Anfang der 1990er Jahre, nicht nur im gesamten Nordseeraum, sondern gleichermaßen im Nordostatlantik nördlich 50° N, durch sehr einheitliche Zuwachsraten aus. Die Folgezeit ist im Nordostatlantik durch ein fast vollständig inverses Trendmuster mit jetzt abnehmenden Sturmfrequenzen nördlich 50° N und zunehmenden Sturmhäufigkeiten südlich davon charakterisiert. Diese Trendumkehr war im Nordseeraum jedoch auf die nördliche Nordsee beschränkt, während sich für die südlichen Seegebiete und insbesondere auch die Deutsche Bucht lediglich flachere Zuwachsraten ergaben (VON STORCH UND WEISSE 2008). Die oben konstatierte divergente Entwicklung von Nordseesturmhäufigkeit und Hochwasserstand bei Cuxhaven in den Wintern seit etwa 1990 wird demnach möglicherweise durch regionale Unterschiede in den Sturmtrends verursacht, die der hier verwendete Sturmindex nicht abbilden kann (vgl. *Abschnitt 2.6.1, S. 64*).

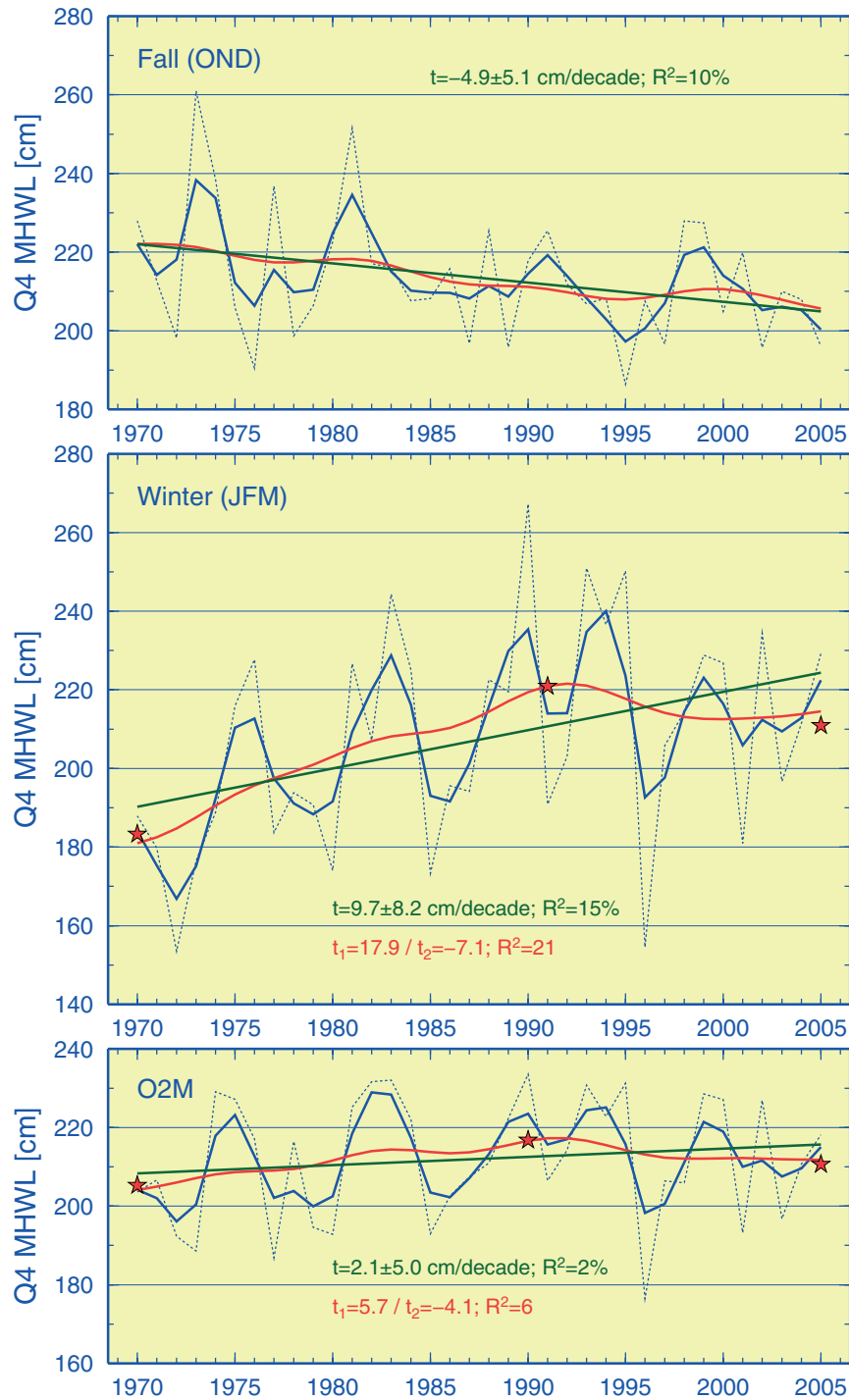


Abb. 3-16: Q4-Hochwasserstände im Herbst, Winter sowie von Oktober bis März. Neben den Rohzeitserien (strichliert) und linearen Trends (grün; $\pm 95\%$ Konfidenzintervall), ist die tiefpassgefilterte Entwicklung für Filterlängen von 5 (blau) und 18 Jahren (rot, lp18) dargestellt. Sterne markieren Anfangs- und Endpunkte für an die lp18-Kurve angepasste stückweise lineare Trends; die »erklärten« Varianzen (R^2) beziehen sich auf die Rohzeitserien.

Fig. 3-16: Q4 high-water levels in fall, winter, and from October through March. Raw series (stippled) and overall linear trends (green, $\pm 95\%$ confidence interval) are shown along with low-pass filtered series for filter lengths of 5 (blue) and 18 yrs (red, lp18). Stars mark break points of piecewise linear trends fitted to lp18; accounted variances (R^2) refer to raw series.

Die zunächst gegenläufigen, anschließend gleichsinnigen langfristigen Entwicklungen in Herbst und Winter zeigen sich beim Q4-Hochwasser der Gesamtsaison (O2M) als schwache Anstiegstendenz bis 1990 und ebenso schwache Abnahme seither (Abb. 3-16). Die Zeitserie des Q4-Hochwassers ist im Sturmhalbjahr (O2M) mit 2.1 ± 5.0 cm pro Dekade trendfrei.

3.4.4 Zusammenfassung

Aufgrund der geographischen Lage von Cuxhaven am nach Nordwesten geöffneten Mündungstrichter der Elbe treten hier die höchsten Hochwasserstände und stärksten Sturmfluten in Verbindung mit NW-Winden und entsprechend niedrige Wasserstände bei entgegengesetztem Windstau (SE) ein. Die monatlichen Abweichungen der Hoch- und Niedrigwasserstände von der Klimatologie stehen deshalb in engem Zusammenhang mit Häufungsanomalien von NW-Wetterlagen. Das gehäufte Auftreten solcher Wetterlagen im Januar sowie von Mai bis August bildete sich in überdurchschnittlichen Wasserständen ab. 4 der 5 Sturmfluten traten als Folge von Orkanen innerhalb der dreiwöchigen Sturmphase zu Jahresbeginn auf. In der schwersten Sturmflut am 20. Januar erreichte das Hochwasser 343 cm über NN.

Die zeitliche Entwicklung der Hoch- und Niedrigwasser seit 1970 zeigt, dass staubedingte, außergewöhnlich hohe Wasserstände vor 1988 zumeist im Herbst eintraten und seither bevorzugt auf die Wintermonate entfallen (LOEWE ET AL. 2006). Trendanalysen wurden für Q4-Hochwasserstände als Sturmflutproxy durchgeführt, die als arithmetische Mittel der oberen 25 % aufsteigend sortierter Hochwasserstände einer Saison definiert sind. Die Abnahme des Herbsthochwassers um knapp 20 cm im Zeitraum 1970 bis 2005 ging mit einer Halbierung der Sturmhäufigkeit über der Nordsee einher. In der Wintersaison stieg das Q4-Hochwasser bis Anfang der 1990er Jahre um etwa 40 cm an. Aufgrund des vergleichsweise flachen Abwärtstrends in der Folgezeit ergibt sich gegenwärtig (2005) ein Nettoanstieg um ca. 30 cm gegenüber den frühen 1970er Jahren, obgleich die Frequenz der Winterstürme über der Nordsee im gleichen Zeitraum auf das Niveau zu Beginn der 1970er Jahre zurückgefallen ist. Dieser Widerspruch ist vermutlich Folge des verwendeten großskaligen Sturmmaßes, denn Ergebnisse von VON STORCH UND WEISSE (2008) deuten auf eine Verlagerung der Hauptsturmzugbahnen hin und zwar dergestalt, dass die südlichen Seegebiete der Nordsee weiterhin einem relativ hohen Sturmaufkommen ausgesetzt sind.

3.5 Temperatur

<*> P. Loewe, A. Frohse & A. Schulz

3.5.1	Einführung	... 111
3.5.2	Oberflächentemperatur (SST)	... 112
3.5.3	Temperaturschichtung	... 115
3.5.4	Regimes: Die Temperatur macht Sprünge	... 121
3.5.5	SST vis-à-vis NAO: Unabhängigkeitserklärung	... 126
3.5.6	Meereis	... 131
3.5.7	Zusammenfassung	... 133

3.5.1 Einführung

Die Oberflächentemperaturen der Nordsee, die im BSH seit September 1968 wöchentlich analysiert werden, bilden die wichtigste Datenbasis für die hier präsentierten Ergebnisse zum thermischen Zustand der Nordsee und dessen dynamischer Entwicklung. Inzwischen umfasst das Archiv mehr als 2000 digitale Temperaturfelder, die auf einem flächentreuen 20 sm Gitter vorliegen. Der Datensatz dokumentiert nicht nur die raumzeitliche Entwicklung einer Schlüsselvariablen des physikalischen Meereszustands über mittlerweile 40 Jahre; als Integrator des meteorologischen Antriebs¹ lässt sich die Meeresoberflächentemperatur auch zur Untersuchung von Klimaänderungen in der Nordseeregion nutzen. Beispiele hierzu sind die auch ökologisch relevanten Beiträge zum Regimecharakter (3.5.4) und zur rezenten NAO-Unabhängigkeit (3.5.5) der Nordseetemperatur, aus denen sich plausible Erklärungen für das Ausbleiben starker Eiswinter seit 1997 ableiten (3.5.6).

Zunächst werden jedoch die Oberflächentemperaturen der Nordsee im Jahr 2005 dokumentiert, im Zusammenhang mit atmosphärischen Zirkulationsanomalien diskutiert und statistisch eingeordnet (3.5.2). Im Anschluss wird die Temperaturschichtung anhand von Beobachtungen analysiert (3.5.3), die während der Gesamtaufnahme der Nordsee mit FS Gauß im August 2005 angestellt wurden. Da diese Surveys seit nunmehr 11 Jahren unternommen werden, ist auch für die sommerlichen Schichtungsverhältnisse inzwischen eine grobe Klassifizierung möglich. Die ökologische Relevanz der Temperaturschichtung zeigt sich in markant verschiedenen Verteilungen von parallel gemessenen Nährsalzen, Sauerstoff und Chlorophyll-a und inversen biologischen Prozessen oberhalb (Produktion) und unterhalb (Abbau) der Temperatursprungschicht (s. Abschnitt 4.2.4, S. 165).

1. Gegenüber dem lokalen vertikalen Energieaustausch mit der Atmosphäre sind advektive Wärmetransporte durch den Einstrom von Nordatlantikwasser von untergeordneter Bedeutung (z. B. SHARPLES ET AL. 2006). Die Temperaturverhältnisse im Nordatlantik sind deshalb jedoch nicht irrelevant, denn sie werden über die atmosphärische Zirkulation kommuniziert.

3.5.2 Oberflächentemperatur (SST)

Einen regional differenzierten Einblick in die monatlichen Abweichungen der Oberflächentemperaturen der Nordsee von den klimatologischen Verteilungen des Zeitraums 1971 – 1993 bietet *Abb. 3-17*, in der als Interpretationshilfe auch die anomalen Komponenten der atmosphärischen Zirkulation angegeben sind (vgl. *Abb. 2-11*, S. 56).

Die erheblich verstärkte Westzirkulation im Dezember 2004 (NAO-Index 3.3, LOEWE ET AL. 2006), die bis in die dritte Januardekade andauerte (*Tab. 2-1*, S. 45; *Abb. 2-13*, S. 61), führte zur Revitalisierung der im August generierten extremen Warmanomalie. Die anschließende, erst im März abgeschlossene Renormalisierung der Temperaturen (*Abb. 3-17*) wurde durch komplementäre meteorologische Bedingungen verursacht, die sich in der Gleichverteilung der Hauptwetterlagen (*Abb. 2-7*, S. 49), diffusen Luftdruckfeldern (*Abb. 2-10*, S. 55) und zunächst neutralem, dann extrem negativem NAO-Zustand (-3.7 , vgl. *Tab. 2-3*, S. 57) abbildeten. Die großräumig normale Temperaturverteilung im März äußert sich in dem Umstand, dass die Temperaturen in 84 % des Seegebiets innerhalb des Interquartilbereichs ($\pm 0.67 \sigma$) der lokalen Normalverteilung lagen oder (näherungsweise) um nicht mehr als ± 0.5 K vom lokalen Langzeitmittel abwichen.

In der Folgezeit stellten sich nach moderaten Auslenkungen im April (+), Juni (–) und Juli (+), als die Temperaturabweichungen nur noch zu etwa 50 % innerhalb ± 0.5 K lagen und ansonsten dieses Intervall über- (+) bzw. unterschritten (–), ähnlich normale Verhältnisse im Mai (85 %) und August (79 %) wieder ein¹. Während gewöhnlich ab Mitte August die saisonale Abkühlung einsetzt, stagnierten die Oberflächentemperaturen aufgrund häufiger Hochdrucklagen (*Tab. 2-3*, S. 57) bis Ende September auf Augustniveau, so dass die Abweichungen vom Septembermittel großräumig (78 %) das 90 % Perzentil (1.3σ) der lokalen Verteilung übertrafen. Diese Warmanomalie verstärkte sich unter andauerndem Hochdruckeinfluss und Warmluftadvektion aus S, später SW bis in den November, als die Mittelwerte in knapp 40 % der Nordsee (speziell im SE-lichen Seegebiet) um mehr als 2 K übertroffen wurden (*Abb. 3-17*). Überdurchschnittliche Abkühlungsraten führten im Dezember zu einer Abschwächung der Warmanomalie auf ein der Septemberanomalie vergleichbares Intensitätsniveau.

Aus den digitalen Analysen des Oberflächentemperaturfeldes wurde die Zeitserie der Nordsee-SST abgeleitet (*Abb. 3-18*), die heute einen Beobachtungszeitraum von 40 Jahren abdeckt. Mit 10.5 °C ist 2005 das elftwärmste Jahr² und war 0.5 K kühler als die Rekordjahre 2002, 2006 und 2007. Für den Zeitraum März bis August ergab sich eine mittlere monatliche Abweichung von der Klimatologie (1971 – 1993) von lediglich 0.1 ± 0.3 K. Die auf Jahressicht stärkste negative Abweichung (-0.3 K) betraf die Juni-temperatur (11.7 °C). In der übrigen Zeit (Herbst und Winter gemäß *Abb. 3-18*) war die Nordsee erheblich zu warm (1.3 ± 0.3 K). Nicht nur die Wintermonate D & J, sondern der meteorologische DJF-Winter insgesamt (7.8 °C, 1.0 K, 1.7σ) sind die drittwärmsten der Periode 1969 – 2008. Sowohl die SON- (13.2 °C), als auch die OND-Temperatur (11.3 °C) lagen mit jeweils 1.5 K und 4.1σ bzw. 3.7σ über den Normalwerten und

1. Aufgrund der im Zeitraum März bis August insgesamt normalen Temperaturverhältnisse wird auf die Darstellung meteorologischer Hintergründe verzichtet. Einzelheiten hierzu sind der Diskussion der Temperaturschichtung (S. 119), der »Wetterlagenstatistik« (S. 47) oder dem Abschnitt »Lufttemperatur und Strahlung« (S. 71) zu entnehmen.

2. Mittelwert von Dez. bis Nov. entsprechend *Abb. 3-18*. Für das JD-Jahresmittel von ebenfalls 10.5 °C ergibt sich Rang 10 bei Rekordtemperaturen von 11.0 °C in 2003 und 2006.

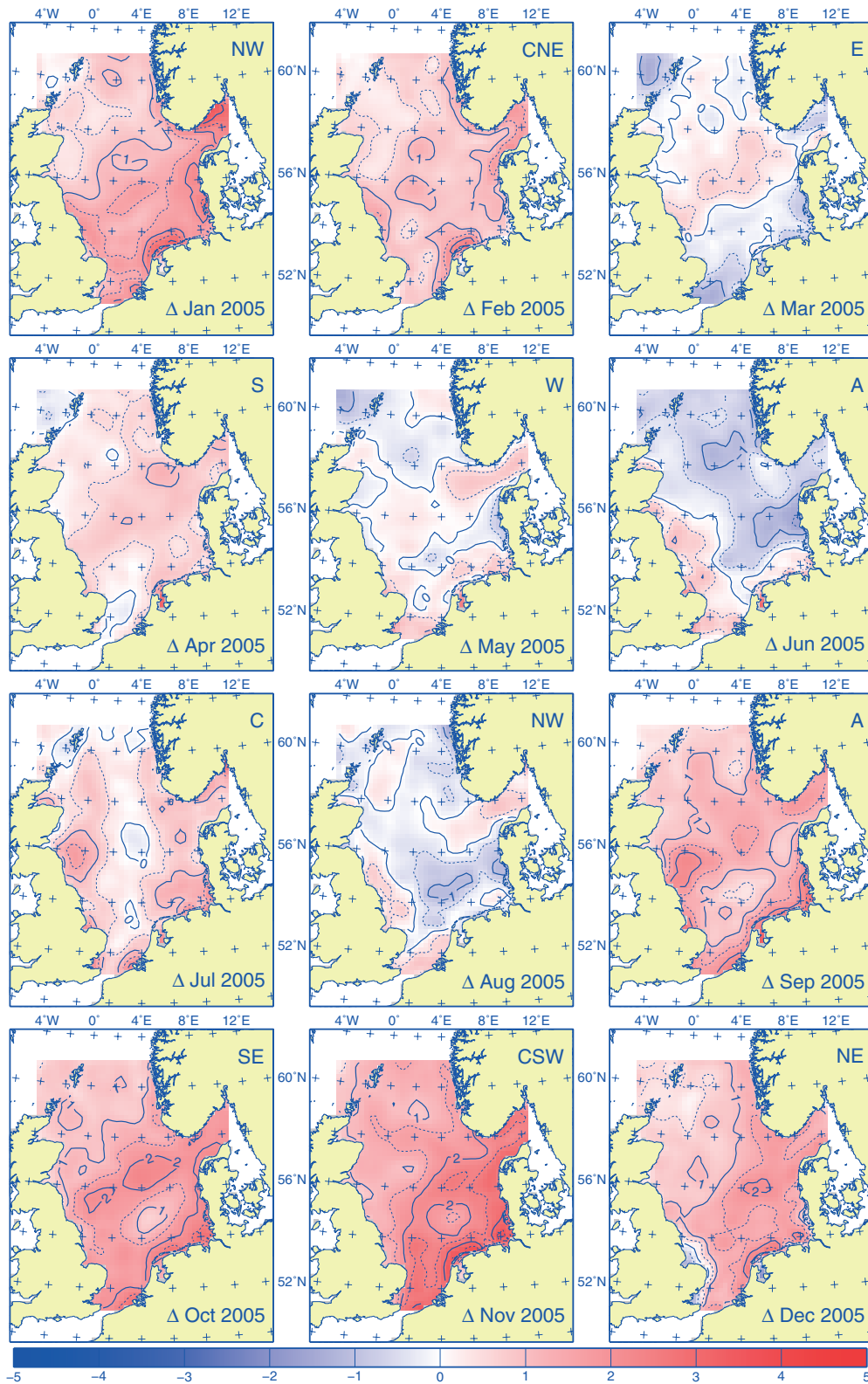


Abb. 3-17: Monatliche Anomalien der Oberflächentemperaturverteilung in der Nordsee im Jahr 2005 als Abweichungen von der 1971 – 1993 Klimatologie. Konturintervall 0.5 K. Kürzel, oben rechts, bezeichnen atmosphärische Zirkulationsanomalien (Abb. 2-11, S. 56).

Fig. 3-17: Monthly SST anomalies in 2005 as departures from the 1971 – 1993 climatology. Contour interval is 0.5 K. Letter codes (upper right) refer to atmospheric circulation anomalies (Fig. 2-11, p. 56).

sind damit die zweitwärmsten nach 2006. Mit einer Rekordtemperatur von 11.5 °C (1.8 K, 3.7 σ) ist der November 2005 der wärmste seit mindestens 1969.

Im Zeitraum 1988 – 2008 waren 80 %, seit 1997 sogar 89 % aller Monate wärmer als im klimatologischen Mittel (1971 – 1993). Die bislang längste ununterbrochene Folge positiver Abweichungen setzte im Juli 2001 ein und dauerte bis Mai 2005 an. Lediglich im Juni waren Warmanomalien mit nur 61 % (– 2.5 σ) bzw. 67 % (– 2.3 σ) signifikant seltener als in allen anderen Monaten. Dieser Monat, gegen dessen Ende sich die Atmosphäre gewöhnlich für einen warmen oder kühlen, verregneten Sommer »entscheidet« (›Siebenschläfer‹), hatte seit 1988 häufig »Reset-Wirkung« (›Schafskälte‹ bzw. ›European monsoon‹ (z. B. KELLY ET AL. 1997)), indem er in 3/4 der Jahre mindestens eine Abschwächung von teils im Vorjahressommer generierten Warmanomalien herbeiführte (vgl. Abb. 3-17). Diese Funktion wird auch durch die Tatsache belegt, dass der Juni mit 0.4 ± 0.9 K (95 % Konfidenzintervall) der einzige, im Gesamtzeitraum (1969 – 2008) trendfreie Monat ist.

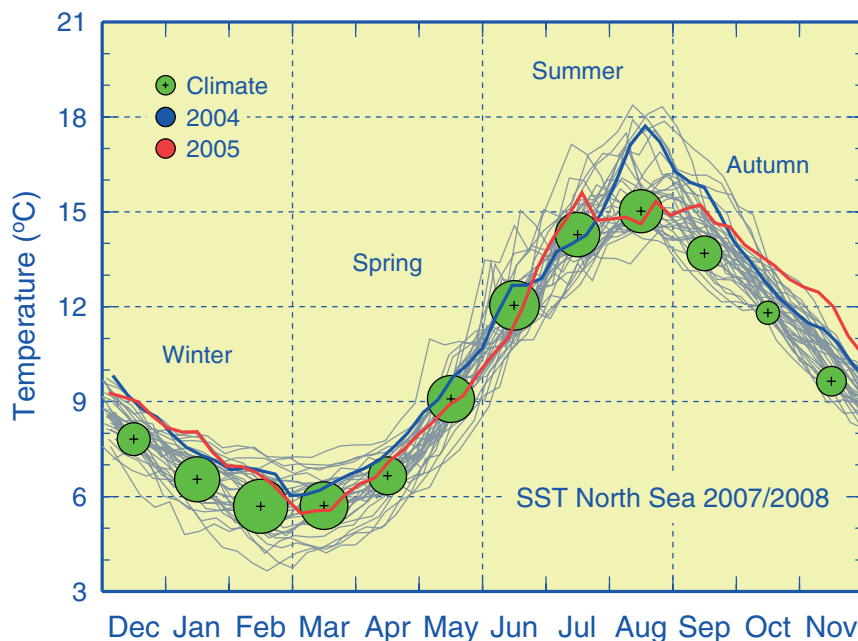


Abb. 3-18: Jahresgang der über die Nordsee gemittelten wöchentlichen Oberflächentemperaturen im Jahr 2005 mit Ensemble der Jahresgänge seit 1968 sowie langjährigen Monatsmitteln (1971 – 1993) und zwischenjährlichen Standardabweichungen (Kreisradius).

Fig. 3-18: Seasonal cycle of areal mean weekly SST of the North Sea from December 2004 through November 2005 and ensemble of corresponding cycles since 1968. Size of monthly climate bullets (radius) gives interannual standard deviation for base period 1971 – 1993.

Neben der flächengemittelten Nordsee-SST gibt es einige wenige lange Temperaturreihen von ortsfesten Beobachtungen aus der Nordsee. Dazu zählen die Zeitreihe von Den Helder, Niederlande, sowie die Temperaturmessungen der BIOLOGISCHEN ANSTALT HELGOLAND. Letztere dokumentieren die Temperaturentwicklung in der südöstlichen Nordsee seit 1873 (BECKER ET AL. 1997, LOEWE ET AL. 2003, WILTSHIRE UND MANLY 2004).

Der Jahresgang der Oberflächentemperatur von Helgoland-Reede im Jahr 2005 ist in Abb. 3-19 dargestellt. Die Temperatur lag außer im März ständig oberhalb der klimatologischen Mittelwerte. Der einzig beachtliche Unterschied zum Jahresgang der Nord-

seetemperatur (Abb. 3-18) besteht in der höheren Amplitude, die aus der geringen Wassertiefe und der kontinentalen geographischen Lage resultiert. Die Jahresmitteltemperatur bei Helgoland lag mit 10.8 °C etwas oberhalb derjenigen für die Nordsee (10.5 °C). Damit ist 2005 auch für Helgoland das zehntwärmste Jahr seit Beginn der Messungen (s. Fußnote, S. 112). Diese und andere Ergebnisse (LOEWE ET AL. 2003) belegen, dass sich die historischen Temperaturentwicklungen in der Deutschen Bucht und in der Nordsee nicht prinzipiell unterscheiden.

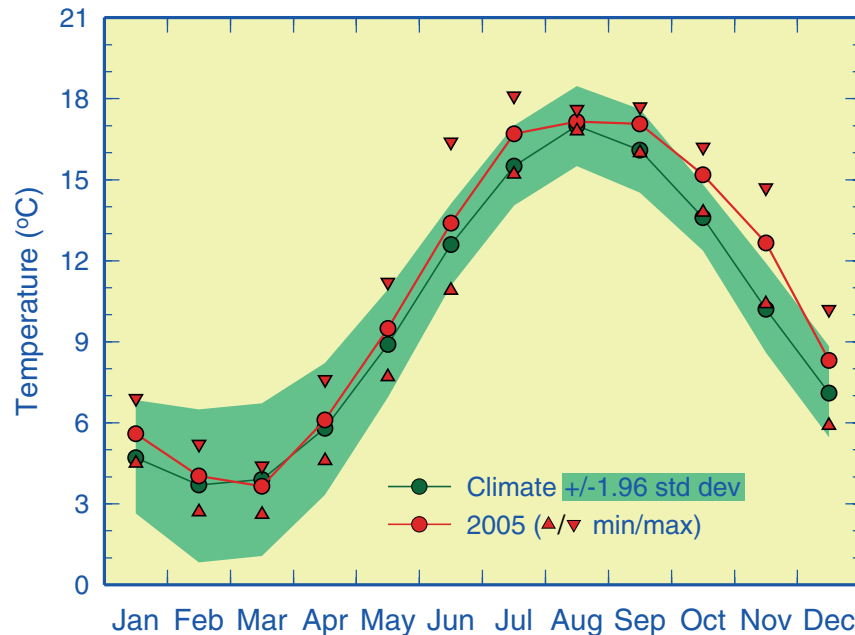


Abb. 3-19: Jahresgang 2005 der monatlichen Oberflächentemperatur bei Helgoland Reede mit Klimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band (Klima ± 1.96 Standardabweichungen). (Rohdaten: K. Wiltshire, Biologische Anstalt Helgoland).

Fig. 3-19: Seasonal cycle 2005 of monthly mean SST at Helgoland Reede together with 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band (climatology ± 1.96 standard deviations). (Raw data courtesy of K. Wiltshire, Biologische Anstalt Helgoland.)

3.5.3 Temperaturschichtung

Weite Gebiete der Nordsee sind im Sommerhalbjahr thermisch geschichtet. Diese vertikale Temperaturschichtung bildet sich in tieferen Seegebieten aus, in denen sich die am Meeresboden erzeugte Gezeitenstromturbulenz nicht bis in die winddurchmischte Oberflächenschicht auswirkt. Hier werden in der Übergangszone teilweise extreme Temperaturgradienten von mehr als 10 °C innerhalb weniger cm gemessen. Die saisonale Temperatursprungschicht wird als Thermokline bezeichnet und stellt für den Energie- und Stofftransport eine Barriere dar, die im Extremfall vertikale Transporte verhindert. Überlappen sich hingegen beide Vermischungszonen, tritt allenfalls kurzzeitig ein thermischer Gradient in Oberflächennähe auf, der entweder durch den Seeang, oder aber durch nächtliche Abkühlung und Konvektion schnell wieder abgebaut wird. Vertikale Temperaturgradienten können auch durch starke vertikale Salzgehaltsgredienten, wie sie in Flussmündungen oder im Bereich des baltischen Ausstroms auftreten, forciert werden.

3 Meeresphysik

Abhängig vom Wechselspiel zwischen thermischem Energieeintrag (Solarstrahlung, fühlbarer Wärmestrom) und kinetischer Energiezufuhr (Windsee, auch Dünung) bilden sich eine oder auch mehrere thermische Sprungschichten aus, deren Tiefen von Jahr zu Jahr variieren. Gegenwärtig liegt für die Nordsee noch keine Klimatologie der Sprungschichttiefe vor, da die »alten« hydrographischen Datensätze mit diskreten

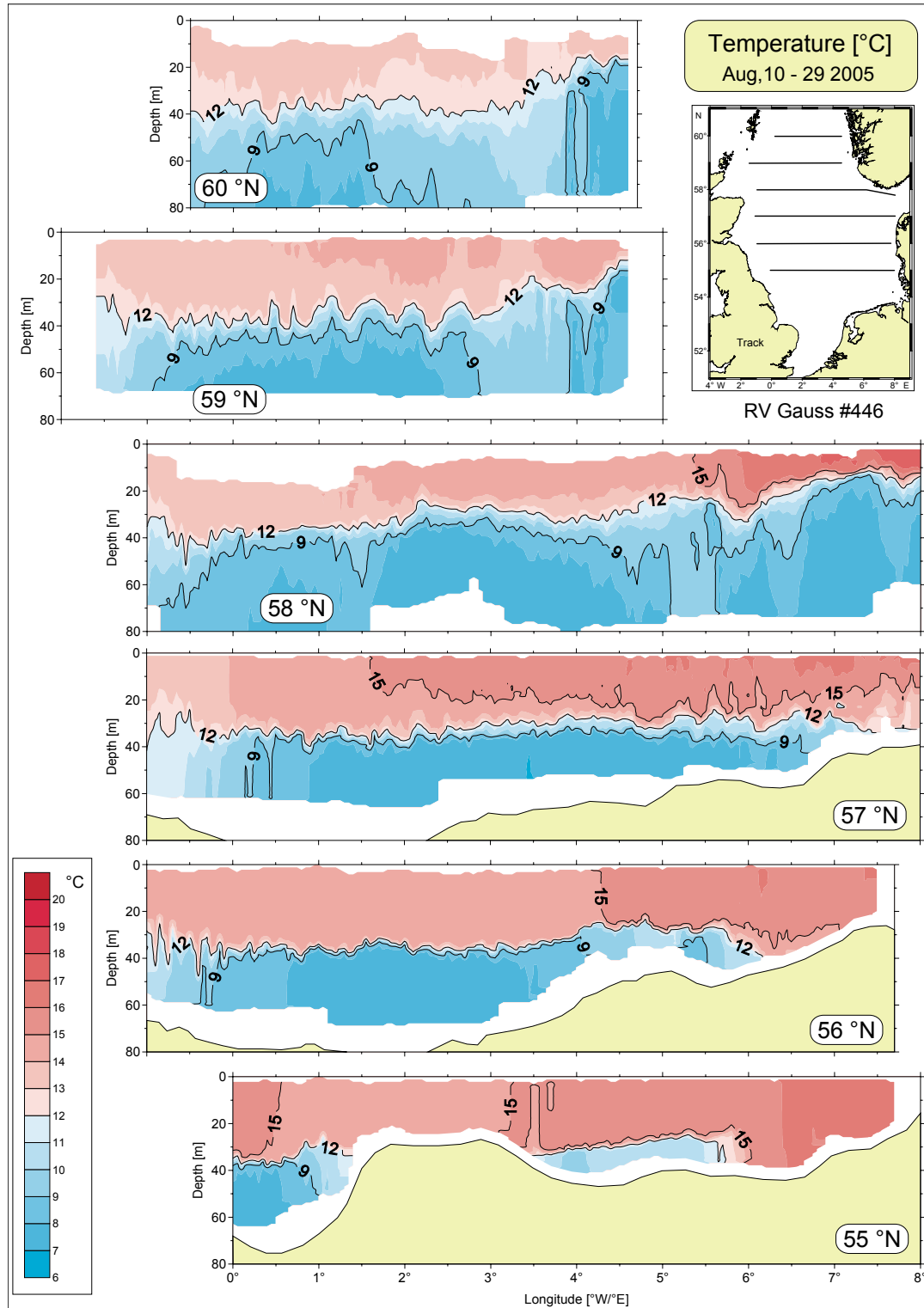


Abb. 3-20: Temperaturschichtung (°C) im Sommer 2005 (FS Gauß, Reise #446).

Fig. 3-20: Temperature stratification (°C) in summer 2005 (RV Gauß, Reise #446).

Thermometern an den Nansen-Flaschen keine ausreichende Datenbasis bieten. Die seit Sommer 1998 im Rahmen der jährlichen ozeanographischen Gesamtaufnahmen der Nordsee mit dem geschleppten Delphin-System gewonnenen Messdaten erlauben inzwischen jedoch eine grobe Klassifizierung der Nordsee zu einer Jahreszeit, in der die stärksten vertikalen Temperaturgradienten auftreten.

Im August 2005 entsprach nicht nur die mittlere Oberflächentemperatur (14.9 °C) sondern auch die geographische Verteilung der Oberflächentemperatur in weiten Teilen der Nordsee dem klimatologischen Mittel (vgl. *Abb. 3-17, S. 113*). Die Deckschicht war ungewöhnlich gut durchmischt (*Abb. 3-20*) und erstreckte sich über die gesamte Breite der Nordsee von der britischen bis zur kontinentalen Küste. In dieser Richtung typischerweise zunehmende Temperaturen wiesen entlang 58° N die größte Spannweite auf (13 – 16 °C). Die Thermokline lag mit 30 – 40 m in außergewöhnlich großer Tiefe, so dass die Temperaturen im unteren Teil der Deckschicht und mit der Tiefe zunehmend um bis zu 4 K über den Mittelwerten des Zeitraums 1999 – 2008 lagen, während sie oberhalb 20 m zur Oberfläche hin um bis zu – 2 K kühler waren. Ursache für die tiefreichende, gut durchmischte Deckschicht und die resultierenden Temperaturanomalien war die von Tiefdruckstörungen und kräftigen NW-Winden geprägte unbeständige Witterung von Mitte Juli bis Mitte August (*Tab. 2-1, S. 45; Abb. 2-11, S. 56; Tab. 2-3, S. 57; s. a. Diskussion der Temperaturschichtung in der Deutschen Bucht, S. 119*). Diese meteorologischen Verhältnisse sorgten andererseits im Bereich der Norwegischen Rinne immer wieder für Auftriebsbedingungen, so dass die Deckschicht hier ausgesprochen flach war und in 20 – 40 m Tiefe bis zu – 7 K kältere Temperaturen angetroffen wurden. Kräftige vertikale Gradienten (Thermokline) trennten das Deckschichtwasser vom winterlich kalten Bodenwasser, dessen Temperatur selten mehr als 0.5 K über denen des Vergleichszeitraums lag.

Auf dem Schnitt entlang 55° N ist westlich der Doggerbank der ›cold pool‹ erkennbar, der jedoch durch eine warme Deckschicht gedeckelt wurde, so dass dort die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten von Nebel gering war. Über der flachen Doggerbank selbst bildete sich im Unterschied zum windschwachen Vorjahressommer keine Schichtung aus.

Die während der großräumigen Nordsee-Aufnahmen im Zeitraum 2002 – 2008 auf den Breitenparallelen erfassten Vertikalschnitte (z. B. auf 56 °N) zeigen erhebliche Unterschiede sowohl in der Intensität der Schichtung (Gradienten), als auch in der Tiefenlage der Sprungschicht (*Abb. 3-21*). Insbesondere durch die gleichmäßig durchmischte, isotherme Deckschicht hebt sich die Temperaturschichtung im Berichtsjahr von denen aller anderen Jahre ab. Abgeleitete Wärmeinhalte und Temperaturen der Einheitswasserwand entlang 56° N sind in *Tab. 3-8* wiedergegeben. Danach trat der bisher höchste Wärmeinhalt hier im Sommer 2004 auf, während der niedrigste im Sommer 1998 um knapp 20 % geringer ausfiel. Unterschiede in den quasisynoptischen Wärmegehalten zeigen dabei nicht zwingend zwischenjährliche Abweichungen auf, weil die mittleren Zeitpunkte der mehrwöchigen Vermessungsreisen stark streuen und der saisonale Anstieg des Wärmeinhalts gewöhnlich erst im September abgeschlossen ist. Anhand von Modellrechnungen wurde die Differenz zwischen den im März und September eintretenden saisonalen Extrema des Wärmeinhalts der gesamten Nordsee mit 0.8×10^{21} J abgeschätzt (LOEWE ET AL. 2005). Der halbjährliche Anstieg im Wärmeinhalt entspricht demnach einer Leistung von 0.05×10^{15} W oder 10 % der Transportleistung des Nordatlantischen Stroms (0.5 PW).

3 Meeresphysik

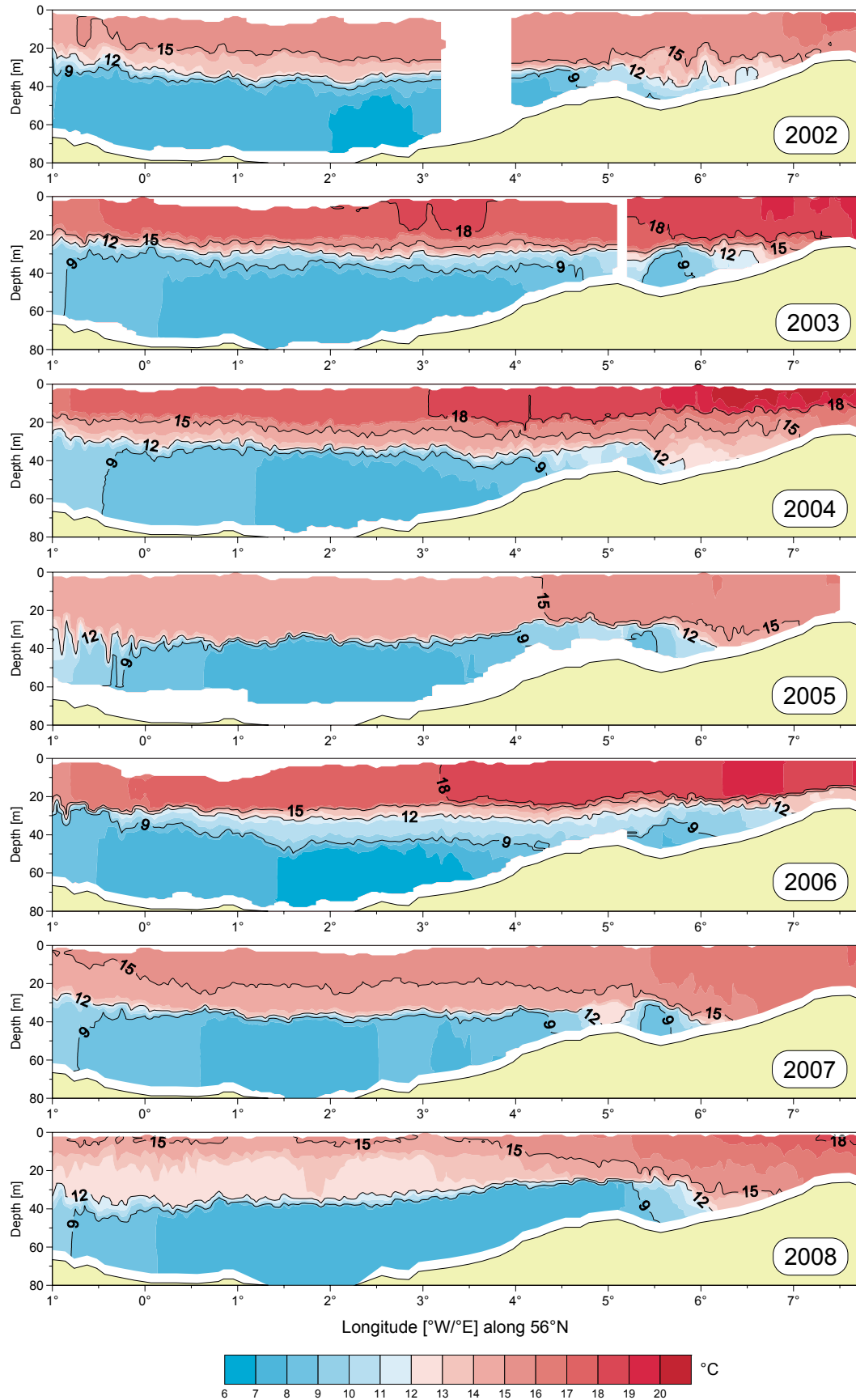


Abb. 3-21: Temperaturschichtung (°C) entlang 56°N im Sommer der Jahre 2002 bis 2008.

Fig. 3-21: Summery temperature stratification (°C) along 56°N for years 2002 through 2008.

Einen Einblick in die jahreszeitliche Entwicklung der Temperaturschichtung in der Deutschen Bucht bieten die Messdaten der MARNET-Stationen des BSH (Abb. 3-22). Infolge des durchmischend wirkenden kinetischen Energieeintrags durch frische NW-Winde, die im Mai bis über die Monatsmitte hinaus vorherrschten (z. B. Tab. 2-1, S. 45; Abb. 2-7, S. 49), wurden im ungewöhnlich warmen April (Abb. 2-19, S. 72) entstandene Schichtungsansätze schnell wieder beseitigt. Der eigentliche Aufbau vertikaler Schichtung setzte somit erst in der 3. Maidekade ein, als die Deutsche Bucht zunächst den schwachen SW-lichen Winden einer Hochdruckzelle über Zentraleuropa ausgesetzt war und zunehmend unter direkten Hochdruckeinfluss geriet. Die Dominanz von Hochdrucklagen im Juni dauerte bis Mitte Juli an (Tab. 2-1, S. 45), so dass sich die Sprungschicht in diesem Zeitraum beständig vertiefte.

CRUISE	MID-TERM	HC [10^{15} J]	T [°C]
G 317	7 02 1998	1.436	10.7
G 335	7 09 1999	1.466	10.9
G 553	8 16 2000	1.615	12.0
G 370	7 27 2001	1.506	11.2
G 385	7 25 2002	1.607	12.0
G 405	8 04 2003	1.710	12.7
G 425	8 12 2004	1.761	13.1
G 446	8 20 2005	1.621	12.1
G 463	8 11 2006	1.685	12.5
P 273	8 10 2007	1.664	12.4
P 293	7 29 2008	1.548	11.5

Tab. 3-8: Wärmeinhalt und Temperatur der 1 m breiten Wasserwand entlang 56 °N im Zeitraum 1998 – 2008.

Table 3-8: Heat content and temperature of the 1 m wide water wall along 56 °N during 1998 – 2008.

Bemerkenswert sind weiter die abrupte Abkühlung und Vertiefung der Deckschicht bei ›NSB III‹ und die gleichzeitige vollständige Auflösung der Schichtung an den Stationen ›Ems‹ und ›Deutsche Bucht‹ am 21. Juli (Abb. 3-22). Ursache hierfür war der Tiefdruckwirbel ›David‹¹, der an den Stationen mit Windgeschwindigkeiten von 16 m/s aus NW registriert wurde und Sturmstärke nur knapp verfehlte ($G^* = 27.6$ hPa, vgl. Abschnitt 2.6.1, S. 64). Ein zweiter Beinahe-Sturm, das Nordseetief ›Hansi‹, führte am 31. Juli auch bei ›NSB III‹ zur vollständigen Durchmischung der Wassersäule. Beide Ereignisse dürften für die tiefreichende Durchmischung der Deckschicht in der gesamten Nordsee entscheidend gewesen sein (vgl. Abb. 3-20, S. 116).

Ansätze von Schichtung wurden anschließend nur bei ›NSB III‹ ab Ende August beobachtet und ebenso abrupt am 14. September durch das Sturmtief ›Ex-Maria‹ ($G^* = 27.8$ hPa) beseitigt, das aus dem tropischen Wirbelsturm ›Maria‹ hervorging. In der Deutschen Bucht lag die mittlere Oberflächentemperatur im September höher (0.4 K) als im August², was seit Beginn der Temperaturanalysen (1968) niemals vorgekom-

1. Name entsprechend der ›Berliner Wetterkarte‹, www.berliner-wetterkarte.de.

men ist. Aus Abb. 3-22 ist ersichtlich, dass dieses Phänomen nicht auf die Oberflächentemperatur beschränkt war, sondern wohl den Wasserkörper der Deutschen Bucht insgesamt betraf. Erst Ende Oktober fielen die Temperaturen an den MARNET-Stationen unter das Augustniveau ab.

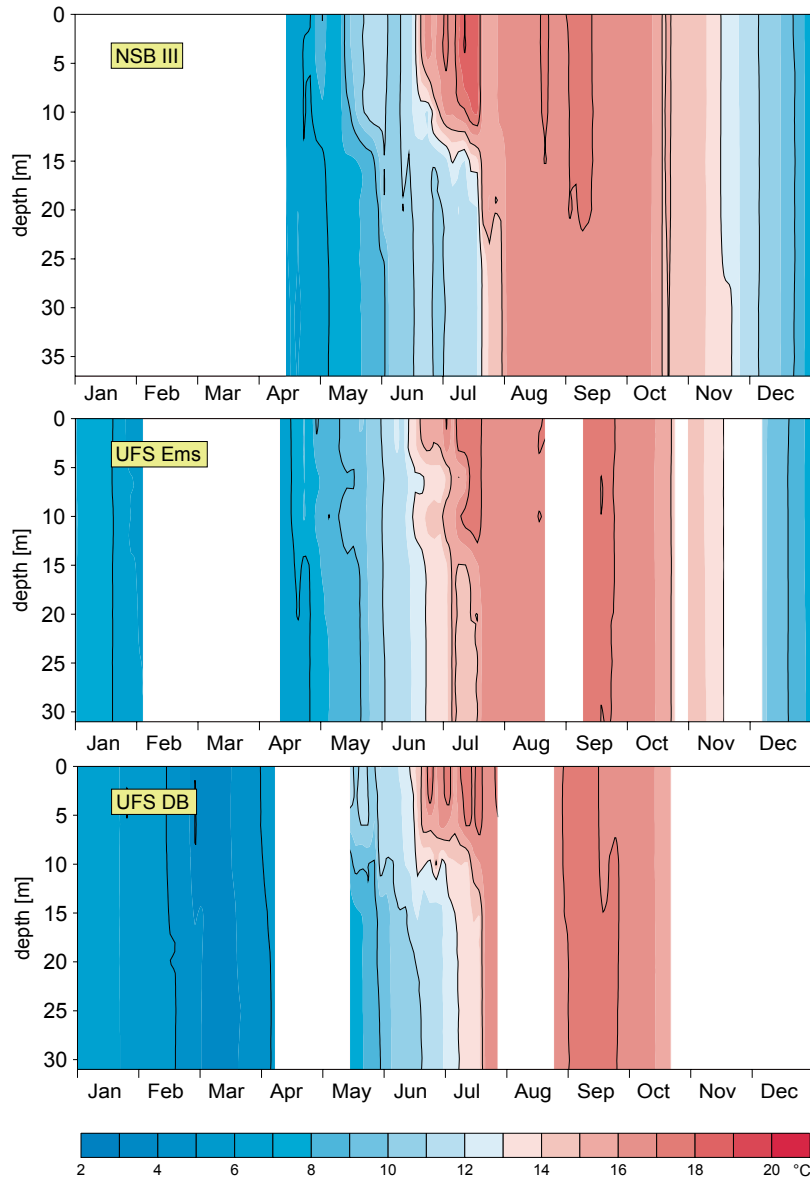


Abb. 3-22: Temperatschichtung (°C) im Jahr 2005 an den MARNET-Stationen ›Deutsche Bucht‹, ›Ems‹ und ›NSB III‹. Sensortiefen: 3, 6, 10, 15, 20, 25, 30, 35 m.

Fig. 3-22: Temperature stratification (°C) in 2005 at MARNET stations ›Deutsche Bucht‹, ›Ems‹ and ›NSB III‹. Sensor depths: 3, 6, 10, 15, 20, 25, 30, 35 m.

2. Mitteltemperatur des Seegebiets südlich 55° 30' N und östlich 6° 30' E auf Basis der wöchentlichen Oberflächentemperaturanalysen des BSH.

3.5.4 Regimes: Die Temperatur macht Sprünge

3.5.4.1 Hintergrund

Dass es in geologischen Zeiträumen der Erdgeschichte immer wieder zu abrupten Klimaveränderungen gekommen ist, wurde beispielsweise durch Analysen von Eisbohrkernen und marinen Sedimenten belegt und ist weithin bekannt. Weniger verbreitet hat sich bislang die Tatsache, dass abrupte Veränderungen – und zwar auf allen Zeitskalen – zum Verhaltensspektrum des nicht-linearen dynamischen Klimasystems gehören (LOCKWOOD 2001).

Bis in die 1990er Jahre herrschte die Auffassung vor, dass sich der Klimawandel unter dem Einfluss natürlicher Prozesse und allmählich ansteigender klimaaktiver Treibhausgaskonzentrationen langsam und graduell vollziehen würde (NRC 2002, ALLEY ET AL. 2003). Diese Ansicht spiegelt sich immer noch in der ubiquitären Anwendung linearer Trendschätzungen oder der Verwendung von ›climatological normals‹, denen implizit die oft unzutreffende Annahme stationärer Mittelwerte zugrunde liegt.

Neuere Forschungsergebnisse zur instrumentell gut protokollierten Entwicklung des Klimas der letzten ~100 Jahre zeigen, dass es immer wieder zu abrupten, großräumigen und drastischen Sprüngen zwischen markant verschiedenen, über Jahre, manchmal Jahrzehnte stabilen Klimaregimes gekommen ist. Diese Veränderungen sind häufig Ausdruck spontan wechselnder Vorlieben großräumiger Oszillatoren (ENSO, PDO, NAO) des Klimasystems für diesen oder jenen Schwingungszustand und werden möglicherweise durch mikroskopische Phänomene wie den Lorenz-Schmetterling getriggert (LORENZ 1963).

So führte beispielsweise der ›great climate shift of the mid-1970s‹ (der nebenbei einen starken Aufwärtstrend in der Globaltemperatur einleitete) u. a. in den Meerestemperaturen der Nordsee und des Nordostpazifik zu inversen abrupten Regimewechseln, die aufgrund unzureichender Anpassungszeiten und Schwellwertüberschreitungen gravierende Veränderungen für die marinen Ökosysteme zur Folge hatten (HARE UND MANTUA 2000, SCHEFFER ET AL. 2001, KING 2005, WEIJERMAN ET AL. 2005).

Unter dem wachsenden anthropogenen Klimadruck könnten sich solche abrupten Veränderungen häufen und verstärken oder kaum beherrschbare Ausmaße annehmen, wie sie beispielsweise beim Zusammenbruch der die Weltmeere umspannenden thermohalinen Zirkulation oder beim Wegrutschen des westantarktischen Eisschildes erwartet werden (z. B. www.ipcc.ch).

3.5.4.2 Temperaturregimes

Klimaänderungen können als graduelle Drift in einen neuen Zustand, als Serie von Schwingungen oder als Sequenz abrupter Regimesprünge zwischen metastabilen Zuständen in Erscheinung treten. Das Temperaturklima der Nordsee zeichnet sich durch spontane Wechsel zwischen Kalt- und Warmregimes aus, die sich in intra- bis interdekadischen Zeitabständen ereignen und in markanten Unterschieden in den mittleren Regimetemperaturen sichtbar werden (LOEWE ET AL. 2003, 2005, 2006). Die Entwicklung der Oberflächentemperatur der Nordsee im Zeitraum 1969 – 2008 illustriert diesen Sachverhalt (Abb. 3-23), der sich anhand lokaler Zeitreihen bis ins 19. Jahrhundert nachweisen lässt.

Mit einem linearen Trend von 0.3 ± 0.1 K / Dekade (95% Konfidenzintervall) wird die tatsächliche Entwicklung der Nordseetemperatur in den zurückliegenden 40 Jahren

mangelhaft und irreführend beschrieben. Tatsächlich ist die Zeitreihe nicht nur im klimatologischen Referenzzeitraum 1971 – 1993 trendfrei (0.1 ± 0.3 K / Dek), sondern auch von 1969 bis 1996 (0.1 ± 0.2 K / Dek) und desgleichen innerhalb der mit dem sequentiellen Algorithmus von RODIONOV (2004) bestimmten Temperaturregimes.

Neben den bereits für eine kürzere Zeitreihe festgestellten Regimewechseln von 1976/77 und 1987/88 (LOEWE ET AL. 2005, Abb. 3-18 a.a.O.) datiert dieses Verfahren den Wechsel vom Kaltregime der 1960er Jahre zu einem moderaten Warmregime auf 1970/71 und eine Intensivierung des rezenten Warmregimes auf 2001/02. Die in zeitlicher Reihenfolge angegebene Regimelängen betragen 6, 11, 14 und 7+ Jahre, die Regimetemperaturen 9.3 (bis 1970), 10.1, 9.5, 10.3, und 10.8 °C. Die zugehörigen Temperatursprünge von 0.8, – 0.6, 0.8 und 0.5 K übertreffen sämtlich die Standardabweichung des Referenzzeitraums von knapp 0.5 K (Abb. 3-23). Die Temperatur des aktuellen Warmregimes liegt mit 10.8 °C um 1.5 K über derjenigen des Kaltregimes der 1960er Jahre. Dieser Anstieg entspricht zwar praktisch dem o. a. Ergebnis der lineareren Trendschätzung, vollzog sich jedoch nicht langsam und gleichförmig, sondern ist im Wesentlichen das Ergebnis des abrupten Temperatursprungs von 1987/88. Ob das gegenwärtige extreme Warmregime, das etwa zeitgleich mit dem rapiden Rückgang des arktischen Meereises einsetzte (ZHANG ET AL. 2008, OVERLAND ET AL. 2008), weiter andauert, oder ob sich in den kommenden 10 Jahren sogar ein leichter Temperaturrückgang einstellt (KEENLYSIDE ET AL. 2008), wird die Zukunft zeigen.

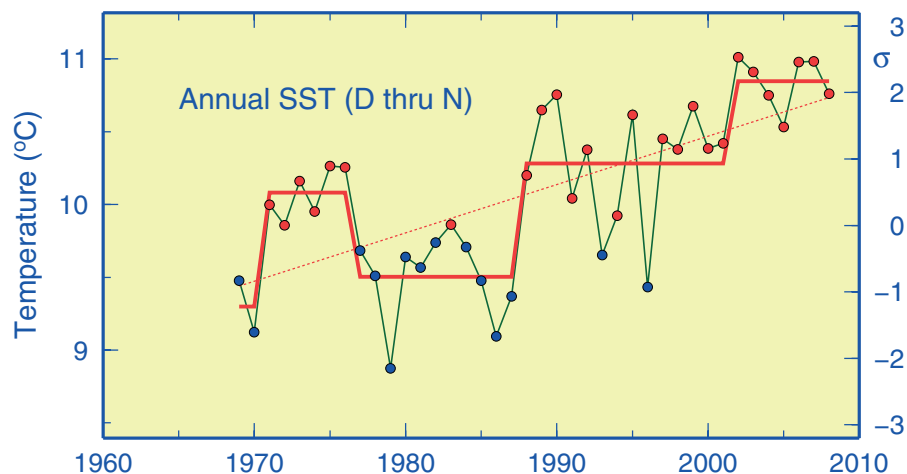


Abb. 3-23: Zeitserie der jährlichen (Dez. bis Nov.) Nordseeoberflächentemperatur mit linearem Trend sowie Regimes. Jahreswerte in blau, falls < 9.86 °C (Mittelwert der Basisperiode 1971 – 1993); rot sonst. Rechte Achse: Standardisierte Abweichungen ($\sigma = 0.46$ K).

Fig. 3-23: Time series of annual (Dec. through Nov.) North Sea SST together with linear trend and regimes. Annual data blue if < 9.86 °C (base period mean 1971 – 1993), red otherwise. Right scale: standardised departures ($\sigma = 0.46$ K).

Es soll nicht unerwähnt bleiben, dass die Bestimmung von Regimesprüngen in den Randbereichen der Zeitreihe ähnlich sensitiv ist wie lineare Trendschätzungen bezüglich der Wahl von Anfangs- und Endpunkt. Die angeführten Resultate ergaben sich für die sequentielle Rückwärtsanalyse der Zeitreihe und sind über weite Parameterbereiche stabil. Demgegenüber wurde bei einer Vorwärtsanalyse der klimatologisch durchaus plausible Regimesprung von 1970/71 nicht erkannt. Ferner wurde die Verstärkung des rezenten Warmregimes für einige Parameterkonfigurationen auf 1996/97 vorver-

legt. Die diesem Zeitpunkt unmittelbar vorausgehenden erheblichen Fluktuationen, die für dynamische Systeme in der Nähe von Bifurkationspunkten charakteristisch sind, erscheinen »technisch« als Nachhall des drastischen Regimesprungs von 1987/88 mit entschiedenen Rücksprungversuchen in ein Kaltregime (1993, 1996, Abb. 3-23). Insofern stellt 1996/97 eher eine Zäsur hinsichtlich der Temperaturschwankungen bzw. eine Stabilisierung der Temperaturen auf dem hohem Niveau des 1988 beginnenden Warmregimes dar als einen weiteren Temperatursprung. Dessen ungeachtet markiert 1996/97 offenbar einen Paradigmenwechsel in der Steuerung des saisonalen Temperaturzyklus (vgl. Abschnitt 3.5.5, S. 126).

Der drastische Temperatursprung von 1987/88 kennzeichnet den am besten belegten und einschneidendsten Regimewechsel von borealen zu warmen Nordseetemperaturen. Mit dem Eintritt ins Warmregime begannen sich eisfreie Winter zu häufen, nahm der Salzgehalt der Nordsee zu und Sturmfrequenzen und Höchstwasserstände verlagerten sich vom Herbst in den Winter. Gleichzeitig kam es zu abrupten Veränderungen auf allen trophischen Ebenen (Plankton, Fisch, Benthos) des Ökosystems Nordsee (EDWARDS ET AL. 2002, REID UND BEAUGRAND 2002, ALHEIT ET AL. 2005, WEIJERMAN ET AL. 2005, SCHLÜTER ET AL. 2008).

Um einen Einblick in die Ursachen des Regimecharakters der Nordseetemperatur zu gewinnen, ist die regionale atmosphärische Zirkulation auf Unterschiede hinsichtlich der Windbedingungen im Kalt- (1978 – 1987) und Warmregime (1991 – 2000) untersucht worden (LOEWE ET AL. 2005, 2006). Kennzeichnend für beide Zeiträume ist ein hybrides Windregime mit entgegengesetzten Eigenschaften im Winter und Sommer. Die monsunartig alternierenden Eigenschaften sind jedoch im Kalt- und Warmregime entgegengesetzten Jahreszeiten zugeordnet, so dass der Temperatursprung 1987/88 offenbar aus einem halbjährigen Phasensprung im Windregime resultiert. Die Wirkung der Windregimes ist dabei eng an den jahreszeitlich entgegengesetzten Temperaturkontrast zwischen Nordatlantik und europäischem Kontinent gekoppelt. Das für den

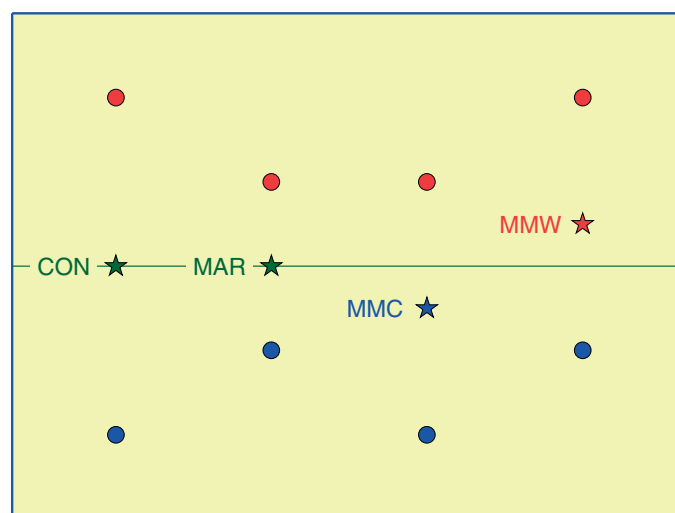


Abb. 3-24: Schematik des jährlichen Temperaturgangs (Mittel und saisonale Extrema) für kontinentales und maritimes Klima (CON & MAR) sowie kühles und warmes Mischmasch-Klima (MMC / Kaltregime & MMW / Warmregime).

Fig. 3-24: Sketch of annual temperature swing (mean and seasonal extremes) in continental and maritime climates (CON & MAR) as well as in cool and warm mishmash-climates (MMC / cold-regime & MMW / warm-regime).

Zeitraum 1978 – 1987 festgestellte gehäufte Auftreten östlicher Winde im Winter (kalt) und westlicher Winde im Sommer (kalt) ist geeignet, die beobachtete Absenkung der Nordseetemperatur im Kaltregime zu erklären (LOEWE ET AL. 2005, Abb. 3-19 a.a.O.). Umgekehrt bilden starke westliche Winde im Winter (warm) und das vermehrte Auftreten von Ostwinden im Sommer (warm) plausible Rahmenbedingungen für deutlich erhöhte Temperaturen im Warmregime. Die hybriden und metastabilen Windregimes und ihre Auswirkung auf die Temperatur sind als Mischmaschklima bezeichnet worden. Eine schematische Illustration der Temperaturverhältnisse in solchen Klimata bietet Abb. 3-24.

Die geschilderten Befunde wurden durch entsprechende Unterschiede in den saisonalen Luftdruckverteilungen über der Nordsee weiter belegt (LOEWE ET AL. 2006, Abb. 3-23 a.a.O.). Auf dieser Zeitskala zeichnete sich das Warmregime (1991 – 2000) gegenüber dem Kaltregime (1978 – 1987) durch eine verstärkte (abgeschwächte) Westzirkulation im Winter (Sommer) aus, die durch das gehäufte (Winter) bzw. reduzierte Auftreten (Sommer) westlicher Winde mitverursacht wurde (LOEWE ET AL. 2005, Abb. 3-19 a.a.O.). Die Windverhältnisse im Winter des Warm- bzw. Kaltregimes erwiesen sich als grundsätzlich konsistent mit persistent positiven bzw. negativen NAO-Zuständen. Die wärmeren Sommer der 1990er Jahre standen mit häufigen, stabilen und blockierenden Hochdrucklagen über Fennoskandien und der Nordsee in Verbindung, die zu Brückenbildung mit dem Azorenhoch neigten.

Wie aktuelle Ergebnisse zeigen (vgl. *Abschnitt 3.5.5, S. 126*), haben die das Warmregime betreffenden Verhältnisse seit dessen Intensivierung 2001/02 (vgl. *Abb. 3-23, S. 122*) nicht fortbestanden. Der NAO-Zustand ist meist neutral, so dass starke maritime Warmluftadvektion im Winter als Ursache für die extrem hohen Temperaturen nicht in Betracht kommt. Tatsächlich sind es die Zirkulations- und insbesondere die solaren Einstrahlungsbedingungen im Sommer, die jetzt Jahrgang und Jahresmittel der Nordseetemperatur dominieren. Dieser Umbruch in der relativen Bedeutung des Winter- und Sommerantriebs hat offenbar bereits in der zweiten Hälfte der 1990er begonnen. Beleg hierfür sind die negativen oder quasi-neutralen NAO-Zustände zwischen 1996 und 1998 (z. B. *Abb. 2-14, S. 65*) und das verminderte Sturmaufkommen im Winter (*Abb. 2-16, S. 68*). Die Verhältnisse im Sommer bedürfen eingehenderer Untersuchungen. Dass die hinsichtlich der Globaltemperatur 10 wärmsten Jahre sämtlich auf den 12-jährigen Zeitraum 1997 – 2008 entfallen¹, spricht jedoch für sich.

3.5.4.3 Globaler Kontext

Die Literatur zur Klimadynamik strotzt von einer schwer überschaubaren Fülle von Fernwirkungsmustern, Oszillationen, Moden und Indizes zur Beschreibung und Interpretation der Variabilität der großräumigen Zirkulation von Atmosphäre und Ozean und daran gekoppelter Klimavariablen². Dass diese Variabilitätsmuster kein unabhängiges, isoliertes Eigenleben führen, sondern sich im Rahmen des globalen Klimasystems wechselseitig beeinflussen ist intuitiv klar und zeigt sich u. a. in der Tatsache, dass sich viele dieser Muster aus Linearkombinationen weniger Hauptmuster ergeben (QUADRELLI UND WALLACE 2004). Ferner haben WATANABE UND NITTA (1999) abrupte und markante Verschiebungen in der winterlichen atmosphärischen Zirkulation der Nordhemisphäre aufgedeckt, die zeitgleich mit den Temperatursprüngen in der Nordsee (1970/71, 1976/77, 1987/88) eingetreten sind. Es ist daher naheliegend und im

1. vgl. www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/2008/ann/global.html.

2. s. a. www.cdc.noaa.gov/data/climateindices/list.

Sinne des systemischen Ansatzes dieser Studie, die beobachteten Regimewechsel der Nordseetemperatur in einen großräumigen Kontext in Hinsicht auf (anti-)parallele Entwicklungen insbesondere im Nordpazifik zu stellen und dabei kurz auf Zusammenhänge mit wichtigen Variabilitätsmustern, nämlich ENSO, PDO, PNA und NAO, einzugehen.

Interessanterweise wurden nämlich synchrone, teils entgegengesetzte Regimeshifts im Klima- und Ökosystem des Nordpazifik beobachtet (HARE UND MANTUA 2000, KING 2005). Diese Veränderungen wurden u. a. mit dem El Niño / Southern Oscillation Phänomen in Verbindung gebracht (MILLER ET AL. 1994, GRAHAM 1994). Das 1977 einsetzende nordpazifische Warmregime ging beispielsweise mit 3 El Niño (Warm) Ereignissen und persistent negativem Southern-Oscillation-Index einher und endete 1988 mit einem starken La Niña (Kalt) Ereignis (TRENBERTH 1990). Der ›great climate shift of the mid-1970s‹, der einen starken globalen Erwärmungstrend einleitete, war mit Umbrüchen aller Art in vielen Regionen der Erde verbunden (z. B. TRENBERTH 2007), zu denen auch der abrupte Wechsel in ein Kaltregime im Nordseeraum zu zählen ist. In diesem Zusammenhang erscheint bemerkenswert, dass die epochalen Eiswinter in Nord- und Ostsee (s. a. Abb. 3-29, S. 132) mit gleichzeitigen El Niño Episoden zu Beginn der 1940er eintraten (KOSLOWSKI UND LOEWE 1994, BRÖNNIMANN ET AL. 2004).

Ein ebenso wichtiger Faktor für das Auftreten dekadischer Temperaturregimes im Nordpazifik (PDO, Pacific Decadal Oscillation) sind Position und Intensität des Aläutentiefs (SCHNEIDER UND CORNUELLE 2005), als Bestandteil des Pazifik-Nordamerika-Luftdruckmusters (PNA). HONDA UND NAKAMURA (2001) zufolge waren die Variationen des Aläutentiefs in den Wintern des Untersuchungszeitraum 1973 – 1994 mit denen des Islandtiefs (als Bestandteil der NAO) antikorreliert. Demnach waren die gegensätzlichen Temperaturregimes im Nordpazifik und in der Nordsee in diesem Zeitfenster mit inversen PNA- und NAO-Modes assoziiert. Eine Kohärenzanalyse abrupter Änderungen in langen Index-Zeitreihen der NAO, des Aläutentiefs (NPI) und der PDO (SCHWING ET AL. 2003) bestätigt diese Zusammenhänge in Form einer bemerkenswerten Korrespondenz in den Eintrittszeiten der durch diese Klimaindizes repräsentierten Regimewechsel. Das PNA-Muster aber auch SST-Anomalien im tropischen Atlantik (›atmospheric bridge‹) werden als Bindeglieder zwischen ENSO-Forcing und NAO-Response gesehen (z. B. POZO-VÁZQUEZ ET AL. 2001).

Einfache physikalische Erklärungen, Kausalzusammenhänge oder eine schlüssige Abfolge von Wirkungsereignissen hinter den beobachteten abrupten Veränderungen lassen sich in Anbetracht der komplexen Dynamik des Klimasystems kaum angeben. Umso interessanter ist eine innovative Studie von TSONIS ET AL. (2007), die durch Anwendung von Konzepten der Netzwerk- (TSONIS ET AL. 2006, TSONIS UND ELSNER 2007) und Chaostheorie (DUANE UND TRIBBIA 2001, BOCCALETTI ET AL. 2002) auf einen neuen dynamischen Mechanismus für starke Klimaverschiebungen gestoßen sind. Die Untersuchung des kollektiven dynamischen Verhaltens 4 dominanter Moden der Klimavariabilität (ENSO, NAO, NPO, PDO) im Rahmen eines interaktiven Netzwerks ergab, dass dieses Netzwerk nichtlinearer gekoppelter Oszillatoren im vergangenen Jahrhundert mehrfach synchronisierte bzw. in Resonanz geriet. Diejenigen Synchronisationereignisse, denen sich ein den synchronen Zustand zerstörender Anstieg in der Kopplungsstärke der Moden anschloss, ereigneten sich zeitgleich mit signifikanten Trendänderungen in der globalen Temperaturentwicklung, nämlich ~1910, ~1940 und 1976/77 (vgl. LEVINSON UND LAWRIE 2008). Neuere Ergebnisse von SWANSON UND TSONIS (2009) deuten auf eine erneute Klimaverschiebung hin, die sich zeitgleich mit dem letzten Regimewechsel der Nordseetemperatur 2001/02 ereignete und mit einer

längeren Stagnationsperiode der Globaltemperatur verbunden sein könnte (s. a. KEENLYSIDE ET AL. 2008). Schließlich präsentierten WANG ET AL. (2009) kürzlich Argumente für die Rolle der NAO als »The Pacemaker of Climate Shifts«, die diese jedoch in Hinsicht auf die Ergebnisse des folgenden Abschnitts gegenwärtig nicht aktiv wahrzunehmen zu scheint.

3.5.5 SST vis-à-vis NAO: Unabhängigkeitserklärung

In letzter Zeit mehren sich Berichte, dass früher festgestellte Abhängigkeiten verschiedenster physikalischer und ökologischer Variablen von der Nordatlantischen Oszillation (NAO) ihre Gültigkeit verloren hätten (z. B. OVERLAND UND WANG 2005, POLYAKOVA ET AL. 2006). Rätselhaft erscheint dabei insbesondere der Umstand, dass viele dieser Variablen und Zustandsindikatoren ungebrochenen oder gar beschleunigten Trends unterliegen, obgleich sich die NAO seit Mitte der 1990er Jahre in einer neutralen, tendenziell negativen Phase befindet. Eine denkbare Erklärung für dieses Paradoxon könnte in einer Nordost-Verlagerung der Aktionszentren (Islandtief und Azorenhoch) bestehen¹, so dass traditionelle, ortsfeste NAO-Indizes den NAO-Zustand möglicherweise nicht mehr hinreichend gut erfassen. Andererseits steht die NAO in Konkurrenz mit anderen Zirkulationsformen, die ihren Einfluss auf abhängige Zustandsvariablen qualifizieren. Am Beispiel der Oberflächentemperatur von Helgoland-Reede wurde bereits früher gezeigt (LOEWE ET AL. 2003), dass Korrelationen mit der NAO nicht stationär sind und phasenweise ohne praktische Bedeutung waren.

An dieser Stelle soll der Frage nachgegangen werden, ob die starke Abhängigkeit der Nordseetemperatur (SST) von der NAO im Zeitraum 1971 – 1996 (LOEWE 1996) seither fortbestanden hat. Die Jahrestemperatur (Abb. 3-23) war im genannten Zeitraum fast vollständig durch die Wintertemperatur (DJF) bestimmt ($r^2 = 78\%$) und kann deshalb ebenso gut wie diese für eine Korrelations-/Regressionsanalyse mit dem Winter NAO-Index (DJF) herangezogen werden.

Die Analyse bestätigt zunächst einmal, dass bis 1996 zwischen beiden Variablen ein recht starker Zusammenhang ($r^2 = 45\%$) bestanden hat (Abb. 3-25), der sich mit der überkommenen physikalischen Erklärung im Einklang befindet: die mit stark positivem (negativem) NAO-Mode verbundene verstärkte (abgeschwächte) Zufuhr maritimer Warmluft aus dem Nordatlantik bedingt milde (kühle) Wintertemperaturen (NAO-Mechanismus). Die festgestellte statistische Abhängigkeit »lebt« dabei von der Bipolarität der Moden, denn die erklärten Varianzen für nach dem NAO-Index stratifizierte Stichproben ($NAO < -1$, $-1 < NAO < 1$, $NAO > 1$) sind aufgrund der erheblichen Streuung der Temperaturen im jeweiligen Indexbereich verschwindend gering (10, 7, 2 %).

Eine ähnlich empfindliche Abschwächung des linearen Zusammenhangs ergibt sich, wenn die Jahre 1997 – 2006 in die Analyse einbezogen werden ($r^2 = 18\%$), denn in dieser Dekade waren Temperatur und NAO-Index unkorreliert ($r^2 = 1\%$). In 7 Fällen lag die Temperatur um etwa 1 K höher als aufgrund des für die Zeit 1969 – 1996 festgestellten indifferenten Temperaturverhaltens bei relativ neutralem NAO-Index zu erwarten gewesen wäre; in 4 Fällen – nämlich interessanterweise in den wärmsten Jahren des Gesamtzeitraums – wurden sogar die »beziehungskonformen« Temperaturen der Jahre 1999, 2000, 2005 übertroffen (Abb. 3-25).

1. Derartige Verschiebungen werden nicht nur in Szenarienrechnungen zur globalen Erwärmung simuliert (z. B. HU UND WU 2004), sondern sind offenbar bereits eingetreten und mit dem beschleunigten Rückgang des arktischen Meereises seit der Jahrtausendwende in Zusammenhang gebracht worden (ZHANG ET AL. 2008).

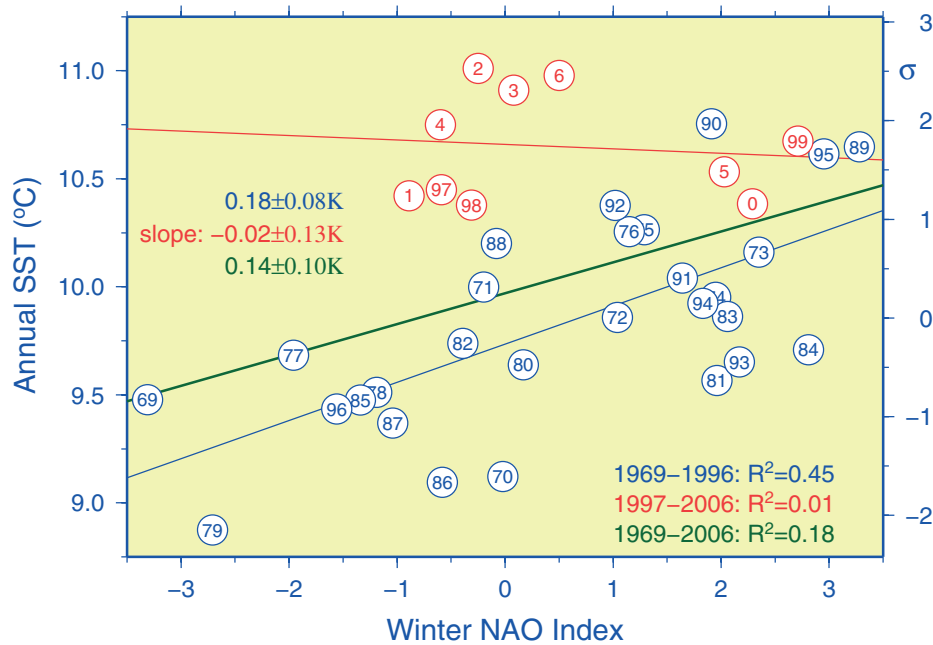


Abb. 3-25: Linearer Zusammenhang zwischen Jahresoberflächentemperatur der Nordsee und Winter NAO-Index für verschiedene Zeitabschnitte. Steigungen in K pro Indexeinheit mit 95 % Intervall. Rechte Achse: standardisierte Anomalie (1971 – 1993, $9.86 \pm 0.46 \text{ } ^\circ\text{C}$).

Fig. 3-25: Linear relation between annual North Sea SST and winter NAO index for various time windows. Slopes in K per index unit with 95 % confidence interval. Right scale: standardized anomaly (1971 – 1993, $9.86 \pm 0.46 \text{ } ^\circ\text{C}$).

Einen tieferen Einblick in die Variabilität der Temperaturabhängigkeit von der NAO bietet Abb. 3-26, die technisch dem früher diskutierten progressiven Windvektordiagramm vergleichbar ist (Abb. 2-13, S. 61), denn die standardisierte jährliche Temperaturanomalie und der NAO-Index (der als Differenz standardisierter Luftdruckanomalien definiert ist, vgl. Abschnitt 2.2.2, S. 37) nehmen hier die Rolle der täglichen Windkomponenten ein. Ein mit der physikalischen Vorstellung konformer Zusammenhang besteht im Einzelfall nur dann, wenn die Trajektorie in grob NE- oder SE-licher Richtung voranschreitet, bzw. die jährlichen Inkremente positive Steigung haben. Ein horizontaler Trajektorienverlauf beinhaltet normale (indifferente) Temperaturen bei beliebigem NAO-Zustand, während ein annähernd vertikaler Verlauf theoretisch eine extreme Sensitivität der Temperatur gegenüber geringen Abweichungen vom neutralen NAO-Zustand anzeigt. Streckenabschnitte mit negativer Steigung laufen dem NAO-Mechanismus zuwider und deuten darauf hin, dass die zugehörigen Temperaturanomalien andersartige, oder dem NAO-Einfluss entgegenwirkende Ursachen haben.

Die parallele Verlaufsform von Jahres- und Wintertrajektorie¹ bis 1996 (Abb. 3-26) belegt die o. a. hohe Korrelation ($r = 0.88$) zwischen den zugrunde liegenden Temperaturen. Diese gemeinsame Entwicklung gliedert sich in mehrjährige Phasen, in denen eine grobe Richtung beibehalten wird. Die moderate Warmphase zu Beginn der 1970er Jahre (s. a. Abb. 3-23, S. 122) ging offensichtlich mit dazu »passenden« positiven NAO-Zuständen einher. Die anschließende, von 1977 bis 1987 andauernde Kaltphase wurde durch entgegengesetzte NAO-Zustände eingeleitet und ging mit solchen zu Ende. Die geringen negativen Temperaturanomalien des mittleren Abschnitts erschei-

1. Die Wintertrajektorie wurde relativ zum 0-Punkt willkürlich um 10 Standardeinheiten vertikal verschoben.

nen hingegen mit den stark positiven NAO-Zuständen (1981, 1983, 1984) nicht vereinbar. Mit dem Eintritt ins rezente Warmregime (1988) wechselte die NAO bis 1995 dauerhaft in diesen Mode, der jedoch nicht ausnahmslos (1993, 1994) mit hohen Temperaturanomalien einherging. Nach dem versuchten Rücksprung in ein Kaltregime (1996), traten der positive Mode und damit konsistente Temperaturanomalien nur noch 1999, 2000 und 2005 ein.

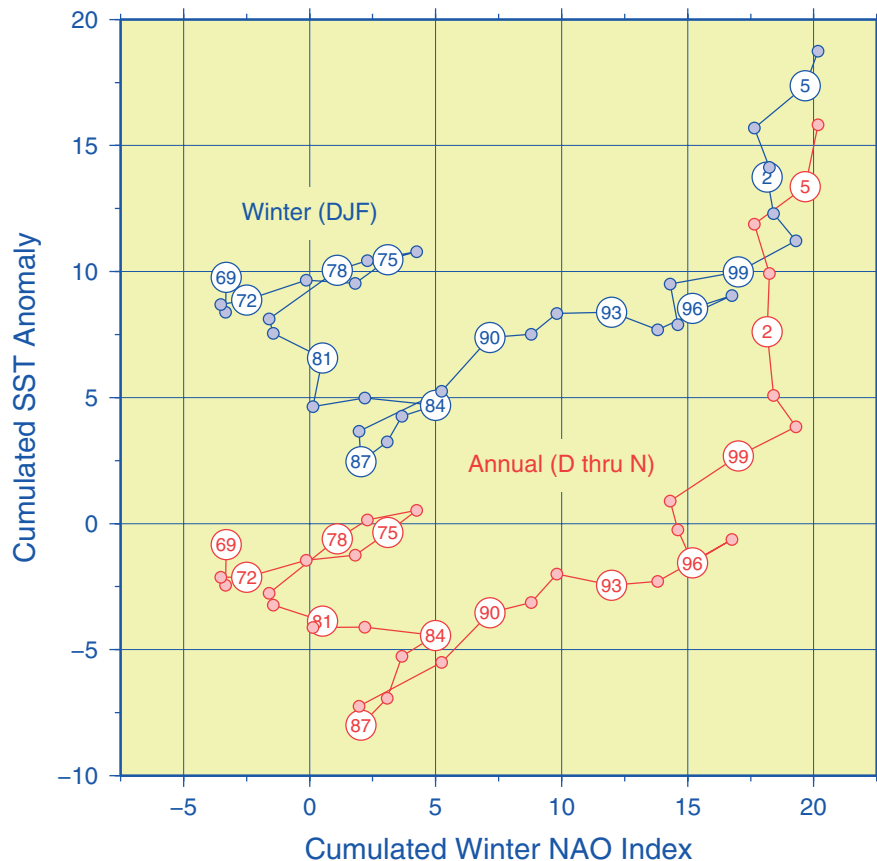


Abb. 3-26: Kumulierte standardisierte Anomalien der Nordseeoberflächentemperatur im Winter (DJF) und übers Jahr (Dezember bis November) gegenüber kumuliertem Winter NAO-Index (KOSLOWSKI UND LOEWE 1994) im Zeitraum 1969 bis 2006.

Fig. 3-26: Cumulated standardized anomalies for winter (DJF) and annual (December through November) North Sea SST versus cumulated winter NAO index (KOSLOWSKI AND LOEWE 1994) during 1969 – 2006.

Sowohl die Winter- als auch die Jahrestrajektorie zeichnen sich im Zeitraum 1997 – 2006 durch permanent positive Temperaturanomalien bei beliebigem NAO-Zustand aus (Abb. 3-26). Der divergente Verlauf beider Trajektorien besteht wesentlich in einer vertikalen Streckung der Jahrestrajektorie um den Faktor 1.7. In den extrem warmen Jahren 2002, 2003 und 2006 waren die standardisierten Jahresanomalien sogar durchschnittlich 2.3 mal so stark wie diejenigen des Winters. Die Zusammenhänge zwischen den jeweiligen Temperaturanomalien und dem NAO-Zustand und zwischen den Temperaturanomalien selbst sind zusammengebrochen (r^2 jeweils 1 %).

Die erhebliche Verstärkung der Jahresanomalien mit den teilweise mediterranen Temperaturen in den Sommern der letzten Jahre in Verbindung zu bringen, ist naheliegend und richtig, zur Erklärung der Dekorrelation zwischen Wintertemperatur und NAO-In-

dex jedoch nicht ausreichend. Dazu muss man sich weiter klar machen, dass Meeres-
 temperaturanomalien meist durch ungewöhnliche, ereignishafte atmosphärische Be-
 dingungen – etwa durch stabile, stationäre Hochdrucklagen (Blockierungen) im Som-
 mer – ausgelöst werden und im weiteren jahreszeitlichen Verlauf trotz des Verschwin-
 dens der erzeugenden Ursache fortbestehen, solange keine der Anomalie entgegen-
 wirkenden Ereignisse eintreten.

Diese Besonderheit beruht auf der Trägheit bzw. dem Gedächtnis des Meeres, dass
 seine Erinnerung an vergleichsweise kurzlebige atmosphärische Anomalien im Wär-
 mespeicher als Wärmeinhalt bewahrt. Beispiele hierfür sind die extreme Kaltanomalie
 des Januar 1996, die erst im August in eine Warmanomalie umschlug, oder die extre-
 me Warmanomalie (1.7 K, 2.4σ) des Juli 2006, die bis in den Juni des Folgejahres in
 wenig veränderter Stärke (1.7 ± 0.4 K) fortbestand^{1,2}, so dass der Jahrgang der
 Nordseetemperatur zwischen diesen beiden Monaten von der Form her der Klimato-
 logie entsprach, sich aber auf erheblich zu hohem Niveau vollzog. Diese Langlebigkeit
 von in den Sommermonaten erzeugten Anomalien war für die Dekade 1997 – 2006 ty-
 pisch, denn die Korrelation zwischen der Jahrestemperatur (Juli bis Juni) und der
 Sommertemperatur (JAS) ist mit 0.92 ($r^2 = 85\%$) extrem stark (und damit ähnlich
 hoch wie die früher (1969 – 1996) gültige Beziehung zwischen Jahres- und Winter-
 temperatur (0.88, 78%). Begünstigt wird dieser Zusammenhang vor allem dadurch,
 dass anomalieinvertierende Impulse durch negative NAO-Moden im Winter ausgeblie-
 ben sind.

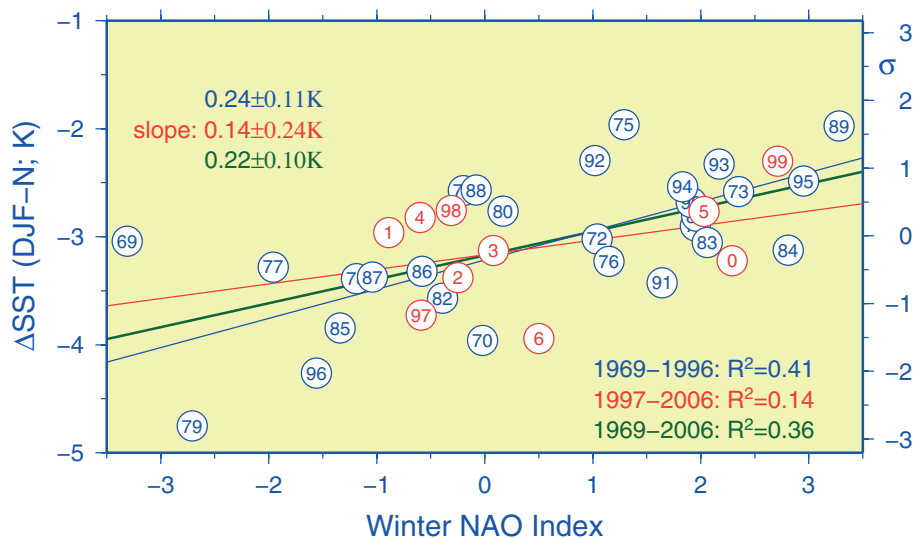


Abb. 3-27: Wie Abb. 3-25, jedoch für die Differenz zwischen den Oberflächentemperaturen im
 Winter (DJF) und vorausgehenden Herbst (November). Rechte Achse: standardisierte Anom-
 alie (1971 – 1993, -2.99 ± 0.63 K).

Fig. 3-27: Same as Fig. 3-25, except for the difference between SSTs in winter (DJF) and prece-
 ding fall (November). Right scale: standardized anomaly (1971 – 1993, -2.99 ± 0.63 K).

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass die Wintertemperaturanomalien der letzten
 Jahre weitgehend »Erblasten« aus Sommer und Herbst darstellen, die im Winter infol-
 ge eher neutraler NAO-Zustände nur wenig modifiziert wurden. Dass dies tatsächlich

1. Vgl. www.bsh.de/de/Meeresdaten/Beobachtungen/Meeresoberflaechentemperatur/anom.jsp
 2. S. a. Bemerkungen zum Juni, S. 114.

zutritt, lässt sich *Abb. 3-27* entnehmen, in der die »unbelastete« winterliche Abkühlungsrate (Differenz zwischen Winter- (DJF) und Novembertemperatur) gegen den NAO-Index aufgetragen ist. Die bei neutralem NAO-Zustand aufgetretenen Abkühlungsraten der Dekade 1997 – 2006 streuen maßvoll und unauffällig normal um das Langzeitmittel (-3.0 K), wie dies für solche NAO-Zustände erwartet wird. Aus der Häufung neutraler Zustände und dem Fehlen stark negativer Zustände resultiert eine gegenüber dem Zeitraum 1969 – 1996 deutlich reduzierte, aber weiterhin mechanismuskonforme Korrelation mit dem NAO-Index. In der Deutschen Bucht wurde anhand von geographischen Korrelationskarten für den Zeitraum 1971 – 1996 die stärkste NAO-Abhängigkeit der Wintertemperaturen festgestellt (LOEWE 1996). Für die Abkühlungsrate dieser Region (*s. Fußnote, S. 120*) ergaben sich für die in *Abb. 3-27* genannten Zeiträume erklärte Varianzen von 57, 17 und 49 %.

Die in *Abb. 3-28* dargestellte winterliche Abkühlungstrajektorie stimmt in ihrem prinzipiellen Verlauf bis 1996 gut mit der Wintertemperaturtrajektorie (*Abb. 3-26*) überein. Einige früher nicht beziehungskonforme Streckenabschnitte zeigen sich jetzt rektifiziert, andere Abschnitte erweisen sich jetzt erst als nonkonform. Während erstere offensichtlich mit anomalen Vorwintertemperaturen zusammenhängen, müssen letztere mit störenden Einflüssen im Winter selbst zu tun haben. Insgesamt ergab sich im Zeitraum 1969 – 1996 für die »unbelasteten« Abkühlungsanomalien eine etwas höhere Korrelation ($r = 0.64$) mit dem NAO-Index als für die Wintertemperaturanomalien (0.54).

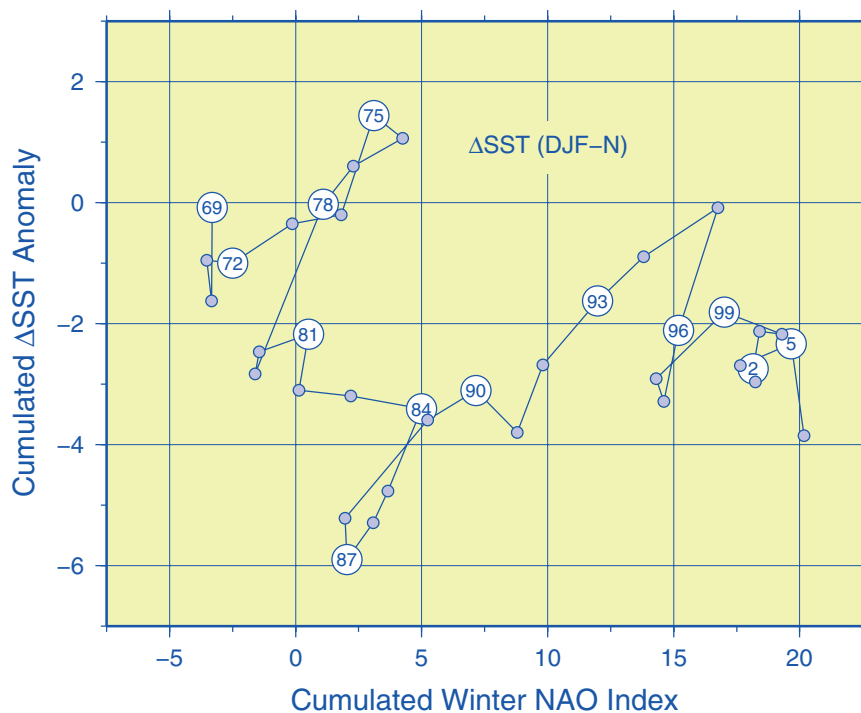


Abb. 3-28: Wie *Abb. 3-26*, jedoch für die Differenz zwischen den Oberflächentemperaturen im Winter (DJF) und im vorausgehenden Herbst (November).

Fig. 3-28: Same as *Fig. 3-26*, except for the difference between SSTs in winter (DJF) and in the preceding fall (November).

Die stärkste Rektifizierung der Trajektorie ergibt sich für die Zeit ab 1996 (*Abb. 3-28*), die sich durch eine ähnlich »unentschlossene Orientierungslosigkeit« auszeichnet wie

die »schwächelnde« Kaltphase nach 1979. Insofern erscheint die Spekulation nicht ganz abwegig, dass sich die Nordsee seit dem einleitenden Impuls von 1996 in einem Kaltregime befinden könnte, wenn gleichzeitig in den Sommermonaten ähnlich maritime Verhältnisse geherrscht hätten wie 1977 – 1987 (*Abb. 3-23*) oder im Hochsommer des Jahres 2005. Tatsächlich herrschen jedoch seit 1997 sehr warme Sommer vor, die möglicherweise mit einer polwärtigen Verschiebung der Hadley-Zirkulation in Verbindung stehen (HU UND FU 2007, BLACK ET AL. 2004, FINK ET AL. 2004) und mit einer beschleunigten globalen Erwärmung einhergehen (TRENBERTH ET AL. 2007).

Zusammenfassend wird festgestellt, dass die Winter- (DJF) und Jahrestemperatur (D bis N) der Nordsee im Zeitraum 1997 – 2006 unabhängig vom NAO-Zustand (DJF) waren. Ursache hierfür sind extreme Warmanomalien, die im Sommer entstanden und nicht selten bis weit ins Folgejahr andauerten, weil die saisonalen Abkühlungsraten weitgehend normal ausfielen. Insbesondere erwiesen sich die winterlichen Abkühlungsraten als konsistent mit dem neutralen Mode der NAO. Die hohen Winter- und Jahrestemperaturen belegen demnach keinen Defekt im NAO-Mechanismus, sondern zeugen davon, dass die erhebliche sommerliche Erwärmung seit 1997 den gesamten saisonalen Temperaturgang dominierte. Gleichzeitig müssen in der Vergangenheit aufgezeigte NAO-gesteuerte Wirkungsketten, in denen beispielsweise ökologische Prozesse in der Nordsee über NAO-dominierte Temperaturanomalien mit der atmosphärischen Zirkulation (NAO) verknüpft wurden (z. B. OTTERSEN ET AL. 2001, KRÖNCKE ET AL. 2007), ihre Gültigkeit verloren haben.

3.5.6 Meereis

Es ist weithin bekannt, dass Auftreten, Wachstum und Schmelze von Meereis entscheidend von der örtlichen Lufttemperatur abhängen. Aufgrund starker maritimer Warmlufttransporte (*Abb. 2-11, S. 56*) lag diese auf Norderney im Januar 2005 mit 5.0 °C um 2.8 K ($1\ \sigma$) über dem Langzeitmittel (*Abb. 2-19, S. 72*). Auch die Oberflächentemperatur der Deutschen Bucht (*s. Fußnote, S. 120*), die im Winter proportional zum Wärmehalt ist, war mit 6.1 °C noch erheblich zu warm (1.9 K , $1.3\ \sigma$, Referenzzeitraum 1971 – 1993). Die im Februar mit häufigen Ostlagen (*Abb. 2-7, S. 49*) einsetzende verstärkte Abkühlungsphase führte deshalb erst im März (3.4 °C , -0.5 K , $-0.3\ \sigma$) zu wenig mehr als dem vollständigen Abbau dieser Warmanomalie (*Abb. 3-17, S. 113*). Um diese Zeit ist der Sonnenstand bereits relativ hoch (*Abb. 2-18, S. 71*) und der saisonale Tiefpunkt der Lufttemperatur (*Abb. 2-19, S. 72*) durchschritten. Meereis bildete sich aus diesen Gründen nur in geringen Mengen und an wenigen Tagen der ersten Märzdekade in einzelnen Häfen und inneren Bereichen der nordfriesischen Küste. Mit einer »flächenbezogenen Eisvolumensumme« von 0.03 m war der Eiswinter 2004/05 abermals »schwach«.

Der maximale Vereisungsstand ist in deutschen Küstengewässern schlecht definiert, weil gewöhnlich Frost- und Tauwetterperioden wechseln und keine kontinuierliche Eisentwicklung zulassen. Die Bewertung der Eiswinterstärke richtet sich deshalb nach der mittleren »flächenbezogenen Eisvolumensumme« für 13 Eisklimastationen (LOEWE ET AL. 2005).

Dieses von KOSLOWSKI (1989) eingeführte Maß basiert auf täglichen Beobachtungen der Eisdicke h und des Bedeckungsgrads N . Da sich N als Verhältnis von tatsächlich eisbedeckter Fläche A zur durch Eisrand und ggf. Küste begrenzten Eisausdehnung E auffassen lässt, hat der Begriff »flächenbezogenes Eisvolumen« für das Produkt hN

Berechtigung. Würde das verfügbare Eisvolumen hA innerhalb der Eisgrenzen gleichmäßig als Eisbrei verteilt, hätte diese Schicht die effektive Dicke $hA/E = hN$.

Die eigentliche Maßzahl zur Charakterisierung der Stärke der Eiswinter – die flächenbezogene Eisvolumensumme – ergibt sich durch Summation der täglichen hN -Produkte über die Eissaison und bezieht somit die Dauer der Vereisung ein. Zur Erleichterung der Interpretation wurde eine Klassifizierung vorgenommen, die schwache (< 0.5 m), mäßige (< 4 m), starke (< 9 m) und sehr starke Eiswinter unterscheidet. Die diesen Klassengrenzen entsprechenden Eiswinterlängen liegen bei etwa 1 Woche, 1 und 2 Monaten.

Die historische Entwicklung der Stärke der Eiswinter ist in *Abb. 3-29* dargestellt. Seit Beginn der gegenwärtigen Warmphase im Jahr 1988 (*Abb. 3-23, S. 122*) waren 2/3 der Winter eisfrei. Eine hinsichtlich des geringen Eisvorkommens vergleichbare Periode stellt allenfalls diejenige der 1930er Jahre dar, welche durch die sehr starken Kriegswinter, die sich zeitgleich mit einer extremen ENSO Warmepisode ereigneten (KOSLOWSKI UND LOEWE 1994), ein abruptes Ende fand. Der einzige starke Eiswinter der rezenten Warmphase trat im Jahr 1996 ein, als die Zonalzirkulation über dem Nordatlantik klar abgeschwächt war (NAO-Index -1.56 , LOEWE UND KOSLOWSKI 1998), die Nordsee unter dem Einfluss kontinentaler Kaltluftadvektion aus Südost stark abkühlte und bis in den Juli hinein anomal kalt blieb (LOEWE 1996). Das Auftreten dieses starken Eiswinters entsprach der statistischen Erwartung, die sich auf eine signifikante Quasiperiodizität von 7 – 9 Jahren gründete (LOEWE UND KOSLOWSKI 1998).

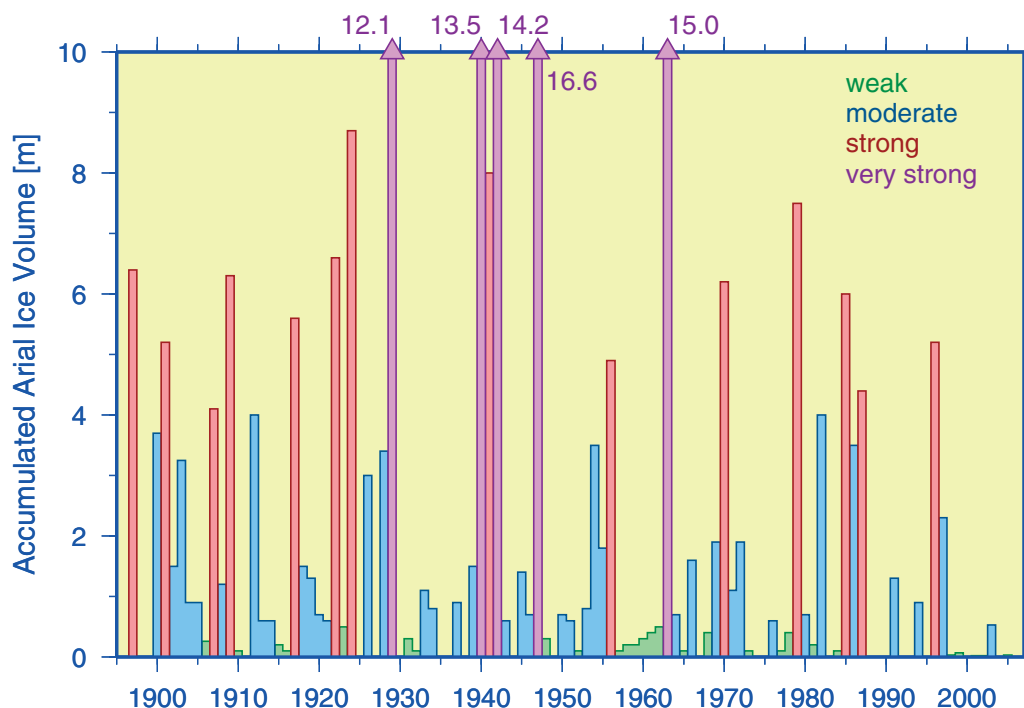


Abb. 3-29: Flächenbezogene Eisvolumensumme für die deutsche Nordseeküste im Zeitraum 1897 – 2005.

Fig. 3-29: Accumulated areal ice volume for the German North Sea coast during 1897 – 2005.

Dieser Quasizyklus, der 1947 einsetzte, ist augenscheinlich abgebrochen. Es ist jedoch durchaus denkbar, dass der Zyklus lediglich nicht mehr in starken Eiswintern in Erscheinung tritt, weil exzessive vorwinterliche Meerestemperaturen (bzw. Wärmein-

halte) selbst bei hohen winterlichen Abkühlungsraten nicht mehr so weit oder schnell abnehmen, dass die kritische Meerwassergefrieretemperatur (rechtzeitig) erreicht wird. Dies trifft offenbar auch auf den gegenwärtigen Winter (2008/09) zu, der im Binnenland bereits für Schlagzeilen und Kälterekorde sorgte und wieder mit einem Minimum solarer Aktivität zusammenfällt (Solarzykluswechsel 23/24, vgl. LOEWE UND KOSLOWSKI 1998). Die Temperatur war in der Deutschen Bucht im Januar mit $4.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ normal ($4.2\text{ }^{\circ}\text{C}$) und lag damit immer noch 2.4 K (1.7σ) über dem Januarmittel der 5 starken Eiswinter seit 1970. Selbst im Fall eines massiven Kälteeinbruchs im Februar ist unter solchen Voraussetzungen nur noch ein ›mäßiger‹ Eiswinter möglich.

3.5.7 Zusammenfassung

Von März bis August 2005 entsprachen die monatlichen geographischen Verteilungen der Oberflächentemperatur weitgehend der Klimatologie (1971 – 1993). Winter und Herbst zeichneten sich demgegenüber durch großräumige, starke Warmanomalien aus, wobei die Temperaturabweichungen von NW nach SE zunahmen und in der Deutschen Bucht zeitweilig bis zu 3 K erreichten. Räumlich gemittelte Oberflächentemperaturen im Winter (DJF, $7.8\text{ }^{\circ}\text{C}$), Herbst (SON, $13.2\text{ }^{\circ}\text{C}$) und November ($11.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) belegen die Ränge 3, 2 und 1 im Zeitraum 1969 – 2008. Mit einer Oberflächentemperatur von $10.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ist 2005 das elftwärmste Jahr. Da jahres- und langzeitliche Temperaturentwicklungen in der Deutschen Bucht prinzipiell denen in der Nordsee entsprechen, ergeben sich hier ähnliche Rangfolgen.

Die Temperaturschichtung der Nordsee hob sich im August 2005 durch eine tiefreichende isotherme Deckschicht von allen anderen zwischen 1999 und 2008 im Sommer beobachteten vertikalen Temperaturverteilungen ab. Insbesondere waren die Temperaturen in Oberflächennähe ($< 20\text{ m}$) bis zu -2 K kühler, im unteren Teil der Deckschicht ($20 - 40\text{ m}$) bis zu 4 K höher als im Mittel des Vergleichszeitraums. Ursache für die angetroffene tiefreichende Durchmischung war die unbeständige Witterung von Mitte Juli bis Mitte August und speziell 2 Beinahe-Stürme, die in der flachen Deutschen Bucht bereits Ende Juli zur frühzeitigen Auflösung der thermischen Schichtung geführt hatten. Der von Tiefdruckstörungen geprägte Hochsommer führte in Verbindung mit einem unter Hochdruckeinfluss hohem solaren Energieeintrag im Früh- und Spätsommer zum von Juli bis September andauernden Verharren der mittleren Oberflächentemperatur der Nordsee auf einem Plateauniveau von $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. In der Deutschen Bucht übertraf die Septembertemperatur sogar diejenige im August, was seit Beginn der Analysen (1968) nie vorgekommen ist.

Zum Verhaltensspektrum des nicht-linearen Klimasystems gehören abrupte Temperatursprünge auf allen Zeitskalen. Das Temperaturklima der Nordsee zeichnet sich durch markante Regimewechsel in intra- bis interdekadischen Zeitabständen aus. Das 1987/88 mit einem Temperatursprung von 0.8 K einsetzende Warmregime hat 2001/02 mit einem weiteren Aufwärtssprung von 0.5 K ein extremes Niveau von $10.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ eingenommen, das um 1.5 K über dem des Kaltregimes der 1960er Jahre liegt. Die Temperaturregimes waren an monsunartig alternierende Windregimes und den jahreszeitlich wechselnden Temperaturkontrast zwischen Nordatlantik und europäischem Kontinent gekoppelt. Kennzeichnend für die Winter (Sommer) des Kaltregimes (1977 – 1987) war kontinentale (maritime) Kaltluftadvektion aus Ost (West). Der Temperatursprung 1987/88 war mit einer Umpolung des Windregimes verbunden, so dass jetzt maritime (kontinentale) Warmlufttransporte aus West (Ost) im Winter (Sommer) vorherrschend waren. Die tragende Rolle für den Fortbestand der jeweiligen Temperatur-

regimes, die bislang vor allem die Windverhältnisse im Winter innehatten, ist im rezenten extremen Warmregime an advektive Wärmetransporte und einen verstärkten solaren Energieeintrag im Sommer übergegangen.

Interessanterweise wurden synchrone abrupte Verschiebungen in der winterlichen atmosphärischen Zirkulation der Nordhemisphäre festgestellt (WATANABE UND NITTA 1999). Insbesondere wurden zeitgleiche, teils entgegengesetzte Regimewechsel in den Meerestemperaturen des Nordpazifik beobachtet, die – wie in der Nordsee auch (WEIJERMAN 2005) – mit gravierenden Veränderungen des marinen Ökosystems einhergingen (HARE UND MANTUA 2000). Das simultane quasi-globale Auftreten dieser Phänomene weist auf ein Zusammenspiel dominanter dynamischer Moden des Klimasystems hin (ENSO, PNA, PDO, NAO).

Die für den Zeitraum 1969 – 1996 durch hohe Korrelationen belegte Abhängigkeit von Winter- und Jahresmitteln der Nordseeoberflächentemperatur vom Winter NAO-Index erwies sich in der Folgezeit als ungültig. Früher nur mit stark positivem NAO-Mode eintretende hohe Temperaturen wurden seit dem Temperatursprung 2001/02 sogar übertroffen, obgleich sich die NAO seit 1997 im Winter überwiegend in einem neutralen, tendenziell negativem Zustand befunden hat. Anhand weitergehender Analysen wurde gezeigt, dass der NAO-Mechanismus durchaus intakt geblieben ist, dass jedoch das NAO Paradigma NAO^+ (NAO^-) \rightarrow warme (kalte) Nordseetemperatur durch \rightarrow geringe (starke) winterliche Abkühlung zu ersetzen ist. Ursache hierfür sind im Sommer generierte extreme Warmanomalien, die z. T. bis in den Frühsommer des Folgejahres andauern. Diese hohe Persistenz resultiert aus der Wärmespeicherfähigkeit des Meeres und wird durch fehlende winterliche Gegenimpulse (neutraler NAO-Zustand) weiter begünstigt. Die möglicherweise mit einer polwärtigen Verschiebung der Hadley-Zirkulation (HU UND FU 2007) zusammenhängende erhebliche sommerliche Erwärmung dominiert seit 1997 den gesamten jahreszeitlichen Temperaturgang. Dies zeigt sich in einer hohen Korrelation zwischen Jahres- (Juli bis Juni) und Sommertemperatur, welche die bislang gültige starke Abhängigkeit der regulären Jahrestemperatur von der Wintertemperatur ablöst. Die geschilderten Veränderungen sind bio-/ökologisch mindestens insofern relevant, als sie Wirkungsketten der Sorte NAO \rightarrow Temperatur \rightarrow ... entwerfen. Schließlich ist bemerkenswert, dass die Veränderungen zeitgleich mit einer beschleunigten globalen Erwärmung eintraten (TRENBERTH ET AL. 2007).

Starke Eiswinter traten in der Deutschen Bucht in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts quasiperiodisch in Abständen von 7 – 9 Jahren ein. Der letzte Winter dieser Art ereignete sich 1996 bei erheblich abgeschwächter Zonalzirkulation bzw. negativem NAO-Zustand. Das Ausbleiben solcher Winter ist Konsequenz des hohen Wärmeinhalts des Meerwassers zu Winterbeginn bei gleichzeitig unzureichenden Abkühlungsraten im Winterverlauf (neutraler NAO-Zustand). Die kritische Meerwassergefrieretemperatur wird nicht mehr oder jahreszeitlich so spät erreicht, dass eine effiziente Eisbildung infolge der ab Mitte Februar schnell anwachsenden solaren Einstrahlung unmöglich wird. Der Eiswinter des Jahres 2005 war mit einer Eisvolumensumme von 0.03 m praktisch eisfrei. Auch der als kalt empfundene gegenwärtige Winter (2009) produzierte bezogen auf die Klimatologie 1971 – 1993 in Nordsee und Deutscher Bucht lediglich normale Temperaturbedingungen, die für ein Durchbrechen des geschilderten Szenarios nicht ausreichen.

3.6 Salzgehalt

<*> P. Loewe, B. Klein, A. Frohse & A. Schulz

3.6.1	Einführung	... 135
3.6.2	Salzgehaltsverteilungen	... 135
3.6.3	Nördliche Randbedingungen	... 138
3.6.4	Abfluss Elbe	... 141
3.6.5	Salzgehalt bei Helgoland Reede	... 143
3.6.6	Zusammenfassung	... 144

3.6.1 Einführung

Der Salzgehalt der Nordsee ist abhängig vom Einstrom salzreichen atlantischen Wassers mit Salzgehalten über 35 (Practical Salinity Units) sowie von erheblichen Süßwassereinträgen der Flüsse. Die nordöstlichen Seegebiete im Bereich des Skagerrak und der Norwegischen Rinne sind innerhalb einer relativ dünnen Oberflächenschicht vom niedrigen Salzgehalt des Baltischen Ausstroms geprägt. Der Süßwassereintrag durch Niederschlag über der Nordsee wird weitgehend durch Verdunstung kompensiert.

Zunächst werden die beobachteten saisonalen geographischen Salzgehaltsverteilungen für das Jahr 2005 gemeinsam mit der sommerlichen Salzgehaltsschichtung der Nordsee diskutiert. Anschließend werden Besonderheiten in den nördlichen Randbedingungen zum Atlantik aufgezeigt. Letzterdings werden die Jahregänge der Wassereinführung der Elbe sowie des Salzgehalts bei Helgoland Reede erörtert.

3.6.2 Salzgehaltsverteilungen

Für die Analyse der Salzgehaltsbedingungen der Nordsee im Jahr 2005 lagen Daten aus dem Winter (ICES: INTERNATIONAL BOTTOM TRAWL SURVEY; FS Gauß: Reise #432; FS Walter Herwig: #270 & #271) und aus dem Sommer (FS Gauß: #446) vor. Die geographischen Verteilungen des Salzgehaltes in Oberflächen- und Bodennähe sind für beide Jahreszeiten in *Abb. 3-30* dargestellt.

Nahezu identische Verteilungen in beiden Niveaus dokumentieren die vertikale Durchmischung der Nordsee im Winter. Weite Teile der Nordsee waren in dieser Jahreszeit mit Wasser atlantischen Ursprungs (Salzgehalt > 35) gefüllt. Die relative Ausdehnung von Atlantikwasser steigerte sich gegenüber dem schon hohen Vorjahresniveau auf einen Rekordwert von 63 % (*Tab. 3-9*). Ursachen für das weit nach Süden bis in den Bereich der Doggerbank vorgedrungene salzreiche Wasser waren fast unverändert hohe Salzgehalte im Nordostatlantik (s. *Abschnitt 3.6.3, S. 138*), das erhebliche Sturmsaufkommen im Dezember und insbesondere Januar (vgl. *Tab. 2-1, S. 45*), massive Volu-

3 Meeresphysik

mentransporte von bis zu 4.1 Sv (Orkan ›Gero‹) über den NW-Rand (Abb. 3-3, S. 85) und eine verstärkte Nordseezirkulation.

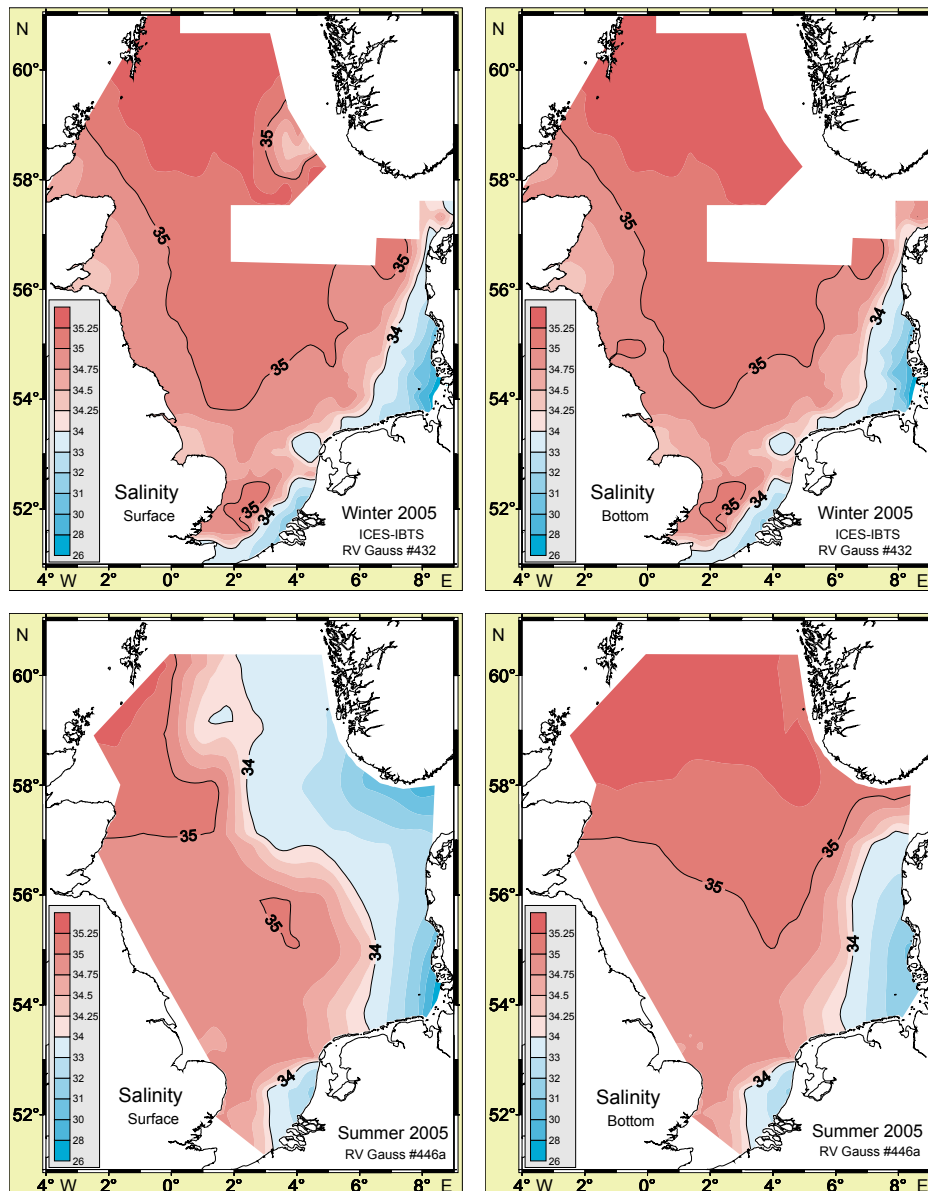


Abb. 3-30: Saisonale Salzgehaltsverteilungen in Oberflächen- und Bodennähe im Jahr 2005.

Fig. 3-30: Seasonal near-surface and -bottom salinity distributions in 2005.

YEARS	FRACTIONAL AREA ($S > 35$) AND WINTER NAO-INDEX								
	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	
WINTER	./.	34	39	31	23	37	53	63	
NAO _{DJF}	-0.31	2.71	2.29	-0.89	-0.25	0.08	-0.60	2.02	

Tab. 3-9: Relative Nordseefläche (%) mit bodennahen Salzgehalten über 35 (Atlantikwasser) mit Winter NAO-Index (LOEWE UND KOSLOWSKI 1998).

Table 3-9: Fractional North Sea area (%) with near-bottom salinity exceeding 35 (Atlantic water) mit Winter NAO-Index (LOEWE UND KOSLOWSKI 1998).

Ausgeprägte Salzgehaltsschichtungen bilden sich in der Nordsee außer in den Mündungsgebieten großer Flüsse und in den vom Brackwassereintrag des baltischen Ausstroms beeinflussten Bereichen kaum aus (Abb. 3-31). Die Bodenwasserschicht ist jedoch durch die saisonale Thermokline von der Deckschicht entkoppelt, so dass nicht nur die winterlichen Bodenwassertemperaturen sondern auch die bodennahen Salz-

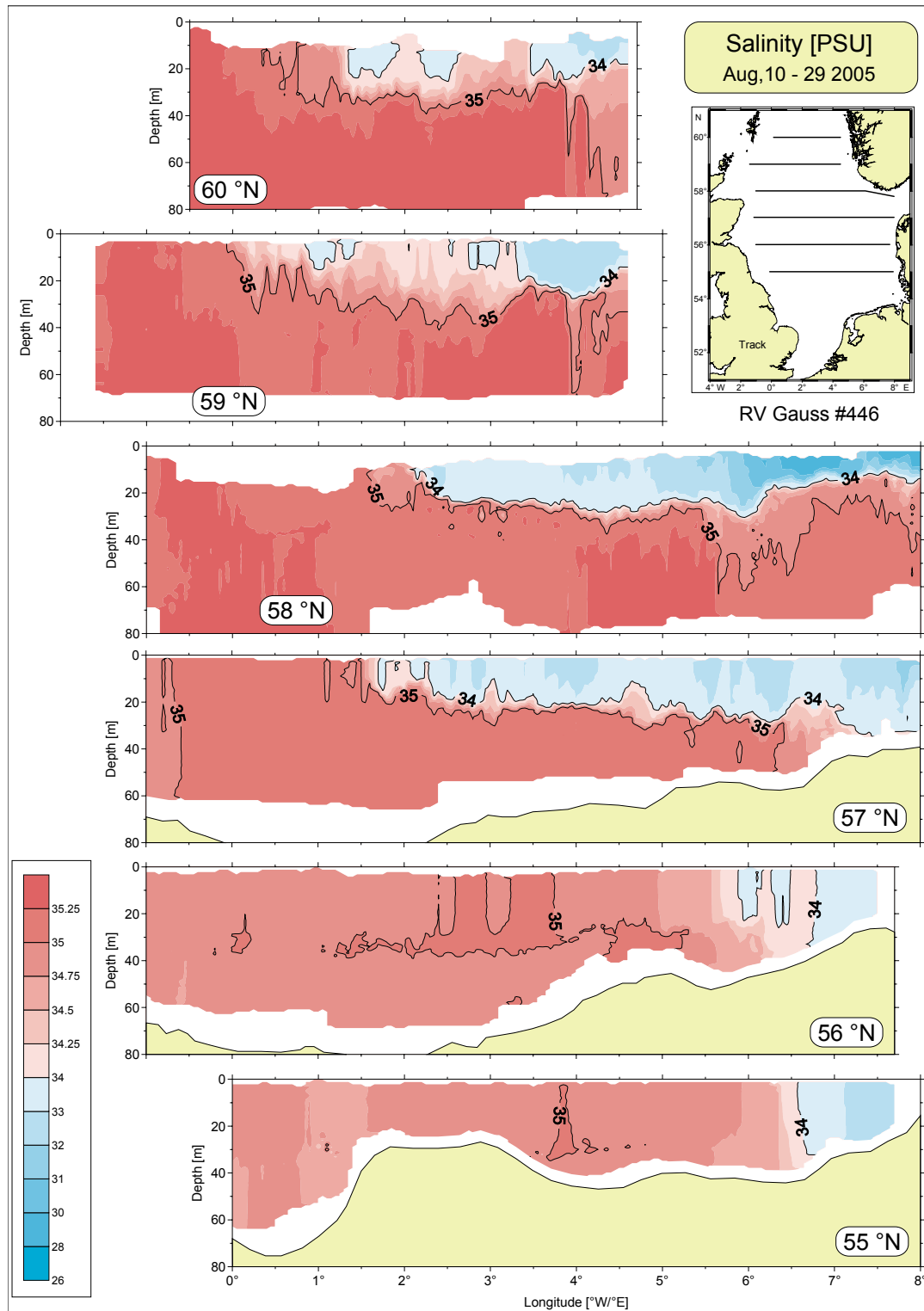


Abb. 3-31: Salzgehaltsschichtung im Sommer 2005 (FS Gauß, Reise #446).

Fig. 3-31: Salinity stratification in summer 2005 (RV Gauß, Cruise #446).

gehaltsbedingungen bis in den Sommer nur geringen Änderungen unterworfen sind (Abb. 3-30, rechts). Deshalb nimmt es nicht Wunder, dass die südwärtige Verschiebung der Isohaline 35 seit 2003 (vgl. Tab. 3-9) gleichermaßen in den bodennahen Salzgehaltsverteilungen der Sommermonate zu beobachten war. Die horizontalen Strukturen erscheinen im Sommer 2005 auf Jahressicht wenig verändert, in der südlichen Nordsee wurden jedoch großräumig Salzgehalte oberhalb von 34.75 nachgewiesen. Letzteres trifft für die Oberflächenverteilung ebenso zu (Abb. 3-30).

Kennzeichnend für die oberflächennahe Salzgehaltsverteilung im Sommer ist der Kontrast zwischen salzreichem Wasser atlantischen Ursprungs im Westen und salzarmen Wassermassen im Osten. Salzgehalte unter 34 markieren dabei den Einflussbereich von Ostseewasser und kontinentaler Frischwasserabflüsse. Die mit dem oszillierenden Schlepssystem ›Delphin‹ gemessenen Salzgehaltsprofile zeigen auf den Schnitten nördlich 56° N deutliche vertikale Unterschiede (Abb. 3-31), die durch den oberflächennahen Baltischen Ausstrom und dessen Fortsetzung im Norwegischen Küstenstrom hervorgerufen wurden. Die Isohaline 34 lag hier im August 2005 auf dem Meridian 2° E (s. a. Abb. 3-30). Dieses weite Vordringen des Baltischen Ausstroms nach Westen dürfte ebenso wie der starke Export von Ostseewasser durch das Kattegat im Spätwinter (s. Abb. 3-4, S. 86) vor allem auf die Häufung von Ostwetterlagen im Zeitraum Februar bis April zurückzuführen sein (s. Tab. 2-3, S. 57). Im der Messkampagne unmittelbar vorausgegangen Juli enthielt der Windantrieb im relevanten Seegebiet ebenfalls eine anomale Ostkomponente (Abb. 2-11, S. 56). Die Westausdehnung des Ostseewassers war erheblich stärker ausgeprägt als im Vorjahressommer; seine Schichtmächtigkeit war hingegen im Bereich des Norwegischen Küstenstroms auf 58 und insbesondere 59° N um bis zu 30 m flacher (Abb. 3-31).

3.6.3 Nördliche Randbedingungen

Analyse und Bewertung, aber auch die Modellierung raumzeitlicher Veränderungen der Nordsee setzen Kenntnisse der hydrographischen Bedingungen an den Systemgrenzen zum Nordatlantik voraus, die sich insbesondere aus Langzeitbeobachtungen gewinnen lassen. An dieser Stelle werden deshalb die aktuellen Salzgehaltskonditionen im ›Fair Isle Current‹ (FIC) im Einstrombereich der nördlichen Nordsee im Kontext der langfristigen Entwicklung betrachtet. Die zugrunde liegenden Daten wurden freundlicherweise von S. HUGHES (FISHERIES RESEARCH SERVICES, ABERDEEN, UK) zur Verfügung gestellt.

Abb. 3-32 zeigt die zeitliche Entwicklung des oberflächennahen Salzgehalts im FIC auf der nominellen Position 59° N / 2° W. Die dargestellten »Jahresmittel« (strichliert) basieren auf durchschnittlich 3 Messkampagnen in verschiedenen Jahreszeiten. Die rechte Achse wurde so skaliert, dass sie diese Zeitserie in Form von standardisierten Abweichungen vom Mittelwert des Zeitraums 1971 – 2000 »vermisst«. Im Jahr 2005 lag der Salzgehalt mit 35.0 um 1σ (Standardabweichung) über dem Langzeitmittel und damit weiterhin auf hohem Niveau.

Charakteristisch für die Zeitreihe sind quasizyklische Variationen im Periodenbereich von 6 – 9 Jahren, die durch eine 5-Punkt Tiefpassfilterung deutlich hervortreten (Abb. 3-32). Auch im Spektrum des NAO-Index oder des Kerndrucks des Islandtiefs zeichnet sich dieser Periodenbereich durch hohe Varianzanteile aus (z. B. LOEWE UND KOSLOWSKI 1998). So ist nicht allzu erstaunlich, dass die negativen Phasen dieser Quasizyklen mit den ›Großen Salzgehaltsanomalien‹ assoziiert sind, die in den ´70er,

´80er und ´90er Jahren mit der großräumigen Zirkulation des zyklonalen ›Subpolaren Wirbels‹ den nördlichen Nordatlantik »durchwanderten« (SCHMITT 1996, BELKIN ET AL. 1998, SUNDBY UND DRINKWATER 2007). Das stärkste dieser Salzgehaltssignale – die GSA ´70 – erreichte die nördliche Nordsee 1977 und leitete eine bis 1988 andauernde Phase geringer Salzgehalte ein, die mit dem borealen Temperaturregime zusammenfiel (vgl. Abb. 3-23, S. 122). Seither oszillierte der Salzgehalt um ein gegenüber dem Langzeitmittel etwas erhöhtes und – wie dem horizontalen Verlauf des Ultratiefpassfilters (LP18) in Abb. 3-32 zu entnehmen ist – ziemlich stabiles Niveau.

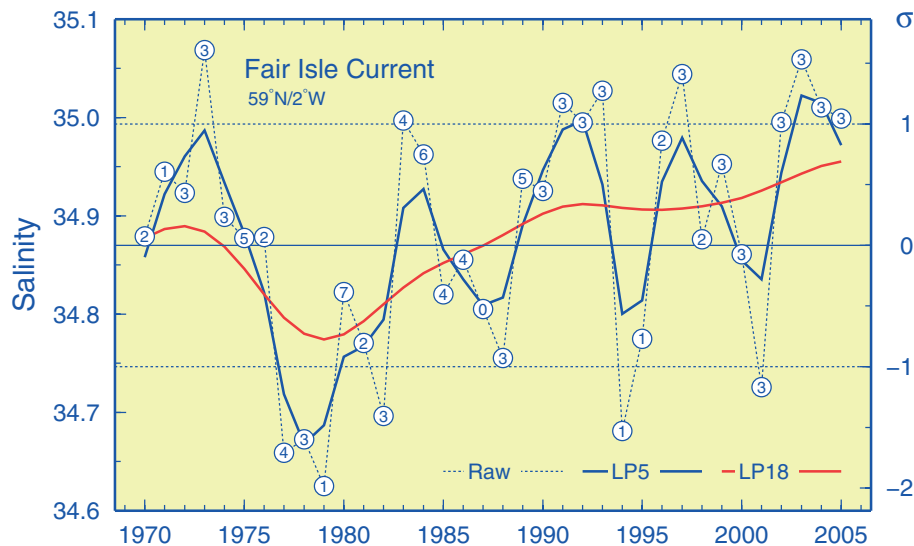


Abb. 3-32: Salzgehalt im ›Fair Isle Current‹ (0 – 100 m). Strichliert: »Jahresmittel« mit Anzahl Proben (Kreis); Blau/Rot: 5-/18-Punkt gaußscher Tiefpassfilter. Rechte Skala: Standardisierte Anomalien der Roh-Jahresmittel für Basisperiode 1971 – 2000. Rohdaten: S. Hughes, Fisheries Research Services, Aberdeen, UK.

Fig. 3-32: Salinity in the ›Fair Isle Current‹ (0 – 100 m). Stippled: Annual composites and sample size (circle); Blue/Red: 5-/18-point Gaussian low-pass filter. Right scale: standardized departures of raw annual composites from 1971 – 2000 base period mean. Raw data courtesy S. Hughes, Fisheries Research Services, Aberdeen, UK.

Die seit 2002 andauernde Phase hoher Salzgehalte schlug sich bis 2005 in einer Verdreifachung der relativen Flächenausdehnung atlantischen Bodenwassers in der Nordsee nieder (vgl. Tab. 3-9, S. 136). Im Verlauf des Jahres 2006 wechselte der Salzgehaltszyklus in seine negative Phase und erreichte im Dezember mit 34.7 einen Zustand, der um etwa 1.4 σ unter dem Langzeitmittel lag. Die Ausdehnung atlantischen Bodenwassers in der Nordsee war erwartungsgemäß rückläufig. Die für das Hauptstromgebiet von Atlantikwasser repräsentativen Salzgehalte im FIC könnten sich zur Abschätzung historischer Salzgehaltsbedingungen in der Nordsee eignen.

Die relativ lange Verweildauer in extremen Schwingungszuständen und anschließende schnelle Wechsel zu entgegengesetzten Zuständen sind keineswegs ungewöhnlich, sondern wesentliche Merkmale eines Oszillators. Im folgenden statistischen Exkurs wird insbesondere gezeigt, dass starke Abweichungen vom Mittelwert (Anomalien) für Prozesse mit Schwingungscharakter normal sind, und dass demzufolge die üblicherweise mit dem Begriff ›Anomalie‹ verbundenen Assoziationen von Ungewöhnlichkeit und Seltenheit in die Irre führen.

Bei der zufälligen Beobachtung einer harmonisch oszillierenden Größe x (z. B. Auslenkung eines idealen Pendels), wird man extreme Auslenkungen in der Nähe der Umkehrpunkte ($x = \pm A$, Amplitude), in denen die Geschwindigkeit ($\Delta x/\Delta t$) 0 wird, wesentlich häufiger antreffen als solche in der Umgebung des Nulldurchgangs ($x = 0$), der mit maximaler Geschwindigkeit durchlaufen wird. Die Aufenthaltswahrscheinlichkeit im Bereich Δx ist offenbar proportional zur Zeit Δt , den der Oszillator in diesem Intervall verbringt.

Es lässt sich zeigen, dass ein harmonischer Oszillator eine u-förmige, zweigipflige Wahrscheinlichkeitsdichte (*probability density function*) hat. Diese ist an den Grenzen $\pm A$ nicht definiert ($\pm \infty$) aber integrierbar, ist durch Mittelwert $\mu = 0$ und Standardabweichung $\sigma = A \sin(\pi/4) = A/\sqrt{2} = 0.7A$ gekennzeichnet und hat als Stammfunktion die Arcussinusverteilung (*cumulative distribution function*). Abb. 3-33 illustriert die Zusammenhänge für die amplitudennormierte Zufallsvariable $z = x/A$.

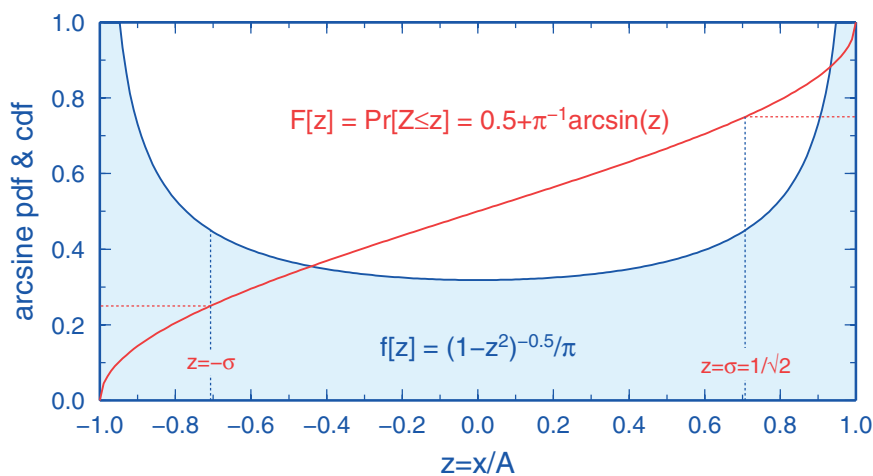


Abb. 3-33: Wahrscheinlichkeitsdichte- (f) und kumulative Verteilungsfunktion (F) für die amplitudennormierte Auslenkung ($z = x/A$) eines harmonischen Oszillators. Die Wahrscheinlichkeit $\Pr(Z \leq z)$, den Oszillator in Zuständen $Z \leq z$ anzutreffen, ergibt sich als Fläche unter $f(z)$ im Intervall $[-1, Z]$. Zustände innerhalb und jenseits $\pm 1\sigma$ sind gleichwahrscheinlich (50 %).

Fig. 3-33: Probability density function (f) and cumulative distribution function (F) for the normalized excursion ($z = x/\text{amplitude}$) of a harmonic oscillator. The probability $\Pr(Z \leq z)$ to observe the oscillator in states $Z \leq z$ is given by the area under $f(z)$ in the interval $[-1, Z]$. States within and beyond $\pm 1\sigma$ (standard deviation) are equally likely (50 %).

Die schwanzlastige (heavy-tailed) Natur der Arcussinusverteilung steht in scharfem Kontrast zur Gaußverteilung. So liegt etwa die Wahrscheinlichkeit $\Pr(|Z| > \sigma)$ mit $1/2$ um 50 % über dem gaußschen Vergleichswert (ca. $1/3$). Die übliche (gaußsche) Vorstellung, dass mittelwertsnahe Zustände am wahrscheinlichsten und darum »normal« sind, ist offensichtlich für Variablen, die starken zyklischen Schwankungen unterliegen, nicht sachgerecht. Tatsächlich ist in solchen Fällen der »Normalzustand« kaum besetzt, der unwahrscheinlichste Zustand, die Ausnahme. Starke Abweichungen vom Mittelwert – die vermeintlichen sog. »Anomalien« – sind hingegen durchaus nicht ungewöhnlich sondern n o r m a l.

Die trendfreien Oszillationen des Salzgehalts im FIC im Periodenbereich von 6 – 9 Jahren enthalten das dominante Signal der Zeitreihe und lassen sich mittels einer primitiven Bandpassfilterung hervorheben (Abb. 3-34). Aufgrund der Arcussinusverteilung

eines harmonischen Oszillators sollten 50 % der standardisierten Anomalien (rechte Skala) um mehr als 1σ von 0 verschieden sein. Die tatsächliche Häufigkeit fällt mit 16/36 oder 44 % etwas geringer aus, würde jedoch bei Absenkung des Schwellwertes auf 0.96 auf 53 % ansteigen und damit der zugehörigen theoretischen Häufigkeit exakt entsprechen. Die gängige Unterstellung, dass extreme Zustände selten, anormal und deshalb besonders bemerkenswert sind, ist für Zeitreihen mit starkem quasizyklischen Charakter schlicht falsch. Bemerkenswert sind vielmehr die sich vergleichsweise schnell vollziehenden Wechsel zwischen entgegengesetzten Schwingungszuständen, die an spontane ›Regimeshifts‹ erinnern (vgl. Abschnitt 3.5.4, S. 121).

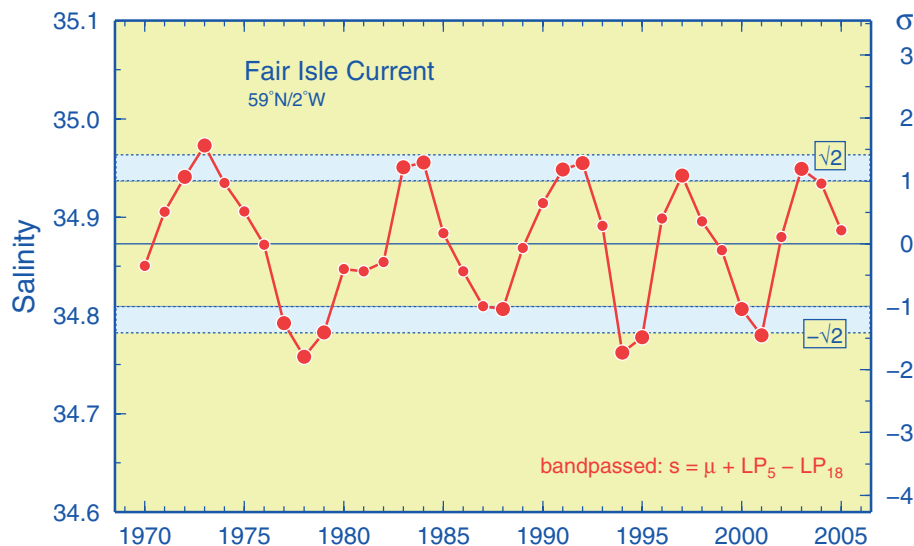


Abb. 3-34: Bandpassgefilterter Salzgehalt im ›Fair Isle Current‹ (0 – 100 m). Rechte Skala: standardisierte Anomalien (1971 – 2000). Die relative Häufigkeit für Salzgehalte jenseits $\pm 1 \sigma$ (fette Kreise) beträgt 44 %. Die Wahrscheinlichkeiten, einen harmonischen Oszillator in den Intervallen ± 1 und ± 1 bis $A = \pm 2^{0.5}$ (Amplitude) zu beobachten, sind gleich (50 %).

Fig. 3-34: Band-pass filtered salinity in the ›Fair Isle Current‹ (0 – 100 m). Right scale: standardised anomalies (1971 – 2000). Relative frequency of salinities exceeding ± 1 standard deviation (heavy bullets) amounts to 44 %. Probabilities of observing the state of a harmonic oscillator within intervals ± 1 and ± 1 to $A = \pm 2^{0.5}$ (amplitude) are 50 % each.

3.6.4 Abfluss Elbe

Der Abfluss der Elbe wird vom WSA Lauenburg weit oberhalb der Flussmündung am Wehr Neu-Darchau gemessen. Im langjährigen Jahresmittel (1971 – 2000) fließen dort $22 \text{ km}^3/\text{a}$ oder $685 \text{ m}^3/\text{s}$ Elbewasser in Richtung Nordsee. Auf dem Weg von Neu-Darchau bis zur Mündung bei Cuxhaven erhöht sich die Abflussrate durch kleinere Nebenflüsse um $100 \text{ m}^3/\text{s}$. Die Abweichungen der Elbeabflussraten von den klimatologischen Mittelwerten werden als repräsentativ für andere in die Nordsee entwässernde kontinentale Flüsse angesehen.

Die Gesamtabflussmenge von $21 \text{ km}^3/\text{a}$ im Jahr 2005 entsprach etwa dem langjährigen Mittel (Abb. 3-35); auch die monatlichen Abweichungen der Abflussmengen von der Klimatologie waren unauffällig gering (Abb. 3-36). Beides gilt gleichermaßen für die Niederschlagshöhen im Bundesgebiet (MÜLLER-WESTERMEIER UND RIECKE 2006). Die Phase geringer Wasserführung der Elbe, die seit April des extremen Trockenjahres

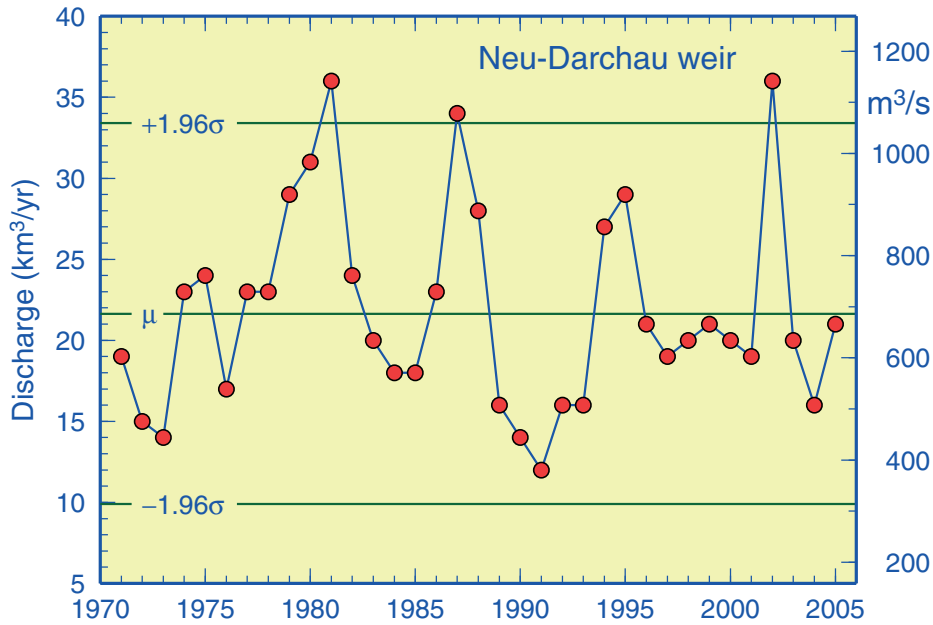


Abb. 3-35: Jahresabflussraten der Elbe am Wehr Neu-Darchau mit Langzeitmittel (1971 – 2000) und 95 %-Grenzen. 1 km³/a entspricht 31.7 m³/s. (Rohdaten: WSA-Lauenburg.)

Fig. 3-35: Annual runoff of Elbe River at Neu-Darchau weir with long-term mean (1971 – 2000) and 95 %-limits. 1 km³/a is equivalent to 31.7 m³/s. (Raw data courtesy WSA-Lauenburg.)

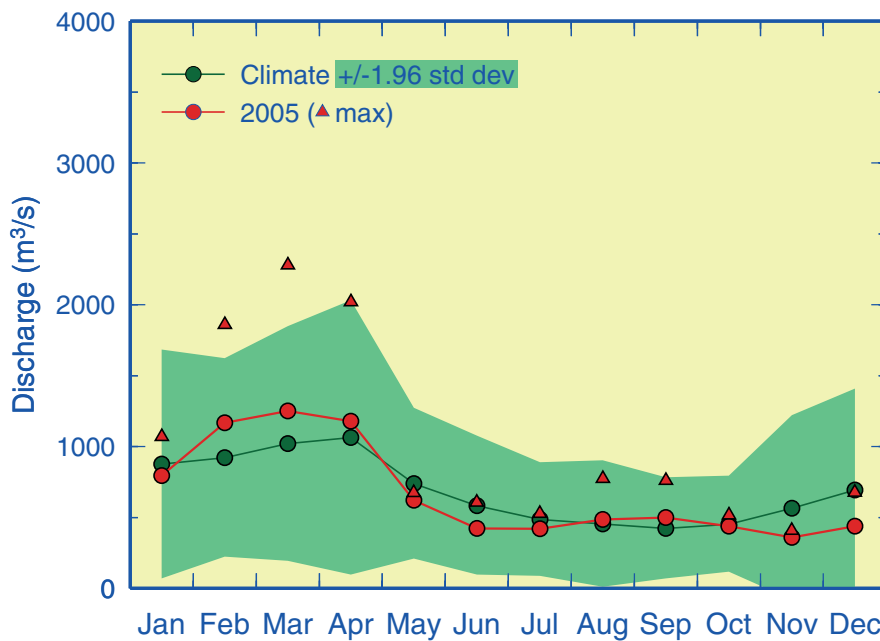


Abb. 3-36: Monatsmittel und maximale Abflussraten der Elbe in Jahr 2005 am Wehr Neu-Darchau mit Klimatologie (1971 – 2000) und 95 %-Band (Klima ± 1.96 Standardabweichungen). 1000 m³/s entsprechen 2.592 km³/Monat. (Rohdaten: WSA-Lauenburg.)

Fig. 3-36: Monthly mean and maximum runoff of Elbe River in 2005 at Neu-Darchau weir together with 1971 – 2000 base period monthly means and 95 %-band (climatology ± 1.96 standard deviations). 1000 m³/s are equivalent to 2.592 km³/month. (Raw data courtesy of WSA-Lauenburg.)

2003 andauerte, endete im Januar 2005. Die Abflussanomalien stimmen seither qualitativ mit den Niederschlagsanomalien des Vormonats im Elbeinzugsgebiet überein (RUDOLF 2006).

3.6.5 Salzgehalt bei Helgoland Reede

Die Salzgehaltsverteilung der Deutschen Bucht wird durch Süßwassereinträge vor allem der Elbe so stark beeinflusst, dass der Oberflächensalzgehalt für die vergangenen 800 Jahre auf Basis von Abflussraten rekonstruiert werden konnte (SCHEURLE ET AL. 2005). Das Seegebiet um Helgoland liegt im Mittel in der Hauptachse des Elbeausstroms, so dass hier prinzipiell eine inverse Korrelation zwischen Salzgehalt und Abflussmenge gegeben ist. Die räumliche Ausdehnung der Elbfahne ist jedoch nicht allein von der Abflussmenge abhängig, sondern dynamischen Veränderungen durch Gezeitenströme und wechselnde großräumige Reststrommuster unterworfen. Ost-westverlagerungen der Frontalzone (zwischen Elbfahne und Nordseewasser) sind dabei mit sprunghaften Salzgehaltsänderungen verbunden, wie sie bei Helgoland seit 1873 beobachtet werden.

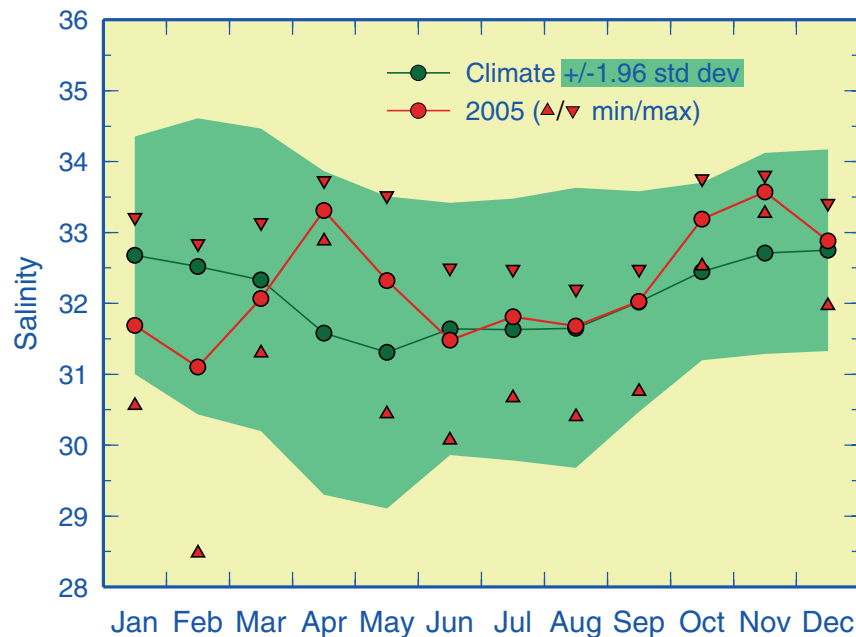


Abb. 3-37: Jahresgang 2005 des monatlich gemittelten Oberflächensalzgehalts und monatliche Extrema bei Helgoland Reede mit Klimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band (Klima ± 1.96 Standardabweichungen). (Rohdaten: K. Wiltshire, Biologische Anstalt Helgoland.)

Fig. 3-37: Seasonal cycle 2005 of monthly mean SSS at Helgoland Roads together with monthly extremes, 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band (climatology ± 1.96 standard deviations). (Raw data courtesy of K. Wiltshire, Biologische Anstalt Helgoland.)

Die in Abb. 3-37 gemeinsam mit der Monatsklimatologie des Zeitraums 1971 – 2000 dargestellte jahreszeitliche Entwicklung des Oberflächensalzgehalts bei Helgoland Reede im Jahr 2005 basiert auf werktäglichen Messungen, die freundlicherweise von der BIOLOGISCHEN ANSTALT HELGOLAND bereitgestellt wurden (WILTSHIRE 2004, FRANK ET AL. 2004, PANGAEA 2004). Bemerkenswert sind die markanten Abweichungen von der Klimatologie im ersten Halbjahr sowie im Oktober / November. Diese lassen

sich nicht mit den eher durchschnittlichen Abflussraten der Elbe erklären, befinden sich jedoch im Einklang mit der zeitlich parallelen Entwicklung des um etwa 1 PSU höheren Salzgehalts auf der nur 15 sm westlich verankerten MARNET Station ›Deutsche Bucht‹. Die sehr geringen Salzgehalte im Januar / Februar sind konsistent mit der auffälligen Westausbuchtung der Elbfahne um die Monatswende (*Abb. 4-6, S. 163*), die durch flächendeckende Messungen belegt ist (FS Gauß #432) und durch den um diese Zeit antizyklonalen Strömungscharakter verursacht wurde (*Tab. 3-1, S. 88*). Die anschließende drastische Zunahme des Salzgehalts bei Helgoland Reede um über 2 PSU auf 33.4 im April ist offenbar Folge des permanenten Einstroms salzreichen Wassers durch die Doverstraße und den Westrand der Deutschen Bucht, der in Verbindung mit dem Sturmtief vom 7. April Stärken von bis zu 0.6 Sv erreichte (*Abb. 3-2, S. 84*). Auch die deutlich erhöhten Salzgehalte im Oktober / November sind auf persistente ostgerichtete advektive Salztransporte unter andauerndem südwestlichen Windantrieb zurückzuführen (*Abb. 2-13, S. 61*). Die Beständigkeit dieser Transporte zeigt sich auch in der geringen intramonatlichen Spannweite des Salzgehalts (*Abb. 3-37*).

3.6.6 Zusammenfassung

Im Winter 2005 war die Nordsee bis in den Bereich der Doggerbank mit salzreichem Wasser atlantischen Ursprungs gefüllt. Die relative Nordseefläche mit bodennahen Salzgehalten > 35 erreichte eine Rekordausdehnung von 63 % in der 1999 beginnenden Zeitreihe. Das starke südwärtige Vordringen von Atlantikwasser stand in ursächlichem Zusammenhang mit unverändert hohen Salzgehalten im Nordostatlantik, einem erheblichen Sturmaufkommen im Dezember und Januar und massiven Volumentransporten über den Nordwestrand. Eine ausgeprägte vertikale Schichtung des Salzgehalts wurde im August 2005 in der nordöstlichen Nordsee beobachtet. Dieses vom Baltischen Ausstrom beeinflusste Seegebiet erstreckte sich mit Deckschichtsalzgehalten von durchweg < 34 deutlich weiter nach Süden (57° N) und Westen (2° E) als im Vorjahressommer.

Charakteristisch für die Zeitreihe des Salzgehalts im ›Fair Isle Current‹ im nordwestlichen Einstromgebiet von Atlantikwasser sind Quasizyklen mit Perioden von 6 – 9 Jahren, deren negative Phasen mit den ›Großen Salzgehaltsanomalien‹ im nördlichen Nordatlantik assoziiert sind. Für derartige, von zyklischen Schwankungen dominierte Zufallsgrößen treten starke Abweichungen vom mittleren Zustand (Anomalien) weit häufiger auf als bei Gaußprozessen. Die mit dem Anomaliekonzept verbundene Vorstellung von Außergewöhnlichkeit und Seltenheit ist insofern abwegig, als nicht der mittlere Schwingungszustand, sondern starke Abweichungen davon den (wahrscheinlichsten) Normalzustand repräsentieren.

Im Januar 2005 endete für die Elbe eine Phase geringer Wasserführung, die seit April 2003 andauert hatte. Der Gesamtabfluss der Elbe entsprach mit $21 \text{ km}^3/\text{a}$ dem langjährigen Mittel und auch die monatlichen Abweichungen von der Klimatologie waren unauffällig gering. Die im Frühjahr und Herbst deutlich erhöhten Salzgehalte im Seegebiet um Helgoland, welches typischerweise, aber keineswegs ständig, im Einflussbereich des Elbeausstroms liegt, sind auf stationäre advektive Salztransporte durch die Doverstraße und den Westrand der Deutschen Bucht zurückzuführen.

3.7 Literatur

- Alheit J., C. Möllmann, J. Dutz, G. Kornilovs, P. Loewe, V. Mohrholz, N. Wasmund, Synchronous ecological regime shifts in the central Baltic and the North Sea in the late 1980s, *ICES Journal of Marine Science*, 62, 1205-1215, 2005.
- Alley, R. B., J. Marotzke, W. D. Nordhaus, J. T. Overpeck, D. M. Peteet, R. A. Pielke, R. T. Pierrehumbert, P. B. Rhines, T. F. Stocker, L. D. Talley, J. M. Wallace, Abrupt climate change, *Science*, 299, 2005-2010, 2003.
- Becker, G., A. Frohse, P. Damm, The northwest European shelf temperature and salinity variability, *Dt. Hydrogr. Z.*, 49, 145-161, 1997.
- Belkin, I. M., Levitus, S., Antonov, J., Malmberg, S.-A., »Great Salinity Anomalies« in the North Atlantic, *Prog. Oceanog.*, 41, 1-68, 1998.
- Black, E., M. Blackburn, G. Harrison, B. J. Hoskins, J. Methven, Factors contributing to the summer 2003 European heatwave, *Weather*, 59, 217-223, 2004.
- Boccaletti, S., J. Kurths, G. Osipov, D. L. Valladares, C. S. Zhou, The synchronization of chaotic systems, *Physics Reports*, 366, 1-101, 2002.
- Brönnimann, S., J. Luterbacher, J. Staehelin, T. Svendby, G. Hansen, T. Svenøe, Extreme climate of the global troposphere and stratosphere 1940-1942 related to El Niño, *Nature*, 431, 971–974, 2004.
- Dick, S., E. Kleine, S. H. Müller-Navarra, H. Klein, H. Komo, The operational circulation model of BSH (BSHcmod) – model description and validation, *Berichte des BSH*, Nr. 29, 49pp, 2001.
- Duane, G. S. und J. J. Tribbia, Synchronized chaos in geophysical fluid dynamics, *Phys. Rev. Lett.*, 86, 4298 - 4301, 2001.
- Edwards, M., G. Beaugrand, P. C. Reid, A. A. Rowden, M. B. Jones, Ocean climate anomalies and the ecology of the North Sea, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 239, 2002.
- Ertel, H. und P. Mauersberger, Eine Ungleichung für den Windstau an Flachküsten, *Acta Hydrophysica*, 17, 77-83, 1973.
- Fink, A. H., T. Brücher, A. Krüger, G. C. Leckebusch, J. G. Pinto, U. Ulbrich, The 2003 European summer heatwaves and drought - synoptic diagnosis and impacts, *Weather*, 59, 209-216, 2004.
- Franke, H.-D., F. Buchholz, K. H. Wiltshire, Ecological long-term research at Helgoland (German Bight, North Sea): retrospect and prospect – an introduction, *Helgol. Mar. Res.*, 58, 223-229, 2004.
- Graham, N. E., Decadal scale variability in the 1970's and 1980's: Observations and model results, *Clim. Dyn.*, 10, 60-70, 1994.
- Günther, H., W. Rosenthal, M. Stawarz, J. C. Carretero, M. Gomez, I. Lozano, O. Serano, M. Reistad, The wave climate of the Northeast Atlantic over the period 1955-1994: The WASA wave hindcast, *GKSS-Forschungszentrum*, Geesthacht, 1997.
- Hare, S. R. und N. J. Mantua, Empirical evidence for North Pacific regime shifts in 1977 and 1989, *Prog. Oceanog.*, 47, 103-145, 2000.
- Honda, M. und H. Nakamura, Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part II: Its significance in the interannual variability over the wintertime Northern Hemisphere, *J. Clim.*, 14, 4512-4529, 2001.

Hu, Y. und Q. Fu, Observed poleward expansion of the Hadley circulation since 1979, *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 5229-5236, 2007.

Hu, Z.-Z. und Z. Wu, The intensification and shift of the annual North Atlantic Oscillation in a global warming scenario simulation, *Tellus*, 56A, 112-124, 2004.

ICES, Flushing times of the North Sea, *ICES Cooperative Research Report*, No. 123, 159pp, 1983.

Keenlyside, N. S., M. Latif, J. Jungclaus, L. Kornblueh, E. Roeckner, Advancing decadal-scale climate prediction in the North Atlantic sector, *Nature*, 453, 84-88, 2008.

Kelly, P. M., P. Jones, K. Briffa, Classifying the winds and weather, 153-172 in: Hulme, M. und E. Barrow (eds.), *Climates of the British Isles: Present, Past and Future*, *Routledge*, 454pp, 1997.

King, J.R. (Ed.), Report of the Study Group on Fisheries and Ecosystem Responses to Recent Regime Shifts, *PICES Scientific Report*, No. 28, 162 pp, 2005.
www.pices.int/publications/scientific_reports/default.aspx

Klein, H., W. Lange, E. Mittelstaedt, Tidal and residual currents in the northern North Sea: Observations, *Dt. Hydrogr. Z.*, 46, 5-27, 1994.

Koslowski, G., Die flächenbezogene Eisvolumensumme, eine neue Maßzahl für die Bewertung des Eiswinters an der Ostseeküste Schleswig-Holsteins und ihr Zusammenhang mit dem Charakter des meteorologischen Winters, *Dt. Hydrogr. Z.*, 42, 61-80, 1989.

Koslowski, G. und P. Loewe, The Western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index 1879-1992. Part I: Temporal variability and association with the North Atlantic Oscillation, *Tellus*, 46A, 66-74, 1994.

Kröncke, I., G. Wieking, H. Neumann, J. Dippner, Long-term studies reveal climate-induced changes in benthic communities of the North Sea, *Ocean Challenge*, 15, 19-23, 2007.

Levinson, D. H. und J. H. Lawrimore (Eds.), State of the climate in 2007, Special Supplement to the *Bull. Am. Met. Soc.*, 89, S1-S179, 2008.

Lockwood, J. G., Abrupt and sudden climatic transitions and fluctuations: A review, *Int. J. Climatol.*, 21, 1153-1179, 2001.

Loewe, P., Surface temperatures of the North Sea in 1996, *Dt. Hydrogr. Z.*, 48, 175-184, 1996.

Loewe, P. und G. Koslowski, The Western Baltic sea ice season in terms of a mass-related severity index 1879-1992. (II). Spectral characteristics and associations with the NAO, QBO and solar cycle, *Tellus*, 50A, 219-241, 1998.

Loewe, P., G. Becker, U. Brockmann, A. Frohse, K. Herklotz, H. Klein, A. Schulz, Nordsee und Deutsche Bucht 2002 – Ozeanographischer Zustandsbericht, *Berichte des BSH*, Nr. 33, 89pp, 2003.
www.bsh.de/de/Produkte/Buecher/Berichte/Bericht33/index.jsp

Loewe, P., S. Schmolke, G. Becker, U. Brockmann, S. Dick, C. Engelke, A. Frohse, W. Horn, H. Klein, S. Müller-Navarra, H. Nies, N. Schmelzer, D. Schrader, A. Schulz, N. Theobald, S. Weigelt, Nordseezustand 2003, *Berichte des BSH*, Nr. 38, 220pp, 2005.
www.bsh.de/de/Produkte/Buecher/Berichte/Bericht38/index.jsp

- Loewe, P., G. Becker, U. Brockmann, S. Dick, A. Frohse, J. Herrmann, B. Klein, H. Klein, H. Nies, S. Schmolke, D. Schrader, A. Schulz, N. Theobald, S. Weigelt, Nordseezustand 2004, *Berichte des BSH*, Nr. 40, 221pp, 2006.
www.bsh.de/de/Produkte/Buecher/Berichte/Bericht40/index.jsp
- Lorenz, E. N., Deterministic non-periodic flow, *J. Atm. Sci.*, 20, 130-141, 1963.
- Miller, A. J., D. R. Cayan, T. P. Barnett, N. E. Graham, J. M. Oberhuber, The 1976-77 climate shift of the Pacific Ocean, *Oceanogr.*, 7, 21-26, 1994.
- Müller-Navarra, S. H. und E. Mittelstaedt, Schadstoffausbreitung und Schadstoffbelastung in der Nordsee – Eine Modellstudie. *Dt. hydrogr. Z. Erg.*, B. 18, 51pp, 1987.
- Müller-Westermeier, G. und W. Riecke, Die Witterung in Deutschland, 75-86 in: Klimastatusbericht 2005, *Deutscher Wetterdienst*, Offenbach, 191pp, 2006.
www.ksb.dwd.de
- National Research Council, Abrupt climate change: Inevitable surprises, *National Academy Press*, Washington, DC, 244pp, 2002.
http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=10136
- Ottersen, G., B. Planque, A. Belgrano, E. Post, P. C. Reid., N. C. Stenseth, Ecological effects of the North Atlantic Oscillation, *Oecologia*, 128, 1-14, 2001.
- Otto, L., J. T. F. Zimmerman, G. K. Furnes, M. Mork, R. Saetre, G. Becker, Review of the physical oceanography of the North Sea, *Netherlands Journal of Sea Research*, 26(2-4), 161-238, 1990.
- Overland, J. E. und M. Wang, The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L06701, 1-5, 2005.
- Overland, J. E., M. Wang, S. Salo, The recent Arctic warm period, *Tellus*, 60A, 589-597, 2008.
- PANGAEA, 2004. www.pangaea.de
- Polyakova, E. I., A. G. Journel, I. V. Polyakov, U. S. Bhatt, Changing relationship between the North Atlantic Oscillation and key North Atlantic climate parameters, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03711, 1-4, 2006.
- Pozo-Vázquez, D., M. J. Esteban-Parra, F. S. Rodrigo, Y. Castro-Díez, The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic region, *J. Clim.*, 14, 3408-3420, 2001.
- Quadrelli, R. und J. M. Wallace, A simplified linear framework for interpreting patterns of Northern Hemisphere wintertime climate variability, *J. Clim.*, 17, 3728-3744, 2004.
- Reid, P. C. und G. Beaugrand, Interregional biological responses in the North Atlantic to hydrometeorological forcing, 27-48 in: Sherman, K. und H. R. Skoldal (eds.), Large marine ecosystems of the North Atlantic, *Elsevier Science*, 464pp, 2002.
- Rodionov, S. N., A sequential algorithm for testing climate regime shifts, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L09204, 2004.
- Rudolf, B., Zeitlich-räumliche Verteilung der Gebietsniederschläge in Europa, 123-130 in: Klimastatusbericht 2005, *Deutscher Wetterdienst*, Offenbach, 191pp, 2006.
www.ksb.dwd.de
- Scheffer, M., S. Carpenter, J. A. Foley, C. Folke, B. Walker: Catastrophic shifts in ecosystems, *Nature*, 413, 591-596, 2001.

Scheurle, C., D. Hebbein, P. Jones, An 800-year reconstruction of Elbe River discharge and German Bight sea-surface salinity, *The Holocene*, 15, 429-434, 2005.

Schlüter, M. H., A. Merico, K. H. Wiltshire, W. Greve, H. v. Storch, A statistical analysis of climate variability and ecosystem response in the German Bight, *Ocean Dynamics*, 58, 169-186, 2008.

Schmitt, R. W., If rain falls on the ocean – Does it make a sound? Fresh water's effect on ocean phenomena, *Oceanus*, 39, 4-8, 1996.

www.whoi.edu/oceanus/viewArticle.do?id=2344&archives=true

Schneider, N. und B. D. Cornuelle, The Forcing of the Pacific Decadal Oscillation, *J. Clim.*, 18, 4355-4373, 2005.

Schwing, F. B., J. Jiang, R. Mendelssohn, Coherency of multi-scale abrupt changes between the NAO, NPI, and PDO, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1406, 2003.

Sharples, J., O. N. Ross, B. E. Scott, S. P. R. Greenstreet, H. Fraser, Inter-annual variability in the timing of stratification and the spring bloom in the north-western North Sea, *Cont. Shelf Res.*, 26, 733-751, 2006.

Smith, J. A., P. E. Damm, M. D. Skogen, R. A. Flather, J. Pätsch, An Investigation into the variability of circulation and transport on the north-west European shelf using three hydrodynamic models, *Dt. hydrogr. Z.*, 48, 325-348, 1996.

Sundby, S. und K. Drinkwater, On the mechanisms behind salinity anomaly signals of the northern North Atlantic, *Prog. Oceanog.*, 73, 190-202, 2007.

Storch, H. von und R. Weisse, Regional storm climate and related marine hazards in the Northeast Atlantic. 54-73 in: Diaz, H. F. und R. J. Murnane (eds.), *Climate Extremes and Society*, Cambridge University Press, 356pp, 2008.

Swanson, K. L. und A. A. Tsonis, Has the climate recently shifted?, *Geophys. Res. Lett.*, 36, 2009, im Druck.

Trenberth, K. E., Recent observed climate changes in the Northern Hemisphere, *Bull. Am. Met. Soc.*, 71, 988-993, 1990.

Trenberth, K. E., P. D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J. A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden, P. Zhai, Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. 235-336 in: Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, H. L. Miller (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996pp, 2007.

www.ipcc.ch

Tsonis, A. A., K. L. Swanson, P. J. Roebber, What do networks have to do with climate?, *Bull. Am. Met. Soc.*, 87, 585-595, 2006.

Tsonis, A. A., K. L. Swanson, S. Kravtsov, A new dynamical mechanism for major climate shifts, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13705, 1-5, 2007.

Tsonis, A. A. und J. B. Elsner (Eds.), *Nonlinear dynamics in geosciences*, Springer, New York, 604pp, 2007.

WAMDI Group, The WAM Model – A third generation ocean wave prediction model, *J. Phys. Oceanogr.*, 18, 1775-1810, 1988.

Wang, G., A. A. Tsonis, K. L. Swanson, The pacemaker of climate shifts, *Geophys. Res. Lett.*, 36, 2009, im Druck.

Watanabe, M. und T. Nitta, Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter, *J. Clim.*, 12, 494-510, 1999.

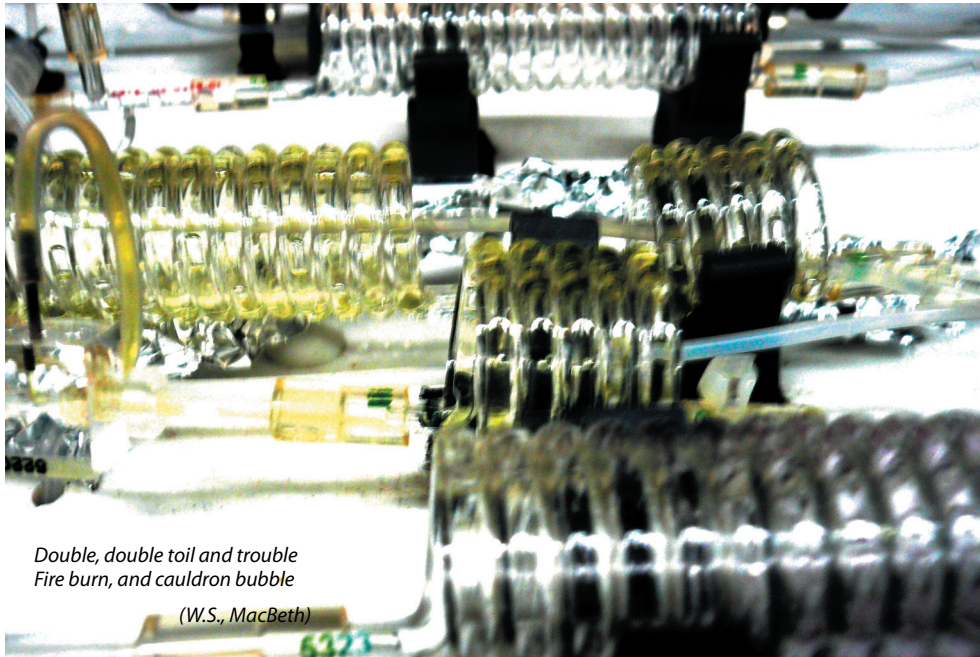
Weijerman, M., H. Lindeboom, A. F. Zuur: Regime shifts in marine ecosystems of the North Sea and Wadden Sea, *Marine Ecology Progress Series*, 298, 21–39, 2005.

Wiltshire, K. H., Editorial on Helgoland roads time series, *Helgol. Mar. Res.*, 58, 221-222, 2004.

Wiltshire, K. H. und B. F. J. Manly, The warming trend at Helgoland Roads, North Sea: phytoplankton response, *Helgol. Mar. Res.*, 58, 269-273, 2004.

Zhang, X., A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, J. C. Comiso, Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22701,1-7, 2008.

4 Meereschemie



- 4.1 Einführung ... 152
 <•> S. Schmolke
- 4.2 Nährstoffe ... 153
 <•> S. Weigelt-Krenz, U. Brockmann, P. Loewe & A. Schulz
- 4.3 Organische Stoffe ... 177
 <•> N. Theobald & P. Loewe
- 4.4 Metalle ... 217
 <•> S. Schmolke
- 4.5 Radioaktive Stoffe ... 231
 <•> H. Nies, P. Loewe & J. Herrmann
- 4.6 Literatur ... 240

4.1 Einführung

<•> S. Schmolke

Der Stoffhaushalt der Nordsee wird einerseits durch natürliche Prozesse und Gleichgewichte bestimmt, wird aber auch durch menschliche Aktivitäten belastet. Über Atmosphäre und Flüsse werden Schadstoffe aus Landwirtschaft, Industrieproduktion und Verkehr in die See transportiert. Abwässer aus Kläranlagen und der direkte Abfluss von durch Dünger und Pflanzenschutzmittel verunreinigten Oberflächenwässern führt zu einem erhöhten Eintrag von Nährstoffen, Schwermetallen und naturfremden organischen Chemikalien. Hinzu kommt die zunehmende Nutzung des Meeres als Transportweg, als Erholungsraum und zur Energiegewinnung (Windenergie, Öl/Gasförderung).

Viele der freigesetzten und in die Nordsee gelangenden Elemente und Verbindungen werden nur schwer abgebaut und daher langsam aus der marinen Umwelt entfernt. Hieraus ergibt sich eine erhöhte Wahrscheinlichkeit für die Anreicherung dieser Stoffe in marinen Lebewesen, welche sich durch Akkumulationsprozesse in der Nahrungskette potenziert. Zu den möglichen Folgen zählen Beeinträchtigungen des Immunsystems, der Reproduktionsfähigkeit und des Stoffwechsel.

Neben den toxikologischen Aspekten der chemischen Belastung des marinen Ökosystems kommt dem Nährstoffhaushalt des Meeres besondere Bedeutung zu. Nitrat, Nitrit, Phosphat und Silikat sind wesentliche Komponenten des natürlichen Stoffhaushaltes im Meer, ohne die biologisches Wachstum unmöglich ist. Einträge aus Landwirtschaft, Haushaltsabwässern, Verkehr und Verbrennungsprozessen führen jedoch zu einer erhöhten Primärproduktion, die Sauerstoffmangelsituationen und Veränderungen im Artenspektrum zur Folge haben kann.

Voraussetzung für die Beurteilung des ökologischen Zustandes der Nordsee ist eine möglichst genaue Kenntnis der räumlichen und zeitlichen Veränderungen der chemischen Variablen. Für diese Zielsetzung ist das chemische Überwachungsprogramm des BSH von zentraler Bedeutung. Die im Jahr 2005 durchgeführten Überwachungsfahrten und dabei erhobene Datensätze zur Charakterisierung des chemischen Zustands sind *Tab. 4-1* zu entnehmen.

<i>Cruise</i>	<i>Term</i>	<i>Domain</i>	<i>Nutrients</i>	<i>Organic Pollutants</i>	<i>Metals</i>	<i>Radio-nuclides</i>
G432	01.24 – 02.03	GB	X	./.	X	X
G440	05.25 – 06.05	GB	./.	X	X	X
G446a	08.10 – 08.29	NS	X	X	./.	[X]
G446b	08.29 – 09.05	GB	X	X	X	X
G451	11.18 – 11.29	GB	[X]	./.	X	X

Tab. 4-1: Überwachungsfahrten (FS Gauß, 2005) u. in SYSTEM NORDSEE verwendete Daten (X).

Table 4-1: RV Gauß monitoring cruises in 2005, and data used in this state assessment (X).

4.2 Nährstoffe

<*> S. Weigelt-Krenz, U. Brockmann, P. Loewe & A. Schulz

4.2.1	Einführung	... 153
4.2.2	Flussfrachten	... 155
4.2.3	Winter 2005	... 158
4.2.4	Sommer 2005	... 165
4.2.5	Zusammenfassung	... 175

4.2.1 Einführung

Für die Biosynthese des Phytoplanktons sind Nährstoffe wie Phosphor-, Stickstoffverbindungen und Silikat neben praktisch unbegrenzt verfügbarem Kohlenstoff von grundlegender Bedeutung. Die Nährstoffzufuhr über Flusssysteme (und die Atmosphäre) ist zunächst ein natürlicher Prozess. Gegenüber offenen Seegebieten sind Küstengewässer daher biologisch wesentlich produktiver. Seit den 1950er Jahren sind die Nährstoffkonzentrationen hier jedoch als Folge der Intensivierung von Landwirtschaft, Industrie und Verkehr erheblich angestiegen.

Veränderungen in der Meeresumwelt, wie das Auftreten von starkem Algenwachstum (Planktonblüten) und von Sauerstoffdefiziten, wurden mit erhöhten Nährstoffkonzentrationen in Verbindung gebracht. Überschüssige Nährstoffe begünstigen möglicherweise auch das Wachstum toxischer Phytoplanktonarten, die beispielsweise erhebliche Schäden in Fisch- und Muschelbeständen verursachen können. Starke Phytoplanktonblüten der Art ›Phaeocystis‹ führten u. a. in den 1980er Jahren zu ausgedehnten Schaumteppichen an den Stränden.

Die übermäßige Produktion pflanzlicher Biomasse ist Folge der anthropogenen Überdüngung der Meere mit anorganischen Nährstoffen. Zur Bekämpfung dieser ›Eutrophierung‹¹ hatten sich nationale und internationale Organisationen (OSPAR, HELCOM, EU) darauf verständigt, den Nährstoffeintrag bis 1995 auf die Hälfte desjenigen von 1985 zu reduzieren. Dieses Ziel wurde jedoch lediglich für Phosphat erreicht.

Die europäischen Vorschriften zur Behandlung von Abwässern und zur Verwendung von phosphatfreien Waschmitteln führten zu einer Reduktion des Eintrags von Phosphor in Flüsse und Seen. Die Nutzung Nitrat-basierter Dünger hat sich in Europa seit 1980 zwar verringert, der Eintrag aus landwirtschaftlichen Quellen über Flüsse und Atmosphäre ist jedoch immer noch hoch. Um die Entwicklung von Ausmaß und Wirkung des anthropogenen Nährstoffeintrags zu erfassen und die Wirksamkeit von Maßnahmen zur Verringerung der Einträge zu kontrollieren, werden sowohl Nährstoff-, als auch Sauerstoffgehalte regelmäßig überwacht.

1. von griechisch ›eu‹ (gut) und ›trophein‹ (ernähren, wachsen).

Tafel 4-1: Nährstoff-Glossar

Die gesamte marine Nahrungskette basiert auf der Biomasseproduktion von im Meer treibenden einzelligen Algen – dem **Phytoplankton**. Anorganische Spurenstoffe wie **Phosphat**, die Stickstoffverbindungen **Nitrat**, **Nitrit und Ammonium** sowie **Silikat** (als Gerüstsubstanz von Kieselalgen) sind für das Phytoplankton lebensnotwendig und wachstumsfördernd, weshalb sie als **Nährsalze** bezeichnet werden. Der Oberbegriff **Nährstoffe** umfasst neben den genannten anorganischen Nährsalzen auch solche organischen Verbindungen (z. B. Aminosäuren, Nukleinsäuren, Harnstoff, Lipide), die vom Phytoplankton als Stickstoff- und Phosphorquellen genutzt werden können.

Kohlenstoff wird in Form von CO_2 , HCO_3^- oder (ausnahmsweise) CO_3^{2-} benötigt. Da CO_2 im Oberflächenwasser in hoher Konzentration vorliegt, wirkt Kohlenstoff kaum begrenzend. Das Carbonatsystem liefert stets die jeweils benötigte Form.

Stickstoff wird für die Synthese von Aminosäuren und Nukleinsäuren als Nitrat (NO_3^-), Nitrit (NO_2^-), Ammonium (NH_4^+) oder in Form organischer Verbindungen aufgenommen. So sind Harnstoff und Aminosäuren bevorzugte Stickstoffquellen. Viele Bakterien können molekularen Stickstoff fixieren. Ammonium wird wegen seiner reduzierten Form meist bevorzugt aufgenommen, während Nitrat energetisch aufwendig durch das Enzym Nitratreduktase reduziert werden muss, bevor der Stickstoff für Biosynthese verfügbar ist.

Phosphor wird meistens als Orthophosphat (PO_4^{3-}) aufgenommen. Viele Algen können bei ausreichender Stickstoffversorgung auch Polyphosphate oder organische Phosphorverbindungen verwenden, die mit Hilfe von Phosphatasen an der Zelloberfläche hydrolysiert werden (OTT 1996).

Silikat ist eine Verbindung von Silizium und Sauerstoff (Si_xO_y), einem oder mehreren Metallen und eventuell auch Hydroxid-Ionen. Mit Silikat bezeichnet man auch die Salze des Siliziums und der Kieselsäuren. Ein Mangel an Silikat im Meerwasser verhindert das Wachstum bestimmter Phytoplanktonarten, nämlich Kieselalgen bzw. Diatomeen, die Silikate zur Ausbildung ihrer Schalen benötigen. Wenn Stickstoff oder Phosphor knapp werden, stellt Phytoplankton generell das Wachstum ein. Wird Silikat knapp, so setzt sich zwar das Wachstum des Phytoplanktons fort, aber andere Arten treten hervor, wie nackte (unbeschalte) oder mit Zelloseplatten beschalte Flagellaten, zu denen auch giftige Arten gehören können.

Phytoplankton enthält die Elemente C, N und P in einem mittleren Atomverhältnis von 106:16:1. Dies wird als **Redfield-Verhältnis** bezeichnet (REDFIELD 1934). Abweichungen im N:P Verhältnis können auf Produktionsbegrenzung durch das jeweils in geringster Konzentration vorliegende Element hindeuten (Nährstofflimitierung). Außerdem können veränderte N:P-Verhältnisse zu Verschiebungen in der Phytoplanktonpopulation und eventuell auch zu erhöhter Toxizität bei einigen Algen führen.

Phytoplankton wird i. d. R. vom Zooplankton gefressen. Abgestorbenes Phytoplankton kann als Schwebstoff ebenfalls vom Zooplankton aufgenommen werden oder dient Bakterien und benthischen Organismen als Nahrung. Das organische Material wird dabei unter Sauerstoffverbrauch in Kohlendioxid umgewandelt und die Nährsalze werden wieder freigesetzt. Diese Prozesse werden als **Remineralisierung** bezeichnet.

Im Wasser gelöster **Sauerstoff** ist die Voraussetzung für alles höhere Leben im Meer. 1 Liter Wasser enthält dabei nur ca. 1/20 der Sauerstoffmenge, die im gleichen Volumen Luft enthalten ist. Das Oberflächenwasser steht in direktem Kontakt zur Atmosphäre und ist i. d. R. gut mit Sauerstoff versorgt. Während des Algenwachstums (Photosynthese) kann hier sogar Sauerstoffübersättigung eintreten. Remineralisierungsprozesse zehren hingegen den Sauerstoffvorrat im Bodenwasser auf. Sauerstoffmangel ist hier insbesondere im Sommer möglich, wenn vertikale Austauschprozesse durch Schichtung des Meerwassers unterbunden sind.

Eutrophierung bedeutet eine Anreicherung des Gewässers mit Nährstoffen, die zu einem erhöhten Pflanzenwachstum führt, welches wiederum eine unerwünschte Störung des Gleichgewichtes zwischen den Organismen und eine Beeinträchtigung der Wasserqualität zur Folge hat. Eutrophierung bezieht sich daher auf unerwünschte Effekte, die auf eine anthropogene Anreicherung mit Nährstoffen zurückzuführen sind. (Abgestimmte Definition der OSPAR Commission, vgl. www.ospar.org/eng/html/strategies/strategy-02.htm.)

Die räumliche Verteilung der Nährstoffe in der Nordsee ist keineswegs gleichförmig. Starke Konzentrationsgradienten, die sich beim Zusammenspiel von Lage und Eintragsstärke der Quellen, der Vermischung und der Strömung einstellen, treten beispielsweise in der Frontalzone der Deutschen Bucht auf, die den schroffen Übergang zwischen Meerwasser und den Flussfahnen von Elbe und Weser markiert. Die Nährsalzkonzentrationen des Nordseewassers unterliegen darüber hinaus einem ausgeprägten jahreszeitlichen Gang. Die höchsten Konzentrationen treten zum Ende des Winters auf, wenn der Verbrauch durch das Plankton aufgrund Lichtmangels und niedriger Temperaturen minimal und die Remineralisierung der Biomasse des vorausgegangenen Sommers abgeschlossen ist.

Mit zunehmender Sonneneinstrahlung im Frühjahr beginnt die Primärproduktion und die Nährsalze werden aus der Wassersäule aufgenommen. Sobald eines der Nährstoffelemente (N, P oder Si) aufgezehrt ist, begrenzt dieses Element das weitere Wachstum: Es wird zum ›limitierenden Faktor‹. Während die Nährstoffverteilungen im Winter von hydrographischen Einflüssen dominiert sind, übernehmen in der Vegetationsperiode biogeochemische Faktoren diese beherrschende Stellung.

4.2.2 Flussfrachten

Einen wesentlichen Beitrag zum Nährstoffeintrag in die Deutsche Bucht leisten die Hauptzuflüsse – nämlich Elbe, Weser, Ems und Eider. Diese Einträge stiegen seit den 1950er Jahren so stark an, dass die Vertragsstaaten der früheren Paris-Kommission 1988 die Zielvereinbarung trafen, die Phosphor- und Stickstoffeinträge in Gebiete, in denen diese direkt oder indirekt eine Umweltbelastung wahrscheinlich machen, im Zeitraum 1985 – 1995 zu halbieren (PARCOM Recommendation 88/2). Zur Umsetzung dieser Empfehlung in Nordsee, Kattegat und Skagerrak einigte man sich auf ein Aktionsprogramm (PARCOM Recommendation 89/4), welches später durch einen Maßnahmenkatalog zur Reduktion von Einträgen aus der Landwirtschaft ergänzt wurde (PARCOM Recommendation 92/7¹).

Die Stickstoff- und Phosphoremissionen von Punktquellen (kommunale und industrielle Abwässer) konnten im Einzugsgebiet der Deutschen Bucht inzwischen um 70 bzw. 86 % reduziert werden, während diffuse Einträge, insbesondere aus der Landwirtschaft, bis 1995 lediglich um 15 % zurückgingen und seither stagnierten oder leicht zunahmen (UBA 2006). Die Gesamtemission von Phosphor verminderte sich gegenüber 1985 um 60 % (1995) bzw. 65 % (2000). Für Stickstoff wurde das Reduktionsziel (Halbierung) hingegen nicht erreicht (1995: 30 %, 2000: 40 %), weil die Gesamtemission nach wie vor von diffusen Quellen dominiert ist.

Nachfolgend werden die Änderungen von Nährstofffrachten und Abflussraten für den Zeitraum 1980 – 2005 dokumentiert und analysiert. Auf Basis von Daten des UMWELTBUNDESAMTES (HERATA UND CLAUSSEN 2007) wurden dazu in *Abb. 4-1* die jährlichen Gesamtabflussraten der Hauptzuflüsse der Deutschen Bucht den zugehörigen Phosphat- und Nitratfrachten gegenübergestellt. Die langzeitliche Entwicklung dieser Größen wurde durch den linearen Trend (grün, mit 95%-Konfidenzintervall) und nach dem Verfahren von TOMÉ UND MIRANDA (2004) bestimmte Partialtrends (rot) abgeschätzt.

1. vgl. <http://www.ospar.org/documents/dbase/decrecs/recommendations/pr88-02e.doc>, [pr89-04e.doc](http://www.ospar.org/documents/dbase/decrecs/recommendations/pr89-04e.doc) sowie [pr92-07e.doc](http://www.ospar.org/documents/dbase/decrecs/recommendations/pr92-07e.doc)

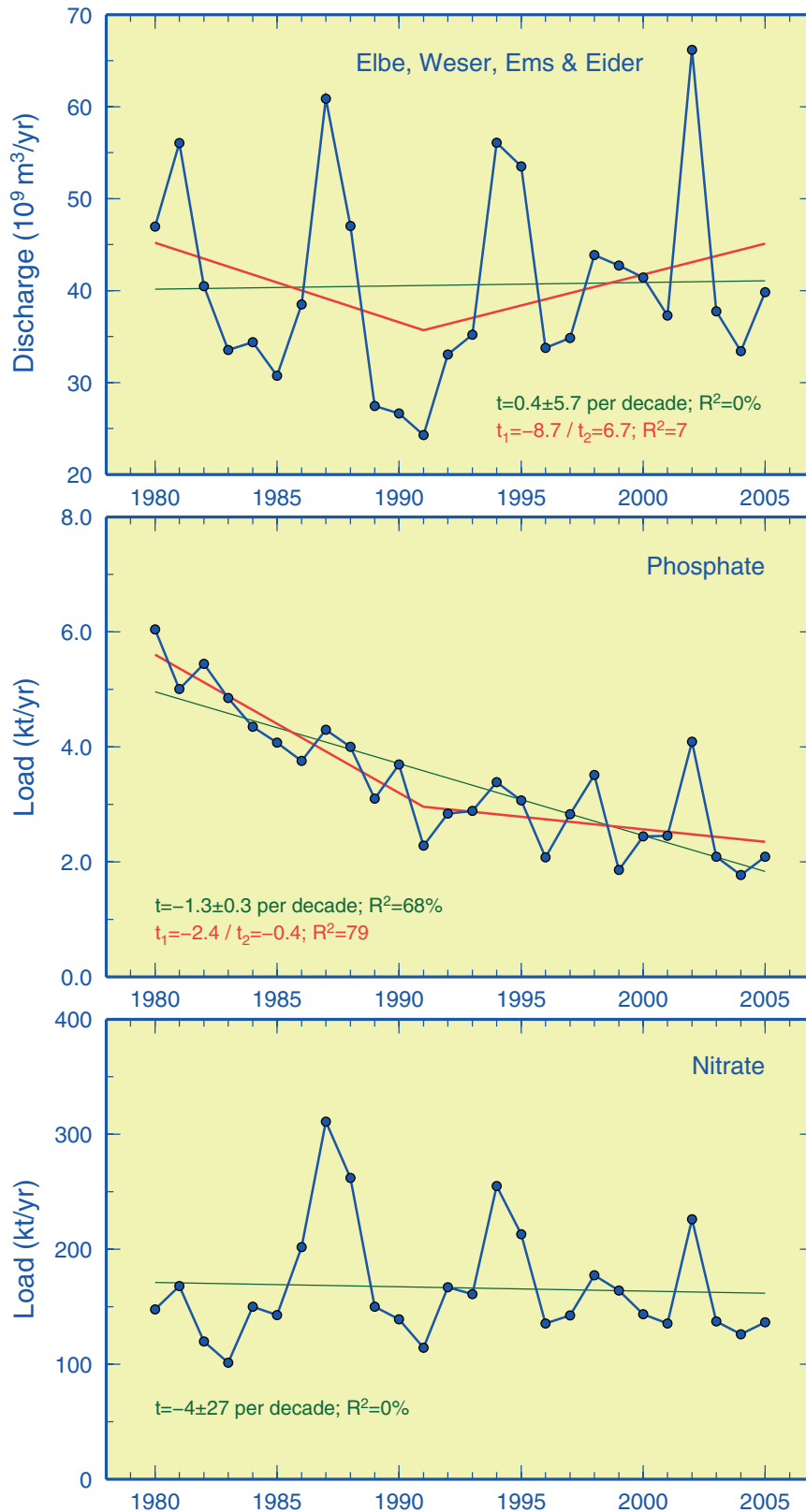


Abb. 4-1: Jährliche Gesamtabflussraten der Flüsse Elbe, Weser, Ems und Eider in die Deutsche Bucht und zugehörige Phosphat- und Nitratfrachten im Zeitraum 1980 – 2005.

Fig. 4-1: Total annual discharge of rivers Elbe, Weser, Ems, and Eider into the German Bight and associated loads of phosphate and nitrate during 1980 – 2005.

Kennzeichnend für die Entwicklung der von der Elbe dominierten Abflussrate (vgl. Abb. 3-35, S. 142) sind Phasen recht schwacher zwischenjährlicher Änderungen auf moderatem Niveau, welche in Abständen von etwa 7 Jahren infolge extrem hoher Abflussereignisse abbrechen (1981, 1987, 1994, 2002). Dieser dichotome Charakter der Zeitreihe und die resultierende hohe Variabilität stehen einer gleichmäßigen zeitlichen Zu- oder Abnahme entgegen, so dass sich für die Abflussrate keine signifikanten (Partial-)Trends feststellen lassen.

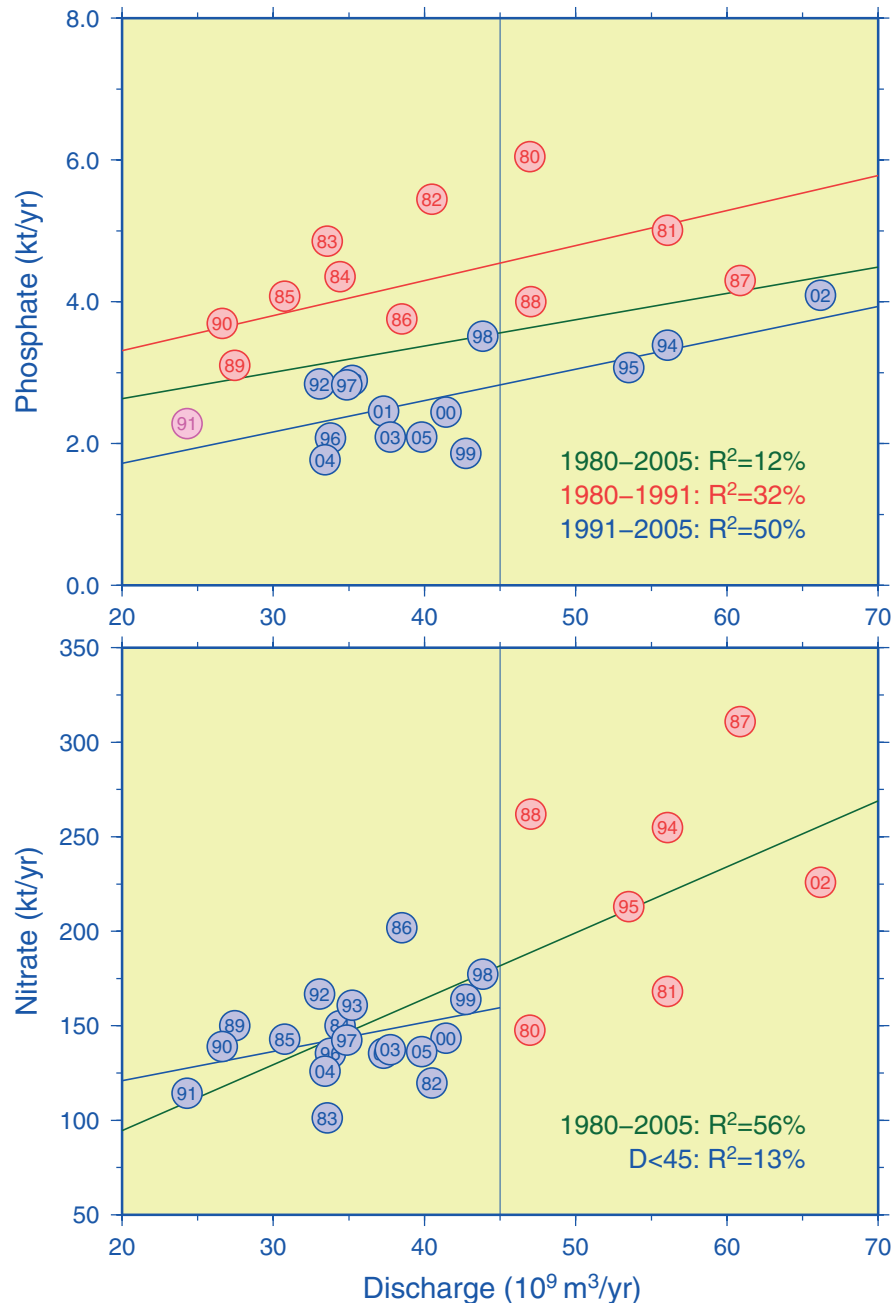


Abb. 4-2: (Un)abhängigkeit der Nährstofffrachten von den Abflussraten. Färbung der Jahreswerte nach Zeitfenster (Phosphat) oder Stärke der Abflussrate (Nitrat).

Fig. 4-2: (In)dependence of nutrient loads on river discharge. Coloring of annual data according to time window (phosphate) or discharge threshold (nitrate).

Die Zeitserie der Nitratfrachten zeichnet sich durch ganz ähnliche Eigenschaften aus. Eine signifikante Abnahme ist ebenfalls nicht feststellbar, wenngleich sich die mit extrem hohen Abflussraten korrespondierenden Nitratfrachten reduziert haben. Lediglich für Phosphat ist eine deutliche Verringerung nachweisbar (*Abb. 4-1*). Tatsächlich halbierten sich die Phosphatfrachten jedoch bereits in den 1980er Jahren (Einführung phosphatfreier Waschmittel, Phosphatfällung in Abwasserklärwerken). Die schwache Abwärtsneigung seit 1991 lässt sich statistisch nicht erhärten.

Die Korrelation zwischen Nitratfracht und Abflussrate liegt bei 0.75. Dieser Zusammenhang bricht jedoch zusammen (0.36), wenn Abflussraten $> 45 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{a}$ (ca. 25 % der Daten) unberücksichtigt bleiben (*Abb. 4-2*). Der augenscheinliche Eindruck einer ähnlichen zeitlichen Entwicklung beider Variablen (*Abb. 4-1*) wird demnach maßgeblich durch das gleichzeitige Auftreten extremer Abfluss- und Frachtraten hervorgerufen, wobei allerdings das Abflussereignis von 1981 in der Nitratreihe keine Entsprechung hat.

Eine lineare Abhängigkeit zwischen Phosphatfracht und Abflussrate ist für den Zeitraum 1980 – 2005 nicht nachweisbar ($r = 0.35$). Zwar ergeben sich deutlichere Zusammenhänge für die Zeitabschnitte bis und ab 1991 (Trendbruchpunkt, vgl. *Abb. 4-1*), die jedoch ähnlich wie für die Nitratfracht für normale und geringe Abflussraten zusammenbrechen (*Abb. 4-2*).

Innerhalb dieses Abflussregimes ($D < 45 \text{ km}^3/\text{a}$) unterlagen die Nährstofffrachten (Phosphat seit 1991) nur geringen, unregelmäßigen und von den Abflussraten praktisch unabhängigen Schwankungen. Abflussvariationen in diesem Größenbereich bewirken demnach vor allem Verdünnungs- oder Verdichtungseffekte, die beispielsweise bei einem mittleren Nitratfrachtniveau von 150 kt/a Konzentrationsschwankungen von $3 - 6 \text{ g/m}^3$ (Load / Discharge) zur Folge haben. Bemerkenswert ist ferner, dass die Nitratkonzentration seit Beginn der 1990er Jahre von ca. 5 g/m^3 um $1.4 \pm 0.4 \text{ g/m}^3$ (95 % Konfidenzintervall) zurückging; auch die Phosphatkonzentration war seither signifikant rückläufig ($0.08 - 0.03 \pm 0.02 \text{ g/m}^3$). Diese Trends sind konsistent mit der gleichzeitigen Zunahme der Abflussrate (*Abb. 4-1*).

Wenngleich sich die Nährstoffverhältnisse in den Flüssen aufgrund tendenziell höherer Abflussraten und dadurch verdünnter Konzentrationen verbessert haben mag, sollte dies nicht darüber hinweg täuschen, dass die in die Deutsche Bucht jährlich eingeleitete Gesamtmenge an Nitrat seit 25 Jahren auf unverändert hohem Niveau geblieben ist. Die Phosphatfracht konnte durch die eingangs beschriebenen Maßnahmen bis etwa 1991 halbiert werden, stagniert seither jedoch ebenfalls.

4.2.3 Winter 2005

4.2.3.1 Zentrale und nördliche Nordsee

Die Nährstoffmessungen in der zentralen und nördlichen Nordsee wurden auch im Winter 2005 im Rahmen des internationalen Verbundprogramms zur winterlichen Bestandsaufnahme von Jungfischbeständen (ICES/YFS) mit FS Walther Herwig im Zeitraum 21. Jan. bis 13. Feb. durchgeführt. Dieser Datensatz wurde in den geographischen Darstellungen der Nährstoffverteilungen durch Ergebnisse etwa gleichzeitiger Überwachungsfahrten des BSH in der Deutschen Bucht ergänzt, die im nachfolgenden *Abschnitt 4.2.3.2, S. 160* ausführlich erörtert werden.

Für Phosphat, Silikat, Nitrat und Nitrit sind die räumlichen Konzentrationsverteilungen im Oberflächenwasser der Nordsee in *Abb. 4-3, S. 159* dargestellt. Die logarithmische Abstufung der Farbskalen beinhaltet, dass sich die Konzentrationen schrittweise verdoppeln bzw. halbieren. Außer im Bereich der bis zu 700 m tiefen Norwegischen Rinne sind die Oberflächenverteilungen aufgrund der winterlichen vertikalen Durchmischung repräsentativ für die gesamte Wassersäule.

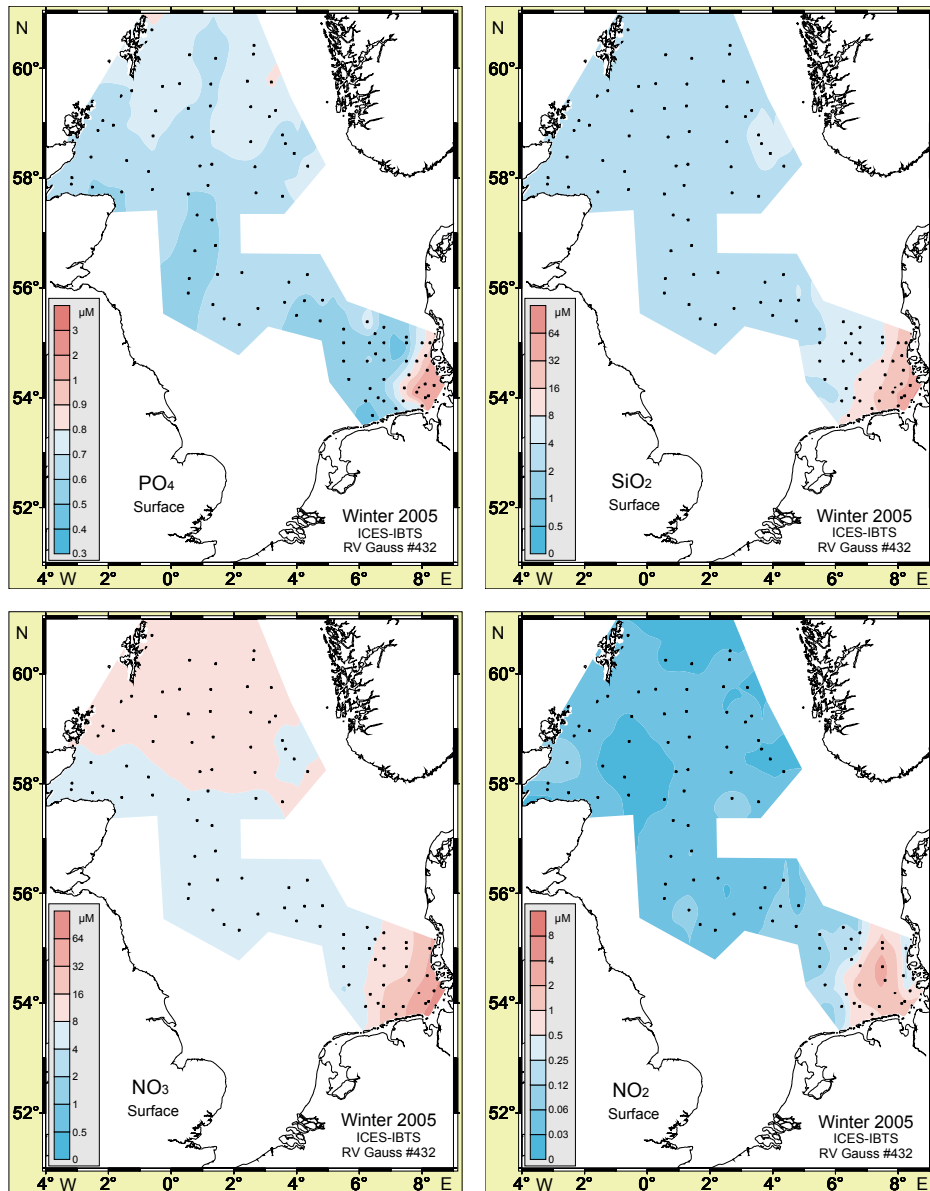


Abb. 4-3: Phosphat, Silikat, Nitrat und Nitrit Verteilungen ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächenwasser im Winter 2005; \log_2 -Farbskala beachten (außer für PO_4).

Fig. 4-3: Phosphate, Silicate, Nitrate, and Nitrite distributions ($\mu\text{mol/L}$) in surface water in winter 2005. Note \log_2 color scale (except for PO_4).

Die Phosphatkonzentrationen lagen in weiten Teilen der zentralen Nordsee zwischen 0.5 und 0.8 $\mu\text{mol/L}$ und überschritten im Bereich der Norwegischen Rinne 0.8 $\mu\text{mol/L}$, wo es unter Auftriebsbedingungen auch im Oberflächenwasser zu erhöhten Konzentrationen kommen kann. Die Silikatgehalte, die ansonsten zwischen 2 und 4 $\mu\text{mol/L}$ variierten, waren in dieser Region ebenfalls erhöht und lagen darüber hinaus mit 4 bis

5 $\mu\text{mol/L}$ über denen im Bodenwasser (um 3.5 $\mu\text{mol/L}$). Im Gegensatz zu den übrigen Nährsalzen werden die Silikatgehalte anthropogen kaum beeinflusst, so dass die Silikatverteilung in der winterlichen Nordsee natürliche Prozesse reflektiert. Hohe Silikatkonzentrationen von $> 7 \mu\text{mol/L}$, wie sie auch in der Deutschen Bucht infolge der Flusseinträge angetroffen wurden, sind ein Zeichen für die Temperatur- und Lichtlimitierung der schnellwüchsigen Kieselalgen in den Wintermonaten, denn diese Algen würden das Silikat unter günstigeren Bedingungen aufnehmen. Die geringsten Silikatkonzentrationen von $< 3 \mu\text{mol/L}$ wurden in der zentralen Nordsee gemessen.

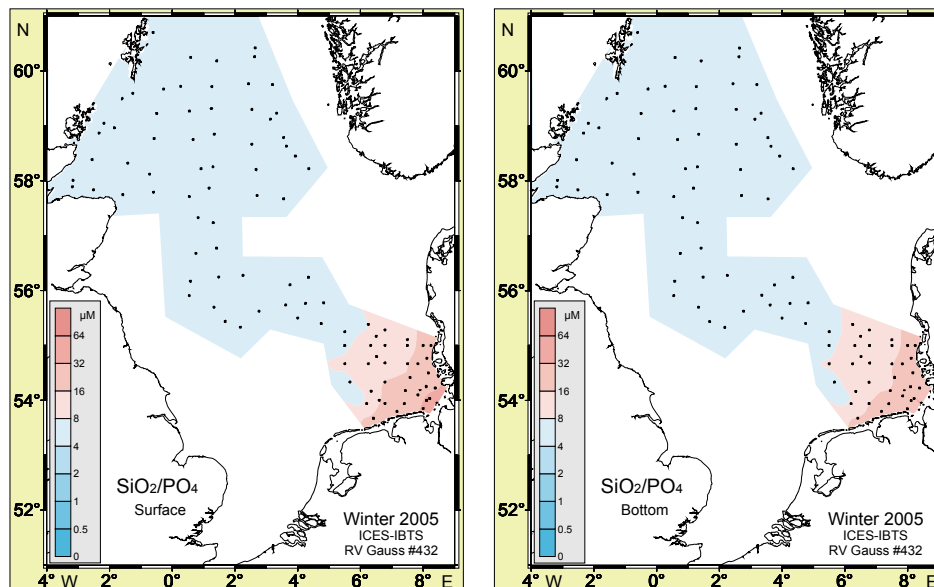


Abb. 4-4: Verhältnis Silikat zu Phosphat (M/M) im Oberflächen- und Bodenwasser im Winter 2005; \log_2 -Farbskala beachten.

Fig. 4-4: Silicate to phosphate ratio (M/M) in near-surface and -bottom water in winter 2005 (note \log_2 color scale).

In hohen Silikat:Phosphat Verhältnissen von $> 10 \text{ M/M}$ in der Deutschen Bucht spiegelt sich der terrestrische Silikateintrag wider (Abb. 4-4). Im norwegischen Küstenwasser und vor der schottischen Küste wurden Verhältnisse $> 6 \text{ M/M}$ angetroffen. Geringere Verhältniswerte in der zentralen Nordsee zeigen hingegen an, dass ein großer Teil des Silikats im Februar in sedimentierten, noch nicht wieder aufgeschlossenen Schalen der Kieselalgen festgelegt war (BROCKMANN UND TOPCU 2001).

Infolge des im Jahr 2005 weiterhin starken Einstroms von Atlantikwasser (vgl. Abschnitt 3.6.3, S. 138) traten nördlich 56° N höchste Nitratgehalte von 7 – 11 $\mu\text{mol/L}$ auf (Abb. 4-3). In der südlichen Nordsee war Nitrat hingegen infolge andauernder Denitrifizierungsprozesse teilweise bis unter 6 $\mu\text{mol/L}$ abgebaut worden. Hohe Nitritgehalte belegen den Umsatz von Stickstoffverbindungen. Als Zwischenprodukt der Nitrifizierung und Denitrifizierung wird Nitrit wegen des im Winter verlangsamten bakteriologischen Stoffwechsels insbesondere im Küstenwasser angereichert ($> 1 \mu\text{mol/L}$), wo die höchsten Stickstoffeinträge auftreten.

4.2.3.2 Deutsche Bucht

Die Nährstoffüberwachung der Deutschen Bucht wird vom BSH seit den 1980er Jahren regelmäßig im Hochwinter durchgeführt. Um diese Zeit erreichen die Nährstoff-

konzentrationen aufgrund der geringen biologischen Aktivität und weit fortgeschrittenen Remineralisierung gewöhnlich saisonale Extrema (Maxima). Diese Maximalgehalte haben zentrale Bedeutung für überregionale Vergleiche und Trendbetrachtungen im Rahmen der 'OSPAR Eutrophication Strategy' (OSPAR 1997, 2003).

Basis der hier präsentierten Ergebnisse sind die während der Gaußreise #432 vom 24. Januar bis zum 3. Februar 2005 durchgeführten Beprobungen. Im Rahmen einer früheren Überwachungsreise im Spätherbst 2004 (FS Gauß #430; 19. – 29. November) gewonnene Daten werden in die Diskussion und Interpretation dieser Ergebnisse einbezogen.

Die räumlichen Verteilungsmuster der in der Januar-Kampagne gemessenen Konzentrationen sind in *Abb. 4-5* für Phosphat, Silikat und Nitrit + Nitrat wiedergegeben. Die Verteilungen sind repräsentativ für die gesamte Wassersäule, denn der Jahreszeit entsprechend war das Seewasser gut durchmischt; Schichtung trat nur im Mündungsbereich von Elbe und Weser auf. Im Küstenbereich lagen die Nährstoffkonzentrationen auch im Winter 2005 deutlich höher als weiter außerhalb. Ursache hierfür sind erhebliche Nährstofffrachten vor allem der Elbe und Weser. Diese breiteten sich aufgrund von N/NW-Winden in der 3. Januardekade und damit einhergehenden antizyklonalen Strömungen (*Tab. 3-1, S. 88; Abb. 3-2, S. 84*) außerhalb der ostfriesischen Küste westwärts aus, wie die seewärtigen Ausbauchungen der Nährstoffsoplethen (*Abb. 4-5*) und der Brackwasserfahne (*Abb. 4-6*) in der südlichen Deutschen Bucht belegen.

Die beobachteten Verteilungsmuster (*Abb. 4-5*) ergeben sich aus dem Zusammenspiel von Eintragsstärke der Flüsse, Richtung des Nettotransports (Reststrom) und fortschreitender Verdünnung. Diese hochvariablen Einflussgrößen integrieren sich auch in der Salzgehaltsverteilung, wie ähnliche räumliche Strukturen belegen (*Abb. 4-6*). Die beobachteten Nährstoffkonzentrationen (wie der Salzgehalt selbst auch) stellen sich in hohem Maße durch Vermischung von Fluss- und Meerwasser ein (*s. Fußnote, S. 183*). Dieser Prozess äußert sich in inversen linearen Korrelationen zwischen Salz- und Nährstoffgehalten (um -0.9), welche sich für zwischenjährliche Vergleiche und Trend-schätzungen nutzen lassen (KÖRNER UND WEICHART 1991), indem man wassermassencharakteristische Nährstoffkonzentrationen anhand von Regressionsbeziehungen zwischen Nährstoff- und Salzgehaltsmessungen abschätzt¹.

Auf diese Weise wurden Nährstoffkonzentrationen für Salzgehalte von 30 und 33 abgeschätzt, welche charakteristisch für das Küstenwasser (S_{30}) und die Wassermassen der eigentlichen Deutschen Bucht (S_{33}) sind (vgl. *Abb. 4-6*). Für Küstenwasser ergab sich Ende Januar 2005 (FS Gauß #432) eine Phosphatkonzentration von $0.97 \mu\text{mol/L}$ mit einem Vertrauensbereich von $\pm 0.24 \mu\text{mol/L}$. Die entsprechende Silikatkonzentration betrug $26.9 \pm 3.6 \mu\text{mol/L}$, während die Summenkonzentration der gelösten anorganischen Stickstoffverbindungen Nitrat und Nitrit $38.9 \pm 2.8 \mu\text{mol/L}$ erreichte. Für küstenfernes Meerwasser (S_{33}) wurde der Phosphatgehalt auf $0.67 \pm 0.23 \mu\text{mol/L}$, die Silikatkonzentration auf $12.4 \pm 3.5 \mu\text{mol/L}$ und die Summenkonzentration der Stickstoffverbindungen auf $18.6 \pm 2.8 \mu\text{mol/L}$ geschätzt.

Tab. 4-2 ermöglicht einen Vergleich der genannten Gehalte mit denen, die aus dem Datensatz der Überwachungsfahrt Ende November 2004 abgeleitet wurden. Dabei ergibt

1. Für durch den Salzgehalt S_w charakterisierte Wassermassen lassen sich anhand der jeweiligen Regressionsgerade typische Nährstoffkonzentrationen als Ordinatenwerte zu S_w abschätzen. Diese Schätzwerte werden hier gemeinsam mit Vertrauensbereichen bzw. Vorhersageintervallen angegeben, welche so konstruiert sind, dass sie 95 % der in virtuellen Proben mit Salzgehalt S_w bestimmten Nährstoffkonzentrationen enthalten sollen.

4 Meereschemie

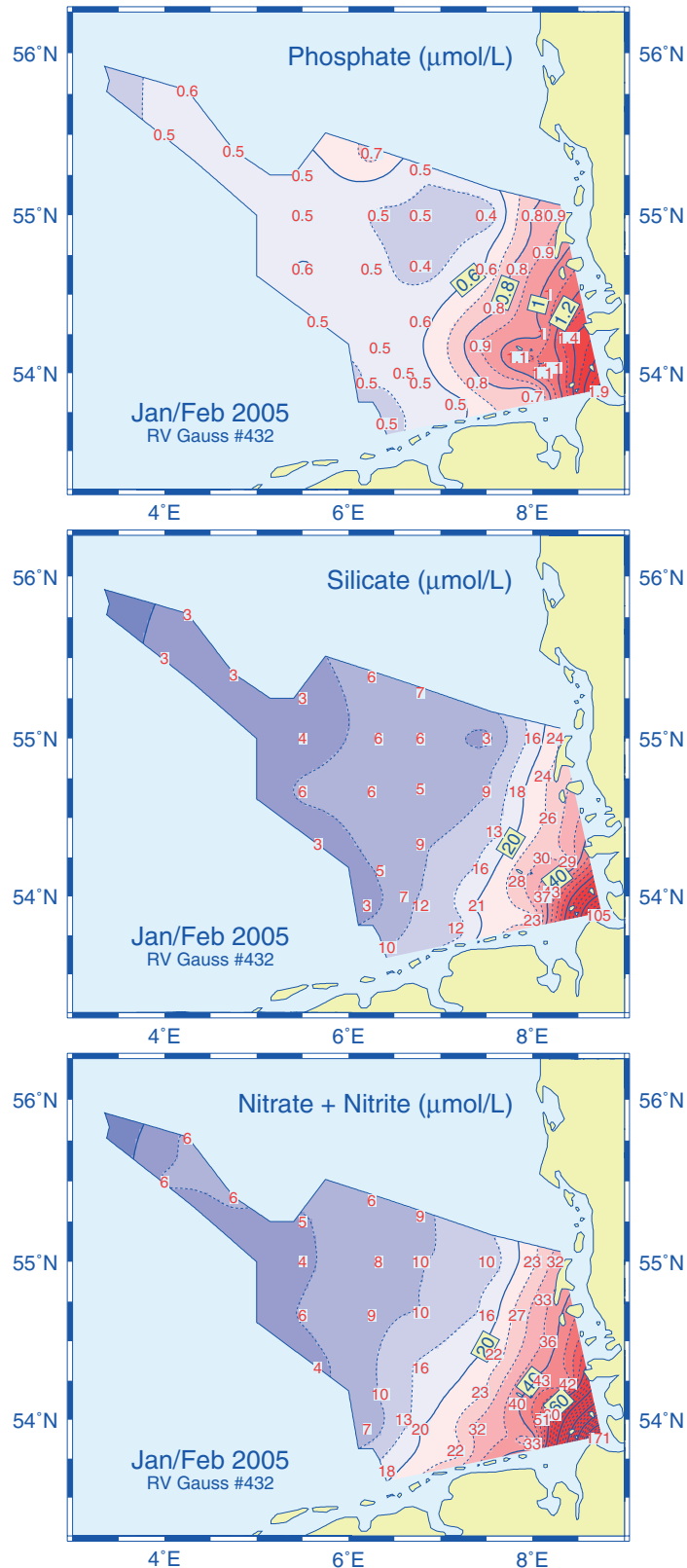


Abb. 4-5: Verteilungsmuster ($\mu\text{mol/L}$) für Phosphat, Silikat, Nitrat und Nitrit in der Deutschen Bucht im Januar/Februar 2005.

Fig. 4-5: Geographical distributions ($\mu\text{mol/L}$) of phosphate, silicate, nitrate and nitrite in the German Bight in January/February 2005.

sich für beide Wassermassen ein Anstieg der Summenkonzentration der anorganischen Stickstoffverbindungen, die im Frühjahr ihr Maximum erreicht und erst mit Einsetzen der ersten Planktonblüte abfällt. Auch die Silikatgehalte nahmen aufgrund verstärkter Remineralisierung in den Wintermonaten zu.

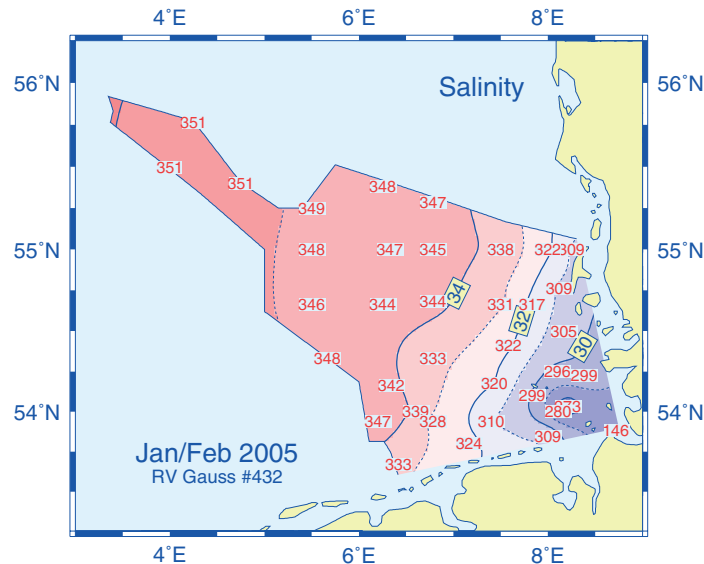


Abb. 4-6: Salzgehaltsverteilung im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im Winter 2005. Lokale Salzgehalte (rot) sind ohne Dezimalpunkt vor der letzten Ziffer angegeben.

Fig. 4-6: Salinity distribution in near-surface sea water of the German Bight in winter 2005. For clarity, decimals in local salinities (red) are omitted.

2004/5	Time	S_{30}	S_{33}	Correlation
Phosphate	Nov	1.31 ± 0.23	0.74 ± 0.22	- 0.87
	Jan/Feb	0.97 ± 0.24	0.67 ± 0.23	- 0.71
$NO_3 + NO_2$	Nov	26.6 ± 4.7	11.6 ± 4.6	- 0.91
	Jan/Feb	38.9 ± 2.8	18.6 ± 2.8	- 0.99
Silicate	Nov	20.7 ± 4.8	8.6 ± 4.6	- 0.87
	Jan/Feb	26.9 ± 3.6	12.4 ± 3.5	- 0.96

Tab. 4-2: Geschätzte Nährstoffkonzentrationen mit 95%-Vertrauensbereich ($\mu\text{mol/L}$) für Küstenwasser (S_{30}) und Meerwasser der eigentlichen Deutschen Bucht (S_{33}).

Table 4-2: Estimated nutrient concentrations with 95% prediction limits ($\mu\text{mol/L}$) for coastal water (S_{30}) and sea water of the German Bight proper (S_{33}).

Demgegenüber traten insbesondere im küstennahen Bereich maximale Phosphatgehalte bereits im Spätherbst 2004 auf. Dieses Phänomen wurde schon in den 1950er Jahren vor der niederländischen Küste und dann auch im ost- und nordfriesischen Wattenmeer beobachtet und ist durch folgende Prozesse erklärbar. Abgestorbenes biologisches Material sinkt während der Wachstumsphase auf den Meeresgrund und wird dort unter Sauerstoffverbrauch bakteriell zersetzt. Aus dem organisch gebundenen Phosphor entsteht unlösliches Eisen(III)-Phosphat, welches sich auf dem Meeresboden ablagert. Die Zersetzung von Biomasse schreitet dann unter anaeroben Bedingungen weiter voran, wobei Methan und toxische Stoffwechselprodukte wie Schwefel-

felwasserstoff und Ammoniak entstehen. Diese Stoffe reduzieren Fe(III)-Phosphat zu Fe(II)-Phosphat, welches aufgrund seiner Löslichkeit wieder in die Wassersäule freigesetzt wird (VAN BEUSEKOM ET AL. 1999).

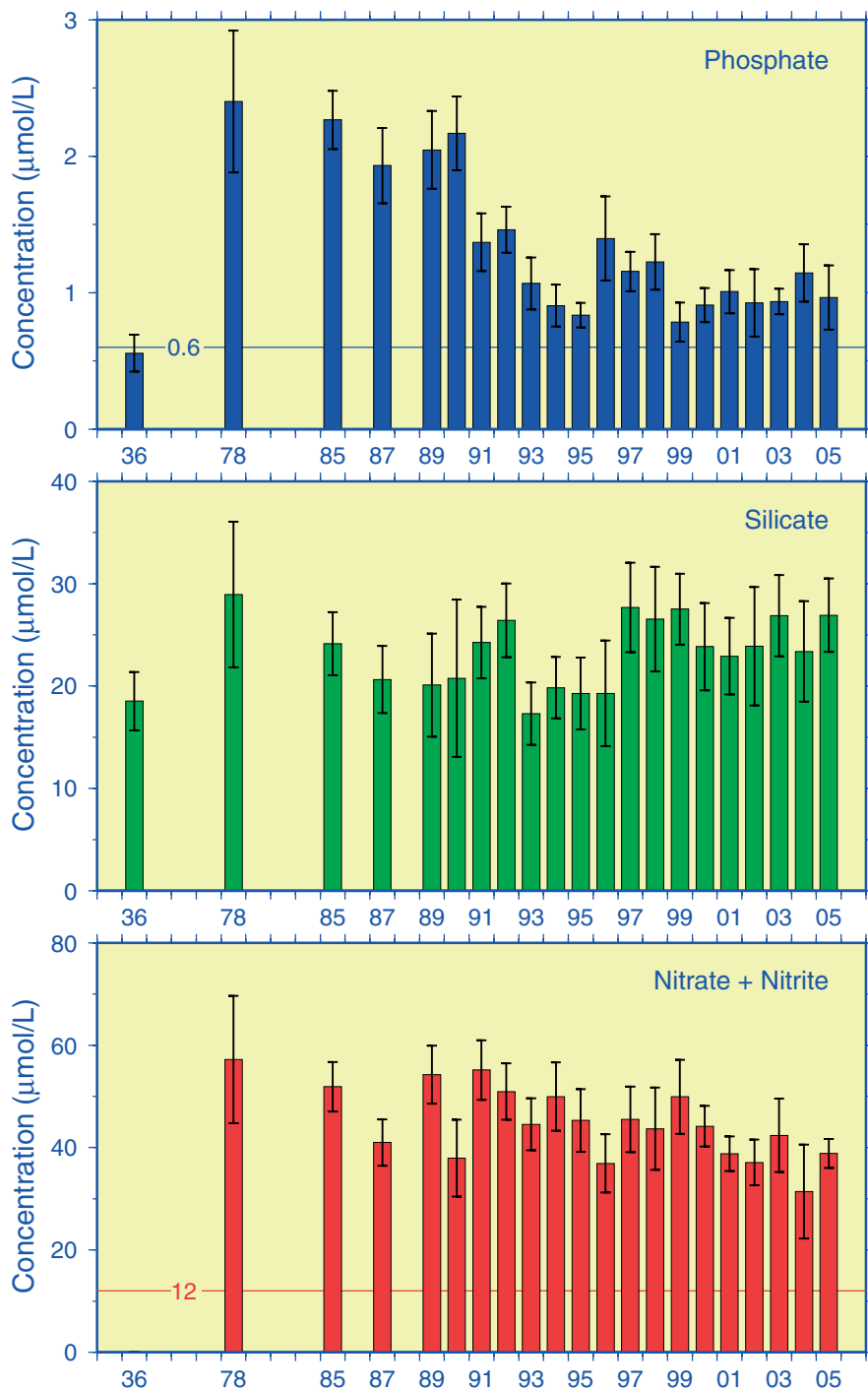


Abb. 4-7: Zeitserien der geschätzten winterlichen Nährstoffkonzentrationen im Küstenwasser der Deutschen Bucht (Salzgehalt 30) mit 95%-Vertrauensbereich (Vorhersageintervall) und Orientierungswerten ($1.5 \times$ Hintergrundkonzentration), soweit verfügbar.

Fig. 4-7: Time series of wintry nutrient concentrations estimated for salinity 30, typical of coastal waters in the German Bight. Prediction limits are depicted as 95% bars. Elevated background levels ($1.5 \times$ background concentration) shown where available.

Die langzeitliche Entwicklung der Nährstoffkonzentrationen im Küstenwasser der Deutschen Bucht ist aus *Abb. 4-7* ersichtlich. Sie zeigt für den Salzgehalt 30 geschätzte winterliche Konzentrationen von Phosphat, Silikat sowie Nitrit + Nitrat im Zeitraum 1978 – 2005. Für Phosphat und Silikat sind darüber hinaus Vergleichskonzentrationen aus dem Jahr 1936 angegeben, als die Landwirtschaft noch weitgehend extensiv – d. h. ohne nennenswerten Einsatz von Mineraldünger und ohne intensive Viehhaltung – betrieben wurde. Inzwischen wurden im Rahmen von OSPAR und BLMP Schwellenwerte erarbeitet, die den ökologischen Zustand von Seegebieten mit Salzgehalten von 28 bis 34,5 als »noch gut« qualifizieren. Diese sog. »Orientierungswerte«, die praktisch auf das Meerwasser der gesamten Deutschen Bucht anwendbar sind (*Abb. 4-6*), entsprechen dem 1,5fachen der natürlichen Hintergrundkonzentrationen und belaufen sich für Phosphat auf $0,6 \mu\text{mol/L}$, für DIN (Summe der löslichen anorganischen Stickstoffverbindungen) auf $12 \mu\text{mol/L}$ (BROCKMANN ET AL. 2007).

Die Phosphatkonzentration des Küstenwassers ist trotz zeitweilig starker zwischenjähriger Schwankungen zu Beginn der 1990er Jahre deutlich und rapide zurückgegangen. Dieser rückläufige Trend hat sich jedoch in den vergangenen 10 Jahren nicht fortgesetzt. Zwischen 1978 und 1990 lag die Konzentration noch 3- bis 4mal so hoch wie der Orientierungswert ($0,6 \mu\text{mol/L}$). Seit dem Winter 1993 wurden nur noch knapp doppelt so hohe Gehalte vorgefunden (*Abb. 4-7*).

Die Summenkonzentration der löslichen Stickstoffverbindungen unterlag starken zwischenjährlichen Schwankungen, wobei vergleichsweise niedrige Gehalte in den Wintern der Jahre 1990, 1996 und 2004 angetroffen wurden. Für den Zeitraum 1989 – 2005 ergibt sich zwar ein signifikanter Abwärtstrend von $-8,3 \pm 5,2 \mu\text{mol/L}$ pro Dekade (95%-Vertrauensbereich); dennoch liegt die aktuelle Konzentration mit $38,9 \mu\text{mol/L}$ noch weit oberhalb des Orientierungswertes von $12 \mu\text{mol/L}$.

Auch die winterlichen Silikatkonzentrationen unterlagen starken Änderungen von Jahr zu Jahr. Während die geschätzten Konzentrationen von 1993 bis 1996 im Bereich des Vergleichswertes für 1936 ($18,5 \mu\text{mol/L}$) lagen, wurde dieser Wert in den Folgejahren um etwa 35 % überschritten. Im Winter 2005 übertraf die Silikatkonzentration den Mittelwert der Zeitreihe ($23,3 \mu\text{mol/L}$) um etwa eine Standardabweichung ($3,5 \mu\text{mol/L}$).

Insgesamt hat sich die Nährstoffsituation gegenüber derjenigen des Vorjahres wenig verändert. Die im Winter durch Algenwachstum kaum beeinflussten Phosphatgehalte lagen in der zentralen Nordsee weiterhin im Bereich des Orientierungswertes von $0,6 \mu\text{mol/L}$, in der Deutschen Bucht wenig, im Küstenbereich deutlich darüber. Die Konzentrationen der gelösten anorganischen Stickstoffverbindungen sind zwar seit einigen Jahren rückläufig; diese Verbindungen leisten jedoch nach wie vor den höchsten Beitrag zur Gesamtnährstoffbelastung. Silikatkonzentrationen sind durch industrielle und landwirtschaftliche Aktivitäten kaum beeinflusst, so dass zwischenjährliche Schwankungen natürliche, auch biologische Veränderungen anzeigen.

4.2.4 Sommer 2005

Auch im Sommer 2005 wurde mit FS Gauß (Reise #446: 10. – 29. Aug. 2005) eine flächendeckende Gesamtaufnahme der Nordsee durchgeführt und ein umfangreicher Datensatz gewonnen. Dieser enthält u. a. Messwerte zu den anorganischen Nährsalzen, zu gelöstem Sauerstoff und Chlorophyll-a. Nachfolgend werden zunächst geographische Verteilungen dieser Variablen präsentiert und diskutiert. Anschließend wird auf den Problembereich »Nährstofflimitierung« eingegangen.

4.2.4.1 Nährstoffe

Infolge des starken Sturmaufkommens im Januar 2005 (Tab. 2-1, S. 45) und des recht stationären Einstroms über den NW-Rand der Nordsee in den Sommermonaten (Abb. 3-3, S. 85) konnte salzreiches Atlantikwasser bis in die südliche Nordsee vordringen. Dieser Umstand spiegelte sich in hohen Nährstoffgehalten des Bodenwassers. Die ungewöhnlich starke Westausdehnung des salzarmen Norwegischen Küstenstroms (Abb. 3-30, S. 136) bedingte relativ hohe Nitrat- und Silikatkonzentrationen des Oberflächenwassers der nordöstlichen Seegebiete. Die Nährstoffgehalte außerhalb der kontinentalen Küste wurden durch hohe Frachten der Nordseezuflüsse geprägt.

Die Nährstoffe im Oberflächenwasser der zentralen Nordsee waren der Jahreszeit entsprechend vom Phytoplankton weitestgehend aufgebraucht. Der Nitratgehalt war innerhalb der Deckschicht meist unter $0.15 \mu\text{mol/L}$ gesunken; lediglich in der Deutschen Bucht wurden in den Flussfahnen Konzentrationen von $1.0 \mu\text{mol/L}$ überschritten (Abb. 4-8). In der nördlichen Nordsee wurden im Bodenwasser infolge des starken atlantischen Einstroms ähnlich hohe Nitratgehalte angetroffen wie im Sommer 2004. Die Nitratgehalte der Deckschicht fielen hier aufgrund der vergleichsweise schwach ausgeprägten Thermokline etwas höher aus als in der Vorjahressaison.

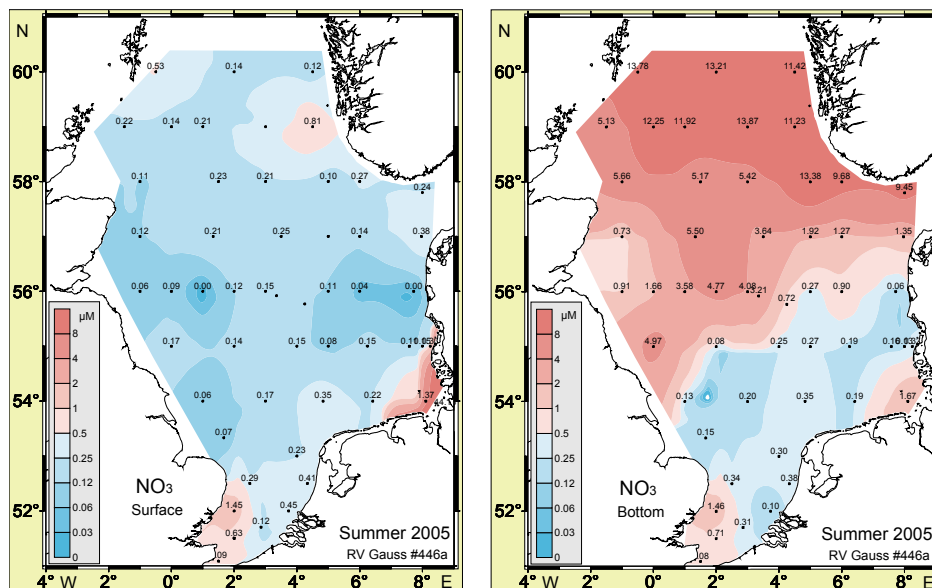


Abb. 4-8: Nitratkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten.

Fig. 4-8: Nitrate concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale).

Phosphat war im Oberflächenwasser der zentralen und nördlichen Nordsee bis unter $0.05 \mu\text{mol/L}$ abgebaut, erreichte aber in der flachen südlichen Nordsee bereits wieder Gehalte über $0.1 \mu\text{mol/L}$, denn remineralisiertes Phosphat aus dem Bodenwasser wurde hier durch vertikale Vermischung nachgeliefert (Abb. 4-9).

Die Silikatkonzentrationen der zentralen Nordsee lagen in der Deckschicht meist unter $0.8 \mu\text{mol/L}$, während die Gehalte des Bodenwassers im Norden zwischen 4 und $6 \mu\text{mol/L}$ variierten (Abb. 4-10, S. 167). Der Abbau- und Freisetzungprozess von Silikat aus sedimentierten Kieselalgen der Frühjahrsplanktonblüte war in diesem Jahr aufgrund der vergleichsweise niedrigen Wassertemperaturen noch in vollem Gang. Im

Verlauf des Herbstes fallen die Bodenwassergehalte durch Verdünnung mit dem nährstoffarmen Deckschichtwasser wieder auf Winterniveau zurück. Ähnliches trifft für die Phosphat- und Nitratgehalte zu. Allerdings kann es bei der Nitratrückbildung regional zu Verzögerungen kommen, weil beispielsweise die Nitrifizierung im Bodenwasser bei Sauerstoffmangel verlangsamt abläuft.

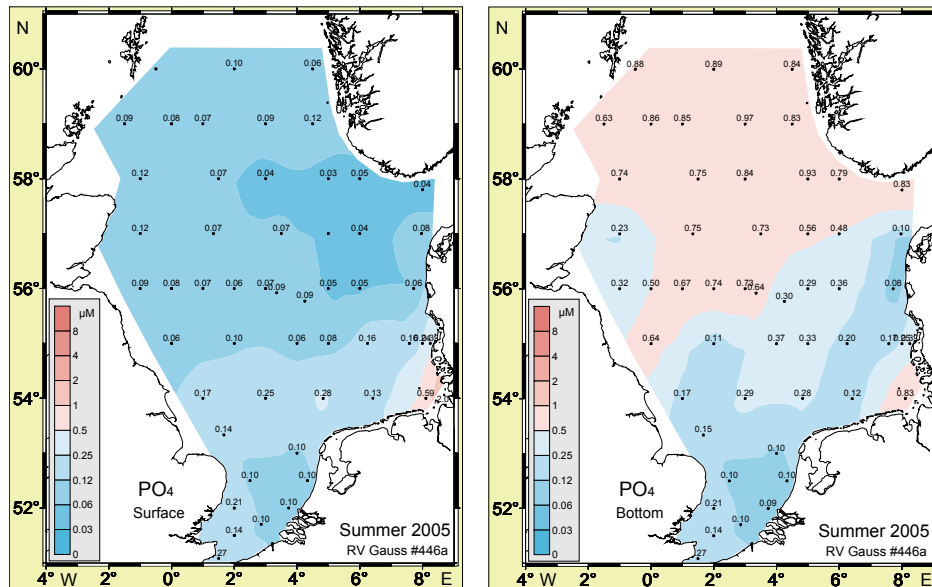


Abb. 4-9: Phosphatkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten.

Fig. 4-9: Phosphate concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale).

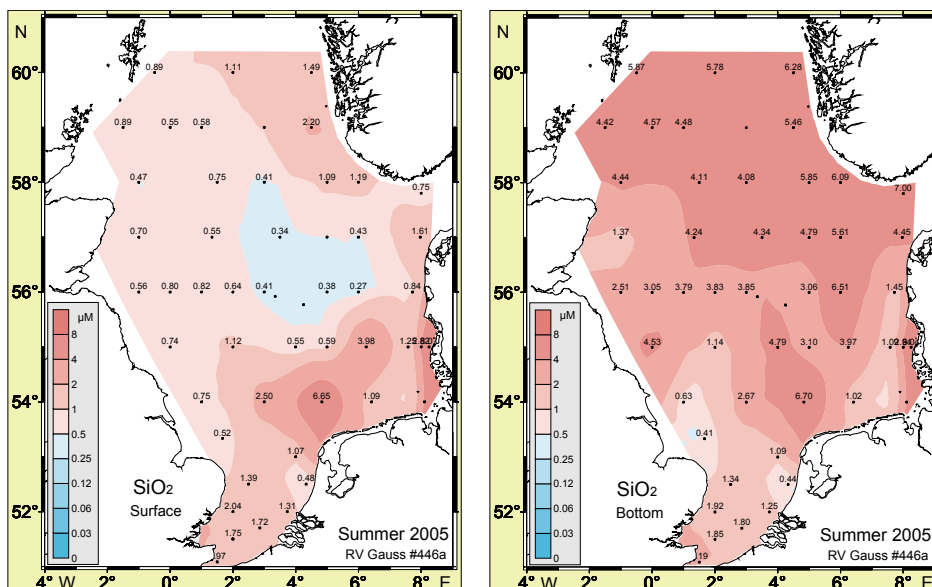


Abb. 4-10: Silikatkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten

Fig. 4-10: Silicate concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale).

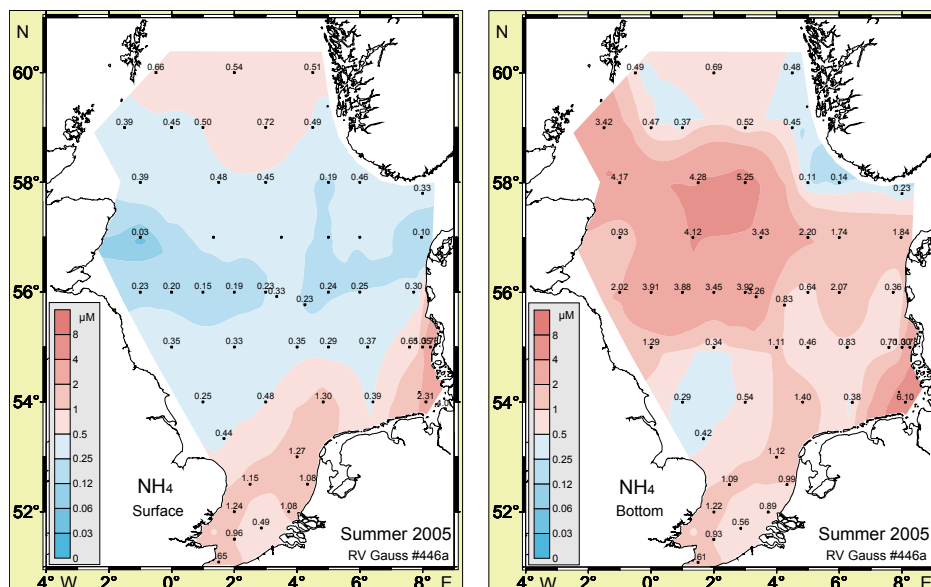


Abb. 4-11: Ammoniumkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten.

Fig. 4-11: Ammonium concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale).

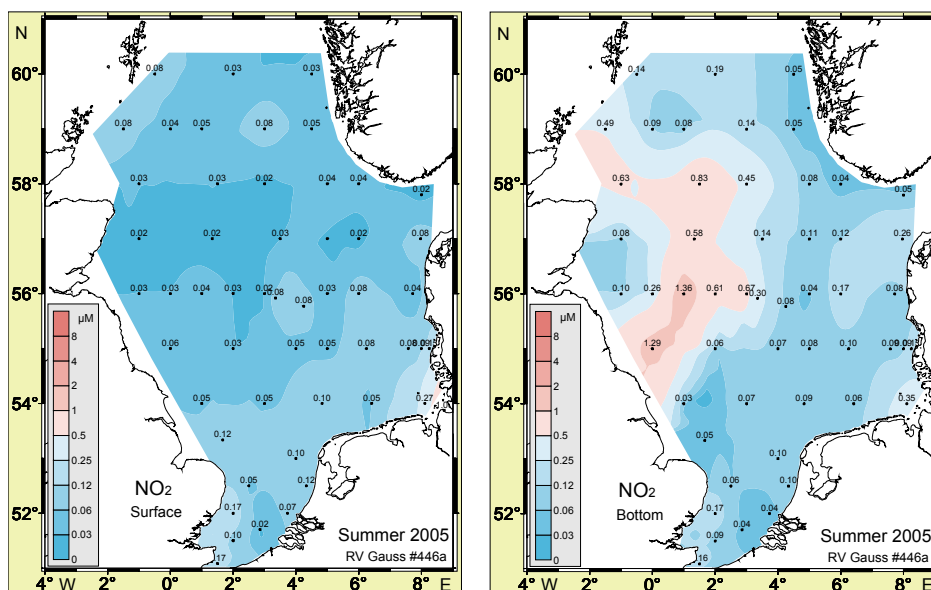


Abb. 4-12: Nitritkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten.

Fig. 4-12: Nitrite concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale).

Ammonium wird vom Phytoplankton als Stickstoffquelle bevorzugt und schnell wieder aufgenommen. Konzentrationen $> 1 \mu\text{mol/L}$ wurden deshalb nur im Oberflächenwasser der flachen südlichen Nordsee angetroffen (Abb. 4-11), wo es durch Flusseinträge oder lokale Remineralisierung zügig nachgeliefert wird. Im Bodenwasser der nordwestlichen Nordsee wurden Ammoniumkonzentrationen von bis zu $5.3 \mu\text{mol/L}$ ge-

messen; in den übrigen Seegebieten lagen die Konzentrationen jedoch meist deutlich unter $2 \mu\text{mol/L}$. Das zunächst durch Remineralisierungsprozesse freigesetzte Ammonium wird durch nitrifizierende Bakterien anschließend über Nitrit zu Nitrat oxidiert. Die Oxidation der organischen Kohlenstoffverbindungen in der sedimentierten Biomasse ist ebenfalls mit Sauerstoffverbrauch verbunden, so dass in geschichteten Gebieten eine Sauerstoffuntersättigung des Tiefenwassers eintreten kann.

Nitrit lag im Oberflächenwasser nur in geringen Konzentrationen von meist unter $0.06 \mu\text{mol/L}$ vor und stellte damit unter den anorganischen Stickstoffverbindungen wie gewöhnlich die anteilig kleinste Komponente dar (Abb. 4-12). Wo hohe Ammoniumgehalte auftreten, sind häufig auch die Nitritgehalte erhöht, denn Nitrit ist ein Zwischenprodukt der Nitrifizierung. Dies gilt insbesondere im Bodenwasser, wie ein Vergleich mit dem Verteilungsmuster der Ammoniumgehalte belegt (Abb. 4-11). Abweichungen resultieren u. a. aus dem Umstand, dass hier auch die Einflüsse der Denitrifizierung besonders stark sind (LAW UND OWENS 1990).

4.2.4.2 Chlorophyll-a

Das Planktonwachstum im Frühjahr und Frühsommer hatte in der zentralen Nordsee zur Nährsalzerschöpfung des Oberflächenwassers geführt (Abb. 4-8, S. 166, Abb. 4-9, S. 167). Als Folge der Nährstofflimitierung waren hier die Chlorophyllkonzentrationen unter $0.25 \mu\text{g/L}$ gesunken (Abb. 4-13). Vergleichsweise hohe Chlorophyllgehalte von bis zu $1.2 \mu\text{g/L}$ traten im nordöstlichen Seegebiet auf. Aber auch in flachen Gebieten und Küstengewässern, wo Nährstoffe aus dem Sediment oder über Flüsse eingetragen werden, wurden noch Biomassebestände um $1 \mu\text{g/L}$ Chlorophyll angetroffen, die sich infolge vertikaler Vermischung wenig von den bodennahen Konzentrationen unterschieden.

In den geschichteten Gebieten war die Nährstoffarmut nicht auf das oberflächennahe Wasser beschränkt, sondern erstreckte sich über die gesamte Deckschicht bis in etwa

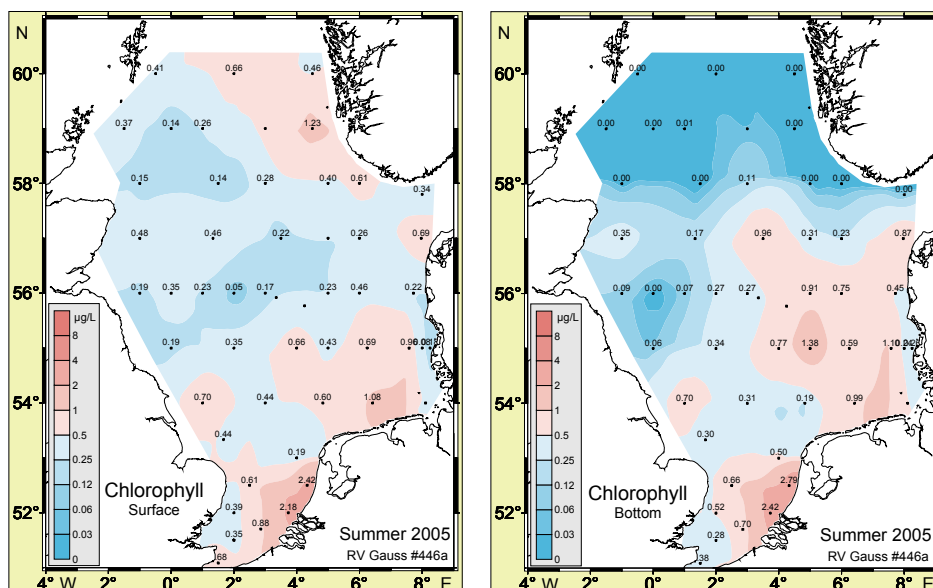


Abb. 4-13: Chlorophyllkonzentration ($\mu\text{g/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten.

Fig. 4-13: Chlorophyll concentration ($\mu\text{g/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale).

25 m Tiefe, wie der Vertikalschnitt entlang 56 °N exemplarisch illustriert (Abb. 4-17, S. 174). Eine nennenswerte Produktion von Phytoplanktonbiomasse war hier nicht mehr möglich. Die Primärproduktion hatte sich darum in den Grenzbereich zwischen Deck- und Bodenschicht verlagert, in dem u. a. durch Diffusion von Nährstoffen aus der Bodenschicht noch günstige Bedingungen herrschten (Abb. 4-17, S. 174). Da die Sichttiefe in diesen Bereichen etwa 13 m betrug, reichte die euphotische Zone (1 % der Oberflächenlichtstärke) bis in 30 m Tiefe und damit teilweise über die Sprungschicht hinaus. Relativ hohe bodennahe Konzentrationen von $> 0.5 \mu\text{g/L}$ in zentralen Bereichen der Nordsee (Abb. 4-13) kamen durch die dort bis ca. 35 m Wassertiefe mögliche Primärproduktion und vertikale Vermischung unterhalb der Sprungschicht zustande.

4.2.4.3 Sauerstoff

Alle im Untersuchungsgebiet gemessenen Sauerstoffsättigungen sind nach den derzeit gültigen OSPAR-Kriterien noch als mindestens befriedigend einzustufen (Schwellenwert: 6 mg/L). Eine Verallgemeinerung dieses günstigen Befundes für die gesamte Sommersaison lässt sich aufgrund des Stichprobencharakters einer einzelnen Überwachungsreise allerdings nicht hinreichend substantiieren.

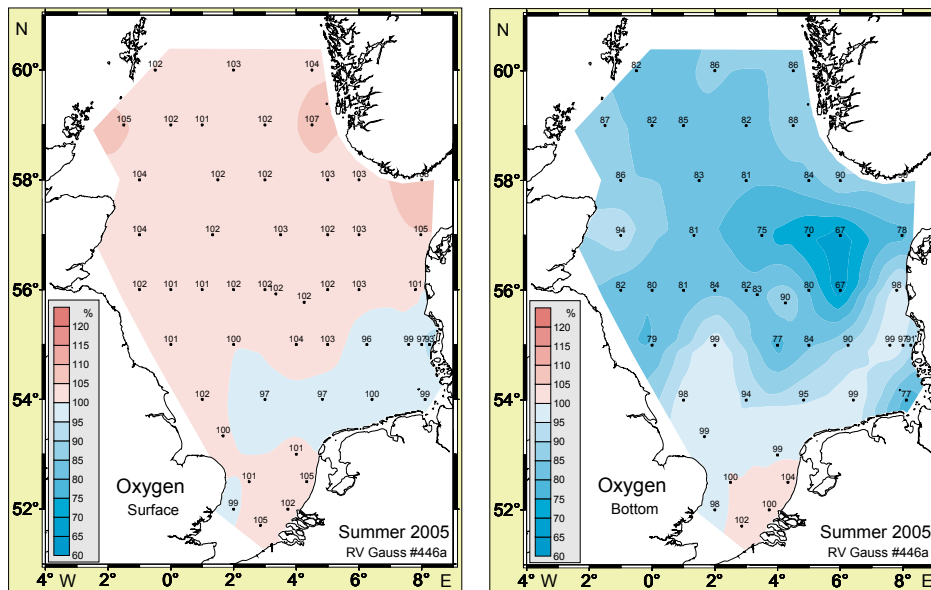


Abb. 4-14: Sauerstoffsättigung (%) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005.

Fig. 4-14: Oxygen saturation (%) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005.

Die niedrigsten Konzentrationen traten abermals in der östlichen Nordsee auf (Abb. 4-14). Infolge des Abbaus der ständig aus der Produktion in der Deckschicht sedimentierenden Biomasse lag die Sauerstoffsättigung hier im Bodenwasser unter 80 % (ca. 7.5 mg/L), in der Umgebung der kleinen Fischerbank unter 70 % (ca. 6.5 mg/L). Vermutlich ist die gezeitenbedingte Vermischung hier derart gering, dass sich die lokale Zehrung stärker auswirkt.

Eine Sauerstoffsättigung von 84 % (ca. 8 mg/L) wird im Bodenwasser als unterer Grenzwert einer guten Sauerstoffversorgung angesehen. Bei Gehalten unter 6 mg/L

kann es bei Fischen zu Beeinträchtigungen des Wachstums kommen; bei Gehalten unter 4 mg/L sind Stoffwechselstörungen bei am Meeresboden lebenden Tieren feststellbar (DIAZ UND ROSENBERG 1985). Sauerstoffkonzentrationen unter 2 mg/L können eine Abwanderung bzw. ein Massensterben der Bodenfauna zur Folge haben. Auch die Dauer des Sauerstoffdefizits und das Ausmaß der Mangelsituation spielen dabei im Benthos eine entscheidende Rolle.

4.2.4.4 Nährstofflimitierung

Phytoplankton enthält die Elemente Stickstoff (N) und Phosphor (P) in einem mittleren Atomverhältnis von 16:1 (vgl. *Tafel 4-1, S. 154*). Abweichungen im Verhältnis N:P deuten bei Konzentrationen unterhalb der artspezifischen Halbsättigungskonstanten der aktiven Aufnahmeraten auf mögliche Produktionsbegrenzung durch das jeweils im Minimum befindliche Element hin: auf Nährstofflimitierung. Veränderungen der N:P Verhältnisse im Meerwasser können darüber hinaus zu vermindertem Phytoplanktonwachstum, Verschiebungen in der Phytoplanktonpopulation (Artenzusammensetzung) und eventuell zu einer erhöhten Toxizität bei einigen giftigen Algen führen.

Die früher diskutierten Verteilungen der Nährsalz- und Chlorophyllgehalte sowie die Verhältnisse der verschiedenen Nährsalzgehalte zueinander geben Aufschluss über die Nährstofflimitierung der Primärproduktion in der Nordsee.

Aus den geringen Nitratgehalten des Oberflächenwassers von unter $< 0.15 \mu\text{mol/L}$ (*Abb. 4-8, S. 166* und *Abb. 4-17, S. 174*) lässt sich folgern, dass Nitrat allein für viele Phytoplanktonarten limitierend war, denn die Halbsättigungskonstante – die Hälfte der Konzentration bei maximaler Nährstoffaufnahme – liegt generell zwischen 0.3 und $3 \mu\text{mol/L}$ (SOMMER 1994). In der Deckschicht lag das Verhältnis Nitrat zu Phosphat meist mit 1 – 6 (M/M) weit unter der physiologischen Rate von 16, was diese Schlussfolgerung erhärtet. Auch im Bodenwasser der flachen südlichen Nordsee, wo sich im Sommer keine dauerhafte Schichtung ausbildet, lag das Verhältnis Nitrat zu Phosphat unter 4.

In der nordöstlichen Nordsee aber auch außerhalb der ostfriesischen Küste stand DIN – die Summenkonzentration der gelösten anorganischen Stickstoffverbindungen (Nitrat, Nitrit und Ammonium) – zum Phosphatgehalt im Verhältnis > 20 . Die in diesen Gebieten sehr niedrigen Phosphatgehalte von unter $0.05 \mu\text{mol/L}$ (*Abb. 4-9, S. 167*) dürften hier ebenfalls eine limitierende Funktion gehabt haben.

Ammonium, das in der Deckschicht vor allem durch Ausscheidungen des Zooplanktons und Zerfallsprozesse freigesetzt wird, war mit Gehalten oberhalb $0.6 \mu\text{mol/L}$ in weiten Gebieten der Nordsee eher nicht limitierend.

a) Gelöste organische Nährstoffe

Gelöste organische Stickstoffverbindungen (DON) bilden im Sommer häufig die dominante Nährstofffraktion in der Deckschicht und können als Harnstoff oder in Form von freien Aminosäuren von mixo- und heterotrophe Arten direkt aufgenommen werden oder nach bakteriellen Umsetzungsprozessen wieder zu Nährsalzen abgebaut werden. Deshalb müssen sie (DON) gemeinsam mit gelösten organischen Phosphorverbindungen (DOP) in die Betrachtung der Nährstoffsituation in der Nordsee einbezogen werden.

Die Analysen ergaben für DON im Oberflächenwasser stets Gehalte $> 4 \mu\text{mol/L}$. In weiten Teilen der Nordsee überschritt die Konzentration sogar $6 \mu\text{mol/L}$ (*Abb. 4-15*).

Damit stellte die DON-Fraktion unter den Stickstoffverbindungen in der Tat die dominante Komponente dar. Der Pool der DON und die diversen Umsetzungsprozesse sind bislang wenig erforscht. Bekannt ist aber, dass das im Verlauf der Primär- und Folgeproduktion verbrauchte »Frühjahrsreservoir« anorganischer Stickstoffverbindungen überwiegend als DON wieder auftritt (BUTLER ET AL. 1979, BROCKMANN ET AL. 1999A). Durch bakteriellen Abbau und Zerfallsprozesse werden die DON allmählich wieder in anorganische Verbindungen umgewandelt und damit dem Phytoplankton als Nährsalzquelle erneut zur Verfügung gestellt.

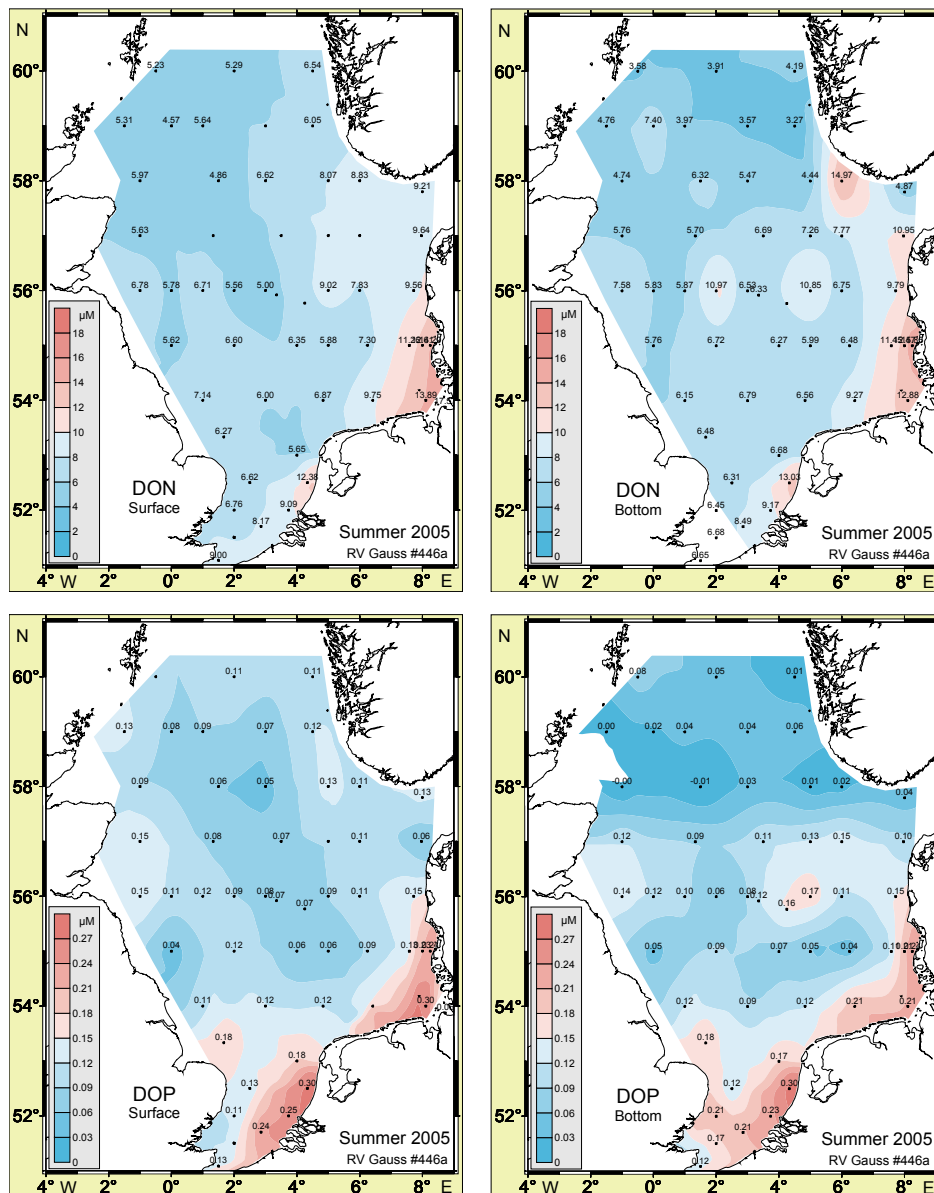


Abb. 4-15: DON- und DOP-Konzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005.

Fig. 4-15: DON and DOP concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005.

Auch im Bodenwasser trat DON in hohen Konzentrationen von über $4 \mu\text{mol/L}$ auf, stellte aber nicht in allen Gebieten die dominante Komponente. Im atlantischen Einstrombereich der nördlichen Nordsee etwa wurden erheblich höhere Nitratgehalte

festgestellt (Abb. 4-8, S. 166), die jedoch tiefenbedingt für die Primärproduktion nicht verfügbar waren.

Die Konzentration der gelösten organischen Phosphorverbindungen (DOP) wurde als Differenz aus den Messungen von Gesamtphosphor (TP) und Phosphat (DIP) errechnet. Die DOP- (Abb. 4-15) und Phosphatgehalte (Abb. 4-9, S. 167) hatten im Oberflächenwasser meist gleiche Größenordnung, so dass DOP ein relevantes Nährstoffreservoir darstellte. Maximale DOP- und DON-Gehalte traten in der Deutschen Bucht auf und zeigten damit auch landseitige Einträge als Quelle an.

b) C:N Verhältnis als Limitierungsindikator

Die Untersuchung der partikulären Verbindungen lieferte weitere Hinweise zur Nährstofflimitierung. Aus Kohlenstoff- und Stickstoffgehalten von 8 – 30 bzw. 0.8 – 6 $\mu\text{mol/L}$ des Oberflächenwassers ergaben sich meist C:N Verhältnisse von $> 8 \text{ M/M}$ (Abb. 4-16), während das physiologische Verhältnis für nicht nährstofflimitiertes Phytoplankton bei 106:16 bzw. 7 liegt (REDFIELD ET AL. 1963).

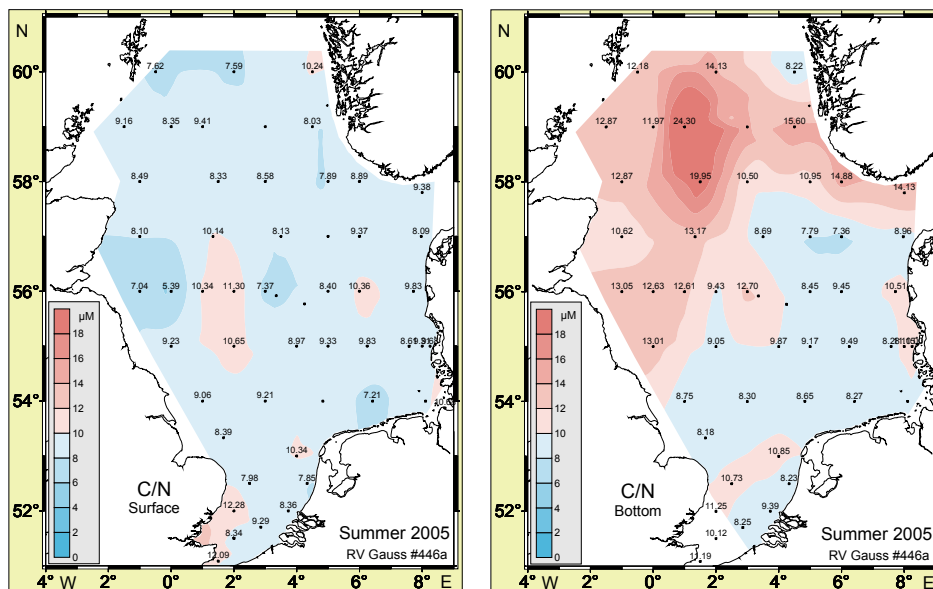


Abb. 4-16: Verhältnis C zu N (M/M) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005.

Fig. 4-16: C:N ratio (M/M) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005.

Ein hohes C:N Verhältnis entsteht entweder dadurch, dass Phytoplankton aufgrund von Nährstoffmangel bereits verstärkt Speicherstoffe (z. B. Zuckerverbindungen) synthetisiert (BROCKMANN ET AL. 1999B), oder als Folge eines bevorzugten Abbaus stickstoffhaltiger Verbindungen in der sedimentierenden Biomasse. Besonders hohe C:N Verhältnisse (12 – 24) wurden im Bodenwasser der tiefen nördlichen Nordsee beobachtet, wo im Jahresmittel Nettosedimentation stattfindet (PULS 1987) und das sedimentierte Material durch Abbauprozesse besonders intensiv umgesetzt wird. Ein Vergleich der Chlorophyllgehalte im Bodenwasser (Abb. 4-13, S. 169) mit den entsprechenden C:N Verhältnissen (Abb. 4-16) legt den reziproken Zusammenhang zwischen beiden Verteilungen offen, d. h. geringe (hohe) Chlorophyllkonzentrationen gehen mit hohen (niedrigen) C:N Verhältnissen einher. Wo im Bodenwasser hohe Chlorophyllkonzentrationen beobachtet werden, ist demnach frisches biologisches Material mit

niedrigem C:N Verhältnis vorhanden. Infolge der Nährsalzlimitierung in der Deck-
schicht findet die Primärproduktion des Phytoplanktons in den flacheren Gebieten der
Nordsee also in Bodennähe statt.

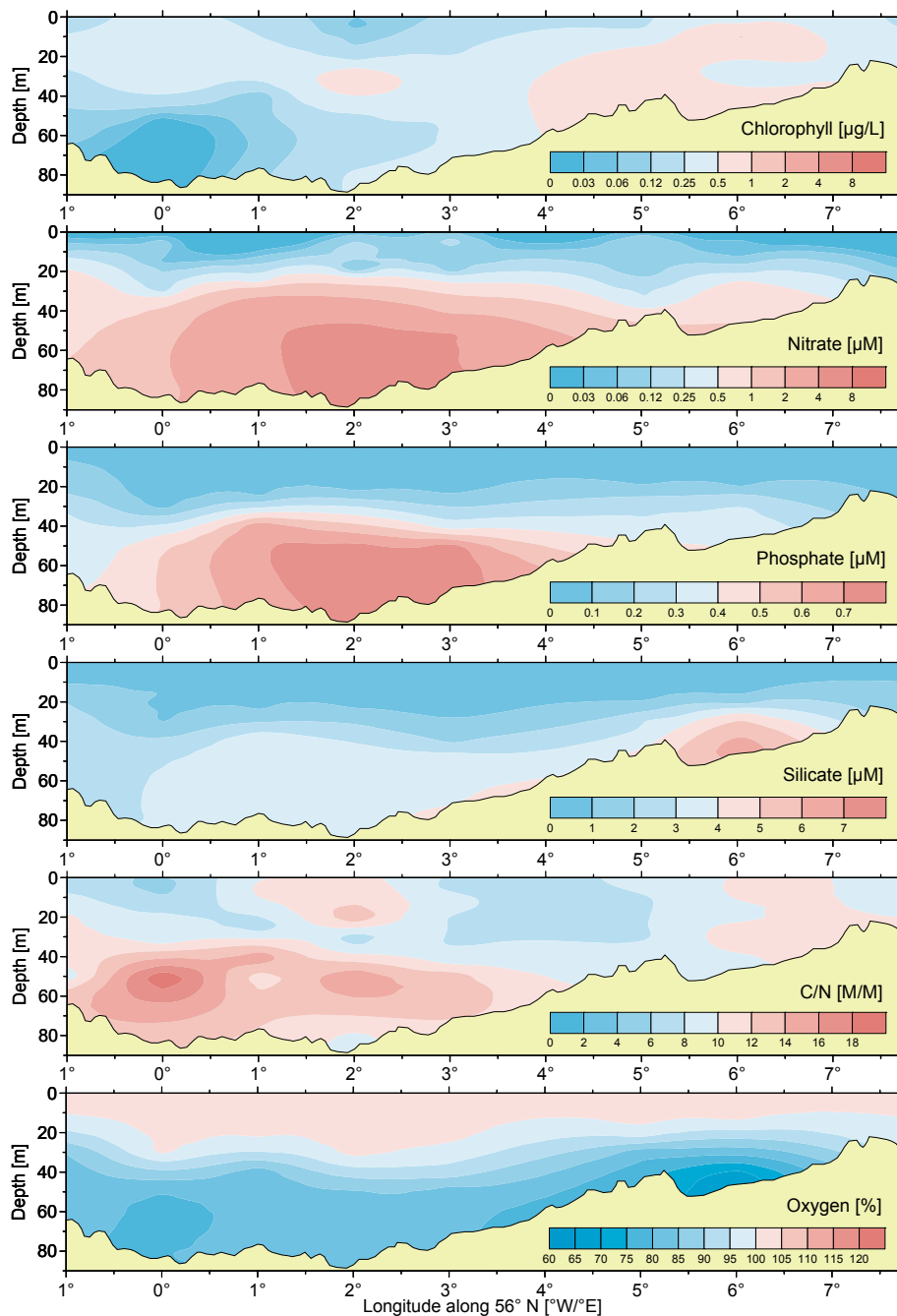


Abb. 4-17: Vertikalverteilungen entlang 56°N im Sommer 2005 (FS Gauß, Reise #446) für Chlorophyll, produktionsrelevante Nährstoffe und Sauerstoff.

Fig. 4-17: Vertical profiles along 56°N in summer 2005 (RV Gauß, cruise #446) of chlorophyll, various nutrients, and oxygen.

Vertikalschnitte durch die Wassersäule entlang 56°N (Abb. 4-17) illustrieren und belegen diesen Zusammenhang. Relativ geringe C:N Verhältnisse treten im Bereich der Thermokline gemeinsam mit hohen Chlorophyllkonzentrationen auf und zeigen frisch synthetisierte Biomasse aufgrund des hier ausreichenden Nährstoffangebots an. Im

Osten dieses Vertikalschnitts sind hingegen hohe Chlorophyllkonzentrationen mit hohen C:N Verhältnissen vergesellschaftet. Dies ist ein Hinweis für die Nährstofflimitierung in der aus der Deutschen Bucht herantransportierten planktonreichen Wassermasse (vgl. *Abb. 4-13, S. 169*).

Die Konzentrationen von partikulärem Kohlenstoff und Stickstoff repräsentieren generell die dominante Biomasse des Phytoplanktons, so dass diese drei Variablen signifikant miteinander korreliert sind.

4.2.5 Zusammenfassung

Die insgesamt über Elbe, Weser, Ems und Eider jährlich in die Deutsche Bucht eingebrachten Nitrat- und Phosphatmengen wurden gemeinsam mit der Gesamtabflussrate dieser Flüsse für den Zeitraum 1980 – 2005 analysiert. Die Phosphatfracht halbierte sich bereits bis 1991, stagniert jedoch seither bei 2.7 kt/a. Die Nitratfracht variierte trendfrei um ein mittleres Niveau von 167 kt/a, erreichte jedoch in Verbindung mit seltenen extrem hohen Abflussereignissen bis zu 311 kt/a (1987). Solche Ereignisse spiegelten eine starke Abhängigkeit der Nährstofffrachten von der Abflussrate vor, die für mittlere und geringe Abflussraten so nicht besteht. Der seit Anfang der 1990er Jahre mit tendenziell zunehmenden Abflussraten einhergehende Rückgang der Nitratkonzentration (Fracht- dividiert durch Abflussrate) um etwa 30 %, darf nicht darüber hinweg täuschen, dass die absolute Nitratfracht unverändert hoch geblieben ist.

Die räumlichen Verteilungsmuster des Phosphat- und Silikatgehalts sowie der Summenkonzentration von Nitrat und Nitrit im Meerwasser der Deutschen Bucht sind infolge der Flussfrachten im küstennahen Bereich durch hohe Konzentrationen gekennzeichnet, welche durch Verdünnungseffekte zur offenen See hin abnehmen. Dieses Konzentrationsgefälle ist im Winter weitgehend proportional zum Anstieg des Salzgehalts (oder zum Gefälle des Frischwasseranteils), denn in dieser Jahreszeit ist die biologische Aktivität gering und hydrodynamische Vermischung der dominante Prozess.

Die regressiv aus Salzgehalts- und Nährstoffanalysen abgeleiteten, für Küstenwasser (Salzgehalt 30) und Meerwasser der eigentlichen Deutschen Bucht (S = 33) repräsentativen Nährstoffgehalte unterschieden sich im Winter 2005 kaum von denen des Vorjahreswinters. Die Phosphatgehalte lagen in der Deutschen Bucht wenig, im Küstenwasser etwa 70 % über dem Orientierungswert. Hohe Konzentrationen der Stickstoffverbindungen zeigten eine nach wie vor erhebliche Nährstoffbelastung an. Die durch industrielle und landwirtschaftliche Aktivitäten wenig beeinflussten Silikatkonzentrationen lagen im Bereich natürlicher Schwankungen.

Das stabil geschichtete Nordseewasser zeichnete sich im Sommer 2005 durch eine nährstoffarme Deckschicht aus, in der die Nährsalze, besonders Nitrat, das Algenwachstum limitierten. Chlorophyllmaxima befanden sich meistens im Bereich der Thermokline, da hier noch ausreichend Licht und Nährstoffe aus dem Bodenwasser für das Algenwachstum zur Verfügung standen. Insgesamt blieben die Chlorophyllkonzentrationen hinter denen der Vorjahressaison zurück.

Die Sauerstoffsättigung im Bodenwasser variierte meist zwischen 80 und 100 % und war ähnlich ausgeglichen wie im Sommer 2004. Die stärksten Untersättigungen traten abermals in der östlichen Nordsee auf, wo sie 80 % unterschritten und örtlich bis auf 67 % abfielen.

Durch die Nährsalzlimitierung wird die Produktion von Biomasse kontrolliert, die besonders im Küstenwasser durch Nährstoffeinträge hoch blieb. Beispielsweise überschritten in den Abflussfahnen der Flüsse in der Deutschen Bucht die Nitratkonzentrationen $1 \mu\text{mol/L}$. Die Limitierung spiegelte sich auch in der Zusammensetzung der partikulären Stoffe (C:N Verhältnisse) wider. Der sommerliche Nährsalzverbrauch wird zum großen Teil durch die Produktion gelöster organischer Stickstoff- und Phosphorverbindungen kompensiert, welche dann die in der Wassersäule vorhandenen N- und P-Verbindungen dominieren können.

4.3 Organische Stoffe

<*> N. Theobald & P. Loewe

4.3.1	Einführung	... 177
4.3.2	Hexachlorcyclohexan-Isomere	... 179
4.3.3	Lipophile Chlorkohlenwasserstoffe	... 188
4.3.4	Kohlenwasserstoffe	... 193
4.3.5	Polare Pestizide	... 206
4.3.6	Zusammenfassung	... 215

4.3.1 Einführung

Von den heute bekannten über 18 Mio. chemischen Substanzen sind die meisten organische Verbindungen. Davon besitzen ca. 20 000 industrielle Bedeutung und werden in größeren Mengen hergestellt. Etwa 2 000 Verbindungen gelten als umweltrelevant (Schadstoffe), weil sie giftig (toxisch) oder in der Umwelt beständig (persistent) sind und/oder sich in der Nahrungskette anreichern (bioakkumulieren) können. 100 bis 300 dieser Verbindungen sind z. Z. in Listen prioritär zu behandelnder Stoffe erfasst (EU, EPA, OSPAR, HELCOM).

Die in diesem Bericht betrachteten Substanzen stammen größtenteils aus industrieller Produktion und gelangen durch menschliche Aktivitäten in die Meeresumwelt. Gegenwärtig überwacht das BSH routinemäßig ca. 100 organische Schadstoffe, die aufgrund ihrer Umweltrelevanz von besonderer Bedeutung sind oder als Leitsubstanzen für ganze Schadstoffklassen angesehen werden (THEOBALD 1998). Unter den Schadstoffen finden sich Verbindungen sehr unterschiedlicher chemischer Struktur, die sich in der Umwelt entsprechend verschieden verhalten können.

Mit Ausnahme der HCH-Isomere sind die meisten Organochlorverbindungen ausgesprochen lipophil (fettlöslich) und damit nur in geringem Maße wasserlöslich. Sie reichern sich daher besonders in Sedimenten und im Fettgewebe von Organismen an. Da sie zudem oft hochgradig persistent sind, wird eine Akkumulation innerhalb der Nahrungskette begünstigt. Die Anreicherung und damit Belastung eines Organismus ist dabei um so größer, je hochrangiger seine Stellung in der Nahrungskette ist. Neben der unmittelbaren toxischen Wirkung der aufgenommenen Substanzen können im Organismus erzeugte Abbauprodukte zu einer Verstärkung der Schadstoffwirkung führen.

Von besonderer Bedeutung sind Schadstoffe, die hormonelle Wirkungen erzeugen (z. B. DDE, Dieldrin, TBT). Diese als Umweltöstrogene oder Xenoöstrogene bezeichneten organischen Verbindungen sind hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung und Struktur – und damit auch in ihren physikalischen und chemischen Eigen-

schaften – sehr heterogen. Indem sie in die hormonellen Regelkreise von Organismen eingreifen, sind Funktionsstörungen mit negativen Folgen für Fortpflanzung und Entwicklung möglich, die oft bereits bei extrem geringen Konzentrationen auftreten.

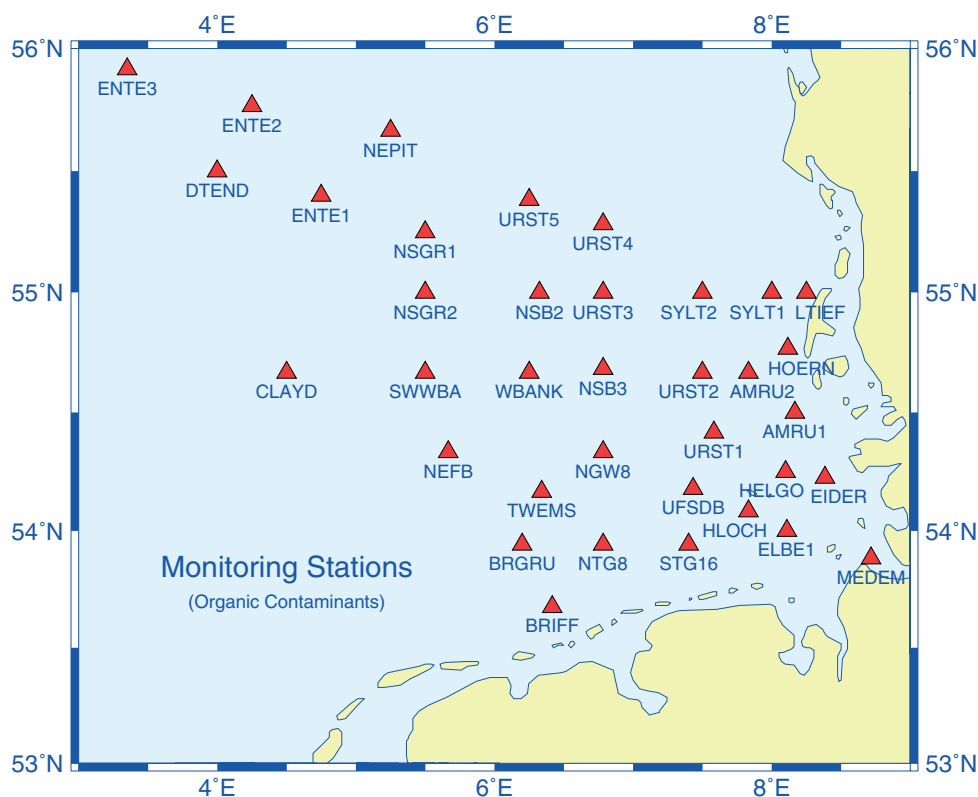


Abb. 4-18: Stationsnetz zur Schadstoffüberwachung im Meerwasser der Deutschen Bucht.

Fig. 4-18: Observational network for contaminant monitoring in the German Bight.

Anthropogene organische Schadstoffe sind im Meer ungleichmäßig verteilt und kommen in sehr unterschiedlichen Konzentrationen vor. Ihre Verteilung in der marinen Umwelt ist von vielfältigen Faktoren abhängig. Neben den Eintragsquellen (Schifffahrt, Industrie, Haushalt, Landwirtschaft), Eintragsmengen und Eintragspfaden (direkt über Flüsse, diffus über Atmosphäre) sind die charakteristischen physikalischen und chemischen Eigenschaften der Schadstoffe und der dynamisch-thermodynamische Zustand des Meeres für Ausbreitungs-, Vermischungs- und Verteilungsprozesse relevant. Die relative Einflussstärke all dieser Variablen kann dabei von Stoff zu Stoff sehr verschieden sein und hat zur Folge, dass sich nur wenige Schadstoffe konservativ verhalten; d. h. ein einfacher Zusammenhang zwischen der Konzentration anthropogener Stoffe und hydrodynamischen Variablen ist selten erfüllt. Allenfalls für regional begrenzte Gebiete mit klaren Quellenzuordnungen lassen sich einfache Korrelationen finden und nutzen. Für eine Zustandsbeschreibung ist daher eine separate und differenzierte Betrachtung der verschiedenen Schadstoffklassen unumgänglich.

Die Routineüberwachung organischer Schadstoffe in der Deutschen Bucht wird vom BSH hauptsächlich im Sommer im Rahmen von zwei bis drei Überwachungsfahrten durchgeführt. Die Beprobung des Meerwassers erfolgt dabei an festen geographischen Positionen eines Stationsnetzes, welches im Jahr 2004 erweitert und vereinheitlicht wurde (Abb. 4-18). Neben der routinemäßigen Bestimmung der in den nationalen und internationalen Überwachungsprogrammen (BLMP, CEMP) festgelegten

Pflanzenschutzmittel werden im Rahmen von Sonderuntersuchungen ein gezieltes Screening auf prioritäre Stoffe (Target-Screening) und ein umfassendes allgemeines Screening auf neue unbekannte Stoffe (Non-Target-Screening) durchgeführt; auf diese Weise können neue Umweltgefahren erkannt werden. Das BSH führt ferner bei schweren Unfällen (Sandoz-Unfall, Apron Plus) oder ungewöhnlichen natürlichen Ereignissen (Jahrhunderthochwasser der Elbe im August 2002) Sonderuntersuchungen durch, um die Öffentlichkeit zu aktuellen Fragestellungen zu informieren. Derartige ereignisbezogene Untersuchungen standen im Berichtsjahr nicht an. Im August 2005 wurde jedoch als Sonderprogramm die Schadstoffbelastung der gesamten Nordsee (einschließlich des Englischen Kanals) untersucht.

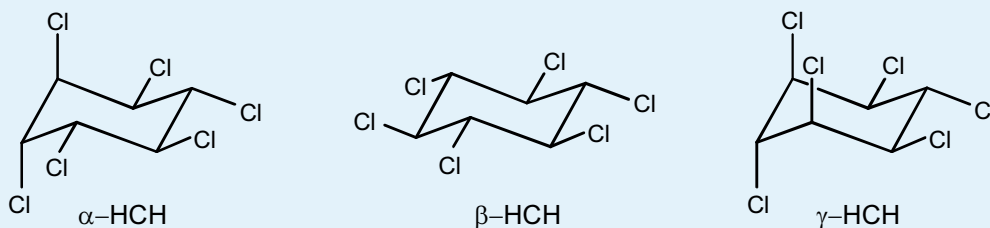
Nachfolgend werden die aus den Schadstoffbeprobungen gewonnenen Ergebnisse dokumentiert und mit denen früherer Jahre verglichen, um Entwicklungstendenzen aufzuzeigen. Ferner liefern Strukturen und Muster in räumlichen Schadstoffverteilungen Hinweise auf Eintragsquellen sowie zu Ausbreitung und Verbleib solcher Stoffe im Meer. Die Unterteilung des Kapitels orientiert sich an Schadstoffgruppen, die hinsichtlich Meerwasserbelastung und Sedimentkontamination weiter untergliedert bzw. behandelt werden.

4.3.2 Hexachlorcyclohexan-Isomere

Die HCH-Isomere wurden über Jahrzehnte in großen Mengen in die Umwelt eingetragen, so dass auch im Meer eine ubiquitäre Grundbelastung beobachtet wird. Aufgrund ihrer relativ polaren Eigenschaften ($\log K_{OW}$ Werte¹ von 3.6 bis 3.9) liegen die HCH hauptsächlich in der Wasserphase vor und verhalten sich relativ konservativ. Nur ein

Tafel 4-2: HCH-Isomere

Hexachlorcyclohexan (HCH) wird seit 1950 weltweit in großen Mengen als Insektizid eingesetzt. Ursprünglich wurde ein technisches HCH-Gemisch verwendet, das aus verschiedenen HCH-Isomeren besteht (α -HCH: ca. 65 – 70 %, β -HCH: ca. 7 – 20 %, γ -HCH: ca. 15 %, δ -HCH: ca. 6 – 10 %, ϵ -HCH: ca. 1 – 2 %). Als Insektizid wirksam ist lediglich das γ -Isomer Lindan. Seit Mitte der 1970er Jahre besteht in den meisten europäischen Ländern ein Anwendungsverbot für das technische Gemisch. In den Industrieländern wird inzwischen nur das reine γ -Isomer (Lindan) verwendet, während in einigen Entwicklungsländern weiterhin auch technisches HCH hergestellt und eingesetzt wird.



1. Der K_{OW} -Wert ist der Octanol-Wasser-Verteilungskoeffizient eines Stoffes, der sich aus der Verteilung der Substanz zwischen den Phasen Wasser (polar) und Octanol (unpolar, lipophil) ergibt. Diese Gleichgewichtskonstante ist ein Maß für die Polarität des Stoffes. Da die K_{OW} -Werte der verschiedenen organischen Substanzen über einen großen Bereich variieren können, wird i. A. der Logarithmus angegeben ($\log K_{OW}$). Der $\log K_{OW}$ -Wert variiert meist zwischen 1 und 8, wobei eine Verbindung um so unpolarer ist, je größer der Wert. Substanzen mit einem $\log K_{OW}$ -Wert > 4 gelten als lipophil und zeigen eine hohe Affinität zu festen Phasen (Schwebstoffe, Sedimente) sowie eine hohe Tendenz zur Bioakkumulation.

Anteil von ca. 10 % des in der Wassersäule vorhandenen HCH ist an Schwebstoffe gebunden. Durch Anreicherung werden im Sediment lediglich 1000fach höhere HCH-Konzentrationen als in der Wassersäule erreicht.

Die unterschiedlichen Hintergrundbelastungen für die einzelnen Isomere in der Nordsee und Deutschen Bucht ermöglichen über die Bestimmung der Isomerenverhältnisse Aussagen zu Quellen und Wassermassen. Für alle drei HCH-Isomere ist die Elbe eine starke Belastungsquelle der Deutschen Bucht.

4.3.2.1 HCH-Gehalte des Meerwassers

Die Konzentrationsverteilungen von α -, β - und γ -HCH (Lindan) in der Deutschen Bucht sind für die Monate Mai und August des Jahres 2005 in *Abb. 4-19* wiedergegeben. Die Verteilungen der drei HCH-Isomere unterscheiden sich sowohl in den Küstengewässern, als auch weiter seewärts hinsichtlich Muster und absoluter Gehalte. Allen Isomeren gemeinsam waren jedoch die gegenüber den Verhältnissen im August vielerorts deutlich höheren Konzentrationen im Mai.

Die im Jahr 2004 stark erhöhten Konzentrationen des Elbewassers für α -HCH (4.3 bis 22.4 ng/L) und β -HCH (4.1 bis 11.9 ng/L) waren im Berichtsjahr wieder deutlich zurückgegangen (vgl. *Abb. 4-23, S. 186*) und lagen zwischen 2.9 und 3.9 ng/L (α -HCH) bzw. bei 4.6 ng/L (β -HCH). Auch für γ -HCH wurden hier gegenüber den Vorjahreswerten (1.1 bis 2.6 ng/L) reduzierte Konzentrationen von 0.9 bis 1.2 ng/L gemessen.

Die Grundbelastung für β -HCH im Meerwasser ist sehr gering und liegt meist unter der Bestimmungsgrenze von 30 pg/L. Da β -HCH im Elbewasser jedoch in relativ hoher Konzentration vorkam, wird die Elbfahne vor der nordfriesischen Küste sehr gut durch die β -HCH-Konzentrationen abgebildet (*Abb. 4-19*). α -HCH liegt gegenüber β -HCH im Meerwasser – außerhalb der Elbfahne – in höheren Konzentrationen vor, die im Mai 2005 zwischen 0.055 und 0.069 ng/L variierten. In der Elbfahne selbst wurden zu dieser Zeit Konzentrationen bis 0.44 ng/L gemessen, die im August auf 0.22 ng/L zurückgingen.

Unter den drei Isomeren kam γ -HCH in der äußeren Deutschen Bucht in höchsten Konzentrationen vor. Weitere Besonderheiten stellen die relativ hohen Gehalte vor der Küste Ostfrieslands und das damit verbundene starke Konzentrationsgefälle nach Norden hin dar (*Abb. 4-19*), welche dem Einfluss der Elbe weitgehend entzogen sind.

a) α/γ -Verhältnisse und Wasserkörper

Die charakteristischen Verteilungsmuster der HCH-Isomere in der Deutschen Bucht stehen in engem Zusammenhang mit der großräumigen Nordseezirkulation (*Abb. 3-1, S. 82*). Kenntnisse zum prinzipiellen Wassertransport (*Abschnitt 3.2.3, S. 83*) in Verbindung mit solchen zur individuellen Quellstruktur dieser Isomere lassen sich deshalb zur Identifikation der 3 Hauptwasserkörper nutzen, die in der Deutschen Bucht aufeinandertreffen. Nachfolgend wird diese Möglichkeit anhand von Ergebnissen der Nordseegesamtaufnahme vom August 2005 demonstriert (*Abb. 4-20*).

Die Konzentrationen des α -HCH nehmen von Süden nach Norden zu, während diejenigen des γ -HCH in dieser Richtung abnehmen. Das N-S-Gefälle der α -HCH-Konzentrationen erklärt sich aus der Tatsache, dass dieses Isomer (und auch β -HCH) hauptsächlich aus früheren Einträgen in der Umwelt vorhanden ist und heute nur durch Altlasten in die Umwelt eingetragen wird (u. a. über die Elbe). Die höheren α -HCH-Konzentrationen im Norden kommen dabei durch eher diffuse Altlasten, die globale

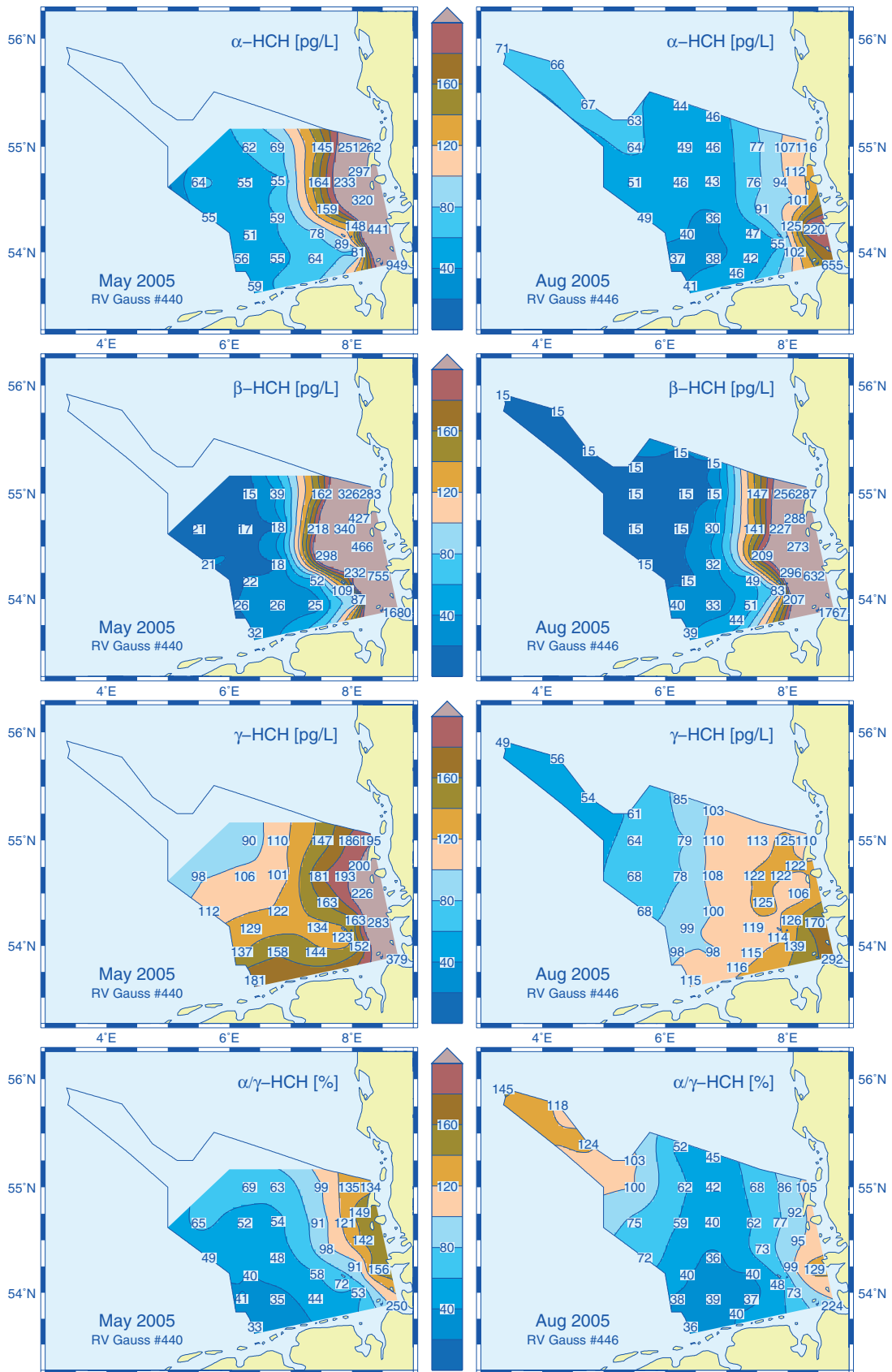


Abb. 4-19: HCH-Konzentrationen und α/γ -HCH Verhältnis für Oberflächenwasser (5 m) der DB.
 Fig. 4-19: HCH concentrations and α/γ -HCH ratio for near-surface sea water (5 m) of the German Bight.

4 Meereschemie

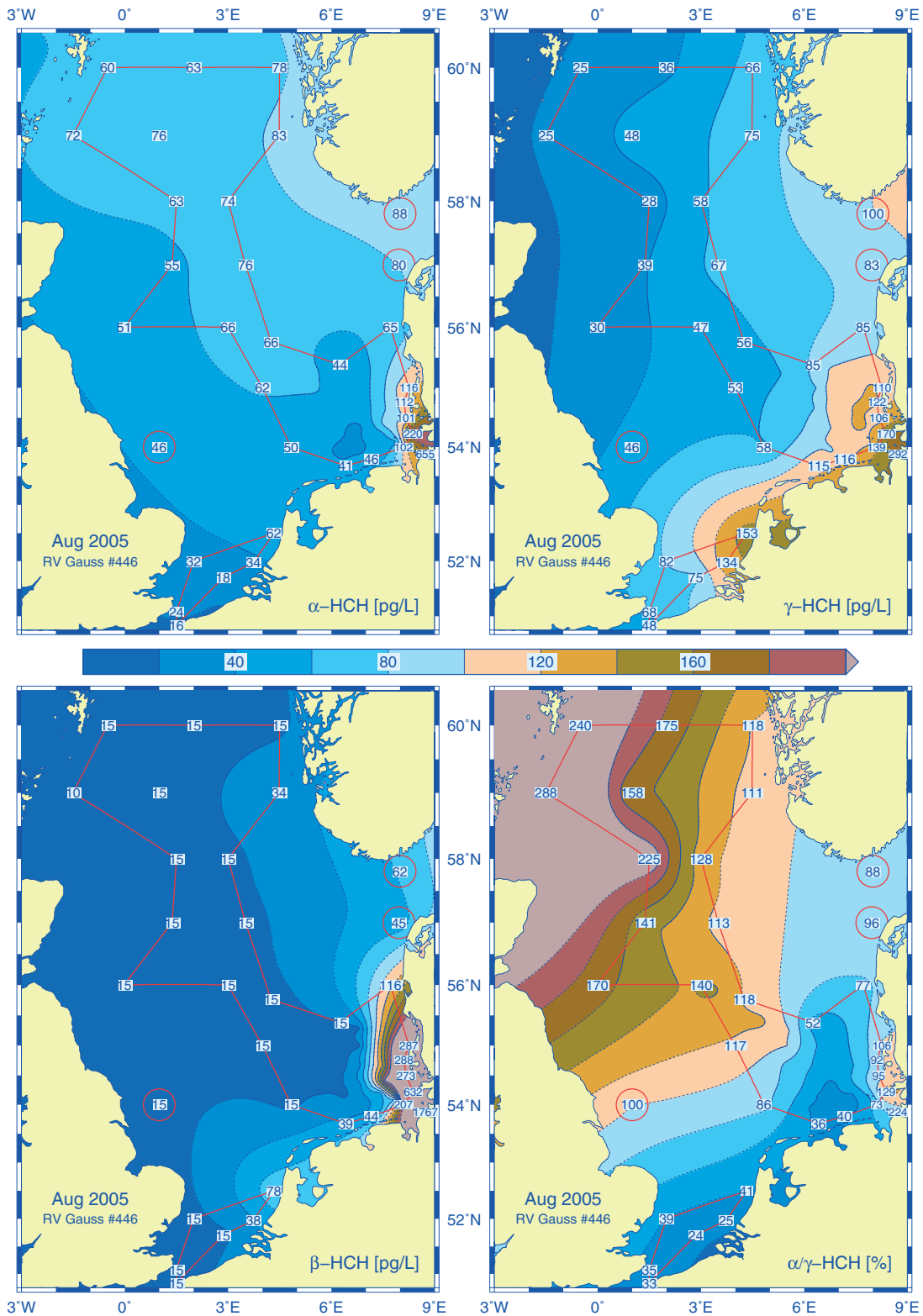


Abb. 4-20: HCH-Konzentrationen und α/γ -HCH Verhältnis des Oberflächenwassers (5 m) der Nordsee im August 2005. Die räumlichen Verteilungen jenseits rot umrandeter Gebiete sind als qualitative Abschätzungen zu betrachten.

Fig. 4-20: HCH concentrations and α/γ -HCH ratio for near-surface sea water (5 m) of the North Sea. In undersampled regions (beyond red boundaries), spatial estimates are poorly constrained and, hence, should not be mistaken for factual information.

Verteilung (Global Distillation) und atmosphärische Deposition zustande. Auch technische Gemische mit hohen α -HCH-Gehalten, die in einigen Entwicklungsländern noch verwendet werden, gelangen auf diesem Wege in den Nordatlantik und die Nordsee. Hingegen wird γ -HCH auch in Europa weiterhin angewendet, was die vom europäischen Festland im Süden nach Norden hin abnehmenden Konzentrationen erklärt.

Die geschilderten Eigenschaften der großräumigen HCH-Verteilungen bedingen klar unterscheidbare Isomerenverhältnisse. Für den atlantischen Einstrom in den Kanal wurde ein α/γ -Verhältnis von 0.8 bestimmt, während das mit dem Fair-Isle Current in die nördliche Nordsee einströmende Nordatlantikwasser ein α/γ -Verhältnis von 2.6 aufwies (Abb. 4-20). Die Verteilungsstrukturen des Isomerenverhältnisses im Süden bzw. Nordwesten der Deutschen Bucht (Abb. 4-19) sind offensichtlich mit diesen beiden Wassermassen assoziiert. Die hohen α/γ -Verhältnisse vor der nordfriesischen Küste bilden das Elbewasser als dritten Wasserkörper ab.

b) Korrelationen zum Salzgehalt

Für Nährstoffe in der Deutschen Bucht ist eine lineare Abhängigkeit der Konzentrationen vom Salzgehalt im Winter meist gut erfüllt und wird zur Trendabschätzung genutzt (vgl. Abb. 4-7, S. 164). Die hohen inversen Korrelationen beinhalten, dass sich die hier beobachteten Nährstoffkonzentrationen (wie der Salzgehalt selbst auch¹) hydrodynamisch konservativ verhalten und sich demnach im Wesentlichen durch lineare Vermischung von Fluss- und Meerwasser einstellen.

Für die Konzentrationen der HCH-Isomere und den Salzgehalt in der Deutschen Bucht im Mai 2005 lassen sich ebenfalls hohe lineare Korrelationskoeffizienten von -0.89 (α -HCH), -0.90 (β -HCH) und -0.94 (γ -HCH) errechnen. Tatsächlich liegt ein stabiler, im gesamten Untersuchungsgebiet gültiger, einfacher linearer Zusammenhang mit dem Salzgehalt jedoch nur für γ -HCH vor. Für die beiden anderen Isomere kommt es hingegen für Salzgehalte > 32 zu erheblichen Abweichungen von entsprechenden »globalen« Regressionsbeziehungen.

Aus statistischer Sicht ist eine wesentliche Voraussetzung für die Anwendung des Korrelationsverfahrens nicht erfüllt: die Konzentrationen für α - und β -HCH sind nicht normal, sondern bimodal (zweigipflig) verteilt, so dass sich für die vollständigen Datensätze keine sinnvollen Mittelwerte und Standardabweichungen angeben lassen, welche für die Berechnung des Korrelationskoeffizienten (des mittleren Produkts standardisierter Variablen) essentiell sind.

Die physikalische Ursache dieser Bimodalität ist unmittelbar aus der geographischen Konzentrationsverteilung ersichtlich, die für α - und β -HCH durch einen markanten Gradienten in zwei Seegebiete zerfällt, für die sich die Konzentrationen um eine Größenordnung unterscheiden (Abb. 4-19, S. 181). Diese Konzentrationsregimes korrespondieren mit den Einflussbereichen von Elbfahne und Wasser aus der südlichen Nordsee. Bei entsprechender räumlicher Aufteilung (Stratifizierung) der β -HCH-Proben ergibt sich für das Elbfahnenprobe (Abb. 4-21, rote Kreise) ein überzeugender linearer Zusammenhang zum Salzgehalt, der die Elbe als Haupteintragsquelle für β -

1. Der Salzgehalt s einer linearen Mischung zweier Wassermassen hängt von den Salzgehalten und den relativen Volumina der Mischungskomponenten ab: $s = s_1 \cdot v_1 + s_2 \cdot (1 - v_1)$. Für ein Gemisch aus 1 l Flusswasser ($s = 0$) und 4 l Seewasser ($s = 35$) ergibt sich beispielsweise ein Salzgehalt von 28 ($s = 0 \cdot 1/5 + 35 \cdot 4/5$). Die angegebene Mischungsformel lässt sich nach $v_1 = (s - s_2)/(s_1 - s_2)$ umstellen und vereinfacht sich im Beispiel zu $v_1 = 1 - s/35$. Der Salzgehalt (des Gemisches) lässt sich demnach und ggf. anschaulicher als Süßwasseranteil (v_1) auffassen. Für $s = 30$, 32 und 34 beläuft sich dieser Anteil auf etwa 15, 9 und 3 % (vgl. Abb. 4-21).

HCH in die Deutsche Bucht identifiziert. Ferner zeigt der quasi-horizontale Verlauf der Regressionsgeraden für das Stratum Nordseewasser (blaue Kreise, $S > 32$), dass β -HCH hier annähernd gleichverteilt und praktisch unabhängig vom Salzgehalt ist. Dies bedeutet, dass signifikante Quellen (wie sie potentiell z. B. der Rhein darstellt) für dieses Isomer in der südlichen Nordsee fehlen und dieser Wasserkörper somit lediglich einer relativ einheitlichen Grundbelastung unterliegt.

Aufgrund des gleichartigen Regimecharakters der Konzentrationsverteilung (Abb. 4-19, S. 181) ergeben sich für das α -HCH ganz ähnliche Resultate und Abhängigkeiten wie für das β -HCH. Die Elbe stellt somit für beide Isomere eine starke und charakteristische Quelle dar. Der Rhein, als zweite wichtige Süßwasserquelle, ist hingegen für den Eintrag dieser Isomere praktisch bedeutungslos. Letzteres gilt für das γ -HCH nicht.

Die strukturelle Ähnlichkeit zwischen der geographischen γ -HCH-Verteilung (Abb. 4-19, S. 181) und der Salzgehaltsverteilung (Abb. 4-21, Inset), die insbesondere in einem ähnlich gleichförmigen Abstand der Linien gleicher Konzentration (Gradient) zum Ausdruck kommt, ist nämlich nicht auf den Bereich der Elbfahne beschränkt, sondern erstreckt sich über das gesamte Untersuchungsgebiet. Diese durchgängige Ähnlichkeit im Verteilungsmuster spiegelt sich in einer wassermassenübergreifenden, für die gesamte Deutsche Bucht gültigen, starken linearen Beziehung zwischen γ -HCH und Salzgehalt (Abb. 4-21). Wie Abb. 4-19, S. 181 und insbesondere auch Abb. 4-20, S. 182 zu entnehmen ist, ergibt sich diese Besonderheit aus dem Umstand, dass das von Westen heranströmende Nordseewasser mit γ -HCH aus Rhein und Schelde im Mai 2005 ähnlich hoch belastet war wie das Wasser der äußeren Elbfahne.

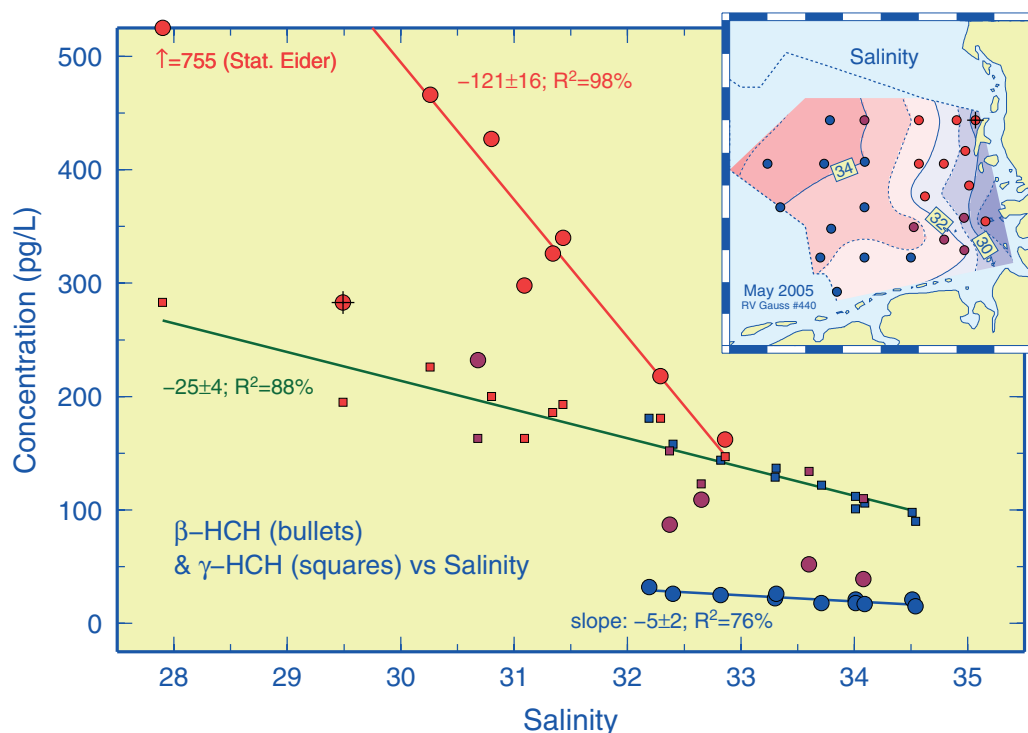


Abb. 4-21: HCH-Konzentration vs. Salzgehalt im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im Mai 2005. Steigung der Regressionsgeraden mit 95 % Konfidenzintervall.

Fig. 4-21: HCH-concentration vs. salinity in near-surface sea water of the German Bight in May 2005. Slope of regression lines with 95 % confidence interval.

Die unterschiedlichen Quellen, Quellstärken und Verteilungen der HCH-Isomere werden vor nachfolgendem Hintergrund verständlich. Bis ca. 1975 wurde in Europa technisches HCH produziert, das zusätzlich zum insektizid wirksamen γ -HCH auch α - und β -HCH als Nebenprodukte des Herstellungsverfahrens enthielt. Seither wird nur noch reines γ -HCH angewendet, so dass die Einträge der beiden anderen Isomere hauptsächlich von spezifischen Altlasten herrühren, die z. B. im Mittellauf der Elbe (Saale, Mulde) noch vorhanden sind.

Die vorstehende Diskussion macht deutlich, dass lineare Korrelationen und Beziehungen zwischen relativ konservativen Stoffen und dem Salzgehalt oft nur in engen räumlichen Grenzen gültig sind. Daraus erwachsen jedoch Möglichkeiten zur Identifizierung lokaler oder regionaler Quellen und/oder Quellstärken für verschiedene Schadstoffe. In diesem Sinne erwiesen sich regionalisierte Regressionsanalysen auch im Rahmen der Interpretation der Konzentrationsverteilungen polarer Pestizide als hilfreich (Abschnitt 4.3.5.2, S. 209).

4.3.2.2 Zeitliche Entwicklung der Meerwasserbelastung

Für die HCH-Isomere liegen verlässliche Messwerte seit 1975 vor, so dass die langfristige Entwicklung der Konzentrationen gut dokumentiert ist und belastbare Trendaussagen möglich sind. Konzentrationszeitserien für α - und γ -HCH an der Station ›Elbe 1‹ sind stellvertretend für die Verhältnisse in der inneren Deutschen Bucht in Abb. 4-22 dargestellt.

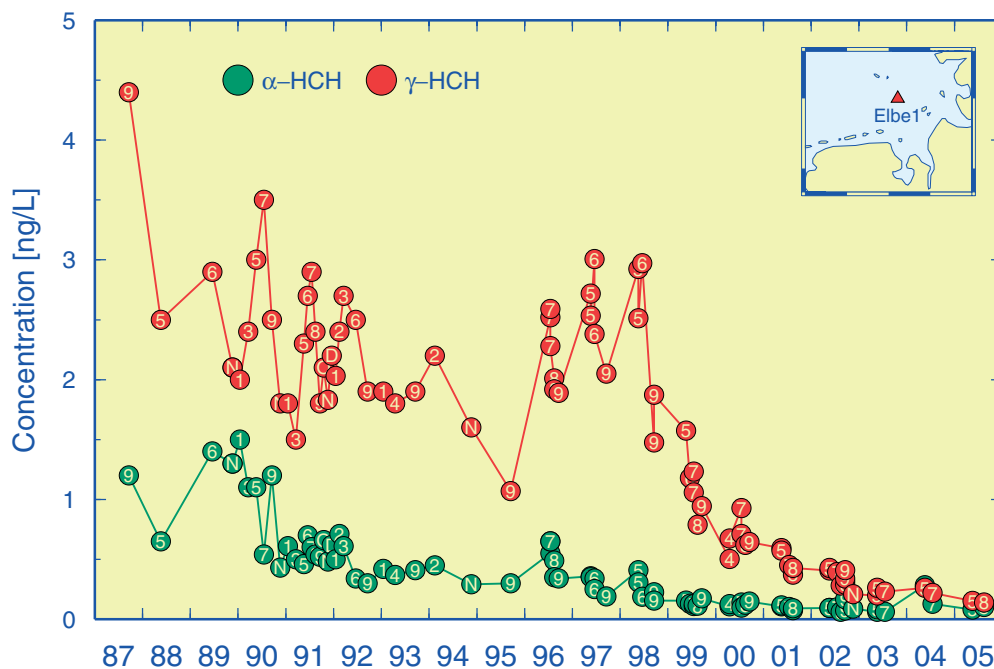


Abb. 4-22: Zeitliche Entwicklung der α - und γ -HCH-Konzentrationen an Station Elbe1 (ex T41) seit 1987. Kreise enthalten den Beobachtungsmonat (1, 2, 3, ..., O, N, D).

Fig. 4-22: Temporal evolution since 1987 of α - and γ -HCH concentrations at station Elbe 1 (ex T41). Figures inside bullets give month of observation (1, 2, 3, ..., O, N, D).

Seit 1986 war für α -HCH trotz hoher Schwankungen zunächst ein deutlicher Rückgang der Konzentration zu beobachten. Dieser Abwärtstrend hat sich jedoch seit 1999 verlangsamt bzw. ist in den letzten Jahren aufgrund erheblicher Konzentrations-

schwankungen in der Elbe ganz abgebrochen. So lagen die α -HCH-Konzentrationen bei Stade im Jahr 2005 zwar deutlich unter den extrem hohen Werten, die im Vorjahr und während des Elbehochwassers im August 2002 gemessen worden waren, sie überschritten jedoch noch immer das Niveau der Jahre 2000 und 2001 (Abb. 4-23). Für den β -HCH-Gehalt des Elbewassers gilt Ähnliches. Im Verlauf des Lindangehalts treten die geschilderten Störungen lediglich stark gedämpft in Erscheinung (Abb. 4-23), so dass die Langzeitentwicklung dieses Isomers in der inneren Deutschen Bucht unbeeinflusst blieb.

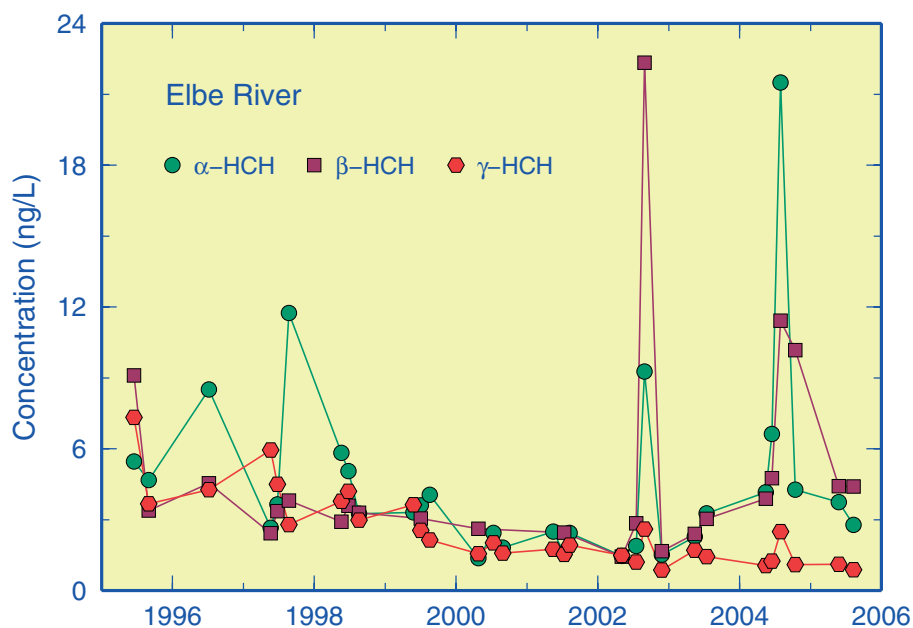


Abb. 4-23: Zeitliche Entwicklung der α -, β - und γ -HCH-Konzentrationen bei Stade (Elbe) seit 1995.

Fig. 4-23: Temporal evolution since 1995 of α -, β -, and γ -HCH concentrations near Stade (Elbe River).

Die Lindankonzentration unterlag bis 1998 großen Schwankungen, die durch eine ausgeprägte saisonale Variabilität verstärkt wurden (Abb. 4-22); hohe Konzentrationen traten dabei häufig im Frühsommer auf. Zur Abschätzung saisonbereinigter Trends wurden die innerhalb eines Jahres verfügbaren Messungen gemittelt. Die Zeitserien dieser »Jahresmittel«¹ sind in Abb. 4-24 gemeinsam mit denjenigen für α -HCH an den Stationen »Elbe 1«, »LTIEF« und »BRIFF« dargestellt.

Zunächst ist bemerkenswert, dass die Konzentrationen (c) beider Isomere im Beobachtungszeitraum von unterschiedlichen Ausgangsniveaus (c_0) um etwa eine Größenordnung abgefallen sind. Diese exponentiellen Trends erscheinen wegen der log-Skalierung als Geraden mit Steigung k , welche mit der Zeitkonstanten im Exponentialansatz ($c/c_0 = e^{kt}$) identisch ist und über $t(c/c_0=0.5) = \ln(0.5)/k$ die »Halbwertszeit« liefert, nach der c auf die Hälfte des Anfangswerts c_0 fällt.

1. Nicht nur die Zeitpunkte, sondern auch die Anzahl der Messungen schwanken stark von Jahr zu Jahr, so dass die Bezeichnung Jahresmittel nicht in jedem Fall sachgerecht erscheint. Beispielsweise ist die Lindankonzentration im Jahr 1995 auf der Position Elbe 1 durch lediglich eine Messung im September belegt, die den tatsächlichen Jahresmittelwert vermutlich deutlich unterschätzt (vgl. Abb. 4-22, S. 185).

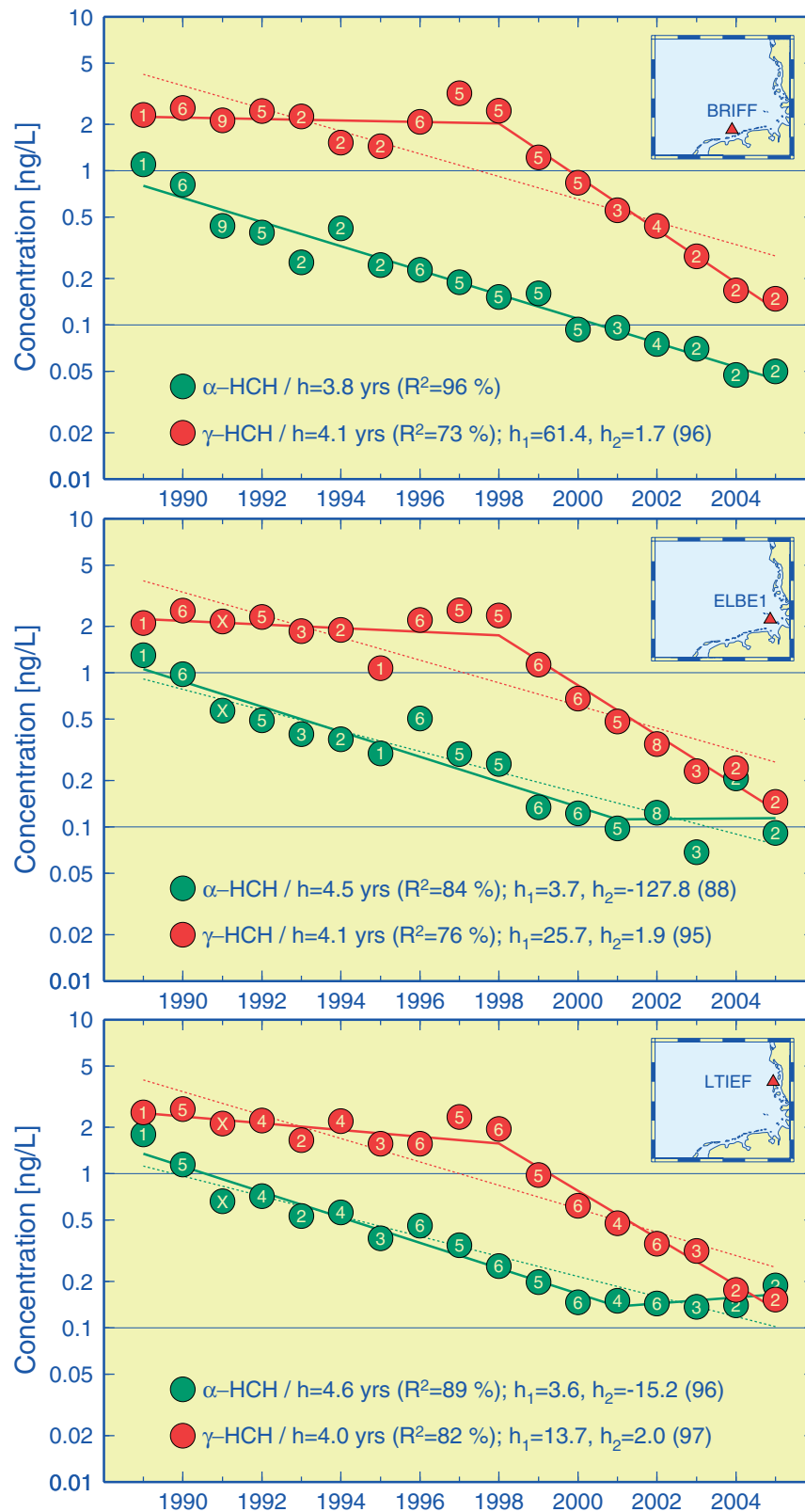


Abb. 4-24: Konzentrationstrends für α - und γ -HCH in der Deutschen Bucht. Kreise sind Jahresmittel mit Probenanzahl / Jahr (1, 2, ..., 9, X). Die »Halbwertszeiten« $h_{(i)}$ ergeben sich aus den Zeitkonstanten $k_{(i)}$ der (partiellen) Exponentialtrends als $\ln(0.5)/k_{(i)}$.

Fig. 4-24: Trends in α - and γ -HCH concentrations in the German Bight. Annual mean bullets with samples/yr; »half lifes« $h_{(i)}$ follow from time constants $k_{(i)}$ through $\ln(0.5)/k_{(i)}$.

Ein exponentieller Ausgleich über den vollständigen Zeitbereich (1989 – 2005) liefert für die α -HCH-Konzentrationen einen Abwärtstrend, der durch wenig verschiedene Halbwertszeiten (h) von 3.8 (›BRIFF‹) bis 4.6 Jahren (›Elbe 1‹) charakterisierbar ist. Die Konzentration des α -HCH hat sich demnach in der Deutschen Bucht etwa alle 4 Jahre halbiert. Diese Entwicklung kam jedoch – wie bereits weiter oben erläutert – im Bereich der Elbfahne (›Elbe 1‹, ›LTIEF‹) um die Jahrtausendwende zum Stillstand, wie die realistischere Approximation der tatsächlichen zeitlichen Entwicklung durch stückweise lineare Anpassung (TOMÉ UND MIRANDA 2004) belegt. Dass die hier seither stagnierenden oder sogar leicht ansteigenden Konzentrationen auf die starken Schwankungen im Elbewasser zurückzuführen sind (Abb. 4-23), wird durch die Tatsache untermauert, dass der Abwärtstrend weiter westlich bei Borkumriff (›BRIFF‹) ungebrochen fortbestanden hat (Abb. 4-24).

Auch für die Lindanzerserie ist eine stückweise lineare Anpassung sinnvoll, da die Lindankonzentrationen an allen drei Stationen bis 1998 praktisch stagnierten und erst anschließend mit Halbwertszeiten zwischen 1.7 (›BRIFF‹) und 2 Jahren (›LTIEF‹) doppelt so schnell abfielen wie die α -HCH-Gehalte (Abb. 4-24). An der Station ›Elbe 1‹ sank der Lindangehalt von 2.35 ng/L (1998) um fast 95 % auf 0.15 ng/L (2005). In der zentralen Nordsee (›DTEND‹) ereignete sich der Trendbruch bereits zwei Jahre zuvor (LOEWE ET AL. 2006).

Trotz der beachtlichen Reduktion von α - und γ -HCH in der Deutschen Bucht (und der zentralen Nordsee) lagen die Konzentrationen hier im Jahr 2005 immer noch um etwa eine Größenordnung über denen des Atlantikwassers am Kanaleingang (α -HCH: 0.014 ng/L; γ -HCH: 0.031 ng/L).

4.3.2.3 HCH-Gehalte des Sediments

Aufgrund der relativ polaren Eigenschaften der HCH-Verbindungen findet nur eine geringe Anreicherung im Sediment statt; die Konzentrationen lagen daher häufig unterhalb der Bestimmungsgrenzen.

In der Deutschen Bucht wurden auch im Jahr 2005 die höchsten Konzentrationen in Proben der schlickreichen Station ›KS11‹ vor der Elbmündung gemessen. Im Mittel wurden hier Belastungen mit α -HCH von 0.33 $\mu\text{g}/\text{kg}$ TM und mit γ -HCH von 0.098 $\mu\text{g}/\text{kg}$ TM festgestellt. Im übrigen Gebiet variierten die Gehalte von < 0.005 bis 0.017 $\mu\text{g}/\text{kg}$ TM.

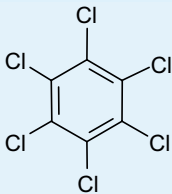
Aufgrund hoher Konzentrationsschwankungen und des kurzen Beobachtungszeitraums von zehn Jahren sind Trends gegenwärtig kaum nachweisbar. Lediglich für γ -HCH ergaben sich auf den Stationen des ehemaligen Klärschlammverklappungsgebiets (›KS8‹, ›KS11‹) und der Weißen Bank (›WB1‹, ›WB5‹ und ›UE20‹) rückläufige Konzentrationen.

4.3.3 Lipophile Chlorkohlenwasserstoffe

Obwohl die drei Schadstoffklassen HCB, PCB und DDT sehr unterschiedliche Anwendungen haben und sich chemisch unterscheiden, lassen sie sich gut gemeinsam betrachten. Alle drei Gruppen sind sehr lipophil (K_{OW} -Werte von 5 bis 7, s. Fußnote, S. 179) und in der Umwelt recht stabil (persistent), weshalb sie sich in abiotischer Umgebung sehr ähnlich verhalten. Ihre Lipophilie bedingt eine hohe Affinität zu Feststoffen und demzufolge eine starke Anreicherung dieser Schadstoffe in Schwebstoffen und Sedi-

menten, so dass nur geringe Mengen in gelöster Form im Wasser verbleiben. Eine noch stärkere Anreicherung findet in Biota statt (Bioakkumulation). Auch die Eintragspfade ähneln sich insofern, als es heute kaum noch direkte Eintragsquellen gibt, da die Anwendung dieser Stoffe reglementiert ist. Als Eintragswege kommen insbeson-

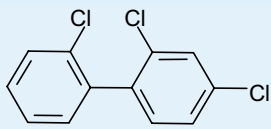
Tafel 4-3: Lipophile Chlorkohlenwasserstoffe



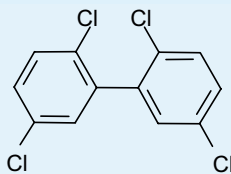
Hexachlorbenzol (HCB) wurde als Weichmacher und Flammschutzmittel für Kunststoffe und Schmiermittel, vor allem aber als Fungizid in Holzschutzmitteln angewandt; ferner gelangt es bei der Herstellung von Lösungsmitteln und beim Verbrennen chlorhaltiger Produkte in die Umwelt. Herstellung und Weiterverarbeitung wurden in Deutschland 1993 eingestellt, Emissionen fallen jedoch immer noch aus der Hausmüllverbrennung und anderen Verbrennungsprozessen sowie bei der CKW-Herstellung an.

Polychlorierte Biphenyle (PCB) stellen eine Verbindungs-Klasse dar, die aus 209 Isomeren und homologen Vertretern (Kongeneren) besteht. PCB wurden seit Ende der 1920er Jahre industriell in großen Mengen hergestellt. Aufgrund ihrer chemischen Eigenschaften wurden sie in den unterschiedlichsten Bereichen verwendet, z. B. als Kühl- und Isolierflüssigkeiten in Transformatoren, als Weichmacher für Lacke und Klebstoffe sowie als Hydraulikflüssigkeiten und Wärmeüberträgeröle. Der Einsatz der PCB ist seit 1976 durch verschiedene Gesetze und Richtlinien stark eingeschränkt. In Deutschland werden PCB seit 1983 nicht mehr produziert, international wurde 1989 ein Produktionsverbot ausgesprochen. Aktuelle Quellen für PCB sind jedoch nach wie vor alte Anlagen und Geräte.

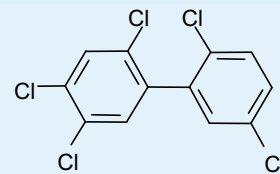
PCB sind giftig und zeigten im Tierversuch krebserregende Wirkung. Im tierischen Organismus werden sie kaum abgebaut, sondern reichern sich zu hohen Konzentrationen an. In der Übersicht sind einige der wichtigsten PCB-Kongenere dargestellt.



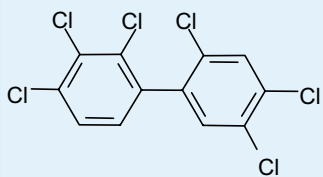
PCB 28



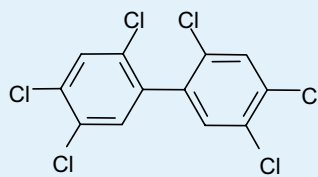
PCB 52



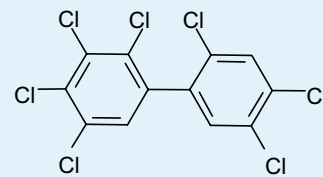
PCB 101



PCB 138

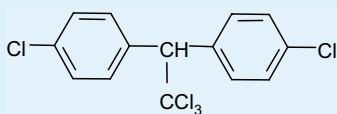


PCB 153

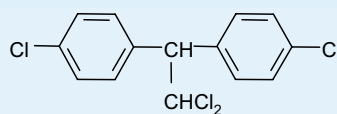


PCB 180

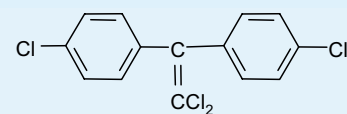
Dichlor-diphenyl-trichlorethan (DDT) ist ein Insektizid, das seit den 1930er Jahren in der Land- und Forstwirtschaft zur Bekämpfung von Schadinsekten eingesetzt wurde. Seine Anwendung wurde in der BRD 1972 und in der ehemaligen DDR 1988 verboten. In einigen Entwicklungsländern wird DDT nach wie vor zur Malariaabekämpfung angewandt. Über die Atmosphäre und den Import von Agrarprodukten gelangt DDT auch weiterhin nach Europa. Neben den Konzentrationen des Hauptisomeren *p,p'*-DDT werden meistens auch diejenigen der Hauptabbauprodukte *p,p'*-DDE und *p,p'*-DDD bestimmt.



p,p'-DDT



p,p'-DDD



p,p'-DDE

dere diffuse Quellen in Betracht, unter denen die atmosphärische Deposition eine bedeutende Rolle spielt.

4.3.3.1 CKW-Gehalte des Meerwassers

Die Elbe ist mit HCB deutlich belastet; allerdings nimmt die HCB-Konzentration bereits im Ästuar sehr stark ab. Im August / September 2005 sank beispielsweise die Konzentration von Cuxhaven (45.2 pg/L) bis zur Station ›Eider‹ (6.9 pg/L) in der inneren Deutschen Bucht um fast eine Größenordnung. Die starke Affinität des HCB zum Schwebstoff führt über Sedimentation zur raschen Reduktion der HCB-Konzentrationen in der Wassersäule.

Im Sommer 2005 wurde in der Elbfahne der Deutschen Bucht eine Mediankonzentration von 3 pg/L bestimmt. In der übrigen Deutschen Bucht und Nordsee lag eine sehr homogene und sehr niedrige HCB-Grundbelastung des Wassers in einem Bereich von 2 – 3 pg/L vor, ohne dass Konzentrationsschwerpunkte oder Quellen außerhalb der Flüsse festgestellt wurden.

Während im Elbeästuar bei Cuxhaven im August / September 2005 für das Leit-PCB CB153 eine Konzentration von 38.2 pg/L beobachtet wurde, sanken die Gehalte in der inneren Deutschen Bucht auf 4 – 18 pg/L ab. Minimale Konzentrationen von 0.8 pg/L wurden vereinzelt in der offenen Nordsee und im Englischen Kanal nachgewiesen. Hinsichtlich der Größenordnung entsprachen die CB153-Konzentrationen den HCB-Gehalten, allerdings resultiert die Umweltbelastung nicht allein aus dem CB153-Gehalt, sondern aus den Beiträgen von insgesamt 209 PCB-Kongeneren. (In technischen Gemischen variiert der CB153-Anteil zwischen ca. 4 und 11 %.)

Das Abbauprodukt p,p'-DDD ist aus der DDT-Gruppe diejenige Verbindung, die im Wasser (und Sediment) die höchsten Konzentrationen aufweist. Bei Cuxhaven wurde im August / September 2005 ein Gehalt von 134 pg/L gemessen; für p,p'-DDE und p,p'-DDT lagen die Konzentration bei 23 pg/L und 14 pg/L. (Im Folgenden wird das p,p'-Präfix unterdrückt.) Das Konzentrationsgefälle zur Deutschen Bucht war ähnlich stark ausgeprägt wie bei den PCB und dem HCB. DDT und DDE waren außerhalb des Elbeästuars meist nicht mehr nachzuweisen (< 1 pg/L). In der inneren Deutschen Bucht wurden DDD-Konzentrationen von 5 pg/L bis 29 pg/L beobachtet.

Alle CKW-Konzentrationen lagen auf dem Niveau der Vorjahre. Die beobachteten Unterschiede sind wahrscheinlich auf natürliche Variabilitäten – z. B. des Schwebstoffgehalts oder der Abflussmenge der Elbe – zurückzuführen. Zuverlässige Messungen im Konzentrationsbereich < 10 pg/L sind erst seit dem Jahr 2000 möglich. Trendaussagen können aufgrund des kurzen Beobachtungszeitraums bislang für keine Substanzgruppe getroffen werden.

4.3.3.2 CKW-Gehalte des Sediments

Die Schadstoffkonzentrationen im Sediment sind nicht nur abhängig von speziellen, lokalen Belastungsfaktoren, sondern werden sehr stark von Sedimenteigenschaften wie dem TOC-Gehalt (›Total Organic Carbon‹) beeinflusst. Insbesondere beim Fehlen intensiver lokaler Quellen sind die Sedimentparameter entscheidend für die Anreicherung von Schadstoffen und deren Konzentration im Sediment. Um diesen Einfluss auszugleichen, wird auf den TOC-Gehalt der Sedimente normiert. Im Folgenden werden die Konzentrationen daher sowohl auf die Trockenmasse (TM), als auch auf den TOC-Gehalt bezogen angegeben.

Die geographische Verteilung des TOC-Gehalts des Sediments in der Deutschen Bucht ist in Abb. 4-25 dargestellt. Die TOC-Gehaltsverteilung lässt sich nach drei Belastungsgruppen klassifizieren, welche über die Konzentrationsintervalle 7 – 26 mg/g (rot), 2.2 – 6.9 mg/g (orange) und < 0.4 – 2.1 mg/g (grün) definiert sind.

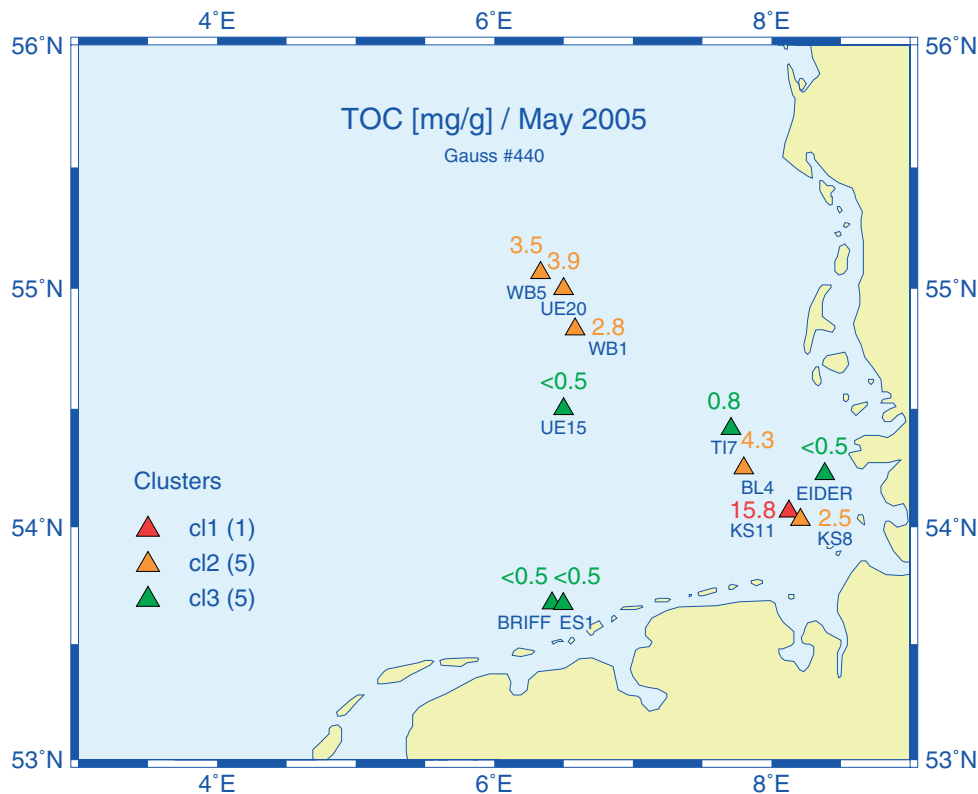


Abb. 4-25: Geographische Verteilung des TOC-Gehalts im Oberflächensediment der Deutschen Bucht im Mai 2005.

Fig. 4-25: Geographical distribution of TOC contents of surface sediments in the German Bight in May 2005.

Die auf Trockenmasse bezogenen Konzentrationsverteilungen von HCB, CB153 und DDD in der Deutschen Bucht im Mai 2005 sind in Abb. 4-26 (oben) wiedergegeben. Alle drei Schadstoffgruppen verhalten sich insofern ähnlich, als ihre Verteilungen untereinander gleiche Belastungsschwerpunkte aufweisen. Diese Schwerpunkte fallen mit dem räumlichen Muster der TOC-Gehaltsverteilung zusammen (Abb. 4-25).

Die höchsten auf Trockenmasse bezogenen Schadstoffkonzentrationen wurden auf der schlickreichen Station ›KS11‹ sowie den unmittelbar benachbarten Stationen ›KS8‹ und ›BL4‹ in der inneren Deutschen Bucht festgestellt. Die Konzentrationen der Leitkomponenten DDD, HCB und CB153 erreichten auf ›KS11‹ 2.1, 0.48 und 2.5 µg/kg TM. Ein weiterer Schwerpunkt lag im Gebiet der Stationen ›UE20‹, ›WB5‹ und ›WB1‹, wo das Sediment ebenfalls einen relativ hohen Feinkornanteil aufweist; auf Station ›WB5‹ ergaben sich für DDD: 0.12, HCB: 0.03 und CB153: 0.07 µg/kg TM. Die Sedimente aller anderen Stationen sind sehr sandig; die sehr geringen Schadstoffkonzentrationen lagen hier in der Nähe der Bestimmungsgrenzen (< 0.01 bis 0.04 µg/kg TM).

Bei Normierung der Schadstoffkonzentrationen auf den TOC-Gehalt ergibt sich eine deutliche Nivellierung der oben geschilderten Konzentrationsunterschiede (Abb. 4-26,

unten). Maximum-zu-Minimum-Verhältnisse reduzieren sich dabei von > 1000 auf < 20. Die Gruppierung in drei Belastungsklassen bleibt jedoch bestehen. Die niedrig-

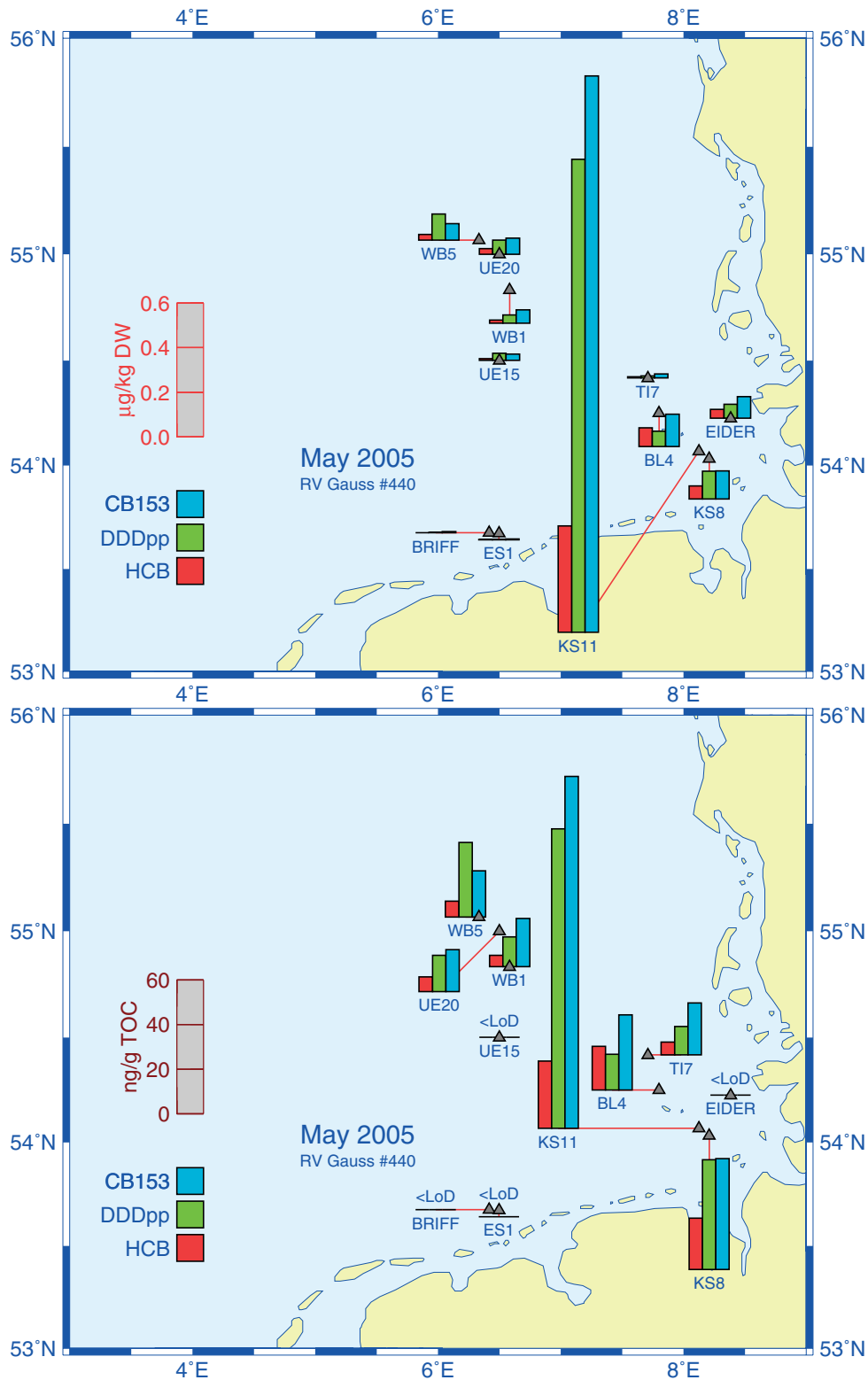


Abb. 4-26: HCB-, DDD- und CB153-Konzentrationen bezogen auf Trockenmasse (oben) und organischen Kohlenstoff (unten) im Oberflächensediment der Deutschen Bucht im Mai 2005.

Fig. 4-26: HCH-, DDD-, and CB153 concentrations relative to dry weight (top) and total organic carbon (bottom) in surface sediment of the German Bight in May 2005.

sten Konzentrationen wurden auf allen Stationen für HCB gefunden. CB153 lag in gleichen oder geringfügig höheren Konzentrationen als DDD vor, außer auf der nordwestlichsten Station ›WB5‹.

Die unterschiedlichen Konzentrationsmuster von DDD und HCB sind z. Z. schwierig zu interpretieren. Die Tatsache, dass DDD in der Elbe selbst die höchsten Konzentrationen aufweist, erscheint zunächst im Einklang mit den gegenüber den HCB-Gehalten deutlich höheren Konzentrationen im Einflussbereich der Elbfahne. Andererseits liegt HCB im Elbewasser in zweithöchster Konzentration vor, in den schwebstoffbürtigen Sedimenten der Elbe sogar mit den höchsten Konzentrationen. In den Sedimenten der Deutschen Bucht hingegen weist HCB die niedrigsten Konzentrationen auf. Allerdings ist HCB auch die Komponente mit der größten Wasserlöslichkeit, so dass eine leichtere Remobilisierung durch Auswaschen denkbar ist. Die Sedimentgehalte in der inneren Deutschen Bucht sind daher kaum als direkte Ablagerung von Elbesedimenten oder -schwebstoffen interpretierbar.

Zeitliche Tendenzen sind bisher für keinen der Stoffe auf keiner Station erkennbar. Gründe hierfür sind wiederum der kurze Beobachtungszeitraums von nur 10 Jahren und die hohe Variabilität der Konzentrationen. Auch die Normierung der Konzentrationen auf den TOC-Gehalt führte zu keiner spürbaren Reduktion der hohen Schwankungen.

4.3.4 Kohlenwasserstoffe

Tafel 4-4: Kohlenwasserstoffe

Erdöl wird weltweit in großen Mengen gefördert, transportiert und verarbeitet, so dass eine besondere Umweltbeobachtung vor allem aufgrund der großen Mengen angezeigt ist. Die Hauptbestandteile des Erdöls, das aus einem Gemisch tausender verschiedener Stoffe besteht, sind **Erdölkohlenwasserstoffe (EKW)**. Mengenmäßig ist die Untergruppe der **Aliphaten (n-Alkane)** am bedeutendsten, während aus toxikologischer Sicht die **Aromaten** am relevantesten sind. EKW sind wenig wasserlöslich und werden an Schwebstoffen und in Sedimenten stark angereichert. EKW sind sehr stabil, jedoch werden n-Alkane relativ leicht biochemisch abgebaut. Kohlenwasserstoffe werden aus der Luft, durch die Flüsse, von Schiffen und Offshore-Förderanlagen ins Meer eingetragen.

Die früher zur Untersuchung der Umweltbelastung durch EKW verwendete summarische Größe ›Gesamtkohlenwasserstoff‹ wurde seit 2001 nicht mehr bestimmt. Stattdessen wurden ausgewählte Einzelkomponenten, wie n-Alkane und Aromaten, erfasst. Einige der im Erdöl vorkommenden Kohlenwasserstoffe (z. B. n-Alkane) können auch durch pflanzliche oder tierische Organismen gebildet werden. Eine Unterscheidung zwischen biogenem und petrogenem Ursprung ist durch Betrachtung der relativen Konzentrationen der einzelnen Kohlenwasserstoffe zueinander möglich. Bei den Alkanen weist eine Verteilung mit Bevorzugung ungeradzahligter Kettenlängen auf Landpflanzen als Ursprung hin. Als Maß für den Anteil an biogenen Alkanen wird der ›**Carbon Preference Index**‹ (CPI: Summe der ungeradzahligten n-Alkane dividiert durch die Summe der geradzahligten im Bereich von n-C₂₀ bis n-C₃₀) verwendet, der für petrogene Muster etwa 1 und für biogene Muster > 4 ist. Auch Algen sind Produzenten bestimmter n-Alkane; von diesen werden vor allem n-C₁₇, n-C₁₉ und n-C₁₅ gebildet.

Bei der Stoffgruppe der Kohlenwasserstoffe (KW) haben zwei Untergruppen eine besondere ökologische Bedeutung: Gesättigte KW (Alkane, Aliphaten) und aromatische KW. Die Alkane (*Abschnitt 4.3.4.2, S. 195*) stellen mengenmäßig den Hauptbestandteil von Erdöl (und daraus gewonnener Produktöle), sind jedoch relativ gering toxisch. Hingegen kommen aromatische KW nur in geringeren Konzentrationen im Erdöl vor, wei-

sen aber eine höhere Toxizität auf. Dies gilt in noch stärkerem Maße für die Aromaten-Untergruppe der Polyzyklischen Aromatischen Kohlenwasserstoffe (*Abschnitt 4.3.4.3, S. 200*). Das Auftreten von gesättigten und aromatischen KW in der Meeresumwelt steht keineswegs immer und ausschließlich mit Ölverschmutzungen in Verbindung; auch natürliche Prozesse sind potentielle Quellen für beide Stoffgruppen.

4.3.4.1 Akute Ölverschmutzungen

Obwohl bei den Untersuchungen der chronischen Verschmutzung durch Erdölkohlenwasserstoffe nur eine geringe Belastung im Meerwasser beobachtet wurde (vgl. *Abschnitt 4.3.4.2, S. 195*), sind auch im Jahr 2005 zahlreiche akute Verschmutzungen durch Öl in der Deutschen Bucht beobachtet worden.

Von der Küstenwache (Bundesgrenzschutz See, Zoll, Vollzugsorgane der Wasser- und Schifffahrtsverwaltung, Fischereiaufsicht), der Marine, der Wasserschutzpolizei sowie durch private Dritte wurden im Jahr 2005 insgesamt 98 Gewässerverunreinigungen in der Deutschen Bucht (AWZ) gemeldet (2004: 108). In der Regel handelte es sich um Ölverschmutzungen. Die räumliche Verteilung der beobachteten Verschmutzungen ist in *Abb. 4-27* dargestellt. Die zahlreichen Ölverschmutzungen außerhalb der ostfriesischen Inseln sowie im Nordwesten der AWZ fallen mit den Hauptfahrwassern zusammen.

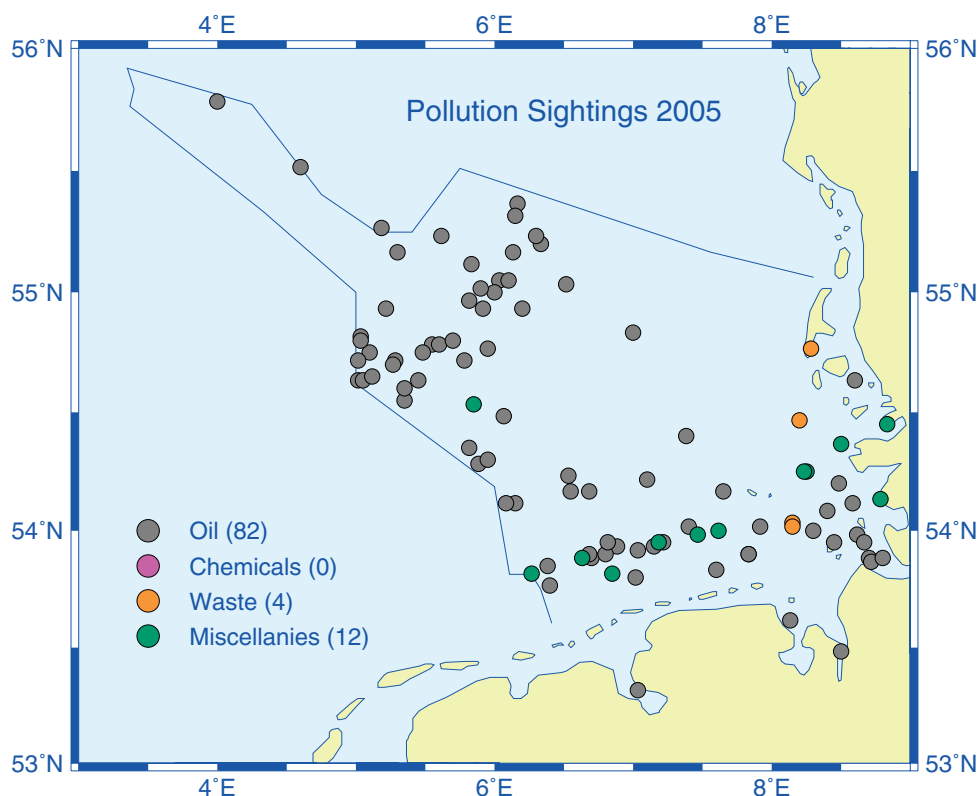


Abb. 4-27: Beobachtete Wasserverunreinigungen in der Deutschen Bucht im Jahr 2005.

Fig. 4-27: Pollution sightings in the German Bight in 2005.

Im Rahmen von 8 Strafverfahren wurden im BSH vergleichende Analysen zwischen Proben aus Ölfilmen und von verdächtigten Schiffen durchgeführt. Insgesamt wurden dazu im Jahr 2005 67 Ölproben untersucht.

4.3.4.2 Aliphatische Kohlenwasserstoffe – Alkane

Der Konzentrationsbereich der Summe der Aliphaten lag im August 2005 zwischen 11.5 ng/L in der zentralen Nordsee und 240 ng/L in der südlichen Nordsee (Tab. 4-3). Für die Verteilung der Konzentrationen über die n-Alkane ergaben sich im Wesentlichen vier verschiedene Muster, für die typische Beispiele in Abb. 4-28, S. 196 angegeben sind.

AUG 2005 ng/L	STADE 1 sample	CUXHAVEN 1 sample	NORTH SEA			
			min	max	median	mean
C ₁₂	3.2	3.1	<LoQ	6.3	0.5	0.9
C ₁₃	1.1	0.9	<LoQ	10.9	0.3	0.6
C ₁₄	0.7	1.3	0.1	12.6	0.4	0.9
C ₁₅	4.3	3.6	1.0	15.8	3.0	3.6
C ₁₆	2.2	2.1	0.3	3.6	0.5	0.8
C ₁₇	45.8	85.0	0.5	105.8	2.3	9.1
C ₁₈	3.5	9.2	0.3	19.8	0.7	1.5
C ₁₉	2.9	36.2	0.3	101.6	1.2	4.9
C ₂₀	2.2	1.1	0.3	6.3	0.5	0.7
C ₂₁	5.8	2.4	0.4	7.1	0.7	1.1
C ₂₂	3.6	1.5	0.3	8.2	0.7	1.1
C ₂₃	10.4	2.9	0.4	9.3	1.1	1.5
C ₂₄	4.3	2.0	0.3	9.3	1.0	1.4
C ₂₅	16.0	4.8	0.4	11.0	1.5	1.9
C ₂₆	6.0	2.4	0.4	7.2	1.1	1.4
C ₂₇	17.1	4.3	0.3	5.2	1.1	1.3
C ₂₈	5.0	1.6	0.2	4.6	0.7	0.9
C ₂₉	21.3	6.8	0.4	8.7	1.6	2.1
C ₃₀	4.6	1.6	0.3	7.3	1.0	1.3
PRISTANE	2.2	3.3	0.5	51.5	8.3	10.6
PHYTANE	2.0	0.6	<LoQ	2.3	0.2	0.3
CPI	3.0	2.3	0.7	2.9	1.2	1.3
²⁰ SUM ³⁰	96.3	31.5	5.2	60.7	11.6	14.8
¹² SUM ³⁰	160.1	172.8	11.5	239.5	24.5	37.0
SALINITY	0.5	20.0	27.8	35.8	34.0	33.5

Tab. 4-3: Konzentrationen von n-Alkanen im Nordseewasser im August 2005.

Table 4-3: Concentrations of n-Alkanes in North Sea sea water in August 2005.

Die Mediankonzentrationen einzelner n-Alkane im Bereich C₂₀ bis C₃₀ lagen in der Nordsee zwischen 0.5 und 1.6 ng/L. Die relativ homogene Konzentrationsverteilung (Abb. 4-29, S. 197) deutet mit einem mittleren Carbon Preference Index von 1.2 auf eine gewisse Grundbelastung der Nordsee durch Erdölkohlenwasserstoffe hin. Die Summe (C₂₀ bis C₃₀) der Mediankonzentrationen von 11.6 ng/L weist diese chronische Belastung jedoch als relativ gering aus. Für einzelne Stationen (›BRIFF‹, ›SWWBA‹, ›29‹, ›911‹ und ›53‹, vgl. Abb. 4-29, S. 197) ergaben sich allerdings Summenkonzentrationen von über 35 ng/L; hier lagen akute Ölverschmutzungen vor, wie CPI-Indizes zwischen

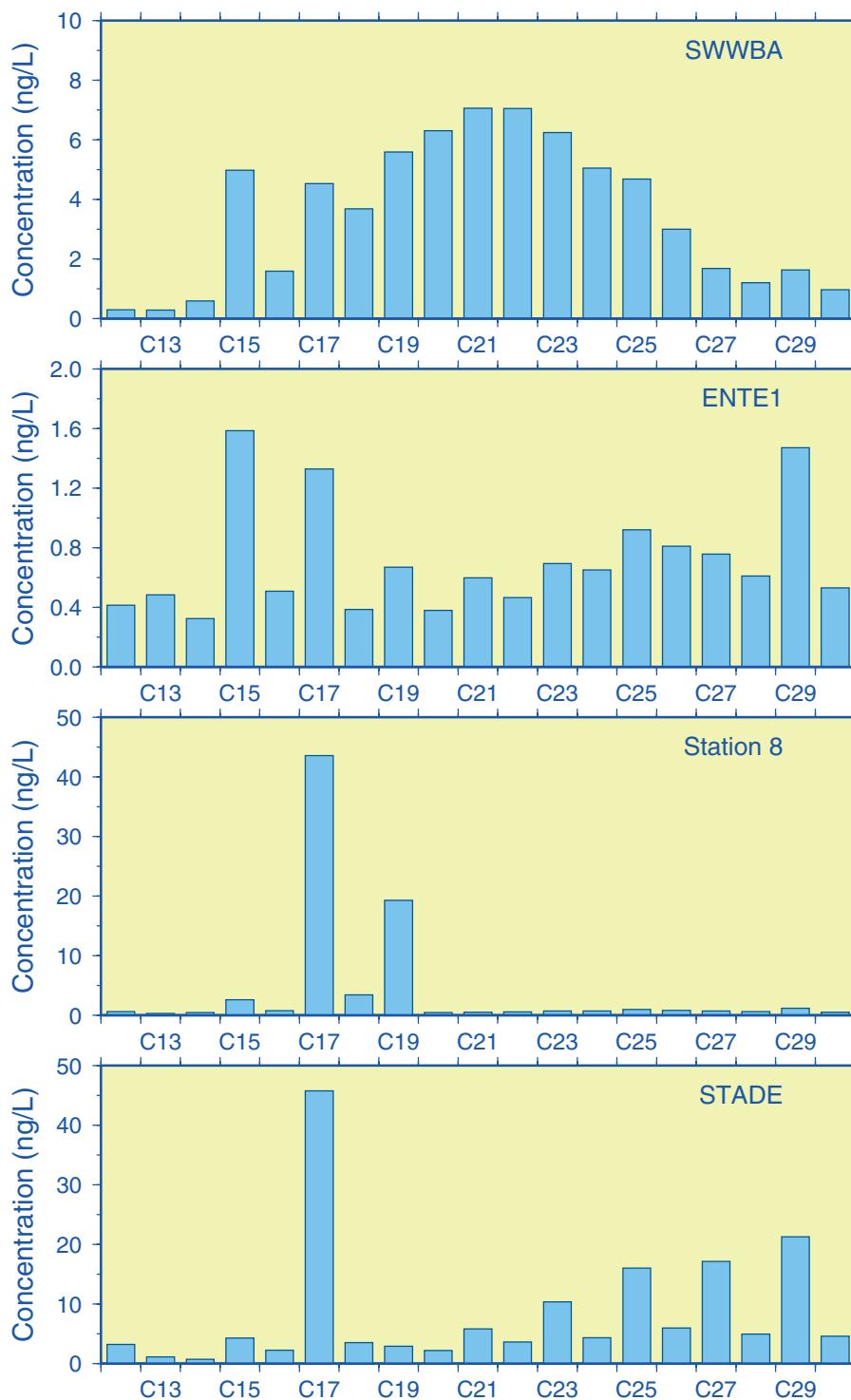


Abb. 4-28: Beispiele für Konzentrationsmuster von *n*-Alkanen im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im August 2005. Hintergrundbelastung mit Resten bio- und petrogenen Alkane (Ente1), hohe Alkananteile von terrestrischen Pflanzen (Stade/Elbe), von Algenstoffwechselprodukten (Station 8) und infolge Ölverschmutzung (SWWBA). Zur Lage der Stationen vgl. Abb. 4-18, S. 178 sowie Abb. 4-29, S. 197.

Fig. 4-28: Different *n*-Alkane patterns in near-surface sea water of the German Bight in August 2005. Background concentrations with remnants of bio- and petrogenic Alkanes (Ente1), high fractions from terrestrial plants (Stade/Elbe River), from algae metabolites (Station 8), and due to oil spill (SWWBA). Cf. Fig. 4-18, p. 178 for a station map and Fig. 4-29, p. 197.

1.1 und 1.2 und die Verteilungsmuster der Alkane eindeutig belegen (vgl. ›SWWBA‹ in Abb. 4-28). In der Elbe (CPI = 3) wurde ein alternierendes Verteilungsmuster der Konzentrationsbeiträge der n-Alkane beobachtet (vgl. ›Stade‹ in Abb. 4-28 und Tab. 4-3). Die Bevorzugung ungeradzahlicher Kettenlängen (Maximum bei C₂₉) deutet auf Landpflanzen als Hauptquelle hin; ein zusätzlicher (petrogener) Öl-Anteil ist jedoch auch hier vorhanden.

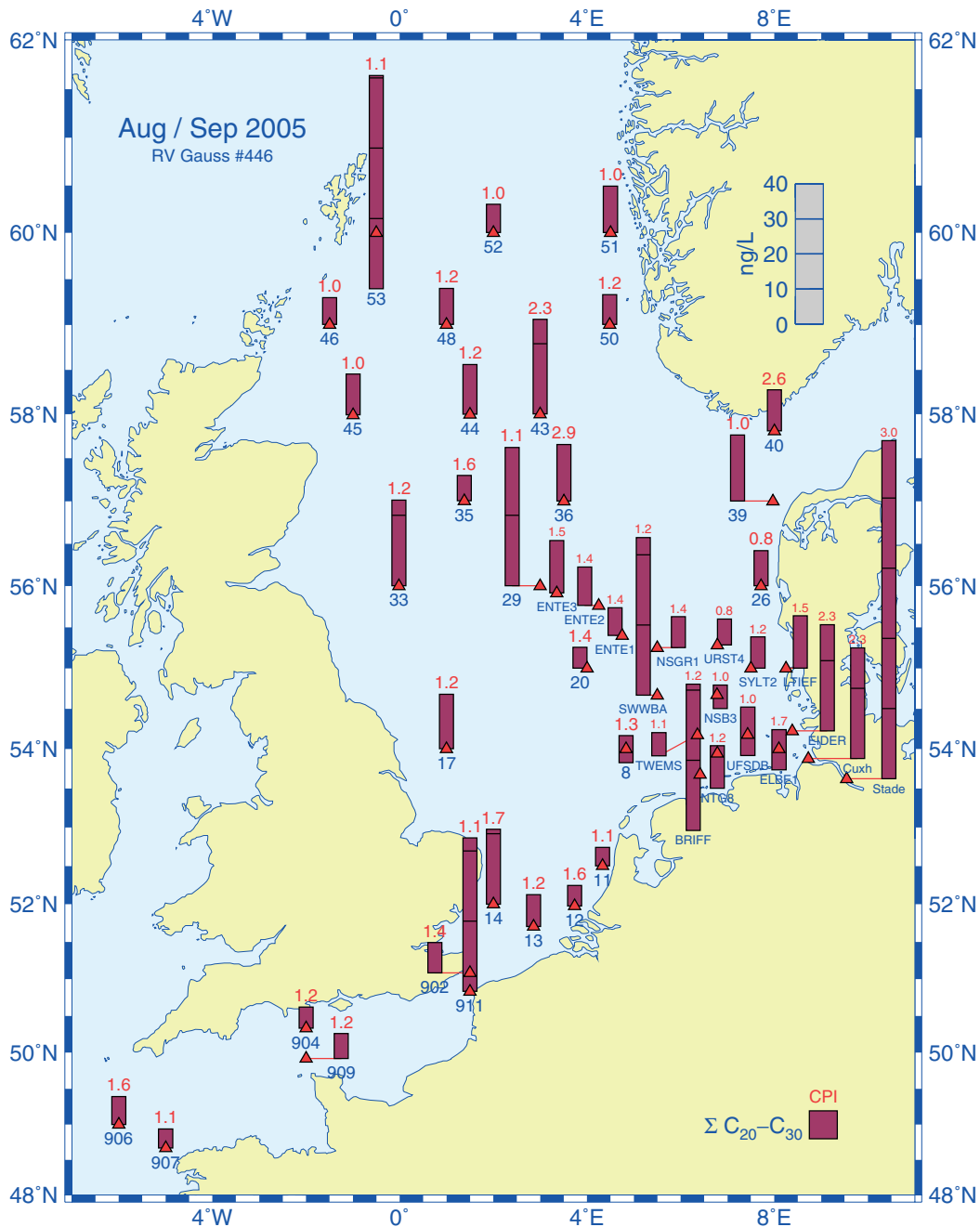


Abb. 4-29: Geographische Konzentrationsverteilung für die Summe der n-Alkane von C₂₀ bis C₃₀ im Oberflächenwasser der Nordsee (5 m) im August / September 2005. Werte oberhalb der Säulen geben den lokalen CPI (rot) an.

Fig. 4-29: Geographical distribution of total concentration of n-Alkanes from C₂₀ to C₃₀ for near-surface sea water (5 m) of the North Sea in August / September 2005. Red figures stand for local CPI.

In den Monaten mit starker Primärproduktion (Mai bis August) übertrafen die Konzentrationen von C_{17} (bis 160 ng/L), C_{19} (bis 101 ng/L) und vereinzelt auch C_{15} (bis 16 ng/L) diejenigen aller anderen Alkane. Diese drei Alkane sind bekannte Stoffwechselprodukte von Algen.

Wie Abb. 4-30, S. 198 und Abb. 4-31, S. 199 zeigen, waren hohe Konzentrationen von C_{17} und C_{19} im Hochsommer vor allem in den Küstengewässern der südlichen und östlichen Nordsee zu beobachten. Eine gute Korrelation zum Schwebstoffgehalt besteht nicht. Eine ähnliche Konzentrationsverteilung wurde auch im vorausgehenden Mai / Juni angetroffen. Allerdings wurden auf den nordfriesischen Küstenstationen für C_{17} noch etwas höhere Konzentrationen von bis zu 160 ng/L gemessen; die räumliche Ausdehnung der Gebiete hoher Konzentrationen war zudem im Mai / Juni etwas größer als im August / September (Abb. 4-32, S. 200).

Bemerkenswert ist, dass die Gesamtkonzentration der Aliphaten in der Elbe durchaus nicht immer die Höchstkonzentration im Nordseegebiet darstellt (vgl. Tab. 4-3). In Algenblüten werden z. T. deutlich höhere Summenkonzentrationen erreicht. Die beobachteten Konzentrationen stellen keine toxikologisch relevante Belastung dar. Die in der Öffentlichkeit mit dem Begriff »Ölverschmutzung« verknüpfte Umweltgefährdung resultiert vor allem aus geschlossenen Ölfilmen und den damit verbundenen Folgen; solche Ölfilme bilden sich bei den beobachteten Konzentrationen jedoch nicht aus.

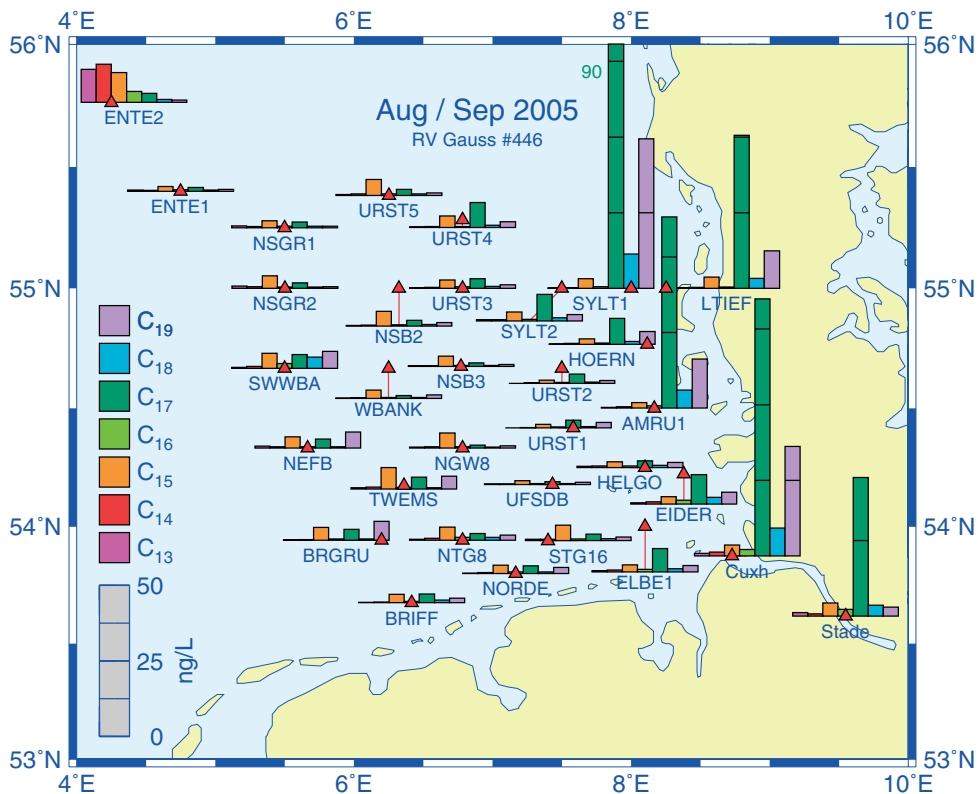


Abb. 4-30: Geographische Konzentrationsverteilungen für die n -Alkane C_{13} bis C_{19} im Oberflächenwasser (5 m) der Deutschen Bucht im August / September 2005. Säulenhöhen in ng/L, unterhalb der Säulen Stationskennungen.

Fig. 4-30: Geographical distribution of concentrations of n -Alkanes C_{13} to C_{19} for near-surface sea water (5 m) of the German Bight in August / September 2005. Column heights in ng/L, underneath columns station IDs.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass in der Deutschen Bucht eine Grundbelastung durch Reste von Erdölkohlenwasserstoffen nachweisbar war. Nur auf wenigen Stationen wurden deutlich erhöhte Konzentrationen gemessen (Summe C₂₀ bis C₃₀ > 40 ng/L) und ein Muster gefunden (Abb. 4-28, S. 196), das eindeutig auf akute Verschmutzung durch Öl hinweist (CPI < 1.2). Alle anderen Fälle höherer Alkangehalte waren von Algen verursacht. Von Land wurden zusätzlich über die Flüsse weitere biogene Kohlenwasserstoffe eingetragen. Außerhalb von akuten Ölverschmutzungen können somit biogene Quellen einen markanten Beitrag zur Gesamtkonzentration aliphatischer Kohlenwasserstoffe leisten.

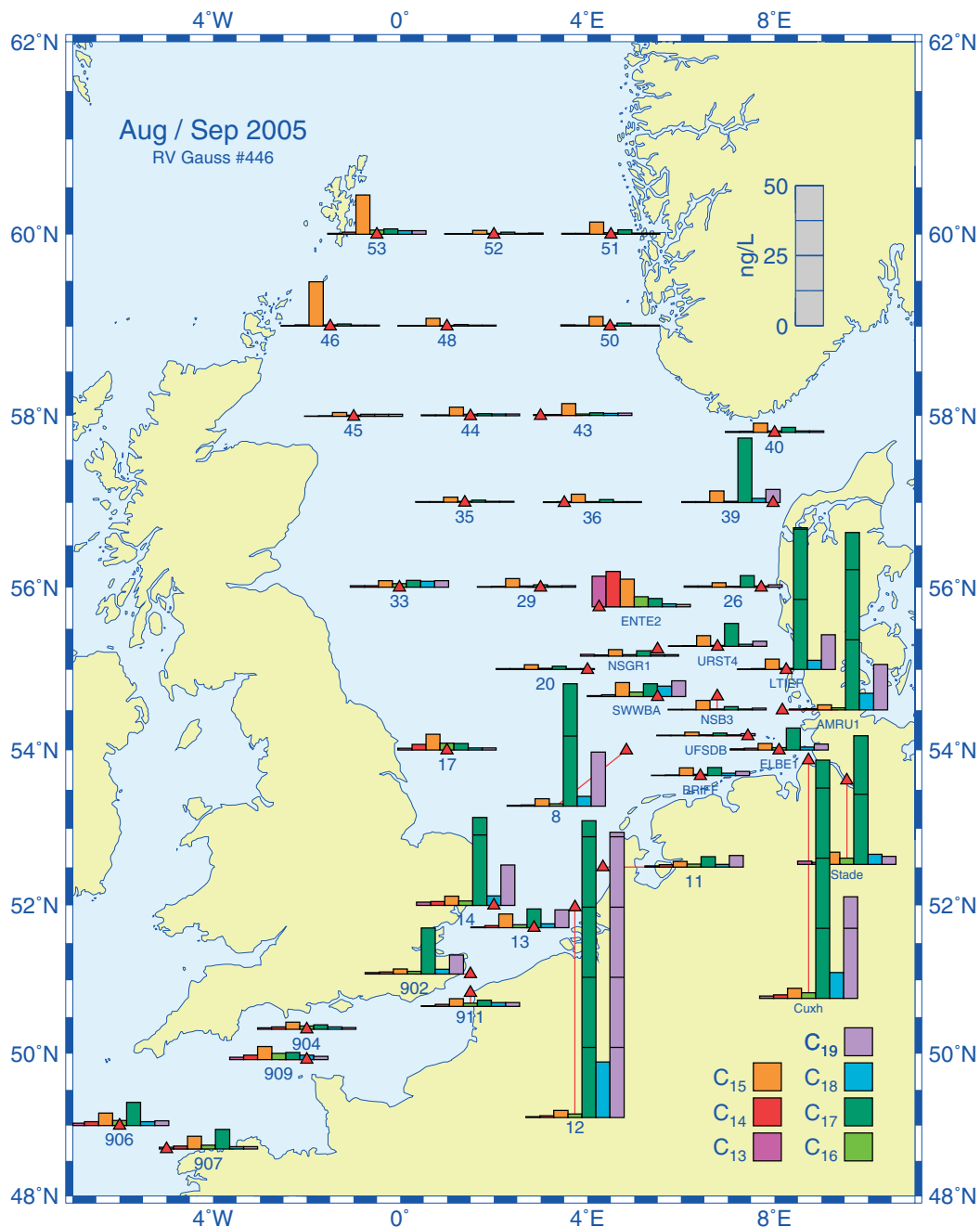


Abb. 4-31: Wie Abb. 4-30, jedoch für die gesamte Nordsee.

Fig. 4-31: Same as Fig. 4-30, but for entire North Sea.

Aufgrund der hohen Variabilität waren bisher keine zeitlichen Tendenzen in den Konzentrationsverteilungen der Aliphaten erkennbar. Das Überwachungsprogramm des BSH sieht gegenwärtig keine Bestimmung von Aliphatenkonzentrationen im Sediment vor, so dass zur Sedimentbelastung durch Ölrreste keine Aussagen möglich sind.

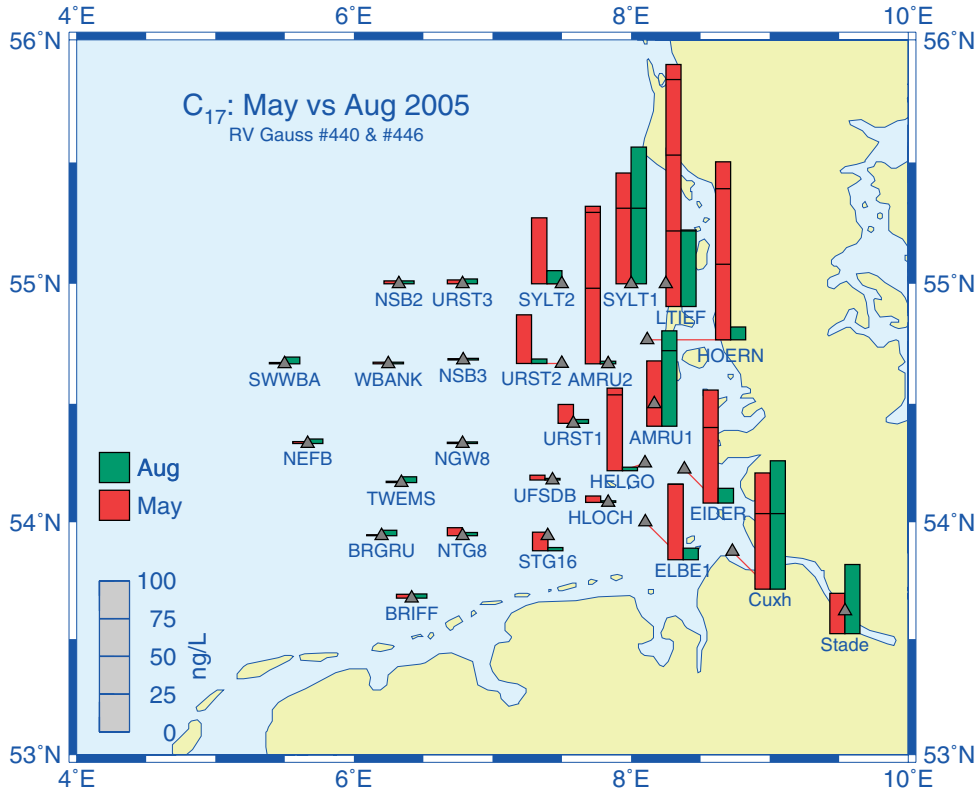


Abb. 4-32: Geographische Konzentrationsverteilung für C_{17} im Oberflächenwasser (5 m) der Deutschen Bucht im Mai / Juni sowie August / September 2005.

Fig. 4-32: Geographical distribution of C_{17} concentrations for near-surface sea water (5 m) of the German Bight in May / June and August / September 2005

4.3.4.3 Polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe

Die PAK sind einander zwar strukturell ähnlich, unterscheiden sich jedoch in ihren physikalischen, chemischen und toxikologischen Eigenschaften erheblich. Einige lassen sich als ideale Modellverbindungen zur Verfolgung ökologischer Prozesse nutzen. Unter den PAK finden sich sowohl relativ flüchtige Vertreter wie Naphthalin, als auch schwerflüchtige Homologe. Ebenso gibt es relativ gut wasserlösliche, aber auch sehr lipophile Verbindungen in dieser Schadstoffklasse ($\log K_{OW}$ Bereich von 3.3 – 8, s. Fußnote, S. 179). Unterschiedliche Konzentrationsverteilungen sind in der Verschiedenheit physikalisch-chemischer Eigenschaften und Eintragspfade begründet.

a) PAK-Gehalte des Meerwassers

Eine Dokumentation der Konzentrationsverteilungen und Verhaltensweisen aller vom BSH überwachten PAK würde den Rahmen des Berichts sprengen. Deshalb wurden Cluster- und Regressionsanalysen durchgeführt, die Aufschluss über ähnliches und eigenständiges Verhalten gaben, und so eine sinnvolle Auswahl von PAK-Verbindungen erleichterten (LOEWE ET AL. 2005). Die nachfolgende Untersuchung beschränkt

sich daher auf wenige typische Verbindungen, nämlich Naph, Fl, Phen, Flu und BaP, die sich entweder sehr eigenständig oder repräsentativ verhalten.

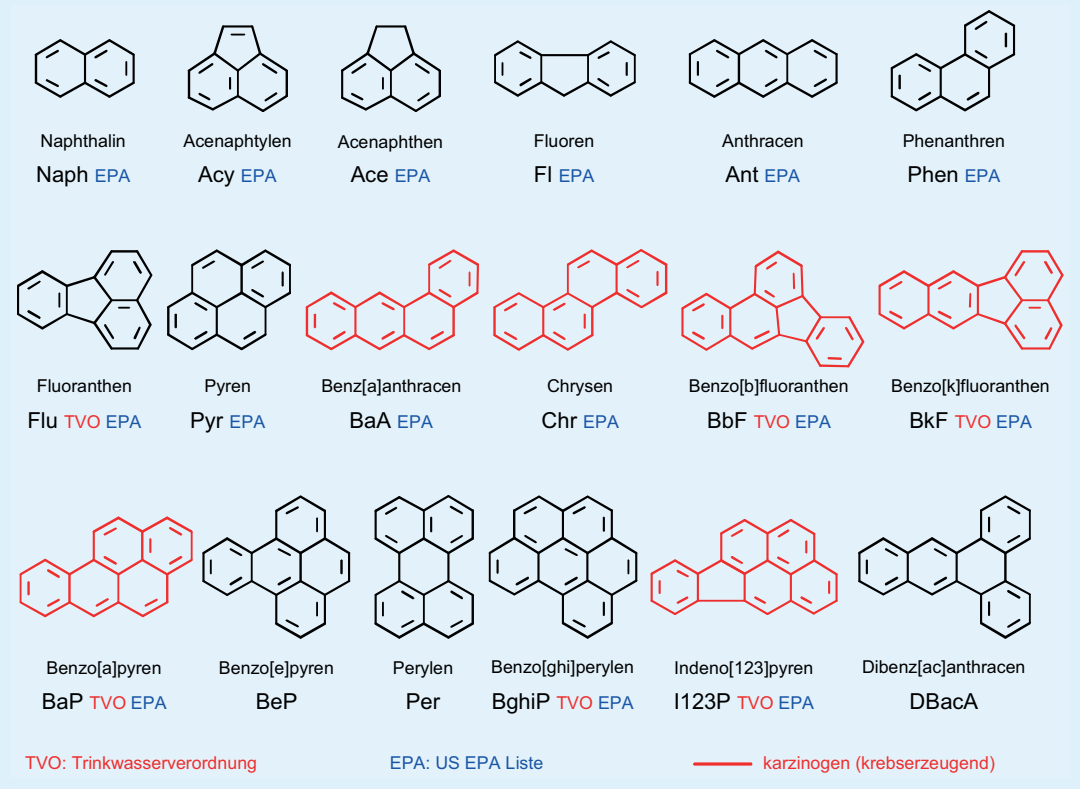
Tafel 4-5: Polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK)

Polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK, engl. PAH) sind organische Verbindungen, die aus zwei oder mehreren kondensierten, aromatischen Ringen bestehen. Von den Hunderten PAK, die bisher in der Umwelt nachgewiesen wurden, wird nur eine begrenzte Auswahl für Überwachungsuntersuchungen herangezogen. PAK sind als reine Kohlenwasserstoffe wenig wasserlöslich, zeigen eine hohe Affinität zu festen Oberflächen und werden an Schwebstoffen, Sedimenten und in Biota stark angereichert. Sie entstehen bei allen unvollständigen Verbrennungsprozessen von organischem Material (Holz, Kohle, Benzin, Öl) und sind ferner im Steinkohlenteer und im Erdöl vorhanden. PAK gelangen nicht ausschließlich aus anthropogenen Quellen in die Umwelt, denn sie entstehen beispielsweise auch bei natürlichen Verbrennungsprozessen (Waldbrände).

Einige PAK lösen Krebserkrankungen aus. Wegen der hohen Expositionswahrscheinlichkeit und ihres ubiquitären Vorkommens gelten sie als prioritär gefährliche Umweltkanzerogene. Mengenmäßig sind sie wohl die bedeutendste Schadstoffklasse überhaupt.

In die Meeresumwelt werden sie hauptsächlich direkt aus der Luft und über die Flüsse eingetragen. Aufgrund ihrer hohen Affinität zu Schwebstoffen beobachtet man sehr starke Konzentrationsgefälle von den Flussästuaren und Küsten (hohe Schwebstoffgehalte) zur offenen See hin (geringe Schwebstoffgehalte).

Polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK), die routinemäßig im BSH bestimmt werden:



Die Konzentrationen dieser PAK-Verbindungen variierten im August / September 2005 in der Elbe bei Stade zwischen 0.77 ng/L (Fl) und 12.98 ng/L (Flu). In der Deutschen Bucht lagen alle Konzentrationen im Intervall 0.005 – 1.31 ng/L, während Mediankonzentrationen zwischen 0.02 ng/L (BaP) und 0.41 ng/L (Naph) rangierten. Mit Ausnahme der Naph-Verteilung zeigten alle PAK-Verteilungen einen mehr oder min-

der starken Konzentrationsabfall von der Küste zur offenen See hin (Abb. 4-33 und Abb. 4-34). Für die hochkondensierten 5- und 6-Ring-Aromaten war dieser Gradient sehr stark ausgeprägt; die Verhältnisse der Konzentrationen in der Elbe zu den Minimumkonzentrationen in der Deutschen Bucht und Nordsee waren > 1000 . Für die 2- und 3-Ring-Aromaten fiel der Gradient weniger steil aus (Konzentrationsverhältnisse < 30).

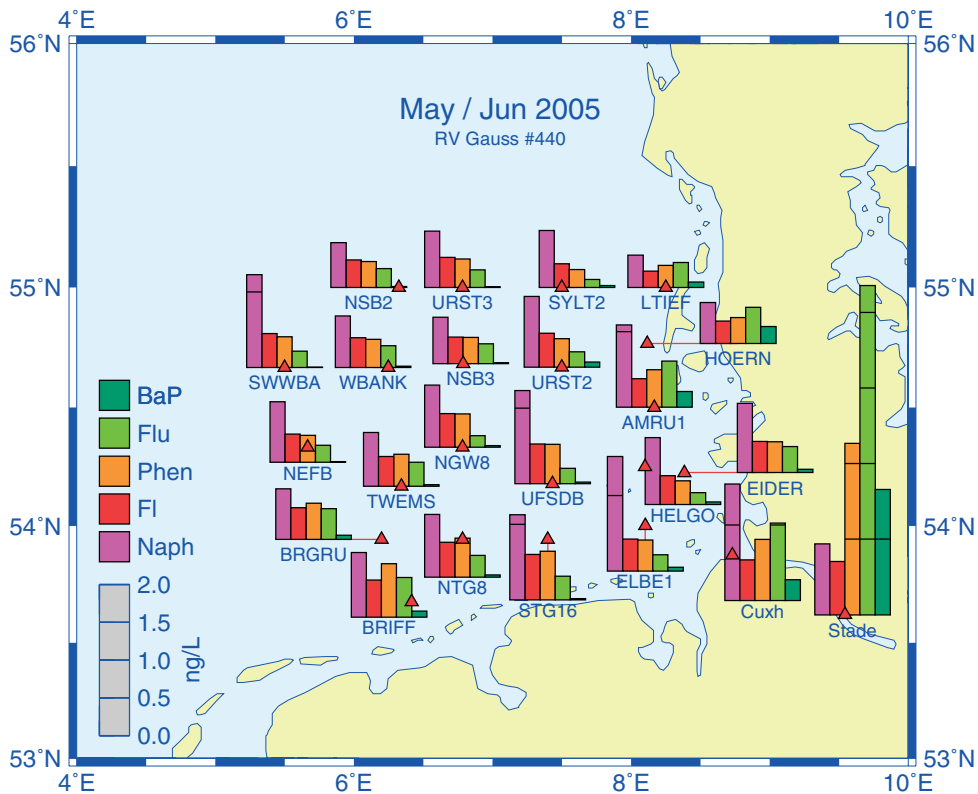


Abb. 4-33: Konzentrationen einiger PAK im Oberflächenwasser (5 m) der Deutschen Bucht im Mai/ Juni 2005. Säulenhöhen in ng/L, unterhalb der Säulen Stationskennungen.

Fig. 4-33: Concentrations of some PAHs in near-surface water (5 m) of the German Bight in May/ June 2005. Column heights in ng/L, underneath columns station IDs.

Der Unterschied rührt hauptsächlich daher, dass die hochkondensierten polyzyklischen Aromaten – im Gegensatz zu den besser wasserlöslichen, niedrig kondensierten 2- und 3-Ring-Aromaten – eine große Affinität zu Schwebstoffen zeigen. Die Konzentrationen dieser Aromaten werden deshalb, wie der Schwebstoffgehalt selbst, verstärkt durch komplexe Sedimentations-, Resuspensions- und Depositionsprozesse mitbestimmt. Einfache lineare Abhängigkeiten vom Schwebstoffgehalt existieren dabei offenbar nicht. Brauchbare lineare Beziehungen zwischen den Konzentrationen der relativ gut wasserlöslichen 2- bis 3-Ring-Aromaten und dem Salzgehalt, welche lineare Vermischung als dominanten Prozess ausweisen würden (vgl. Abb. 4-21, S. 184), ließen sich ebenfalls nicht aufstellen. Die linear »erklärbare« Varianz lag im Mittel bei lediglich 15 % und bestenfalls (Flu) bei 25 % (LOEWE ET AL. 2005).

Die Konzentrationen der verschiedenen PAK sind zeitlich hochvariabel, so dass gegenwärtig keine Aussagen zur langfristigen Entwicklung getroffen werden können. Da im Jahr 2005 Beprobungen auf die Sommermonate beschränkt blieben, sind jahreszeitliche Schwankungen nur ansatzweise erfasst worden. Aus früheren Untersuchun-

gen ist bekannt (KOOPMANN ET AL. 1993, NIES ET AL. 2003), dass die PAK-Konzentrationen im Hochsommer (August / September) an allen Stationen ein Minimum durchlaufen, während im Zeitraum November bis April höhere Konzentrationen auftreten. Letztere wurden auf im Winter höhere Schwebstoffgehalte, geringere Abbauraten sowie höhere Einträge durch Verbrennung fossiler Brennstoffe zurückgeführt.

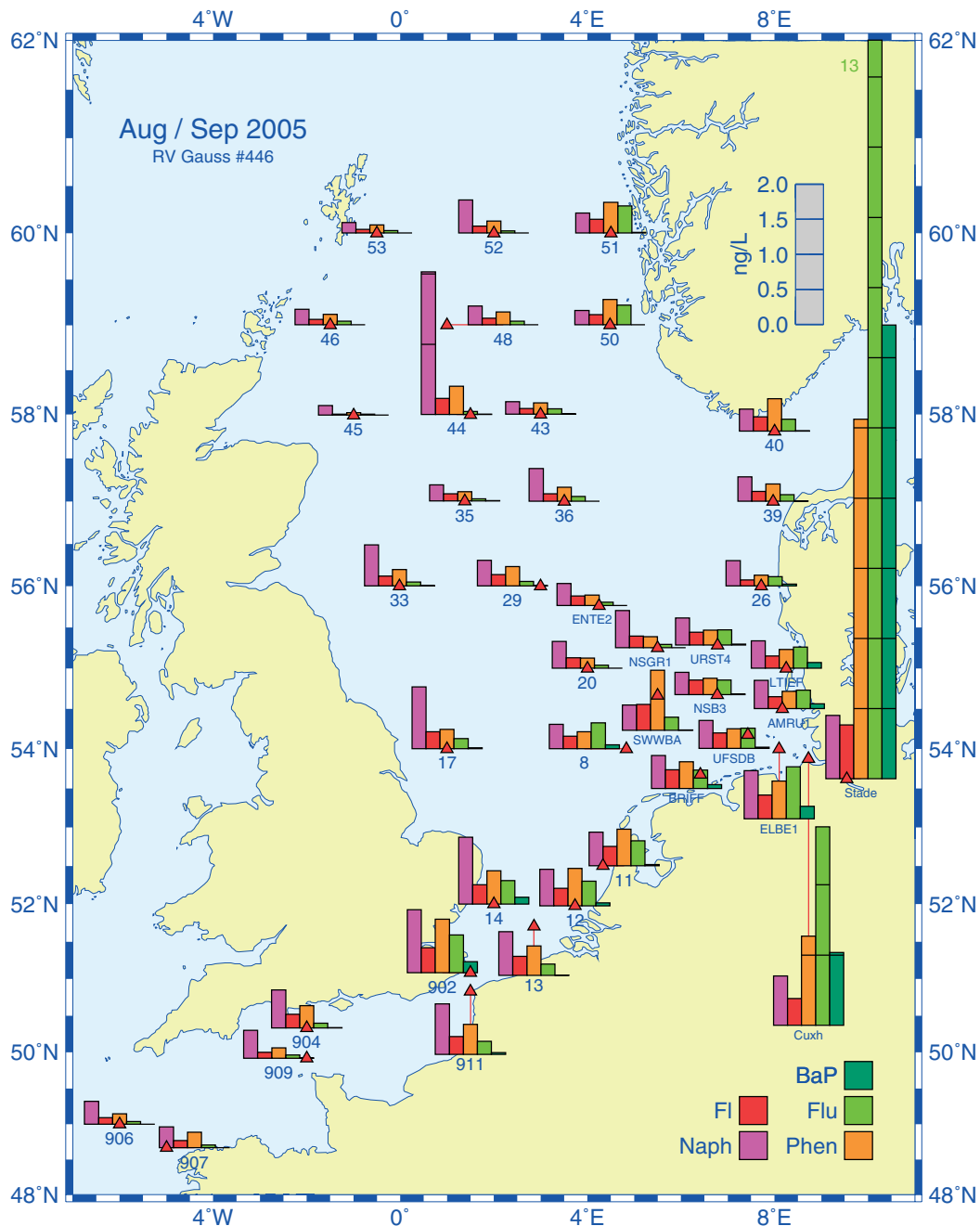


Abb. 4-34: Wie Abb. 4-33, jedoch für August / September 2005 und gesamte Nordsee.

Fig. 4-34: Same as Fig. 4-33, except for August / September 2005 and entire North Sea.

Ein Vergleich der PAK-Konzentrationen im Mai (Abb. 4-33) mit denen im August 2005 (Abb. 4-34) bestätigt die früheren Ergebnisse dahingehend, dass die Konzentrationen der 2- und 3-Ring-Aromaten im Mai an den meisten Stationen der Deutschen Bucht doppelt so hoch waren wie im August. Das »saisonale Minimum« in den Konzentrationen

onen der 4- bis 6-Ring-Aromaten verteilte sich hingegen uneinheitlich auf Mai oder August, ohne dass sich hierfür eine einfache Erklärung anböte.

b) PAK-Gehalte des Sediments

Aufgrund ihrer unpolaren Eigenschaften werden die meisten PAK an festen Oberflächen stark angereichert und liegen in Sedimenten und Schwebstoffen in bis zu 10^5 -fach höherer Konzentration vor als in der Wasserphase. Die PAK-Konzentrationen im Sediment übertreffen diejenigen der chlorierten Kohlenwasserstoffe um das 100- bis 1000fache. PAK waren daher auf allen Stationen nachweisbar.

Die Konzentrationsmuster der PAK im Sediment (Abb. 4-35) ähneln einander noch stärker als in der Wasserphase. Daher soll stellvertretend für alle PAK das stark karzinogene Benzo[a]pyren (BaP) zur Diskussion der Überwachungsergebnisse herangezogen werden. Die PAK-Muster in Wasser- und Sedimentproben unterscheiden sich deutlich. In Sedimenten sind die 5- und 6-Ring-Aromaten (I123P, BghiP) in deutlich höheren Konzentrationen vorhanden als die 2- bis 4-Ring-Aromaten. Im Gegensatz dazu werden maximale Konzentrationen in Seewasserproben meist für Naph, in schwebstoffreichen Küstengebieten meist für Phen oder Flu festgestellt.

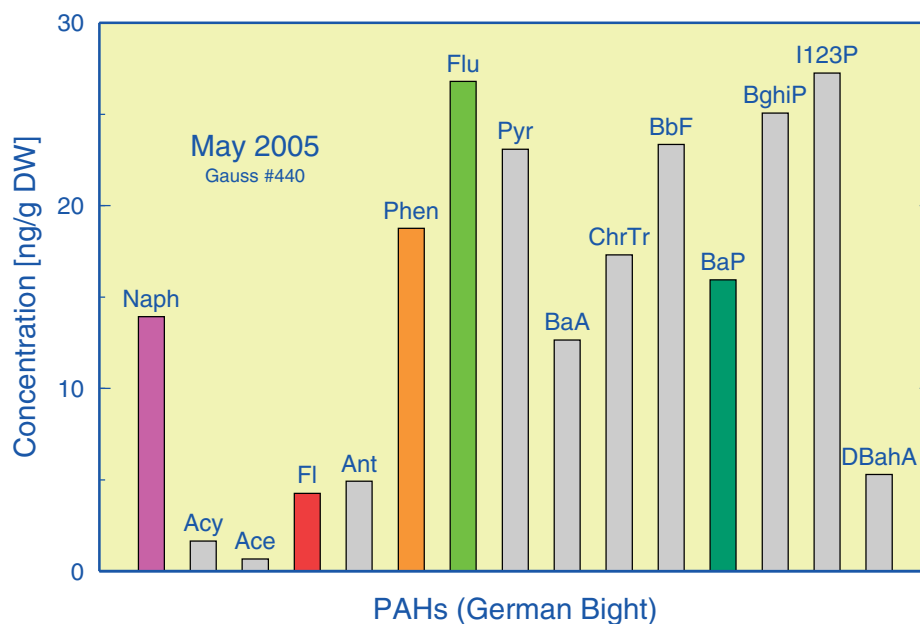


Abb. 4-35: Mittleres PAK-Konzentrationsmuster im Sediment der Deutschen Bucht.

Fig. 4-35: Mean PAH concentration pattern in sediment samples from the German Bight.

Im Mai 2005 lagen die BaP-Konzentrationen in der Deutschen Bucht zwischen 0.1 und 96.3 $\mu\text{g}/\text{kg}$ TM (Abb. 4-36, oben); wie für CKW (vgl. Abb. 4-26, S. 192) wurden die höchsten Konzentrationen vor der Elbmündung (\rightarrow KS11 \leftarrow) und an Stationen mit relativ hohen TOC-Gehalten in der zentralen Deutschen Bucht (\rightarrow WB5 \leftarrow , \rightarrow UE20 \leftarrow) beobachtet.

Von allen organischen Schadstoffen weisen PAK im Sediment die räumlich gleichmäßigsten Konzentrationsverteilungen auf; dies wird besonders deutlich für die auf den TOC-Gehalt bezogenen Konzentrationen (Abb. 4-36, unten). Der Variationsbereich der Konzentrationen reduziert sich für diese Normierung auf das schmale Intervall 0.42 – 6.1 $\mu\text{g}/\text{g}$ TOC. Die nahezu fehlende räumliche Struktur der Konzentrationsverteilung

gen ist höchstwahrscheinlich eine Konsequenz des sehr diffusen Eintrags und des ubiquitären Vorkommens der PAK in der Umwelt.

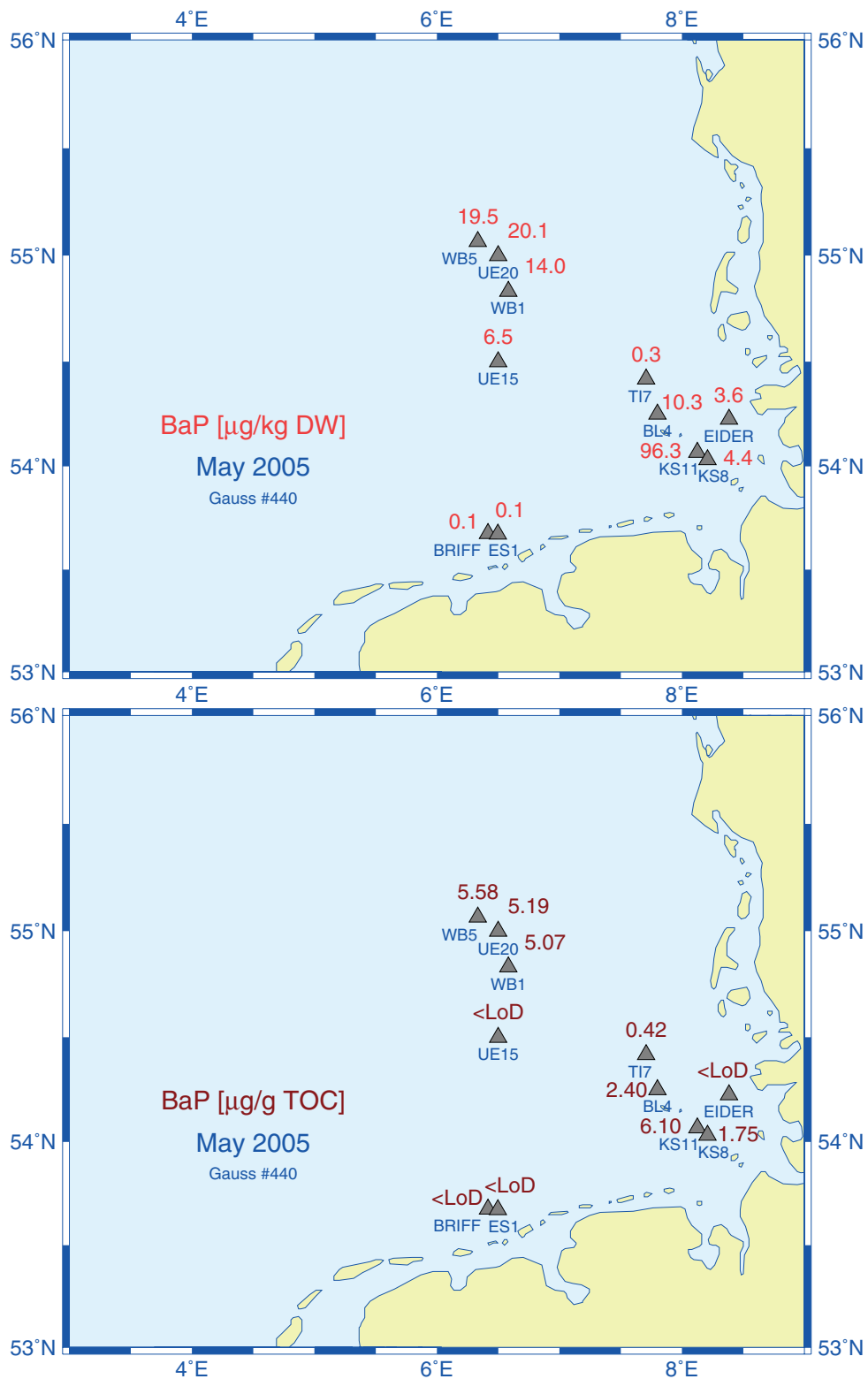


Abb. 4-36: Benzo[a]Pyren-Konzentrationen im Oberflächensediment der Deutschen Bucht.

Fig. 4-36: B[a]P concentrations in surface sediments of the German Bight.

Vergleicht man die auf den TOC-Gehalt bezogenen Konzentrationsverteilungen des BaP (Abb. 4-36, unten) und der CKW (Abb. 4-26, S. 192), fällt allerdings auf, dass BaP in der zentralen Deutschen Bucht (>WB5< etc.) maximale Konzentrationen erreichte. Dieser Umstand deutet auf eine besondere lokale Quelle hin, die jedoch bislang nicht identifiziert werden konnte.

Zeitliche Tendenzen sind aufgrund der hohen Variabilität der Konzentrationen und des relativ kurzen Beobachtungszeitraums bislang nicht erkennbar.

4.3.5 Polare Pestizide

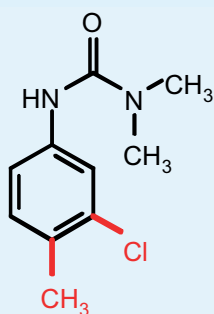
Im Gegensatz zu den »klassischen«, unpolaren Schadstoffen haben die meisten modernen Pflanzenbehandlungsmittel polare Eigenschaften und sind oft auch weniger persistent. Sie umfassen eine Vielzahl verschiedener Stoffgruppen, so dass ihre Analytik schwierig und aufwendig ist. Neben den in der Wasserrahmenrichtlinie der Europäischen Union (EU-WRR) gelisteten Pestiziden werden im BSH vor allem solche Pestizide prioritär bestimmt, die in großen Mengen eingesetzt werden. Im Rahmen der Meeresüberwachung wurden über 100 verschiedene Stoffe analysiert, von denen etwa die Hälfte zu den modernen Pestiziden zählt.

Unter den verschiedenen Wirkstoffklassen der Pestizide nehmen die Herbizide aufgrund ihrer hohen Anwendungsmengen eine herausragende Position ein. Allein in Deutschland werden einzelne Herbizide in Mengen von 500 bis über 1000 t pro Jahr angewendet. In den folgenden Abschnitten wird die Herbizidbelastung der Nordsee im August / September 2005 dokumentiert und mithilfe von »Salzgehaltskorrelationen« interpretiert (s. a. Abschnitt b), S. 183). Anschließend werden Ergebnisse zu jahreszeitlichen Veränderungen in der Herbizidbelastung der Deutschen Bucht vorgestellt.

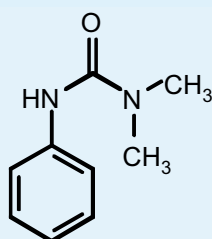
Tafel 4-6: Herbizide

Herbizide (Unkrautbekämpfungsmittel) werden in großen Mengen in der Landwirtschaft eingesetzt und gelangen direkt durch Auswaschung oder über die Flüsse ins Meer; über die Atmosphäre sind ebenfalls signifikante Einträge möglich. Unter den Herbiziden ist eine Vielzahl verschiedener Stoffklassen zu finden. Die gegenwärtig am häufigsten angewendeten Herbizide gehören zu den Klassen Phenylharnstoffe, Triazine und Phenoxyessigsäuren, denen eine Reihe strukturell ähnlicher Substanzen zugeordnet sind.

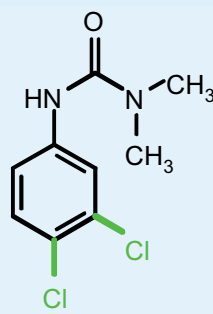
Phenylharnstoff-Herbizide



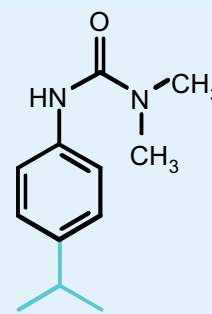
Chlortoluron



Fenuron

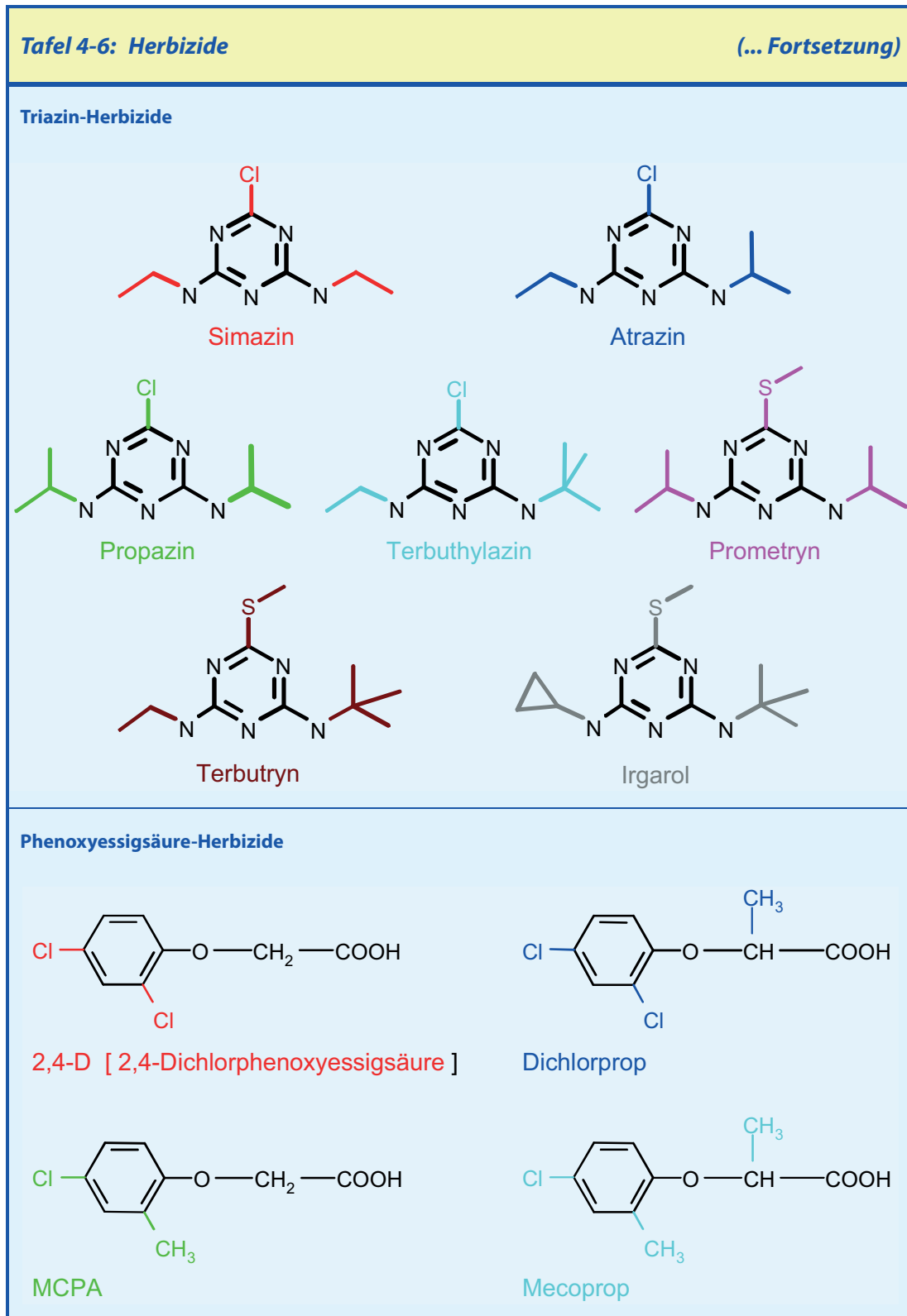


Diuron



Isoproturon

(Fortsetzung ...)



4.3.5.1 Herbizidgehalte des Meerwassers

Da die Elbe die stärkste Quelle für Schadstoffeinträge in die Deutsche Bucht und süd-östliche Nordsee darstellt, wurden Proben aus dem Elbeästuar in die Untersuchung einbezogen. Der Pestizideintrag und demzufolge die Pestizidkonzentrationen des Wassers unterliegen erheblichen jahreszeitlichen Schwankungen, die aus der saisonalen Anwendung der einzelnen Wirkstoffe resultieren (vgl. *Abschnitt 4.3.5.3, S. 212*).

Von 42 analysierten Pestiziden waren in der Elbe 24 nachweisbar; 21 davon wurden auch küstennah in der Deutschen Bucht angetroffen, während in der offenen See noch 15 Stoffe gefunden wurden. Aus allen drei Hauptstoffklassen der Herbizide – nämlich Phenylharnstoffe, Triazine und Phenoxyessigsäuren – wurden mehrere Vertreter im ng/L-Konzentrationsbereich im Seewasser nachgewiesen. Die am häufigsten und in höchsten Konzentrationen angetroffenen Vertreter der Phenylharnstoffe waren Diuron und Isoproturon. Von den Triazin-Herbiziden wurden vor allem Atrazin, Terbutylazin und Simazin gefunden, während unter den Phenoxyessigsäuren MCPA und Mecoprop in höchsten Konzentrationen vorkamen.

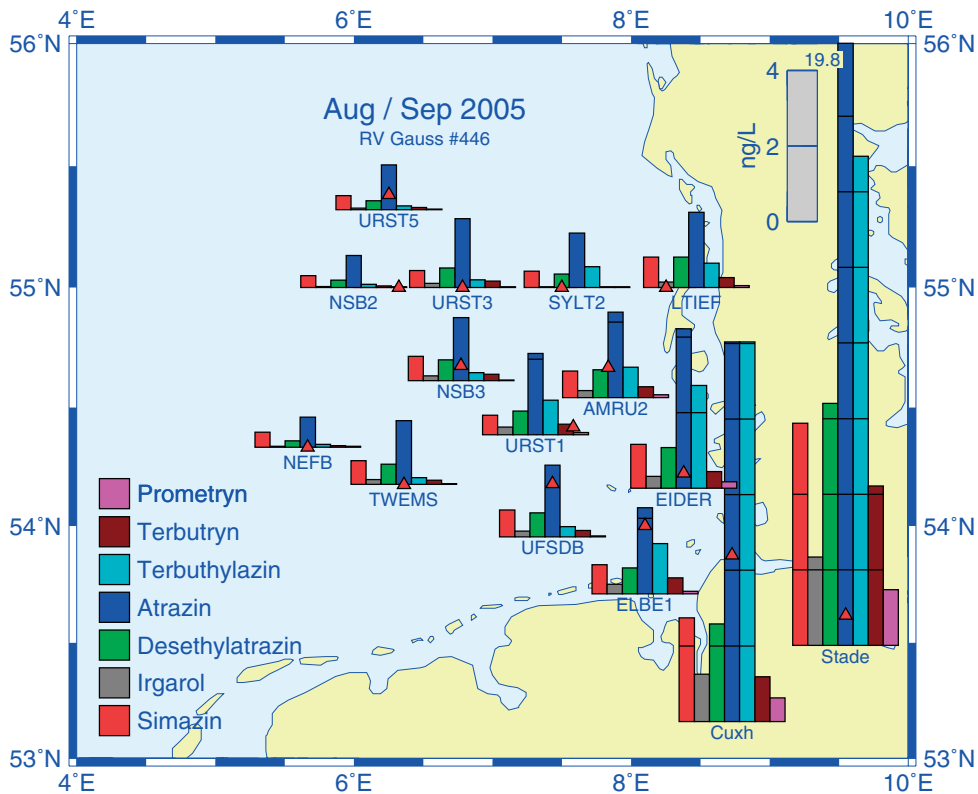


Abb. 4-37: Konzentrationen (ng/L) einiger Triazin-Herbizide im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im August / September 2005.

Fig. 4-37: Concentrations (ng/L) of some triazine herbicides in near-surface sea water of the German Bight in August / September 2005.

Die räumlichen Konzentrationsverteilungen im August / September 2005 sind für die sieben wichtigsten Triazine in Abb. 4-37 (Deutsche Bucht) und Abb. 4-38 (Nordsee) wiedergegeben. In der Elbe waren diese Stoffe in Konzentrationen von 1 bis 20 ng/L nachweisbar. Diese hohen Einträge sind weitgehend verantwortlich für die hohe Belastung der Küstenregionen der südöstlichen Deutschen Bucht. Eine weitere Belastungsquelle für die südliche Nordsee ist der Rhein, wie an den erhöhten Konzentrationen im Mündungsgebiet erkennbar ist (Abb. 4-38, Station >12<). Zur offenen See hin wurde ein steiles Konzentrationsgefälle beobachtet, so dass in der zentralen und nördlichen Nordsee nur noch Simazin, Atrazin, dessen Abbauprodukt Desethylatrazin und – in deutlich geringeren Konzentrationen – Terbutylazin nachweisbar waren.

Die Konzentrationsverteilungen für die vier wichtigsten Phenylharnstoff-Herbizide sind in Abb. 4-39 dargestellt. Das grundsätzliche Verteilungsmuster ähnelt dem der Triazine

stark; die absoluten Konzentrationen unterscheiden sich natürlich aufgrund anderer Eintragsmengen.

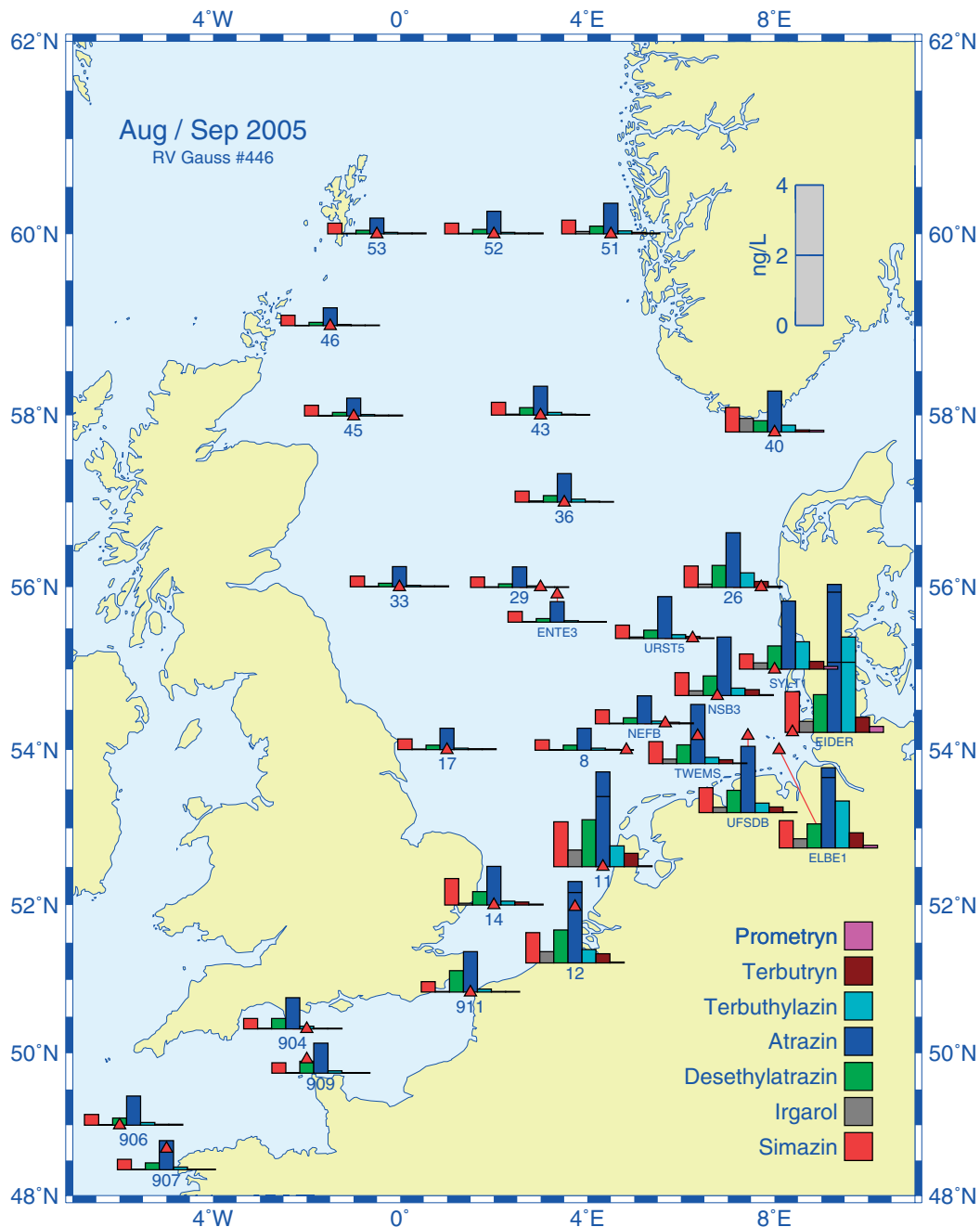


Abb. 4-38: Wie Abb. 4-37, jedoch für die gesamte Nordsee.

Fig. 4-38: Same as Fig. 4-37, but for entire North Sea.

4.3.5.2 Korrelationen zum Salzgehalt

Die geographischen Verteilungen der polaren Herbizidgehalte sind einander sehr ähnlich und zeichnen sich durch starkes Gefälle von der kontinentalen Küste zur offenen See aus (Abb. 4-38, Abb. 4-39). Die regional unterschiedliche Ausprägung dieser Konzentrationsgradienten ist dabei wesentlich abhängig von der variablen Quellstärke bedeutender Punktquellen, wie Elbe, Rhein, Schelde oder Themse, deren Stoffeinträge

4 Meereschemie

sich mit unterschiedlich vorbelasteten Wasserkörpern (nördlicher Einstrom, Baltischer Ausstrom, Kanalwasser) vermischen und dabei verdünnen.

Die großen, in die südliche Nordsee entwässernden Flüsse dominieren nicht nur die Belastung des Meerwassers mit polaren Pestiziden, sondern üben als wichtige Frischwasserquellen gleichzeitig erheblichen Einfluss auf die Salzgehaltsverteilung aus (Abb. 3-30, S. 136), die sich infolge hydrodynamischer Prozesse (Transport und Vermischung) einstellt. Gelöste Stoffverbindungen, die bei ihrer Ausbreitung mit den Meeresströmungen weder chemischen, noch biologischen Reaktionen ausgesetzt sind

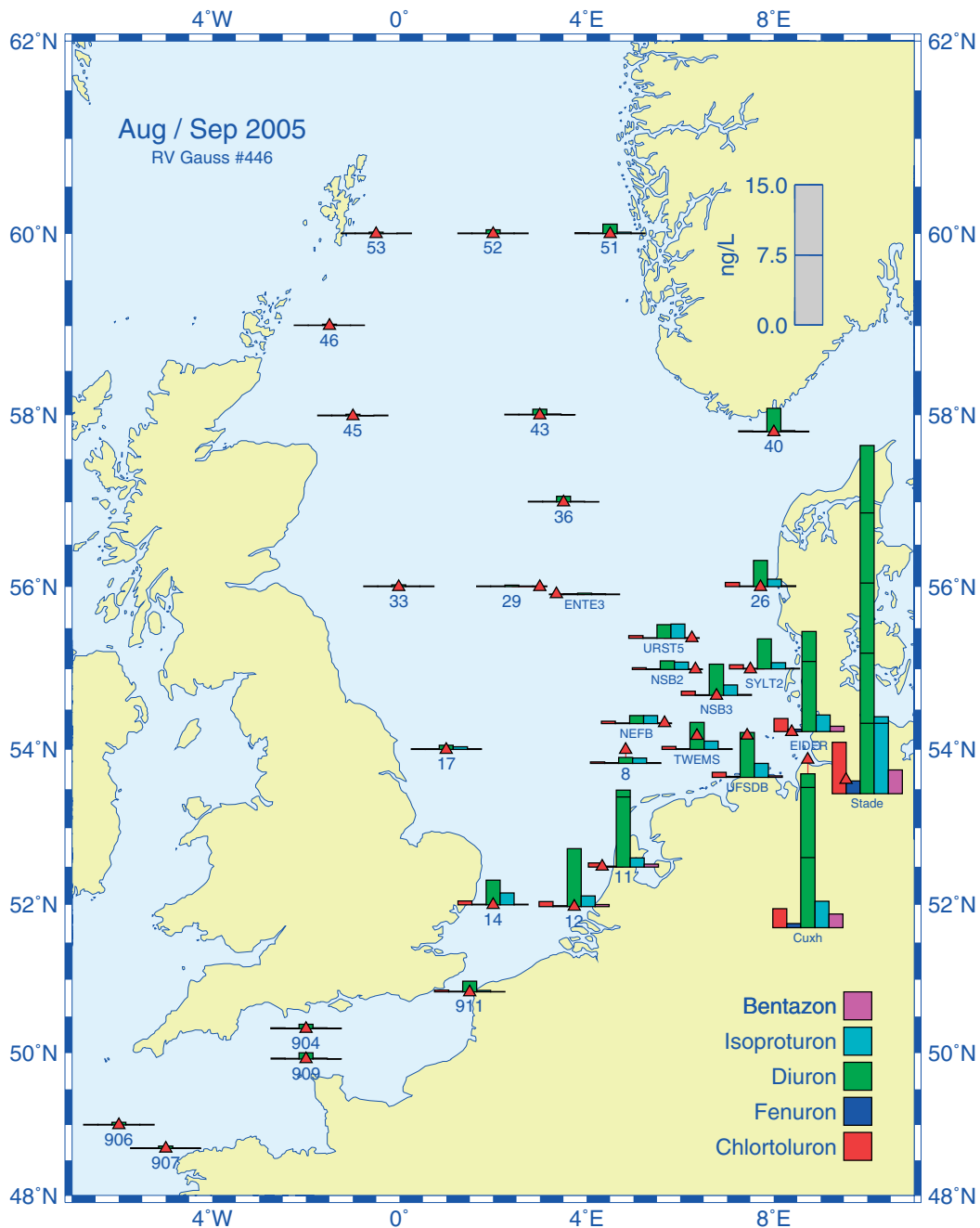


Abb. 4-39: Konzentrationen (ng/L) einiger Phenylharnstoff-Herbizide im Oberflächenwasser der Nordsee im August / September 2005.

Fig. 4-39: Concentrations (ng/L) of some phenylurea herbicides in near-surface sea water of the North Sea in August / September 2005.

und auch nicht durch Adsorption an Schwebstoffe dem Wasser entzogen werden, verhalten sich wie Meersalz: »hydrodynamisch konservativ«. Diese gleichartige Verhaltensweise tritt in Streudiagrammen für Stoffkonzentration gegen Salzgehalt als lineare Mischungslinie in Erscheinung, während davon abweichende Verlaufsformen auf zusätzliche Quellen und / oder Senken hinweisen.

Eine explorative Zusammenhangsanalyse in Form derartiger Streudiagramme, die für 10 wichtige polare Herbizide auf Basis der im Mai / Juni (Deutsche Bucht, Gauß #440) und August / September (Nordsee, Gauß #446) gewonnenen Daten durchgeführt wurde, lieferte deutliche Hinweise für das relativ konservative Verhalten dieser Stoffgruppe. Diese Analysen lassen sich zwar formal zu mittleren Korrelationskoeffizienten kondensieren, die für die Deutsche Bucht 0.91 und die Nordsee 0.65 betragen; im Rahmen der Erörterung der HCH-Konzentrationen des Meerwassers wurde jedoch bereits gezeigt (*Abschnitt b*), S. 183), dass lineare Zusammenhänge zum Salzgehalt meist nur in engen räumlichen Grenzen gelten, nämlich dort, wo im Wesentlichen eine Zweikomponentenmischung vorliegt. Solche Verhältnisse herrschen i. d. R. schon nicht im Seegebiet der Deutschen Bucht und erst recht nicht in der Nordsee als Ganzes, in der sich weitere unterscheidbare Quellen und Wassermassen mischen. Daher sind die o. a. »globalen« Korrelationskoeffizienten lediglich als Hinweis für grundsätzlich konservatives Stoffverhalten zu betrachten.

Anhand der Regressionsanalyse für β -HCH im Seegebiet Deutsche Bucht war demonstriert worden (vgl. *Abb. 4-21*, S. 184), dass für sinnvolle Ergebnisse gewöhnlich eine Aufteilung des Datensatz erforderlich ist, die den besonderen ozeanographischen Gegebenheiten der Region Rechnung trägt. Eine entsprechende regionale Unterteilung in Elbe- und Rheinregime war beispielsweise auch im Fall von Diuron und Atrazin aufgrund unterschiedlicher Stoffquellstärken dieser Flüsse erfolgreich. Die gegenüber der Mischungsgeraden für Stationsdaten im Elbfahnenbereich steilere Orientierung der Mischungslinie für solche Daten aus der westlichen Deutschen Bucht zeigt dabei nicht nur an, dass Rhein/Maas/Schelde stärkere Quellen für Atrazin und Diuron darstellen als die Elbe, sondern auch, dass das von Südwesten in die Deutsche Bucht einströmende Nordseewasser erheblich vorbelastet ist. Diese Belastungssituation unterscheidet sich deutlich von derjenigen für α - und β -HCH, welche fast vollständig durch Stoffquellen in der südöstlichen Deutschen Bucht (Elbe) bestimmt ist (*Abb. 4-21*, S. 184).

Die Notwendigkeit regionaler Stratifizierung für sachgerechte Korrelations- und Regressionsergebnisse besteht auch für die Seegebiete des nördlichen (vgl. *Abb. 4-38*, S. 209; Stationen »53«, »46«, »45«, »33«, »29«, »Ente3«) und südlichen atlantischen Einstroms (Stationen »904« bis »909«). Im August / September 2005 wurden hier bei ähnlichen Salzgehalten (um 35) für Atrazin relativ homogene Grundbelastungen von 0.54 ng/L (NAE) und 0.85 ng/L (Kanal) festgestellt. Die individuellen Salzgehaltskorrelationen von – 0.79 (NAE) und – 0.59 (Kanal) verschwinden (+ 0.23), wenn eine regionale Stratifizierung der Daten unterbleibt.

Auch das Ostseewasser ist meist als eigenständige Eintragsquelle identifizierbar. So ergibt sich etwa für die Diuronkonzentrationen zwischen Baltischem Ausstrom (Station »40«, 2.5 ng/L, s=29.1) und nördlichem atlantischen Einstrom (Station »45«, s=35.2) ein Gefälle von lediglich – 0.4 ng/L pro Einheitssalzgehalt (*Abb. 4-39*, S. 210) und damit eine signifikant flachere Mischungsgerade als im Elberegime.

Die vorstehende Diskussion macht deutlich, dass sich aufgrund der stoffspezifischen Eintragscharakteristika (unterschiedliche Quellen und Quellstärken), die zudem zeitli-

chen Veränderungen unterliegen (*Abschnitt 4.3.5.3, S. 212*), weder »globale«, noch zeitinvariante, noch stoffübergreifende einfache Beziehungen zum Salzgehalt angeben lassen. Hinzu kommt, dass der quasi-konservative Charakter der Stoffgruppe aufgrund chemischer und physikalisch-chemischer Eigenschaften in seiner »individuellen« Ausprägung schwankt. Für eine aus diesen Gründen prinzipiell notwendige individuelle Betrachtung jedes Einzelstoffes fehlt hier der Raum.

Das quasi-konservative Verhalten der polaren Pestizide macht diese Stoffe zu aussichtsreichen Kandidaten für erfolgreiche Ausbreitungssimulationen in der Nordsee, wenn die Stoffeinträge über die Flüsse und die offenen Modellränder bekannt sind. Derartige Simulationen wurden beispielsweise von PRANDLE (1984) und PRANDLE ET AL. (1993) für andere passive Tracer – nämlich ^{137}Cs und eine Reihe von Spurenmetallen – durchgeführt. Besonders geeignet sind hierfür offensichtlich Modelle, die realistische Salzgehaltverteilungen produzieren.

4.3.5.3 Zeitliche Variabilität der Herbizidgehalte

Pestizide werden meist sehr gezielt eingesetzt, so dass die Eintragsmengen und demzufolge die Konzentrationen des Wassers starken saisonalen Schwankungen unterliegen. In *Abb. 4-40* ist beispielhaft der jahreszeitliche Konzentrationsverlauf im Jahr 2005 für ausgewählte Herbizide in der Elbe bei Blankenese wiedergegeben. In dieser Grafik wurden auch Beprobungen bei Stade berücksichtigt, die zu Beginn der beiden Überwachungsfahrten am 25. Mai und 10. August durchgeführt wurden. Die sehr heterogenen Jahresgänge weisen kein gemeinsames Grundmuster auf (*Abb. 4-40*), sondern resultieren offenbar aus uneinheitlichen Anwendungszeiten und verschiedenen hohen Anwendungsmengen.

Die raumzeitliche Variabilität der Substanzkonzentrationen ist sehr komplex und Konzentrationsänderungen in der Elbe sind in ihrer Wirkung auf die Stoffverteilung in der Deutschen Bucht selten einfach nachvollziehbar. Schwankende Einträge aus dem landwirtschaftlich intensiv genutzten »Alten Land« stromab von Stade stellen eine weitere Komplikation dar. Auf einen zeitlichen Vergleich der Konzentrationen in der Elbe mit denen einzelner Stationen in der Deutschen Bucht (LOEWE ET AL. 2006) wird deshalb hier verzichtet, zumal die Herbizidbelastung der Deutschen Bucht nur durch Beprobungen im Mai / Juni und August / September belegt ist.

In *Tab. 4-4* sind stattdessen regionale Konzentrationsmediane für die in diesen beiden Messkampagnen am häufigsten nachgewiesenen Herbizide zusammengefasst. In der Elbe variierten die Konzentrationen zwischen 0.5 und 37.2 ng/L, in Küstengewässern zwischen 0.1 und 5.5 ng/L. In der offenen See waren bei den gegenwärtigen Bestimmungsgrenzen nur 15 Stoffe nachweisbar, von denen Diuron (1.5 ng/L), Isoproturon (0.9 ng/L), Atrazin (1.1 ng/L), Simazin (0.4 ng/L) und Terbutylazin (0.1 ng/L) in höchsten Konzentrationen vorkamen.

Die bereits im Zusammenhang mit *Abb. 4-40* angesprochene heterogene Vielfalt in der jahreszeitlichen Entwicklung der Pestizidkonzentrationen in der Elbe tritt auch in der Gegenüberstellung der Konzentrationen im Mai und August bei Stade deutlich hervor (*Tab. 4-4*). Danach ergaben sich für 7 Stoffe – nämlich Bentazon, Chlortoluron, Isoproturon, 2,4-D, Dichlorprop, Metribuzin und Irgarol – im Mai deutlich höhere Konzentrationen als im August, während für 5 andere Stoffe (Diuron, Atrazin, Hexazinon, Simazin und Terbutylazin) das Gegenteil zutraf. Die Konzentrationen der restlichen 11 Herbizide unterschieden sich hingegen an den beiden Terminen kaum.

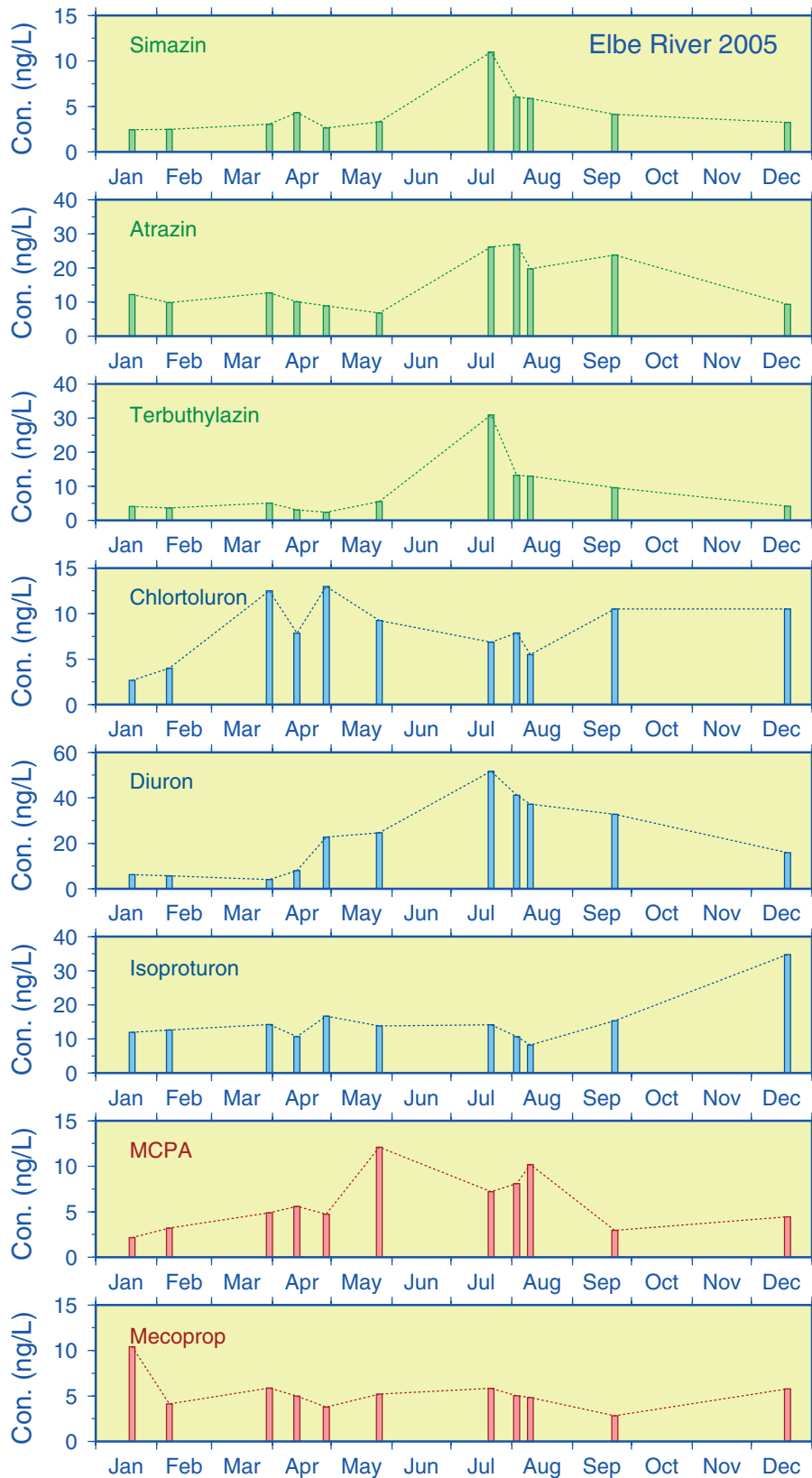


Abb. 4-40: Saisonale Entwicklung der Konzentrationen ausgewählter Pestizide in der Elbe im Jahr 2005 bei Blankenese bzw. Stade (25. Mai und 10. August).

Fig. 4-40: Seasonal evolution in 2005 of selected pesticides in the Elbe River at Blankenese, respectively Stade (May, 25 and August, 10).

Regional Pesticide Concentrations in 2005		ELBE RIVER (STADE)		COASTAL WATERS		OPEN SEA, GB ONLY	
		MAY	AUG	MAY	AUG	MAY	AUG
PHENYLUREAS	CHLORTOLURON	9.24	5.48	0.63	0.63	0.26	0.28
	DIURON	24.70	37.20	3.43	5.54	1.46	1.46
	FENURON	1.37	1.34	0.10	0.11	<0.06	<0.06
	ISOPROTURON	13.80	8.20	2.14	1.07	0.74	0.87
	LINURON	1.77	2.36	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
TRIAZINES	AMETRYN	0.52	0.69	0.06	0.06	<0.04	<0.04
	ATRAZIN	6.75	19.76	2.03	2.26	1.06	1.02
	DESETHYLATRAZIN	./.	6.40	./.	0.78	./.	0.24
	HEXAZINON	1.58	3.22	0.17	0.25	<0.09	<0.09
	IRGAROL	4.57	2.34	0.16	0.20	<0.09	<0.09
	METRIBUZIN	1.95	<0.30	<0.30	<0.30	<0.30	<0.30
	PROMETRYN	1.63	1.47	0.08	0.07	<0.02	<0.02
	PROPAZIN	0.51	0.63	<0.30	<0.30	<0.30	<0.30
	SIMAZIN	3.30	5.88	0.67	0.77	0.40	0.39
	TERBUTHYLAZIN	5.47	12.94	0.56	0.78	0.12	0.11
	TERBUTRYN	3.88	4.22	0.32	0.28	0.07	0.06
PHENOXYACETIC ACIDS	2,4-D	7.92	3.26	0.76	0.67	<0.50	<0.50
	DICHLORPROP	4.61	1.06	<0.30	0.35	<0.30	<0.30
	MCPA	12.10	10.20	0.64	0.56	0.21	0.43
	MECOPROP	5.20	4.84	0.83	0.94	0.35	0.52
	CLOFIBRIN	2.33	2.56	<0.50	<0.50	<0.50	<0.50
MISC.	BENTAZON	3.48	2.54	0.26	0.22	<0.05	0.08
	METAZACHLOR	1.14	0.90	0.28	0.13	0.20	0.13
	METOLACHLOR	2.93	3.98	0.24	0.57	0.57	0.17
OVERALL STATISTICS	MINIMUM	0.51	0.15	0.06	0.06	0.01	0.01
	MEDIAN	3.48	3.24	0.26	0.31	0.20	0.16
	MAXIMUM	24.70	37.20	3.43	5.54	1.46	1.46
	SUM	120.75	141.62	14.31	17.05	6.82	7.10
SALINITY [PSU]		0.50	0.50	30.74	31.15	34.09	34.64
SUSPENDED MATTER [mg/L]		./.	./.	6.48	2.45	2.26	0.59

Tab. 4-4: Polare Pestizide in der Deutschen Bucht im Jahr 2005. Konzentrationen (ng/L) sind Mediane von Proben aus der jeweiligen Region, außer für die Elbe (1 Stichprobe). Konzentrationen unterhalb der Bestimmungsgrenze (<...) gehen als 0.5 x BG in die Gesamtstatistik ein.

Table 4-4: Polar pesticides in the German Bight in 2005. Concentrations (ng/L) are regional sample medians, except for Elbe River (1 sample, only). Concentrations below limit of quantification (<...) enter overall statistics as 0.5 x LoQ.

Die Mediankonzentrationen der meisten Einzelstoffe unterschieden sich im Küstenwasser für beide Zeitpunkte kaum; lediglich Metazachlor und Isoproturon traten im Mai in deutlich höheren Konzentrationen auf als im August, während andererseits nur Metolachlor und Diuron im Mai in erheblich geringeren Konzentrationen vorkamen. Noch

geringere Unterschiede ergaben sich für die Mediankonzentrationen in der offenen See. Diese Abnahme in der Stärke der zeitlichen Variationen vom Flussbereich zur offenen See hin erklärt sich aus der in dieser Richtung zunehmenden Dämpfung der Signale durch Vermischung sowie dem kurzen Zeitabstand zwischen beiden Messkampagnen.

Die beobachteten Konzentrationen der polaren Pestizide lagen generell deutlich höher als die der klassischen Schadstoffe. Gegenüber den HCH-Isomeren wurden ca. 10fach, gegenüber den lipophilen PCB, DDT oder PAK über 100fach höhere Konzentrationen festgestellt. Darüber hinaus stellen etliche der analysierten Herbizide strukturell ähnliche Verbindungen dar (vgl. *Tafel 4-6, S. 206*). Ihre gemeinsame Grundstruktur macht einen ähnlichen Wirkmechanismus wahrscheinlich, so dass bei der ökotoxikologischen Bewertung die um 1 – 2 Größenordnungen höhere Summenkonzentration dieser Herbizide betrachtet werden sollte (vgl. *Tab. 4-4*).

Langfristige Trendabschätzungen sind nicht möglich, da die meisten Stoffe erst seit dem Jahr 2000 bestimmt werden. Auch sind zeitliche Tendenzen infolge der hohen Variabilität der Konzentrationen gegenwärtig nicht erkennbar. Für einige Triazine könnten allerdings innerhalb von Forschungsprojekten gewonnene Konzentrationsdaten aus den Jahren 1990 bis 1997 für Trendschätzungen genutzt werden. Die von BESTER UND HÜHNERFUSS (1993) für das Jahr 1991 berichteten Konzentrationen von Atrazin und Simazin auf Stationen in der Elbfahne sind mit 70 bis 200 ng/L erheblich höher als die im Jahr 2005 gemessenen Werte. Trotz dieser deutlichen Reduktion erscheint bemerkenswert, dass beide Stoffe immer noch in relativ hohen Konzentrationen angetroffen wurden, denn die Anwendung von Atrazin und Simazin wurde bereits vor einigen Jahren in Deutschland und vielen EU-Staaten verboten.

4.3.6 Zusammenfassung

Erwartungsgemäß ergaben sich auch im Jahr 2005 für die verschiedenen organischen Schadstoffe unterschiedliche räumliche Verteilungen und zeitliche Tendenzen. Dabei lassen sich die Konzentrationen des Meerwassers z. Zt. besser bewerten als die des Sediments. Für die meisten Schadstoffe ist die Elbe die Haupteintragsquelle für die Deutsche Bucht. Generell nehmen die Schadstoffgehalte mehr oder minder schnell von der Küste zur offenen See hin ab.

Außerhalb der Elbfahne sind die Konzentrationen von unpolaren Schadstoffen gewöhnlich sehr niedrig. Ein starker Konzentrationsabfall von der Küste zur offenen See zeichnete deshalb die räumlichen Verteilungen sowohl der sehr lipophilen chlorierten Kohlenwasserstoffe HCB, PCB und DDT, als auch der hochkondensierten PAK aus. Dabei waren die Konzentrationen stark von den Schwebstoffgehalten der Proben abhängig.

Für die PCB- und DDT-Verbindungen der Chlorkohlenwasserstoffe wurden die Nachweisgrenzen erniedrigt, so dass sie inzwischen auch in der äußeren Deutschen Bucht in sehr geringen Konzentrationen nachweisbar waren. Die PAK-Gehalte des Meerwassers liegen im Wertebereich der vorangegangenen Jahre; ein zeitlicher Trend ist bisher nicht erkennbar.

Für die meisten Chlorkohlenwasserstoffe lassen sich aufgrund hoher Konzentrationschwankungen im Meerwasser und kurzer Beobachtungszeiten keine robusten Trends angeben. Die Konzentrationen der Hexachlorcyclohexan-Isomere α - und γ -

HCH sind hingegen im Zeitraum 1989 – 2005 exponentiell zurückgegangen. Die Gehalte an α -HCH halbierten sich in der Deutschen Bucht alle 4 Jahre. Die γ -HCH-Gehalte hingegen gingen zunächst bis etwa 1998 ortsabhängig um nur 5 – 35 % zurück, während sie sich im anschließenden Zeitabschnitt im Überwachungsgebiet alle 2 Jahre halbierten. Sowohl für α -, als auch γ -HCH liegen die Konzentrationen inzwischen weit unter 0.5 ng/L. Die Konzentrationen von α - und β -HCH in der Elbe, die im Jahr 2004 um das bis zu 10fache oberhalb langjähriger Mittelwerte gelegen hatten, sind im Berichtsjahr auf Normalniveau zurückgekehrt. Im von der Elbfahne beeinflussten Seegebiet vor der nordfriesischen Küste ist der langfristige Abwärtstrend von α -HCH bereits um die Jahrtausendwende in eine Seitwärtsbewegung übergegangen.

Die höchsten Schadstoffkonzentrationen werden in der Deutschen Bucht nicht mehr für klassische, lipophile Schadstoffe beobachtet, sondern für ›moderne‹, eher polare und persistente Pestizide. Aufgrund dieser Eigenschaften verhalten sich diese Stoffe relativ ›konservativ‹, so dass meist recht gute inverse Korrelationen zwischen Stoffkonzentration und Salzgehalt gelten, welche die großen, in die südliche Nordsee entwässernden Flüsse als Haupteintragsquellen ausweisen. Die Konzentrationen der polaren Pestizide unterlagen auch im Jahr 2005 recht starken jahreszeitlichen Schwankungen; da regelmäßige Analysen erst seit dem Jahr 2000 durchgeführt werden, sind Zeittrends bislang nicht abschätzbar.

Obwohl lipophile Schadstoffe im Sediment in ca. 10^4 - bis 10^6 -fach höheren Konzentrationen als im Meerwasser vorkommen, lassen sich Quellenkorrelationen oder zeitliche Trends kaum feststellen. Die Konzentrationen aller untersuchten Verbindungen unterlagen im Sediment hohen Schwankungen, die sich auch bei Normalisierung der Konzentrationen auf organischen Kohlenstoff (TOC) nicht hinreichend reduzieren ließen, so dass – auch wegen des kurzen Überwachungszeitraums von nur 12 Jahren – robuste Trends nicht festgestellt werden konnten.

4.4 Metalle

<*> S. Schmolke

4.4.1	Einführung	... 217
4.4.2	Bewertungskriterien	... 219
4.4.3	Metallgehalte des Meerwassers	... 220
4.4.4	Metallgehalte des Sediments	... 225
4.4.5	Zusammenfassung	... 229

4.4.1 Einführung

Metalle kommen natürlich in der Umwelt vor. Durch Verwitterung, Vulkanismus und Ausgasungen werden sie im geochemischen Kreislauf mobilisiert. Elementkonzentrationen, die aus natürlichen Prozessen resultieren, werden als Hintergrundkonzentration bezeichnet. Der Nachweis von Metallen in der Umwelt ist somit nicht zwangsläufig als Verschmutzung zu werten. Es gibt zahlreiche essentielle Elemente wie Eisen oder Zink. Ihre Bioverfügbarkeit ist innerhalb gewisser Konzentrationsgrenzen Voraussetzung für biologisches Wachstum. Organismen sind in der Lage, sich in einer bestimmten Bandbreite an veränderliche Elementkonzentrationen anzupassen. Wird diese Bandbreite zu höheren Konzentrationen verlassen, tritt eine toxische Wirkung ein. Andere Elemente wie Quecksilber, Cadmium oder Blei haben keine bekannte vitale Funktion.

Durch menschliche Aktivitäten gelangen z. T. erhebliche zusätzliche Mengen einzelner Elemente in die Umwelt, wodurch die natürlichen Hintergrundkonzentrationen regional deutlich überschritten werden können. Maßnahmen zur Emissionsminderung führten in den vergangenen Jahrzehnten jedoch zur kontinuierlichen Abnahme vieler Schadstoffe in Luft, Wasser, Sediment und Biota (OSPAR 1998).

Generell werden die Metallgehalte des Meerwassers durch die Struktur, Dynamik und Stärke der Quellen, die großräumige Zirkulation der marinen Wassermassen und die Effizienz ihrer Senkenprozesse bestimmt. Wesentliche Quellen für das anthropogen verursachte Metallsignal in marinen Ökosystemen sind die Abflüsse kontaminierter Süßwassermassen über die kontinentalen Flusssysteme, der Schadstofftransport über die Atmosphäre, sowie die Wechselwirkung mit dem Sediment. Weitere Einträge werden durch Offshore-Aktivitäten wie Rohstofferkundung und Förderung sowie Verklappung von Baggergut verursacht. Dem stehen die Sedimentation mit ihren komplexen, vorgelagerten Gleichgewichten zwischen Schwebstoff, Biota und Wasserphase und in Ausnahmefällen die Wechselwirkung mit der Atmosphäre als Schlüsselprozess zur Entfernung der Metalle aus dem Meer gegenüber.

Im Detail unterscheidet sich das Verhalten der verschiedenen Metalle erheblich. Schon die Quellmuster und damit die Bedeutung der unterschiedlichen Eintragspfade

Tafel 4-7: Metalle mit toxischem Potential in der Meeresumwelt

Quecksilber zählt zu den gefährlichsten Umweltgiften. Es bioakkumuliert durch die gesamte aquatische Nahrungskette. Seit der katastrophalen Methylquecksilbervergiftung der Bevölkerung in Minamata (Japan), ausgelöst durch den Konsum von quecksilberkontaminierten Fisch in den fünfziger Jahren, steht die Belastung der marinen Umwelt durch Quecksilber im wissenschaftlichen und öffentlichen Interesse.

Das Verhalten von Quecksilber in der Umwelt ist durch für ein Metall außergewöhnliche physikalische und chemische Eigenschaften gekennzeichnet. Es liegt in elementarer Form, bei Raumtemperatur flüssig vor und ist durch einen relativ hohen Dampfdruck gekennzeichnet. Gleichzeitig ist Quecksilber in der Atmosphäre mit einer durchschnittlichen Verweilzeit von einem Jahr sehr reaktionsträge. Folglich werden regionale Quecksilberemissionen über die Atmosphäre global verteilt. Aus der Atmosphäre wird es in elementarer und in reaktiver Form überwiegend durch Niederschläge in das Meer eingetragen.

Quecksilber wird industriell vor allem in der Chloralkali-Elektrolyse sowie der Holz und Metall verarbeitenden Industrie eingesetzt. Darüber hinaus wird es bei der Müllverbrennung, bei der Verbrennung von Kohle und anderen fossilen Brennstoffen sowie in der Zementindustrie freigesetzt. Im Wasser und im Sediment entstehen durch mikrobielle Aktivität Methylquecksilberverbindungen, die von biologischen Systemen leicht aufgenommen und angereichert werden und toxischer als die anorganischen Salze sind.

Das im Wasser vorhandene Quecksilber wird vom Phytoplankton aufgenommen und unabhängig von der Bindungsform angereichert. Beim Durchlaufen der Nahrungskette vom Phytoplankton über das Zooplankton bis hin zu Fischen und Vögeln erhöht sich der Anteil des Methylquecksilbers stufenweise um jeweils etwa 10 %. Bei höher entwickelten Lebewesen wie den marinen Säugetieren ist das Zentralnervensystem das anfälligste Organ für Belastungen durch Methylquecksilber. Durch Aufnahme von Quecksilber wird die Immunabwehr bei Mensch und Tier verringert und eine ganze Reihe von Krankheitssymptomen hervorgerufen, wobei die häufigsten neurologische Beeinträchtigungen sind. Schwere Quecksilbervergiftungen führen zum Tode.

Cadmium kommt in der Erdkruste sehr selten vor und ist weitgehend gleichmäßig verteilt. Es wird in industriellen Produkten und Prozessen eingesetzt, z. B. in der galvanischen Industrie, in Pigmenten, als Plastikstabilisator, in Batterien und Metalllegierungen. Darüber hinaus wird es bei der Verbrennung fossiler Brennstoffe, im Straßenverkehr, bei der Müllverbrennung und Buntmetallverhüttung in die Atmosphäre emittiert. In den Boden gelangt es häufig über Phosphatdünger. Es reichert sich in der Nahrungskette an und kann Krebs, Missbildungen und genetische Veränderungen hervorrufen. Cadmium ist in der Umwelt sehr mobil und gelangt vorwiegend über die Atmosphäre und Flüsse in die Nordsee.

Blei ist ein in der Natur allgegenwärtiges, aber kein lebensnotwendiges Element. Es wird seit historischen Zeiten durch den Menschen verarbeitet. In der jüngeren Zeit wurde und wird Blei unter anderem für die Herstellung von Batterien und Akkumulatoren, als Additiv zu Kraftstoffen (Tetraethylblei), für Verlötnungen, in Farbpigmenten und im Korrosionsschutz eingesetzt. In die Atmosphäre gelangt Blei durch eine Vielzahl von Verbrennungsprozessen, und durch Emissionen aus dem Straßenverkehr. Eine signifikante Minderung der Bleibelastung der Atmosphäre wurde durch die Einschränkung bzw. das Verbot von Bleizusätzen zu Kraftstoffen in den achtziger Jahren erreicht.

Die akute Toxizität von Blei ist gering, jedoch kommt es zu chronischen Vergiftungen bei Aufnahme kleiner Mengen über einen längeren Zeitraum. Anorganische Bleiverbindungen reichern sich in den Knochen, Zähnen und den Haaren an; die Halbwertszeit im menschlichen Körper beträgt mehr als 20 Jahre. Vergiftungserscheinungen betreffen hauptsächlich Nieren, Hoden, den Gastrointestinaltrakt, das Nervensystem und die Biosynthese des Hämoglobins.

Kupfer ist als essentielles Spurenelement Bestandteil vieler Enzyme und ist daher von zentraler Bedeutung für den Stoffwechsel. In erhöhten Konzentrationen kann es jedoch ähnlich giftig wirken wie die nicht-essentiellen Schwermetalle Blei oder Quecksilber. Kupfer ist toxisch, wenn die Kapazität der homeostatischen Regulierung im Körper überschritten wird, d. h. wenn überschüssiges Kupfer nicht mehr an die vorhandenen Kupferproteine gebunden werden kann.

Kupfer findet vor allem in der Elektro- und Metallindustrie Verwendung und ist Bestandteil von Farbstoffen und Pestiziden. Der Eintrag in die Gewässer erfolgt vor allem durch die metallverarbeitende Industrie, kommunale Abwässer und atmosphärische Deposition. Speziell in den Küstengewässern ist ein Eintrag durch den Einsatz von Kupfer in bewuchshemmenden Antifoulingfarben und Holzschutzimprägnierungen gegeben.

(Fortsetzung ...)

Tafel 4-7: Metalle mit toxischem Potential in der Meeresumwelt (... Fortsetzung)

Zink ist Bestandteil vieler Enzyme und für Pflanzen und Tiere ein essentielles Spurenelement. Ein Mangel an diesem Element hat negative Auswirkungen auf das Wachstum und Wohlergehen von Pflanzen, Tieren und Menschen. Der Tagesbedarf des Menschen liegt zwischen 5 und 40 mg. Die Giftigkeit anorganischer Zinkverbindungen ist gering. Einige Pflanzen-, Phytoplankton- und Fischarten reagieren empfindlich auf Zink. Eine übergroße Zinkkonzentration in Gewässern kann bei einigen Fischarten zu Problemen bei der Atmung führen. Zink findet hauptsächlich in der metallverarbeitenden Industrie als Korrosionsschutz von Eisen- und Stahlprodukten Anwendung.

variieren stark. Während z. B. menschlich verursachte Bleiemissionen größtenteils über die Atmosphäre in die Nordsee gelangen, wird Kupfer überwiegend über die Flüsse transportiert. Im Wasser und Sediment wirken sich die unterschiedlichen chemischen Eigenschaften der Elemente auf deren Wechselwirkung mit dem Schwebstoff, der Biota und dem Sediment aus. Dem zufolge variiert auch die Bedeutung der unterschiedlichen Senkenprozesse von Element zu Element. Ein einfacher, konservativer Zusammenhang zwischen Metallkonzentration im Wasserkörper und dem Transport und der Mischung von Wassermassen unterschiedlicher Herkunft und Zusammensetzung existiert somit nur in Ausnahmefällen.

Im BSH wurde mit der Überwachung der Metallgehalte im Meerwasser, Schwebstoff und Sediment in den siebziger Jahren des vergangenen Jahrhunderts begonnen. Sie ist national in die Überwachungsprogramme des Bund-Länder-Messprogramms (BLMP) und international in die Monitoringprogramme der Meeresschutzkonventionen für Nordsee (OSPAR) und Ostsee (HELCOM) eingebettet.

Hauptuntersuchungsgebiet ist die deutsche ausschließliche Wirtschaftszone (AWZ). Das aktuelle Messprogramm umfasst vier über das Jahr verteilte Überwachungsfahrten in die AWZ der Nordsee (Tab. 4-1, S. 152), bei denen 12 Spurenelemente im Wasser und 17 im Sediment bestimmt werden. Innerhalb dieses Berichtes ist der Fokus auf die ökotoxikologisch wichtigen Elemente Cadmium, Kupfer, Blei, Quecksilber und Zink gerichtet. Zunächst werden die verwendeten Bewertungskriterien vorgestellt. Anschließend folgen separate Darstellungen der Metallbelastungssituation im Wasserkörper und im Sediment, die inhaltlich sowohl räumliche Muster, Belastungsschwerpunkte und -ursachen, als auch die zeitliche Entwicklung der Gehalte abdecken.

4.4.2 Bewertungskriterien

Bezugspunkt zur Bewertung der im Untersuchungsgebiet beobachteten Elementkonzentrationen sind für die Nordsee bzw. Deutsche Bucht angenommene Hintergrundkonzentrationen. Hintergrundkonzentrationen von synthetischen Substanzen sollten theoretisch gleich Null sein. Hintergrundkonzentrationen von Stoffen die natürlich im Meerwasser vorkommen, wie es für die meisten Metalle der Fall ist, werden anhand von Proben aus entlegenen, durch menschliche Aktivität unbeeinflussten Gebieten festgelegt. Metallhintergrundkonzentrationen für das Sediment werden in der Regel mit Hilfe von Kernproben aus tieferen, älteren Schichten bestimmt.

Grundlage der Bewertung der Wasserbelastung sind durch OSPAR für die Region ›Greater North Sea‹ festgelegte ›Background Reference Concentrations‹ (BRC) bzw. Hintergrundbelastungswerte. In Tab. 4-5 sind die BRCs für gelöste Elementkonzentrationen gemeinsam mit den BSH-Sedimenthintergrundwerten für die Deutsche Bucht

angegeben. Die Spannweiten der Sedimentkonzentrationen wurden aus der $< 20 \mu\text{m}$ Korngrößenfraktion tiefer gelegener Schichten aus Sedimentkernen abgeleitet. Die auch für Sediment vorhandenen OSPAR-Hintergrundwerte wurden nicht herangezogen, da diese sowohl aus feinen Sedimenten, als auch der Feinkornfraktion abgeleitet (vgl. *Abschnitt 4.4.4.1, S. 225*) und darüber hinaus auf die Aluminiumkonzentration normiert wurden. Aluminium wurde jedoch im BSH-Monitoring nicht immer mitbestimmt, so dass eine Umrechnung auf die von OSPAR verwendete Normierung nicht für alle vom BSH erhobenen Sedimentkonzentrationsdaten möglich ist.

<i>ELEMENT</i>	<i>WATER [ng/L] OSPAR (BRC)</i>	<i>SEDIMENT [mg/kg_{DW}] BSH</i>
<i>Cd</i>	8 – 25	0.08 – 0.24
<i>Cu</i>	50 – 90	16 – 29
<i>Pb</i>	10 – 20	12 – 38
<i>Hg</i>	0.2 – 0.5	0.02 – 0.04
<i>Zn</i>	250 – 450	81 – 103

Tab. 4-5: Hintergrundkonzentrationen der Elemente Cadmium, Kupfer, Blei, Quecksilber und Zink in der gelösten Fraktion (Wasser) und im Sediment ($< 20 \mu\text{m}$). Wasser: OSPAR Region ›Greater North Sea‹. Sediment: BSH-Sedimentkernuntersuchungen in der Deutschen Bucht.

Table 4-5: Background concentrations of cadmium, copper, lead, mercury and zinc in the dissolved fraction (water) and in sediment ($< 20 \mu\text{m}$). Water: OSPAR region ›Greater North Sea‹, sediment: BSH sediment core samples from the German Bight.

4.4.3 Metallgehalte des Meerwassers

4.4.3.1 Quellen, Senken und Prozesse

Große Flüsse wie Elbe, Weser, Ems, Rhein, Schelde, Themse und Humber tragen in beträchtlichem Umfang partikelgebundene und gelöste Metalle ins Küstenwasser der Nordsee ein. Austauschprozesse zwischen Wasserkörper, Sediment (Sedimentation, Resuspension) und Atmosphäre (Deposition, Verdampfung), aber auch chemische und biologische Umwandlungsprozesse sind hier, im Mischbereich von Meer- und Flusswasser, von erheblicher Intensität und beeinflussen das Gleichgewicht zwischen gelösten und partikelgebundenen Spurenstoffen entsprechend stark. Viele Elemente werden in den Flussästuaren effektiv zurückgehalten, manche beim Übergang ins Meer nahezu ausschließlich verdünnt, andere durch Desorption und Remineralisierung in der gelösten Phase angereichert. Der Meeresboden stellt die wichtigste Senke für Spurenmetalle im marinen Ökosystem dar (s. *Abschnitt 4.4.4, S. 225*).

Mit der allgemeinen zyklonalen Nordseezirkulation (s. *Abb. 3-1, S. 82*) mischen sich in der Deutschen Bucht Schadstofffrachten weiter westlich mündender Flusssysteme ein und bilden ein komplexes Stoffgemenge, in dem sich die Herkunft einzelner Stoffe nur schwer oder gar nicht zurückverfolgen lässt. Das Küstenwasser der Deutschen Bucht ist insbesondere durch die Metallfracht der Elbe beeinträchtigt, die sich gewöhnlich nord- und seewärts entlang der nordfriesischen Küste ausbreitet und verdünnt.

Neben Flussfrachten sind atmosphärische Einträge für einige Elemente von großer Bedeutung. Die Stärke des Eintragssignals nimmt ebenfalls mit zunehmender Entfer-

nung von den Ballungszentren der Küste ab. Auch die Verklappung von Industrieabfällen und Klärschlämmen, welche in den 1980er Jahren eingestellt wurde, spielte in der Deutschen Bucht lange eine wichtige Rolle.

4.4.3.2 Gelöste und schwebstoffgebundene Metallgehalte

Metalle liegen im Wasserkörper gelöst und partikulär, d. h. an Schwebstoff gebunden vor. Der Metallgehalt des Meerwassers setzt sich also additiv aus gelösten und partikelgebundenen Anteilen zusammen, welche sich nach Filtration der Wasserproben aus der Analyse des schwebstofffreien Filtrats und des Filtrerrückstands ergeben. Das Verhältnis der gelöst vorliegenden Metallfraktion zum Gesamtmetallgehalt ist in Abb. 4-41 als Boxstatistik¹ für eine Auswahl von Spurenmetallen zusammengefasst. Die Ergebnisse, denen Proben mit Salzgehalten ≥ 32 aus den Wintermonaten (Januar bis März) im Zeitraum 1999 – 2005 zugrunde liegen, dokumentieren die Verhältnisse im küstenfernen Meerwasser der Deutschen Bucht (vgl. Abb. 4-6, S. 163 für charakteristische Salzgehaltsverteilungsmuster). Die unterschiedliche Affinität der Metalle zum Schwebstoff ist klar erkennbar. Während Zink, Nickel, Kupfer und Cadmium zu über 70 % gelöst vorliegen, treten Eisen, Blei und Mangan vornehmlich partikelgebunden auf.

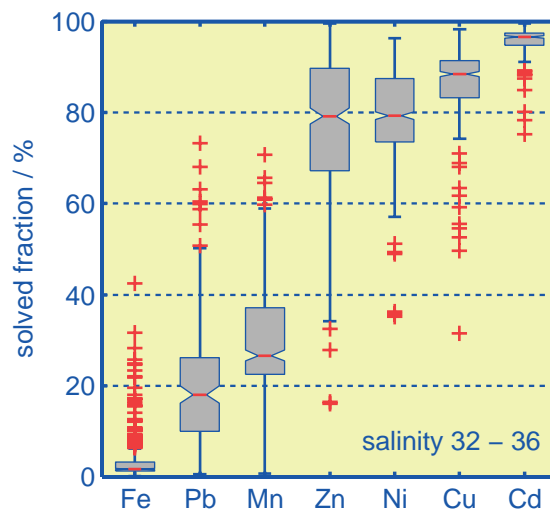


Abb. 4-41: Relativer Anteil der gelösten Gehaltsfraktion am Gesamtmetallgehalt für küstenfernes Meerwasser der Deutschen Bucht. Der Boxstatistik (s. Fußnote, S. 221) liegen »Winterproben« aus dem Zeitraum 2000 – 2005 zugrunde.

Fig. 4-41: Ratio of dissolved to total metal concentration (%) for sea water in the German Bight proper. Boxstatistics are based on winter samples from 2000 – 2005.

Die getrennte Betrachtung der Metallgehalte in Schwebstoff und Filtrat ist notwendig, um Wasserkörper mit unterschiedlichem Schwebstoffgehalt vergleichen zu können. Vor allem für Elemente mit hoher Schwebstoffaffinität bilden sich in den räumlichen Verteilungen der Gesamtmetallgehalte andernfalls lediglich die Muster der Schweb-

1. Die Boxstatistik bietet eine kompakte Zusammenfassung wichtiger Verteilungskennzahlen. Das Boxsymbol bildet den Median (zentrale rote Linie, P_{50}) mit 98 % Vertrauensbereich (Einschnürung der Box), den durch Unter- und Oberkante der Box begrenzten Interquartilbereich (P_{25} – P_{75}) sowie die Extremwerte der Messreihe (Ausleger) ab. Messwerte, die einen Abstand von 1.5 Interquartilbreiten zu den Interquartilgrenzen überschreiten, sind durch Kreuze als Ausreißer kenntlich gemacht.

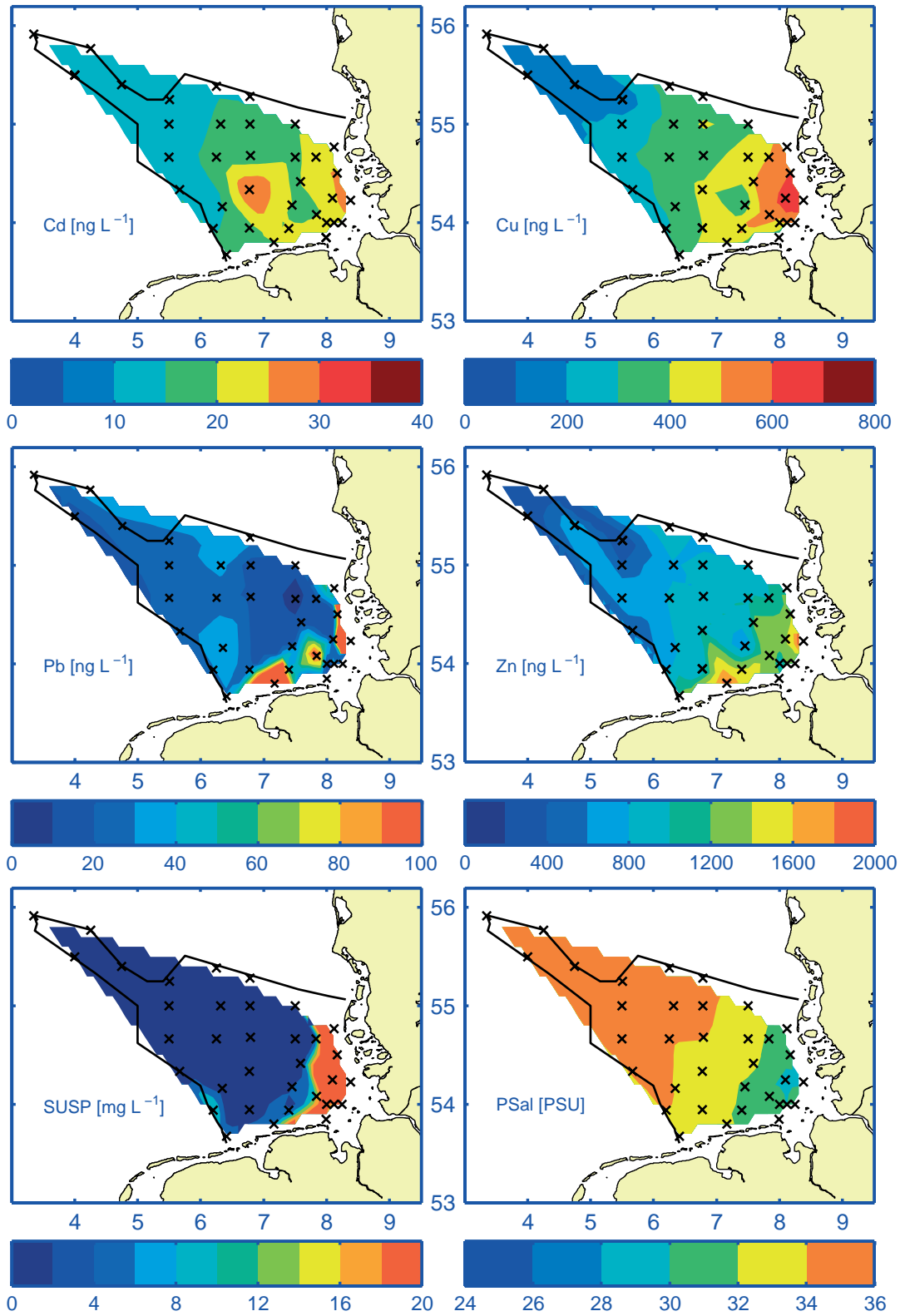


Abb. 4-42: Räumliche Verteilungen des Cadmium-, Kupfer-, Blei- und Zinkgehaltes im filtrierten Oberflächenwasser sowie des Schwebstoff- und Salzgehaltes im Januar 2005. Die Probenahmestationen sind durch Kreuze gekennzeichnet.

Fig. 4-42: Spatial distributions of cadmium, copper, lead, and zinc concentration in filtrated near-surface sea water along with suspended particulate matter concentration and salinity in January 2005. Crosses indicate sampling sites.

stoffgehalte ab. Rückschlüsse auf Quellstruktur und Hotspots wären auf Basis der Gesamtgehalte darum erheblich erschwert.

4.4.3.3 Metallgehalte im Jahr 2005

Der Einfluss biologischer Prozesse auf die Metallgehalte von Wasser und Schwebstoff ist in den Wintermonaten am geringsten, denn in dieser Jahreszeit ist die biologische Aktivität selbst minimal. Wie im Fall der langfristigen Nährstoffentwicklung (z. B. *Abb. 4-7, S. 164*) vereinfacht sich auch die Interpretation zwischenjähriger Änderungen der Metallgehalte, wenn biologische Faktoren vernachlässigbar sind. Für die nachstehenden Analysen wurden deshalb ausschließlich Meerwasserproben aus dem Zeitraum Januar bis März herangezogen.

Die Bedeutung der Süßwasserzuflüsse als Belastungsquelle der Deutschen Bucht zeigt sich u. a. in den räumlichen Konzentrationsverteilungen der Elemente Blei, Cadmium, Kupfer und Zink, welche in *Abb. 4-42* gemeinsam mit den Salz- und Schwebstoffgehaltsverteilungen für Januar 2005 dargestellt sind. Die Konzentrationsverteilungen der gelöst vorliegenden Metalle weisen ein ähnliches Grundmuster auf: mit zunehmender Entfernung zur Küste nehmen die Konzentrationen im Meerwasser ab. Das Konzentrationsgefälle ist dabei für Blei sehr steil, für Cadmium, Kupfer und Zink wesentlich flacher. Diese differentielle Ausprägung der Gradienten wird weniger durch unterschiedliche Quellstrukturen als vielmehr durch Unterschiede in den physikochemischen Eigenschaften – insbesondere der Schwebstoffaffinität – dieser Elemente hervorgerufen (vgl. hierzu auch *Abb. 4-41*).

<i>ELEMENT</i>	<i>SAMPLES</i>	<i>PERCENTILE 25%</i>	<i>MEDIAN 50%</i>	<i>PERCENTILE 75%</i>	<i>SALINITY</i>
<i>Cd</i>	7	21	22	25	30 – 32
<i>Cu</i>	7	398	550	584	
<i>Pb</i>	7	14	17	25	
<i>Zn</i>	7	1085	1263	1368	
<i>Cd</i>	16	12	14	16	≥ 34
<i>Cu</i>	16	139	295	365	
<i>Pb</i>	16	22	23	33	
<i>Zn</i>	16	410	763	845	

Tab. 4-6: Elementkonzentrationen im filtrierten Meerwasser der Deutschen Bucht im Jan / Feb 2005. Proben nach Salzgehalt stratifiziert, Konzentrationen in ng/L.

Table 4-6: Dissolved metal concentrations in the German Bight in Jan / Feb 2005. Samples stratified as to salinity, concentrations in ng/L.

Mit der in Nordsee und Deutscher Bucht vorherrschenden zyklonalen Zirkulation (vgl. *Abschnitt 3.2.4, S. 86*) werden die Emissionen aus Elbe und Weser gewöhnlich entlang der schleswig-holsteinischen Küste nach Norden transportiert. Diese Flussfrachten treten als »Abflussfahne« besonders deutlich in der Verteilung der Kupfergehalte hervor (*Abb. 4-42*), die vor der nordfriesischen Küste im Januar 2005 600 ng/L überschritten. Die Konzentrationen von Cadmium (25 ng/L), Blei (100 ng/L) und Zink (1800 ng/L) erreichten hier ebenfalls die höchsten Werte. Die Cadmiumverteilung wies darüber hinaus nördlich des Dollarts ein markantes lokales Maximum auf (*Abb. 4-42*). Diese Anomalie wurde in den vergangenen Jahren wiederholt in dieser Region beobachtet. Auch die Gehalte von Zink, Kupfer und Blei waren hier erhöht.

Im küstenfernen Oberflächenwasser mit Salzgehalten über 34 lagen die Cadmiumkonzentrationen im Winter 2005 im Hintergrundbereich (vgl. Tab. 4-5, S. 220), die von Blei, Zink und Kupfer leicht darüber (Tab. 4-6). Im Küstenwasser ($30 < s < 32$) überschritten die Zink- und Kupfergehalte die Hintergrundwerte um das 2- respektive 4fache, während Blei- und Cadmiumgehalte nicht aus dem Hintergrundbereich hervortraten. Die dieser räumlichen Differenzierung zugrunde liegende Salzgehaltsverteilung ist Abb. 4-42 zu entnehmen.

4.4.3.4 Zeitliche Entwicklung

Die zeitliche Entwicklung der im küstenfernen Bereich gemessenen Elementgehalte ist weitgehend von derjenigen unter Land entkoppelt. Im Küstenwasser dominieren die Variationen der Metallfrachten der großen Flüsse und die Dynamik in den Flussästuaren die Konzentrationsmuster. Auf hoher See sind hingegen die großräumige Zirkulation der Nordsee und Austauschprozesse mit der Atmosphäre und dem Sediment dominante Faktoren für Veränderungen der Metallgehalte. Hier wurden für die überwiegend gelöst vorliegenden Elemente nicht nur geringere Konzentrationen gemessen, sondern auch deutlich andere zeitliche Entwicklungen als im Küstenwasser beobachtet.

Die Elementkonzentrationen im filtrierten Oberflächenwasser zeigten im gesamten Gebiet der Deutschen AWZ im Vergleich zu den Vorjahren keine außergewöhnlichen Veränderungen. Die Zinkkonzentration im küstennahen Wasser ($30 < s < 32$) lag etwas niedriger als in den Vorjahren (Abb. 4-43, links), aber immer noch etwa um den Faktor 2 über den Hintergrundwerten; zur Orientierung sind die OSPAR Hintergrund-

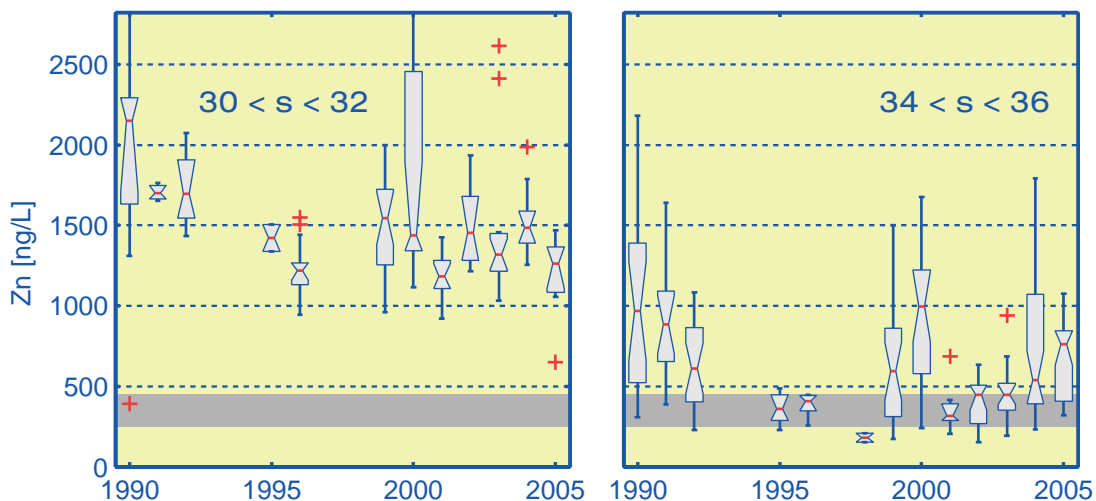


Abb. 4-43: Zinkgehalt in der gelösten Fraktion für küstennahes ($30 < \text{Salzgehalt} < 32$) und küstenfernes ($s > 34$) Oberflächenwasser der Deutschen Bucht.

Fig. 4-43: Zinc concentration (dissolved fraction) in coastal ($30 < \text{salinity} < 32$) and remote ($s > 34$) near-surface sea water of the German Bight.

konzentrationen in den Zeitreihendarstellungen als graue Streifen wiedergegeben. Im küstenfernen Wasser mit Salzgehalten > 34 wurden gegenüber den Vorjahren dagegen leicht erhöhte Zinkkonzentrationen beobachtet. Während hier in den Jahren 2001 bis 2003 der überwiegende Teil der Messungen noch im Bereich der Hintergrundwerte lag, wurden 2004 und 2005 wieder darüber liegende Konzentrationen gemessen. Im

Übrigen sind die Zinkkonzentrationen im winterlichen Oberflächenwasser der offenen Deutschen Bucht seit 2001 von Jahr zu Jahr weiter angestiegen (Abb. 4-43, rechts).

4.4.4 Metallgehalte des Sediments

Der Meeresboden stellt die wichtigste Senke für Spurenmetalle im marinen Ökosystem dar. Er kann jedoch regional auch als systeminterne Belastungsquelle wirksam sein (vgl. S. 234), was erhöhte Gehalte im Wasserkörper trotz reduzierter externer Metalleinträge möglich macht. Die Funktion des Meeresbodens ist u. a. von Stromstärke, Turbulenz, Bathymetrie und den Eigenschaften des Sediments selbst abhängig und darum raumzeitlich wenig bestimmt. Die unterschiedliche Zusammensetzung und Beschaffenheit der Sedimente erschwert die Vergleichbarkeit und Interpretation raumzeitlicher Entwicklungen in der Metallbelastung weiter. Um die Aussagekraft solcher Vergleiche zu erhöhen, werden die Elementgehalte von Sedimentproben aus unterschiedlichen Regionen üblicherweise auf den feinen Sedimentanteil mit Korngrößen $< 20 \mu\text{m}$ normiert.

4.4.4.1 Merkmale des Feinkornanteils

Die vorwiegend an Schwebstoff gebundenen Spurenelemente sedimentieren in der Nordsee in relativ eng umgrenzten Gebieten. Physikalisch zeichnen sich diese Regionen vor allem durch einen geringen Eintrag kinetischer Energie aus; einmal sedimentierte Teilchen zeigen hier nur geringe Neigung zur Resuspension. Das wichtigste Sedimentakkumulationsgebiet der Nordsee befindet sich im tieferen Teil des Skagerrak und in der norwegischen Rinne. Aber auch im Schlickfallgebiet südöstlich von Helgoland, im Urstromtal der Elbe, wird Nettosedimentation beobachtet. Hier enthält das Sediment einen hohen Feinkornanteil (Korngrößen $< 20 \mu\text{m}$) von 15 bis 45 %. Weite Teile des Meeresbodens der Nordsee sind hingegen mit Sanden bedeckt und zeichnen sich durch geringe Feinkornanteile aus. In diesen als dispersiv geltenden Gebieten findet keine Nettosedimentation statt. Abb. 4-44 zeigt Ergebnisse von Korngrößenanalysen, die an auf dem Deutschen Festlandsockel entnommenen Sedimentproben aus dem Zeitraum 1995 bis 2005 vorgenommen wurden. Die schlickigen bzw. feinsandigen Gebiete in der inneren Deutschen Bucht und auf der Weißen Bank treten durch einen hohen Feinkornanteil deutlich hervor.

Die grobe Sandfraktion des Sediments besteht vor allem aus Silikaten. Wegen ihrer chemischen Beschaffenheit und infolge ihrer relativ kleinen Oberfläche zeigt diese Fraktion nur eine geringe Affinität zur Adsorption von Spurenmetallen. Die Feinkornfraktion setzt sich hingegen vor allem aus Tonmineralen und organischem Material zusammen, enthält Eisen(III)-oxid-hydrate, Mangan(IV)-oxid-hydrate und Eisen(II)-sulfide, die zur effizienten Bindung vieler Spurenelemente an die Feinkornfraktion beitragen. Um die Metallbelastung in dispersiven und Akkumulationsgebieten vergleichen zu können, werden die Elementgehalte entweder auf den Feinkornanteil standardisiert oder direkt in der Korngrößenfraktion $< 20 \mu\text{m}$ bestimmt. Auf diese Weise wird die Verdünnung der Elementgehalte durch Sande herausgerechnet bzw. durch die Fraktionierung (Siebung) vermieden. Zur vergleichenden Bewertung wird also nur die Sedimentfraktion herangezogen, die ein hohes Potential zur Bindung der Spurenelemente besitzt. Wird kein anderer Bezug explizit angegeben, beziehen sich die nachfolgend diskutierten Elementkonzentrationen ausschließlich auf die Gehalte in der Feinkornfraktion.

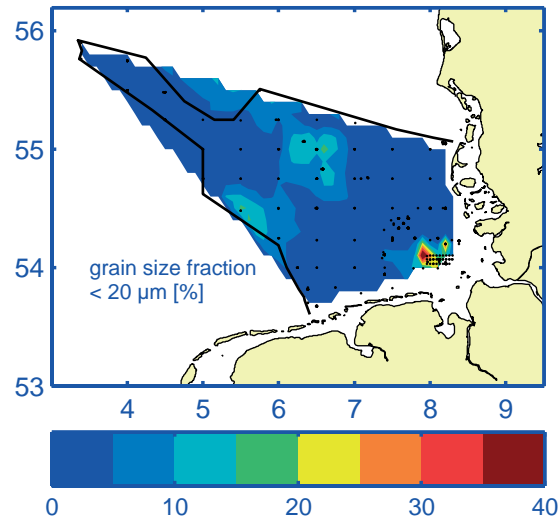


Abb. 4-44: Räumliche Verteilung des Anteils der Feinkornfraktion (< 20 µm) am Gesamtsediment im Zeitraum 1995 – 2005.

Fig. 4-44: Mean spatial distribution of relative grain size fraction (< 20 µm) as compiled from surface sediment samples from the period 1995 – 2005.

4.4.4.2 Metallgehalte im Jahr 2005 (Trendmonitoringgebiete)

Die mittleren Quecksilber-, Zink-, Cadmium- und Bleigehalte in der Feinkornfraktion des Oberflächensedimentes lagen im Jahr 2005 in der gesamten deutschen AWZ um das 3- bis 8fache und damit erheblich über den Hintergrundwerten (s. Tab. 4-5, S. 220). Die entsprechenden Kupfergehalte variierten hingegen innerhalb des Hintergrundbereichs oder überschritten diesen nur wenig. Zur räumlichen Differenzierung dieser Ergebnisse wurden die einzelnen Trendüberwachungsstationen in 6 regionale Gruppen zusammengefasst, deren Lage und Bezeichnung Abb. 4-45 zu entnehmen ist. Für eine Auswahl von Elementen sind Mittelwerte und Standardabweichungen der Gehalte in Tab. 4-7 angegeben.

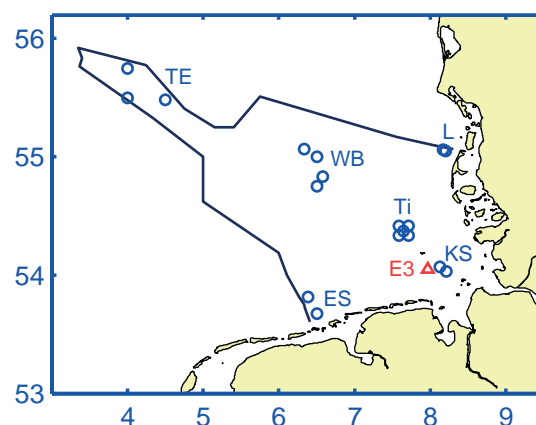


Abb. 4-45: Weiskarte der Sedimentstationen (blau) zur Trendüberwachung. (Bei Tonne E3 werden seit 2005 Hamburger Hafensedimente verklappt, s. S. 229.)

Fig. 4-45: Location map of sediment stations (blue) used in trend monitoring. (Buoy E3 is a dumping site for sediments from Hamburg Harbour since 2005, cf. p. 229.)

Im oberen Teil dieser Tabelle sind zunächst die gängigsten Normierungsparameter zusammengestellt, nämlich der Prozentanteil der Feinkornfraktion (< 20 µm) am Gesamtsediment (Xf20) sowie die Elementgehalte von Aluminium, Lithium und Eisen. Im unteren Teil folgen die regionalen Spurenelementgehalte in der Feinkornfraktion des Oberflächensediments. Das Gebiet TE im äußersten Nordwesten der AWZ konnte im Jahr 2005 wetterbedingt nicht beprobt werden.

Alle Spurenelemente, die in der Deutschen Bucht ein anthropogenes Signal zeigen (Ag, As, Cd, Cu, Hg, Pb, Zn), wurden im Gebiet der Weißen Bank (WB) in den geringsten Gehalten gemessen. Die höchsten Silber- und Quecksilbergehalte wurden im Schlickfallgebiet südöstlich Helgoland (KS) gemessen und übertrafen diejenigen bei WB um das 2- bzw 4fache. Die Hg-Hintergrundkonzentration wurde im KS-Gebiet um den Faktor 14 überschritten.

Die höchsten Cadmium-, Kupfer-, Nickel- und Zinkgehalte in der Feinkornfraktion des Oberflächensediments wurden querab Sylt in der Region L gemessen. Bezogen auf die Gesamtsedimentprobe sind die Gehalte allerdings eher gering, denn der Feinkornanteil des Sediments liegt hier unterhalb 5 % (vgl. Abb. 4-44, S. 226). Zudem ist die Auswertung für die Region L statistisch nicht gut abgesichert, weil im Jahr 2005 lediglich eine Sedimentprobe zur Verfügung stand.

2005	ES	KS	TI	L	WB
Xf20	1.6 ± 1.6	9.0 ± 23.3	0.7 ± 0.2	2.4	10.3 ± 3.2
Al	6.7 ± 0.8	6.0 ± 0.3	6.9 ± 0.4	7.1	7.5 ± 0.2
Li	69 ± 9	57 ± 4	78 ± 1	72	74 ± 1
Fe	5.4 ± 2.0	4.0 ± 0.2	7.3 ± 2.3	6.6	4.5 ± 0.3
Ag	0.30 ± 0.05	0.46 ± 0.18	0.25 ± 0.01	0.26	0.21 ± 0.03
As	45 ± 22	30 ± 9	64 ± 33	46	24 ± 1
Cd	0.52 ± 0.08	0.76 ± 0.18	0.74 ± 0.02	1.26	0.11 ± 0.06
Cu	36 ± 9	26 ± 3	26 ± 19	51	20 ± 1
Hg	0.27	0.54 ± 0.19	0.24 ± 0.01	0.31	0.13 ± 0.01
Ni	47 ± 7	39 ± 4	47 ± 6	54	45 ± 1
Pb	120 ± 40	75 ± 13	144 ± 35	123	64 ± 8
Zn	283 ± 82	217 ± 37	446 ± 426	833	138 ± 15

Tab. 4-7: Feinkornanteile (Xf20) und Metallgehalte des Oberflächensediments in Trendüberwachungsgebieten der Deutschen Bucht im Jahr 2005. Mittelwerte mit Standardabweichungen in mg/kg; Feinkornanteil, Aluminium, Lithium und Eisen in %. Zur Lage der Gebiete vgl. Abb. 4-45, S. 226.

Table 4-7: Fine grain fractions (Xf20) and metal concentrations in surface sediments from trend monitoring areas in the German Bight in 2005. Means and standard deviations in mg/kg; fine grain fraction, aluminum, lithium and iron in %. For a location map cf. Fig. 4-45, p. 226.

Eisen, Arsen und Blei kamen in der Region Ti nordwestlich von Helgoland in höchsten Konzentrationen vor. Erhöhte Eisengehalte, aber auch relativ hohe Arsen-, Zink- und Bleigehalte, werden in diesem Gebiet seit Jahren regelmäßig beobachtet. Ursache hierfür ist die Verklappung von Dünnsäure aus der Titandioxidproduktion in dieser Region (BSH 1991), die bereits 1989 eingestellt wurde. Für eine weitergehende Diskussion räumlicher Verteilungsmuster und Belastungsschwerpunkte auf Basis extensiver

Beprobungen des Oberflächensediments der Deutschen Bucht in den Jahren 1995 und 2000 wird auf LOEWE ET AL. (2006) verwiesen.

4.4.4.3 Zeitliche Entwicklung

Die Schwermetallbelastung im Oberflächensediment der AWZ war in den vergangenen 30 Jahren insgesamt rückläufig, stagniert jedoch seit etwa 10 Jahren. Dies gilt besonders für die küstennahen, durch Flussfrachten stark beeinträchtigten Gebiete. Hier – vor allem aber im Schlickfallgebiet südöstlich Helgoland (KS, Abb. 4-45, S. 226) – nahmen einige Elementgehalte seit 1999 sogar wieder zu.

Beispielhaft für diese Entwicklung ist die Zeitreihe des Quecksilbergehalts in der Feinkornfraktion des Oberflächensediments der KS-Region in Abb. 4-46 (u. r.) dargestellt. Die Konzentrationen lagen im gesamten Beobachtungszeitraum erheblich oberhalb des Hintergrundintervalls (grau). Von 1980 bis 1998 halbierte sich der Quecksilbergehalt nicht nur hier, sondern – trotz verschiedener Ausgangsniveaus – rund um Helgo-

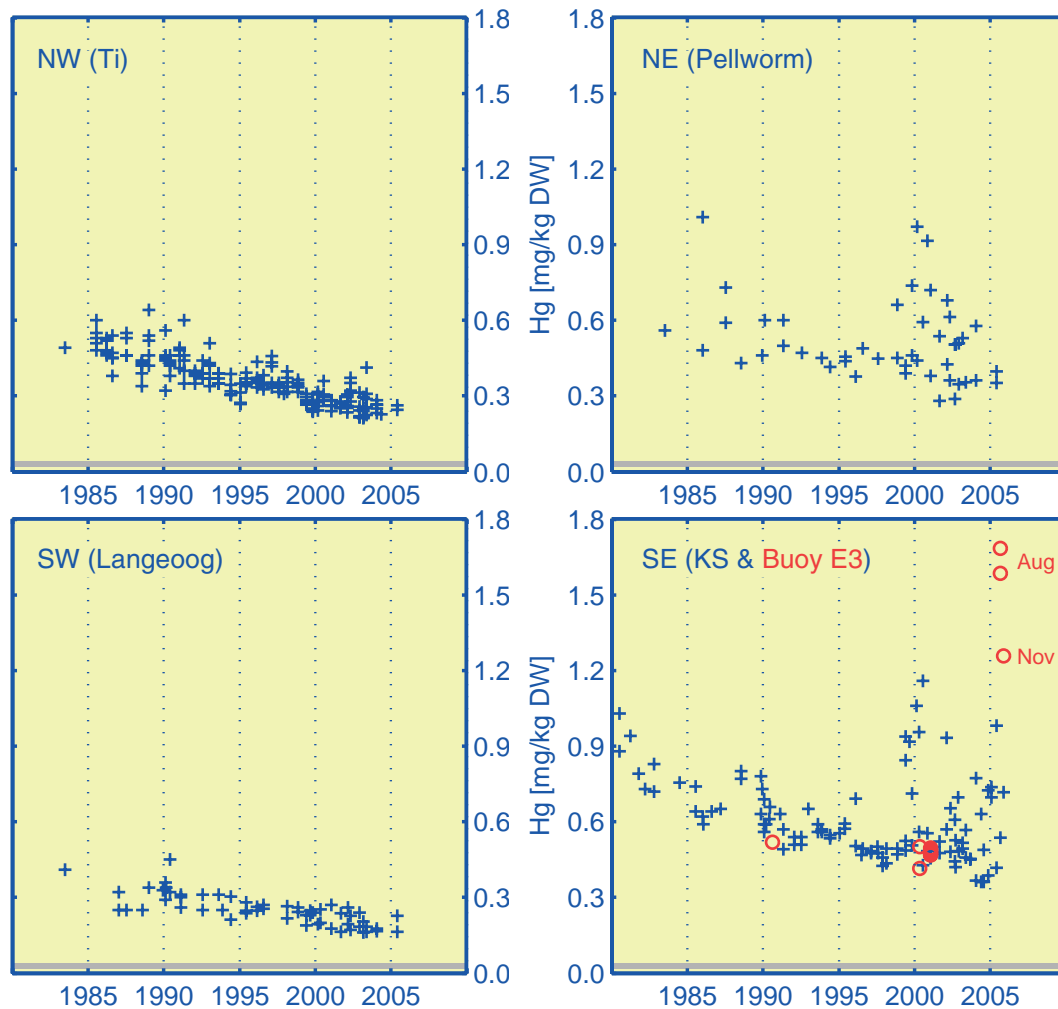


Abb. 4-46: Quecksilbergehalt in der Feinkornfraktion ($< 20 \mu\text{m}$) des Oberflächensediments rund um Helgoland, nämlich in Region Ti (o. l.), querab Pellworm (o. r.), nördlich Langeoog (u. l.), in Region KS (u. r.) sowie innerhalb 3 sm um Tonne E3 (rot, s. a. Abb. 4-45, S. 226).

Fig. 4-46: Mercury content in the fine grain fraction ($< 20 \mu\text{m}$) of surface sediments around Helgoland, viz. in region Ti (t. l.), off Pellworm (t. r.), north Langeoog (b. l.), in region KS (b. r.) and within 3 nm of buoy E3 (red, cf. Fig. 4-45, p. 226).

land, wie dem Verlauf der exemplarischen Zeitserien für die Seegebiete SW-, NW- und NE-lich der Insel zu entnehmen ist (Abb. 4-46).

Dieser signifikante Abwärtstrend brach im Untersuchungsgebiet KS im Jahr 1999 ab, als eine Phase grundlegend veränderter Verhältnisse einsetzte, die sich in einer sprunghaften und erheblichen Zunahme sowohl des mittleren Quecksilbergehalts, als auch der Streuung der Messwerte abbildet. Ein ähnliches, wenn auch schwächeres Signal wurde auch für Blei, Kupfer und Zink nachgewiesen. Darüber hinaus war der beobachtete Effekt nicht auf die KS-Region beschränkt. Gleichzeitig traten nämlich auch in den nördlicheren, küstennahen Trendüberwachungsgebieten erhöhte und stärker schwankende Konzentrationen auf (vgl. Abb. 4-46, o. r.). In den Seegebieten westlich Helgoland blieben solche Veränderungen hingegen aus. Dieser Umstand und die Nähe der betroffenen östlichen Untersuchungsgebiete zum Elbeästuar weisen auf ursächliche Veränderungen in der Elbe hin.

Nach Angaben der Hamburg Port Authority (2007) nahmen die Unterhaltungsbaggermengen im Hamburger Hafen seit der Jahrtausendwende von 1 Mio. m³ (1999) über 3 Mio. m³ (2000) auf 7 Mio. m³ (2004) zu. Dieser erhebliche Anstieg steht offenbar mit dem stromauf gerichteten Transport (Tidal Pumping) von Sedimenten aus dem Elbeunterlauf in Verbindung. Zur Reduktion der durch »Kreislaufbaggerei« (Hamburger Hafen / Neßsand) verursachten hohen Baggermengen vereinbarten die HPA und die Schifffahrtsverwaltung des Bundes im Juli 2005 die Umlagerung von Hafensediment ins Seegebiet südöstlich Helgoland (Tonne E3, Abb. 4-45, S. 226). Bis Oktober 2005 wurden 800 000 m³ Hafensediment dorthin verbracht (HPA 2006).

Die Auswirkung dieser Verklappungsaktivität auf den Quecksilbergehalt in der Feinkornfraktion des Oberflächensediments bei der Tonne E3 illustriert Abb. 4-46 (u. r., rote Kreise). Referenzmessungen aus der unmittelbaren Umgebung (< 3 sm) und den Jahren 1990, 2000 und 2001, welche gut mit denen aus der 6 sm entfernten KS-Region korrelieren, zeigten zuletzt (2001) eine Belastung von etwa 0.4 mg/kg an. Mit Aufnahme der Sedimentumlagerung im August 2005 vervierfachte sich der Quecksilbergehalt bei E3 zunächst auf 1.6 mg/kg, um im November – etwa 1 Monat nach der vorläufigen Einstellung des Sedimenteintrags – auf 1.2 mg/kg zurückzugehen. Die mittleren Gehalte (Aug. & Nov.) von Quecksilber (1.5 ± 0.2 mg/kg), Zink (631 ± 97 mg/kg), Kupfer (79 ± 16 mg/kg) und Cadmium (3.0 ± 0.3 mg/kg) lagen um das 2- bis 4fache über den ohnehin erhöhten Elementgehalten in der Region KS. Schwebstoff- und Wasserproben wiesen hingegen keine ungewöhnlich erhöhten Konzentrationen auf.

4.4.5 Zusammenfassung

Die räumlichen Konzentrationsverteilungen der Elemente Quecksilber, Cadmium, Blei, Kupfer und Zink zeigen im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht ähnliche Muster. Die Gehalte nehmen von der Küste zur offenen See hin deutlich ab. Belastungsschwerpunkte sind die innere Deutsche Bucht und das Elbeästuar, aber auch in den Mündungsgebieten von Weser und Ems wurden erhöhte Konzentrationen nachgewiesen.

Die Konzentrationen der Elemente Cadmium, Blei und Zink im filtrierten Wasser und Quecksilber im unfiltrierten Wasser waren bis etwa 1990 rückläufig, stagnieren jedoch seither. Im Jahr 2005 lagen die im filtrierten Meerwasser der äußeren Deutschen Bucht gemessenen Cadmiumgehalte im Hintergrundbereich, die von Kupfer, Blei und Zink wenig darüber. In Küstennähe ($30 < S < 32$) wurden die Hintergrundwerte der

Elemente Zink und Kupfer deutlich überschritten, während Blei- und Cadmiumgehalte auch hier innerhalb der Hintergrundintervalle blieben. Nach heutigem Kenntnisstand geht von den gemessenen Metallbelastungen des Meerwassers keine unmittelbare Gefahr für das marine Ökosystem aus.

In regional begrenzten Gebieten der Deutschen Bucht waren einige Elemente im Oberflächensediment immer noch deutlich über den Hintergrundkonzentrationen angereichert, obwohl der Eintrag von Schwermetallen durch verbesserte Abgas- und Abwasserreinigung und Optimierung von Produktionsprozessen abgenommen hat. Die Metallfrachten der Flüsse werden vorzugsweise im küstennahen Sediment angereichert. Vor allem die Gehalte der Elemente Quecksilber, Silber, Zink, Cadmium, Blei und Kupfer zeigen eine entsprechende räumliche Struktur mit deutlich erhöhten Gehalten in Küstennähe und abnehmenden Gradienten zur offenen See hin. Silber und Quecksilber sind entlang der nordfriesischen Küste besonders stark angereichert, was auf die Elbe als Belastungsquelle hinweist. Abweichend von den übrigen genannten Elementen kommt Blei auch im äußeren Teil der Deutschen Bucht in erhöhten Konzentrationen vor. Die Gehalte der Elemente Quecksilber, Zink und Blei liegen im gesamten Untersuchungsgebiet, die von Cadmium und weniger ausgeprägt Kupfer vor allem in Küstennähe oberhalb der Hintergrundintervalle.

Seit Beginn der regelmäßigen Überwachung in den 1970er Jahren sind vor allem die Quecksilber-, Kupfer-, Cadmium- und Nickelgehalte in der Feinkornfraktion des Oberflächensediments zurückgegangen; dieser Trend zeigt sich im küstennahen Bereich besonders deutlich. Für die Zinkgehalte lässt sich nur hier und insbesondere vor der niedersächsischen Küste eine abnehmende Tendenz feststellen, während die Bleigehalte im gesamten Untersuchungsgebiet unregelmäßigen Schwankungen unterliegen. Eine Sonderrolle nimmt das ehemalige Dünnsäureverklappungsgebiet nordwestlich von Helgoland ein. Hier wurden weiterhin vor allem erhöhte Eisen- aber auch Zink-, Blei- und Arsengehalte gemessen. Ein rückläufiger Trend hat hier trotz Beendigung der Verklappungsaktivität im Jahr 1989 bislang nicht eingesetzt.

Abweichend vom Gesamtbild wurde in jüngerer Zeit wieder eine stärkere Sedimentbelastung durch Quecksilber aber auch Blei und Zink im Einflussbereich der Elbe festgestellt. Unabhängig von diesen seit 1999 beobachteten Veränderungen führte die Umlagerung von Sedimenten aus dem Hamburger Hafen zur Tonne E3 zu einer regional begrenzten Zunahme der Konzentrationen von vor allem Cadmium, Kupfer, Quecksilber und Zink im Oberflächensediment.

4.5 Radioaktive Stoffe

<*> H. Nies, P. Loewe & J. Herrmann

4.5.1	Einführung	... 231
4.5.2	Quellen künstlicher Radionuklide	... 233
4.5.3	Cäsium-137 und Strontium-90	... 235
4.5.4	Transurane	... 236
4.5.5	Zusammenfassung	... 238

4.5.1 Einführung

Im Salz des Meeres sind alle chemischen Elemente und damit auch natürliche Radionuklide enthalten, die primordialen oder kosmogenen Ursprungs sind. Zu den kosmogenen Radionukliden, welche durch die kosmische Höhenstrahlung ständig nachgebildet und über die Atmosphäre ins Meer eingetragen werden, gehören Tritium, ^{14}C , ^7Be und ^{32}Si . Die primordialen Isotope sind mit dem Weltall entstanden und aufgrund ihrer extrem langen Halbwertszeiten noch nicht zerfallen. Zu diesen zählen die Uranisotope 235 und 238 und ^{232}Th mit den intermediären Produkten der zugehörigen drei natürlichen Zerfallsreihen, sowie ^{87}Rb und ^{40}K . Uran liegt im Meerwasser in relativ hoher Konzentration von etwa $3.3 \mu\text{g/L}$ vor, während ^{40}K im Meersalz hoch konzentriert ist und die Volumenaktivität des Meerwassers dominiert. Das hinsichtlich der Strahlenexposition des Menschen relevanteste Isotop ist der alpha-Strahler ^{210}Po (aus der Zerfallsreihe des ^{238}U), weil es in manchen Meeresorganismen stark angereichert wird. In *Tab. 4-8* sind für eine Reihe natürlicher Radionuklide neben den Halbwertszeiten typische Hintergrundaktivitäten in Meerwasser und Sediment angegeben.

Die von natürlichen Radionukliden ausgehende ionisierende Strahlung gehört zu den Rahmenbedingungen, unter denen Leben entstanden ist und fortbesteht. Im Rahmen der atmosphärischen Kernwaffenversuche der 1950er und 1960er Jahre wurden jedoch erhebliche Mengen künstlicher Radionuklide freigesetzt, die als radioaktiver Niederschlag (Fallout) zu einer noch heute messbaren globalen Kontamination führten. Auch die industrielle Nutzung der Kernenergie war und ist mit einer zusätzlichen Belastung der Umwelt – und damit auch der Meeresumwelt – durch künstliche Radioisotope verbunden. Alle der weit über 2000 verschiedenen künstlich erzeugten Kerne, die nicht in der Natur vorkommen, sind radioaktiv. Zu jedem Element ist heute mindestens ein radioaktives Isotop bekannt. Der Umstand, dass sich diese Isotope chemisch praktisch nicht von den stabilen (nicht radioaktiven) Isotopen des jeweiligen Elements unterscheiden, begünstigt die Anreicherung bestimmter Radionuklide in der Nahrungskette.

Das Nuklid ^{99}Tc (Halbwertszeit 210 000 Jahre) reichert sich beispielsweise mit einem Faktor $> 10^5$ (gegenüber der Volumenaktivität im Meerwasser) in Braunalgen, wie Bla-

Tafel 4-8: Radioaktivität

Radioaktivität ist die Eigenschaft gewisser Elemente, genauer der Atomkerne instabiler Isotope, sich ohne äußere Einwirkung unter Aussendung einer charakteristischen Strahlung solange umzuwandeln, bis ein stabiler Endkern entsteht. Bei der Umwandlung (o. a. Zerfall) der Radioisotope ändert sich die Zusammensetzung (Teilchenstrahlung, z. B. α - oder β -Strahlung) oder der Energiezustand des Kerns (γ -Strahlung); diese ionisierenden Strahlungsarten unterscheiden sich u. a. hinsichtlich ihrer Durchdringungsfähigkeit und Strahlenwirkung.

Die meisten der über 40 bekannten **natürlichen Radionuklide** zählen zu den schwersten Elementen (Ordnungszahlen 81 bis 92), von denen nur Uran (92) und Thorium (90) in größeren Mengen in der Natur vorkommen. Sie lassen sich weiter in primordiale und kosmogene Nuklide unterteilen. Die primordialen Isotope sind mit dem Weltall entstanden und aufgrund extrem langer Halbwertszeiten noch nicht zerfallen. Zu diesen gehören Kalium-40, Rubidium-87 sowie die Mutternuklide Uran-238, Uran-235, Thorium-232 mit den Zwischenprodukten der drei natürlichen Zerfallsreihen. Kosmogene Nuklide wie Tritium, Beryllium-7 und Kohlenstoff-14 werden durch kosmische Höhenstrahlung ständig nachgebildet und aus der Atmosphäre ins Meer eingetragen.

Künstliche Radionuklide fallen bei der Kernspaltung aus Uran oder Plutonium an. Sie gelangen vor allem durch nukleare Wiederaufbereitungsanlagen, in geringen Mengen auch beim Betrieb von Kernkraftwerken über Abluft und Abwasser in die Umwelt. Einige der bei der Kernspaltung anfallenden Nuklide, wie Tritium oder C-14, entstehen auch durch natürliche Prozesse. Inzwischen sind weit über 2000 künstliche Radionuklide bekannt.

Niederschlagsraten sind ein Maß für die in einem Zeitintervall anfallende Regenmenge, aus der sich nicht ohne weiteres ergibt, wie nass der Durchschnittsmensch wird. Genauso wenig sind die gemessenen Zerfallsraten (Bq) der verschiedenen Radionuklide mit der **Strahlenwirkung** und daraus resultierenden Belastung biologischer Systeme gleichzusetzen. Die Strahlenwirkung hängt zunächst von der vom Gewebe absorbierten Energie – der Energiedosis – ab, die in J/kg oder Gray (Gy) angegeben wird. Da die verschiedenen Strahlungsarten bei gleicher Energiedosis unterschiedliche Wirkungen zeigen, wurden von der Internationalen Strahlenschutzkommission (ICRP) aus strahlenepidemiologischen Untersuchungen abgeleitete Strahlungswichtungsfaktoren festgelegt. Ferner wurden Gewebewichtungsfaktoren eingeführt, welche die unterschiedliche Strahlenempfindlichkeit der verschiedenen Organe und Gewebe berücksichtigen. Diese dimensionslosen Dosisfaktoren werden mit der Energiedosis zur effektiven Dosis verknüpft, die (zur Unterscheidung von der Energiedosis) in Sievert (Sv) angegeben wird.

Die **effektive Dosis** aus allen natürlichen und künstlichen Strahlenquellen beträgt für einen Einwohner in Deutschland im Mittel 4 mSv im Jahr. Diese Dosis stammt etwa jeweils zur Hälfte aus der natürlichen und der medizinischen Strahlenexposition, insbesondere aus der Röntgendiagnostik (KOELZER 2006). Zur effektiven Dosis aus allen natürlichen Strahlungsquellen trägt die innere Strahlenexposition 1.4 mSv bei, die zu etwa 75 % durch Radon-222 und Radon-220 und insbesondere deren kurzlebige Folgeprodukte und zu 1/8 durch Kalium-40 verursacht wird. Demgegenüber beträgt die Gesamtaktivität des Standardmenschen 9000 Bq und ergibt sich zu über 95 % aus den Zerfallsraten von K-40 (4200 Bq), Be-7 (3800 Bq) und Rb-87 (650 Bq) (VOLKMER 2005). Die Aktivität der Rn-Isotope und ihrer Zerfallsprodukte, welche den Hauptbeitrag zur Dosis leisten, ist hingegen mit insgesamt 45 Bq verschwindend gering.

sentang oder Sägezahntang, aber auch Hummer an, während der Anreicherungsfaktor für das dosisrelevante Nuklid ^{137}Cs (Halbwertszeit 30 Jahre) in Meeresfischen nur etwa 100 beträgt (IAEA 1985, AARKROG ET AL. 1994, NIES UND KANISCH 2002). Tritium hingegen, das auch auf natürliche Weise durch kosmische Höhenstrahlung entsteht, wird in Biota praktisch nicht angereichert.

Die Überwachung künstlicher Radioaktivität durch das BSH erstreckt sich in der Nordsee seit Jahren schwerpunktmäßig auf die Nuklide Tritium, ^{99}Tc , ^{137}Cs , ^{90}Sr und einige Transurane¹ (^{238}Pu , $^{(239+240)}\text{Pu}$, ^{241}Am und ^{244}Cm) (NIES UND HERRMANN 2005).

1. Transurane stehen im Periodensystem oberhalb des schwersten natürlichen Elements – $_{92}\text{Uran}$.

Diese Nuklide zeichnen sich durch eine hohe Isobarenausbeute bei der Spaltung oder Neutronenaktivierung der Kernbrennstoffe ^{235}U und ^{239}Pu aus und gelten als radiologisch relevant für eine mögliche Strahlenexposition des Menschen über den Meeresspfad. Im Jahr 2005 konnten für Tritium und ^{99}Tc aus technischen Gründen keine Aktivitätsmessungen durchgeführt werden; für ^{90}Sr waren solche Messungen nur in sehr beschränktem Umfang möglich.

RADIO NUCLIDE	HALF-LIFE yrs	SEA WATER Bq/m ³	SEDIMENT Bq/kg
Tritium	12.3	20 – 100 [†]	–
^7Be	0.146	1.1 – 3.4	–
^{14}C	5.73×10^3	5.5 – 6.7	–
^{32}Si	172 ± 4	$0.2 - 3.3 \times 10^{-3}$	–
^{40}K	1.28×10^9	11800 – 12300	100 – 1000
^{87}Rb	4.80×10^{10}	30	–
^{232}Th	1.41×10^{10}	$0.4 - 30 \times 10^{-3}$	12 – 50
^{228}Ra	5.76	0.8 – 8	–
^{228}Th	1.91	0.004 – 0.3	–
^{235}U	7.04×10^8	1.9	0.1 – 10
^{238}U	4.47×10^9	40 – 44	2 – 200
^{234}Th	0.066	0.6 – 0.8	#
^{234}U	2.45×10^5	47	#
^{230}Th	8.0×10^4	2.52×10^{-3}	#
^{226}Ra	1617	0.8 – 8	20 – 80
^{210}Pb	22.3	0.4 – 2	100 – 300 [‡]
^{210}Po	0.378	0.6 – 1.9	100 – 300 [‡]

† Holds for oceanic deep-water, free of anthropogenic contributions.
 # In North Sea sediments equilibrium with Uranium-238 is assumed.
 ‡ Holds for surface sediments.

Tab. 4-8: Aktivität einiger natürlicher Radionuklide in Meerwasser und Sediment der Nordsee.

Table 4-8: Activity of some natural radio nuclides for North Sea sea-water and sediment.

Die Kontamination des Meerwassers wird als Volumenaktivität o. a. Aktivitätskonzentration in Bq/m³ angegeben, wobei »Becquerel« für die Anzahl der Nuklidumwandlungen oder Kernzerfälle pro Sekunde steht. Dieses Aktivitätsmaß ist den vom Wetterdienst gemessenen Niederschlagsraten vergleichbar. So wenig, wie sich aus diesen ohne weiteres die »Durchnässung« der Bevölkerung ergibt, folgt aus jenen die radioaktive Belastung von Flora, Fauna oder Mensch. Einige ergänzende Bemerkungen zur Strahlenwirkung finden sich in *Tafel 4-8*.

4.5.2 Quellen künstlicher Radionuklide

Die atmosphärischen Kernwaffentests der 1950er und 1960er Jahre führten über radioaktive Niederschläge (Fallout) zu einer globalen Kontamination mit künstlichen Radionukliden. Die Aktivitätsverteilung dieser Nuklide im Oberflächenwasser des Nordatlantik stellt für die Nordsee eine Vorbelastung bzw. Hintergrundkonzentration dar, die hier durch andere regionale Belastungsquellen überlagert und verstärkt wird.

So dominierten mit Beginn der 1970er Jahre die kontrollierten und genehmigten Ableitungen radioaktiver Abwässer der europäischen Wiederaufarbeitungsanlagen für Kernbrennstoffe, La Hague (Frankreich) und Sellafield (Großbritannien), die Aktivitätskonzentrationen künstlicher Radionuklide in der Nordsee. Die Kontaminationen der Irischen See (Sellafield) bzw. des Kanals werden mit den Meeresströmungen in andere Meeresgebiete verfrachtet und erreichen die Nordsee über die nordwestliche Öffnung zum Atlantik (Sellafield) bzw. über die Straße von Dover. Die Transportzeiten von La Hague bzw. Sellafield bis in die Deutsche Bucht belaufen sich auf etwa ein bzw. drei Jahre, weshalb nur langlebige Radionuklide mit Halbwertszeiten > 1 Jahr von Interesse sind (BAILLY DU BOIS UND DUMAS 2005).

Internationale Anstrengungen – z. B. im Rahmen des Oslo/Paris-Übereinkommens (www.ospar.org) – haben bewirkt, dass die in den 1970er Jahren sehr hohen Einleitungen beider Wiederaufbereitungsanlagen kontinuierlich reduziert wurden. Das Meerwasser der Nordsee ist deshalb inzwischen nur sehr gering durch künstliche Radionuklide belastet.

Ein Großteil der Belastung durch ^{137}Cs und Transurane resultiert inzwischen aus resuspendierten Partikeln des Sediments der Irischen See und weniger aus den gegenwärtigen Ableitungen der Wiederaufarbeitungsanlagen (KERSHAW ET AL. 1999). Das Sediment der Irischen See wurde vor allem in den 1970er Jahren hoch kontaminiert. Die Quellstärke des Sediments für ^{137}Cs wird auf 50 bis 70 TBq/Jahr geschätzt, was dem 5- bis 10fachen der gegenwärtigen Einleitungen entspricht. Resuspension wird sowohl durch natürliche Ereignisse wie Stürme, als auch durch menschliche Aktivitäten wie Grundnetz- und Baumkurrenfischerei hervorgerufen.

Die Oberflächensedimente der Nordsee sind großteils sandig, was eine nur schwache Tendenz zur Anreicherung von Radionukliden beinhaltet. Für ^{137}Cs liegen die spezifischen Aktivitäten hier unter 10 Bq/kg, für Transurane zwischen 1 und 2 Bq/kg Trockenmasse. Die spezifische Aktivität des natürlichen ^{40}K übersteigt 100 Bq/kg meist deutlich. Das Sediment ist in den meisten Gebieten bis in 40 cm Tiefe weitgehend durchmischt, so dass sich keine Informationen über unterschiedliche Eintragszeiten im relevanten Zeitraum der vergangenen 50 Jahren ableiten lassen. Dieser Umstand indiziert, dass die Abreicherung der Wassersäule durch Sedimentation ein durch Wiederfreisetzung abgelagerter Radionuklide umkehrbarer Prozess ist. Die seit einigen Jahren relativ konstanten Volumenaktivitäten von ^{137}Cs und ^{90}Sr (Abb. 4-47, S. 235) deuten möglicherweise auf ein Gleichgewicht dieser Austauschprozesse hin.

Der Fallout infolge des Reaktorunfalls von Tschernobyl im April 1986 ist nur noch im Ausstrom des Ostseewassers nachweisbar, das die Nordsee mit dem Norwegischen Küstenstrom verlässt. Ableitungen aus Kernkraftwerken oder anderen kerntechnischen Einrichtungen spielen für das Aktivitätsinventar der Nordsee kaum eine Rolle. Sie sind allenfalls in unmittelbarer Umgebung dieser Anlagen nachweisbar. Dies gilt auch für die bis 1982 durchgeführte Versenkung schwach-radioaktiver Abfälle in mehr als 4000 m Tiefe im Nordostatlantik. Auch die früheren Versenkungen radioaktiver Abfälle durch die ehemalige UdSSR in der Barents- und Karasee, oder das 1989 gesunkene russische Atom-U-Boot ›Komsomolets‹ in etwa 1700 m Tiefe in der Norwegensee führten zu keiner erhöhten Belastung dieser Meeresgebiete oder gar der Nordsee.

4.5.3 Cäsium-137 und Strontium-90

Die Aktivitätskonzentrationen von ^{137}Cs und ^{90}Sr an den Positionen der früheren Feuerschiffe ›Elbe 1‹ und ›Borkumriff‹ sind in Abb. 4-47 für den Zeitraum 1961 – 2005 dargestellt. Deutlich treten die hohen Konzentrationen von ^{137}Cs aus dem Fallout nach dem Tschernobyl-Unfall hervor, der sich im April 1986 ereignete. An der Position ›Elbe 1‹ in der inneren Deutschen Bucht wurden lange Zeit höhere Konzentrationen gemessen als an der Position ›Borkumriff‹, was sich aus den höheren Konzentrationen des Abflusswassers der Elbe erklärt. Heute ist der Tschernobyl-Fallout in der Deutschen Bucht nicht mehr nachweisbar. Lediglich im Skagerrak entlang der norwegischen Küste lassen sich noch geringe Spuren aus dieser Quelle im Ausstromwasser der Ostsee feststellen.

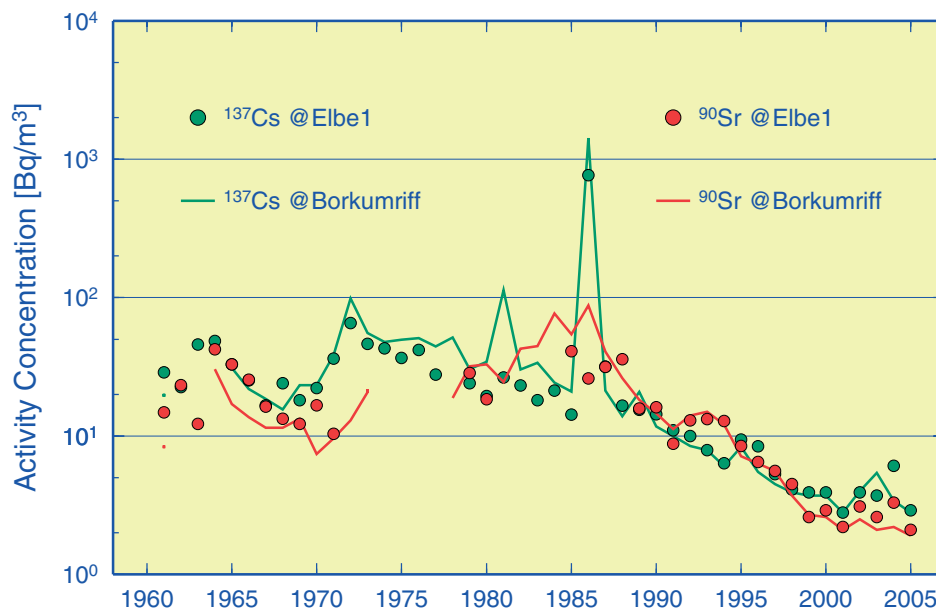


Abb. 4-47: Zeitserien der maximalen jährlichen Aktivitätskonzentrationen von ^{137}Cs und ^{90}Sr an den früheren Positionen der Feuerschiffe ›Borkumriff‹ und ›Elbe 1‹.

Fig. 4-47: Time series of annual maximum activity concentrations of ^{137}Cs and ^{90}Sr at former positions of out-of-operation light vessels ›Borkumriff‹ and ›Elbe 1‹.

Die kurzzeitige Spitzenkonzentration beim ^{137}Cs im Jahr 1981 bei ›Borkumriff‹ ist auf das Vordringen höher kontaminierter Wassermassen aus nördlicheren Seegebieten zurückzuführen. Dieser Konzentrationsanstieg ging einher mit einer verminderten Aktivität von ^{90}Sr , was Sellafield eindeutig als Quelle ausweist, denn das Nuklidmuster der Emissionen von Sellafield und La Hague unterschied sich zu diesem Zeitpunkt deutlich voneinander.

Der weitgehend kontinuierliche, exponentielle Rückgang der Aktivitätskonzentrationen von ^{137}Cs und ^{90}Sr seit Ende der 1980er Jahre ist nur zum geringen Teil auf den radioaktiven Zerfall selbst zurückzuführen. Der Hauptgrund hierfür liegt vielmehr in den geringeren Ableitungen dieser Radionuklide durch beide Wiederaufbereitungsanlagen. Dieser Rückgang wurde für ein breites Spektrum anderer Nuklide beobachtet und ist als Erfolg der internationalen Übereinkommen zum Schutze des Meeres zu werten (OSPAR, Nordseeschutzkonferenzen). In den letzten 5 oder 6 Jahren setzte sich diese

Verringerung allerdings nicht weiter fort, wie aus den stagnierenden Volumenaktivitäten von ^{137}Cs und ^{90}Sr ersichtlich ist (Abb. 4-47).

Die räumliche Verteilung der Aktivitätskonzentration von ^{137}Cs in der Deutschen Bucht ist in Abb. 4-48 für verschiedene Monate des Jahres 2005 wiedergegeben. Systematische jahreszeitliche Unterschiede sind nicht erkennbar. Gegenüber dem Fallout leicht erhöhte Konzentrationen von Radiocäsium traten lediglich in der äußeren Deutschen Bucht auf. Diese erhöhte Kontamination ist überwiegend auf resuspendiertes Material aus Sedimenten der Irischen See zurückzuführen, welche durch Einleitungen in den 1970er Jahren stark belastet wurden.

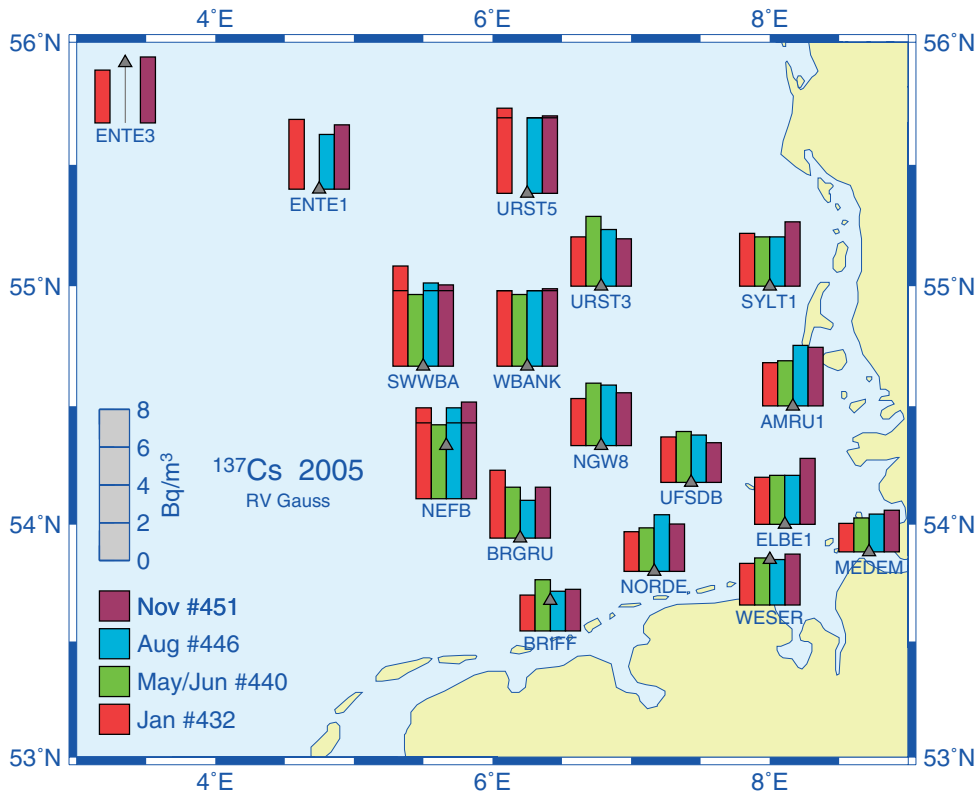


Abb. 4-48: Verteilung der Aktivitätskonzentration von ^{137}Cs im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im Jahr 2005. Unterhalb der Säulen Stationskennungen.

Fig. 4-48: Distribution of ^{137}Cs activity concentration in near-surface sea water of the German Bight during 2005. Underneath columns station IDs.

4.5.4 Transurane

Als Transurane bezeichnet man Elemente mit Ordnungszahlen > 92 . Sie stehen im Periodensystem jenseits von $_{92}\text{Uran}$ und sind i. d. R. wie die hier untersuchten Plutonium- und Americiumnuklide langlebige alpha-Strahler.

Die räumliche Verteilung der Aktivitätskonzentration von $^{(239+240)}\text{Pu}$ in der Deutschen Bucht im August 2005 ist in Abb. 4-49 (oben) dargestellt. Die Konzentrationen variierten zwischen 2 und 13 mBq/m^3 und lagen damit auf dem Niveau des globalen Fallouts im nordatlantischen Oberflächenwasser. Abb. 4-49 (unten) zeigt die Verteilung des Aktivitätsverhältnisses der Plutoniumisotope ^{238}Pu zu $^{(239+240)}\text{Pu}$. Das Verhältnis gibt Aufschluss über die Herkunft dieser Nuklide. Während für den globalen Fallout der atmo-

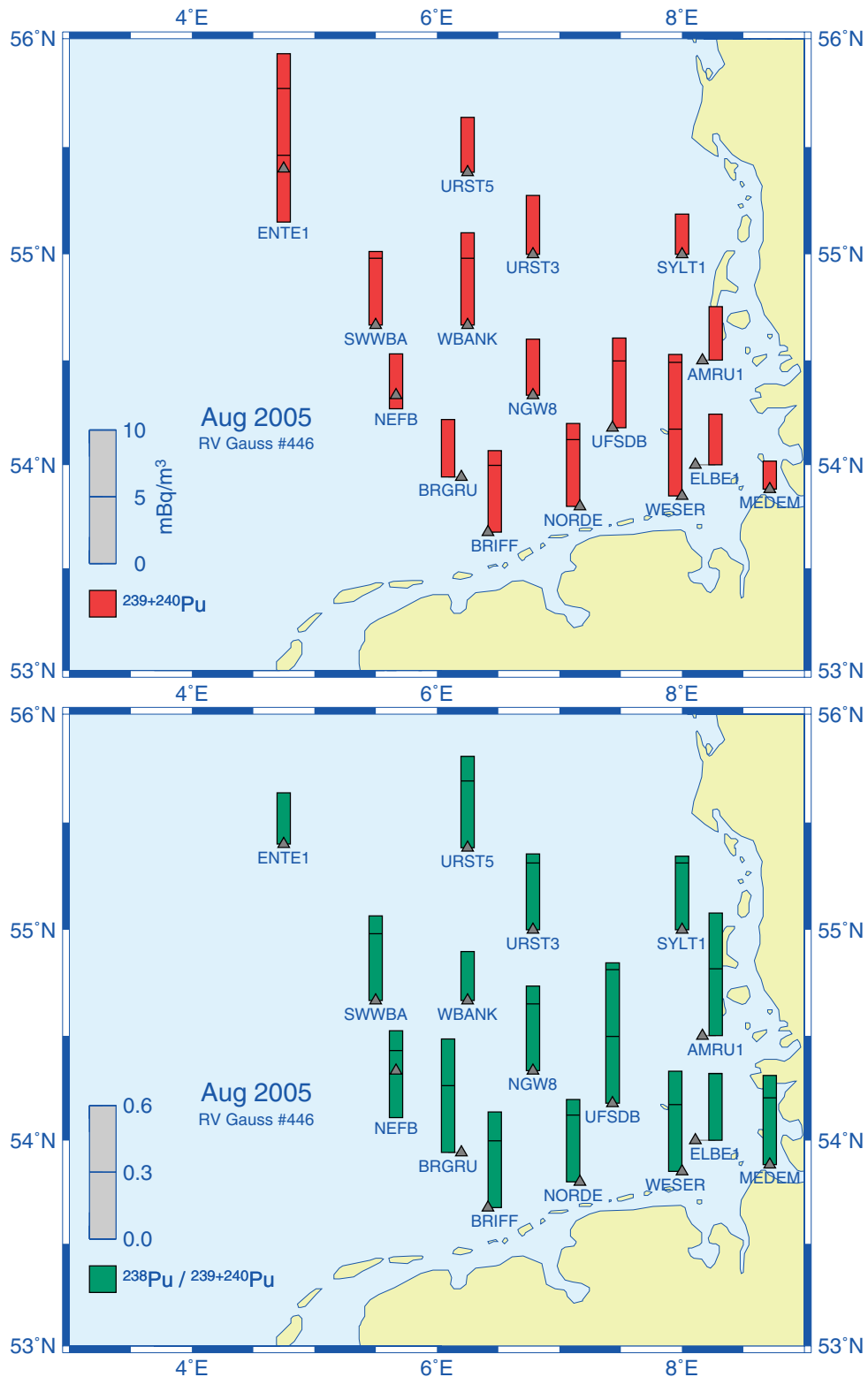


Abb. 4-49: Verteilungen der Aktivitätskonzentration von $^{(239+240)}\text{Pu}$ (oben) und des Plutonium-Aktivitätsverhältnisses ^{238}Pu zu $^{(239+240)}\text{Pu}$ im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im August 2005.

Fig. 4-49: Distributions of activity concentration of $^{(239+240)}\text{Pu}$ (top) and the Plutonium activity ratio ^{238}Pu to $^{(239+240)}\text{Pu}$ in near-surface sea water of the German Bight in August 2005.

sphärischen Kernwaffentests Aktivitätsverhältnisse von 0.04 – 0.06 charakteristisch sind, liegen diejenigen für die Pu-Isotope aus den Wiederaufbereitungsanlagen mit mehr als 0.2 deutlich darüber. Die aktuellen Aktivitätsverhältnisse in der Deutschen Bucht, die im Mittel bei 0.4 lagen, weisen die Anlagen Sellafield (0.2) oder La Hague (> 0.4) als Hauptquellen aus.

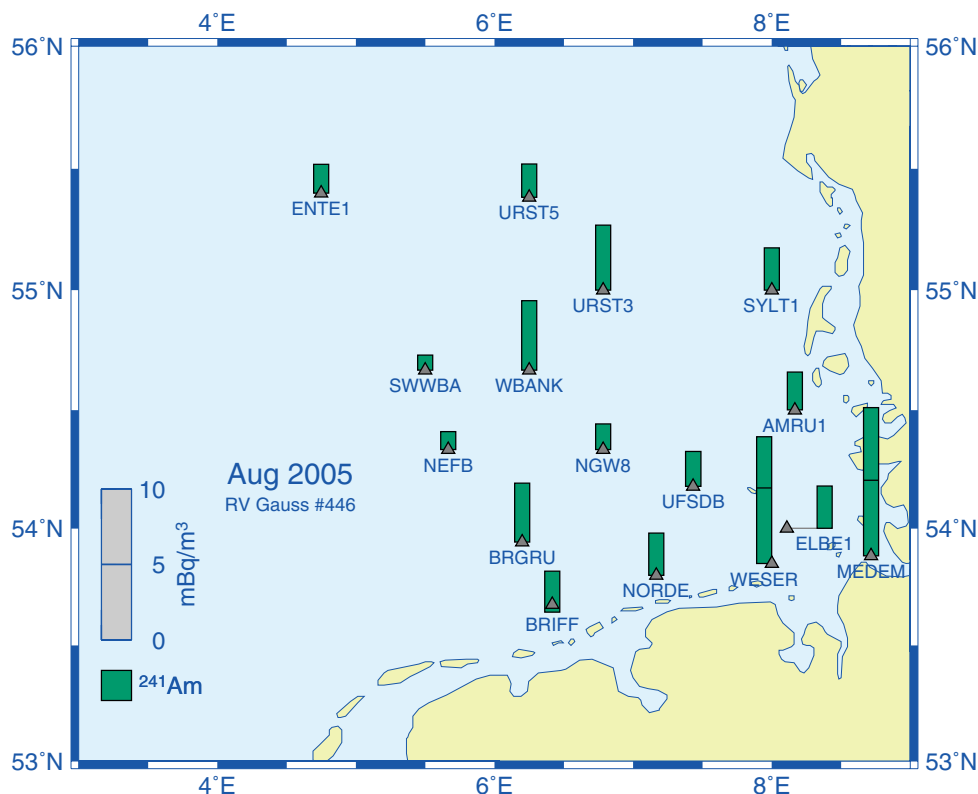


Abb. 4-50: Verteilung der Aktivitätskonzentration des Transurans ^{241}Am im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im August 2005.

Fig. 4-50: Distribution of activity concentration of transuranic ^{241}Am in near-surface sea water of the German Bight in August 2005.

Plutonium und in noch stärkerem Maße Americium zeichnen sich durch eine hohe Schwebstoffaffinität aus. Die relativ hohen Aktivitätskonzentrationen von ^{241}Am im Küstenwasser (Abb. 4-50) sind vermutlich auf den hier relativ hohen Schwebstoffanteil des Meerwassers zurückzuführen. ^{244}Cm ist in der Deutschen Bucht kaum noch nachweisbar.

Die im Nordseewasser nachgewiesenen Transurane stellen somit eine Mischung aus Altlasten (resuspendiertes Material aus dem Sediment der Irischen See und globaler Fallout) und dem in den gegenwärtigen Ableitungen der Wiederaufbereitungsanlagen enthaltenen Material dar.

4.5.5 Zusammenfassung

Die Überwachung war im Jahr 2005 auf die dosisrelevanten Radionuklide ^{137}Cs , ^{90}Sr und die Transurane ^{238}Pu , $(^{239}+^{240})\text{Pu}$ und ^{241}Am in der Deutschen Bucht fokussiert. Die Verteilungen der Aktivitätskonzentrationen der Radionuklide wiesen hier nur geringe räumliche Unterschiede auf. Die Konzentrationen lagen wenig über denen im

Oberflächenwasser des Nordatlantiks, die auf den globalen Fallout atmosphärischer Kernwaffentests zurückzuführen sind. Die gegenüber dem Küstenbereich leicht höheren Konzentrationen von ^{137}Cs im westlichen Seegebiet sind auf resuspendiertes Material aus dem hochbelasteten Sediment der Irischen See zurückzuführen.

Die effektive Gesamtexposition beträgt in Deutschland durchschnittlich 4 mSv pro Jahr und Person, wovon die Hälfte auf medizinische, insbesondere röntgendiagnostische Maßnahmen zurückzuführen ist. Die Kontamination der Nordsee durch künstliche Radionuklide trägt zur Strahlenexposition der Bevölkerung nur über den Expositionspfad »Fisch- oder Meeresfrüchteverzehr« bei. Aus einem durchschnittlichen Konsum von 14 kg im Jahr resultiert eine effektive Dosis von maximal 0.2 $\mu\text{Sv/a}$, die deutlich unter der laut Strahlenschutzverordnung »trivialen Dosis« (10 $\mu\text{Sv/a}$) bleibt. Da sich aus der Anreicherung von Radionukliden in der Nahrungskette kein signifikanter Dosisbeitrag für den Menschen ergibt, dürfte dies auch für Flora und Fauna der Nordsee zutreffen.

4.6 Literatur

Aarkrog, A., M. S. Baxter, A. O. Bettencourt, R. Bojanowski, A. Bologna, S. Charmasson, I. Cunha, R. Delfanti, E. Duran, E. Holm, R. Jeffree, H. D. Livingston, S. Mahapanyawong, H. Nies, I. Osvath, Li Pingyu, P. P. Povinec, A. Sanchez, J. N. Smith und D. Swift, A comparison of doses from ^{137}Cs and ^{210}Po in marine food: A major international study. *J. Environmental Radioactivity*, 34, 69-90, 1996.

Bailly du Bois, P. und F. Dumas, Fast hydrodynamic model for medium- and long-term dispersion in seawater in the English Channel and southern North Sea, qualitative and quantitative validation by radionuclide tracers, *Ocean Modelling*, 9, 169-210, 2005.

Bester, K. und H. Hühnerfuss, Triazines in the Baltic and North Sea, *Mar. Poll. Bull.*, 26, 423-427, 1993.

Brockmann, U., T. Raabe, K. Hesse, K. Viehweger, S. Rick, A. Starke, B. Fabiszisky, D. Topcu und R. Heller, Seasonal budgets of the nutrient elements N and P at the surface of the German Bight during winter 1996, spring 1995, and summer 1994, *Dt. Hydrogr. Z.*, Supp. 51, 1-24, 1999a.

Brockmann, U., K. Viehweger, T. Raabe, S. Rick, H.J. Rick, R. Heller und D. Topcu, Conversion of nutrients in the Elbe river plume during drift experiments in the German Bight during spring 1995 and summer 1994, *Dt. Hydrogr. Z.*, Supp. 51, 293-312, 1999b.

Brockmann, U. und D. Topcu, Nutrient atlas of the North Sea, *Umweltbundesamt*, Berlin, 64pp, 404 figs, mit CD-ROM, 2001.

Brockmann, U., D. Topcu und M. Schütt, Assessment of the eutrophication status of the German Bight according to the OSPAR Comprehensive Procedure, *OSPAR*, ICG: COMP2:008Rev.1, ICG:COMP2:00109a-g, 54 pp, London, 2007.

BSH, Abfallbeseitigung auf der Hohen See. 68-78 in: Jahresbericht des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie 1990, *BSH*, 1991.

Butler, E. I., S. Knox und M. I. Liddicoat, The relationship between inorganic and organic nutrients in sea water, *J. mar. biol. Ass. U.K.*, 59, 239-250, 1979.

Diaz, R. J. und R. Rosenberg, Marine benthic hypoxia: A review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna, *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 33, 245-303, 1995.

Herata, H. und U. Claussen, Datenzusammenstellung, II 3.2, *Umweltbundesamt*, Dessau, 2007.

HPA, Umlagerung von Elbesediment nach Tonne E3: Bericht über Maßnahmen und Monitoring im Zeitraum August bis Oktober 2005, *Hamburg Port Authority*, 31pp, 2006. www.hamburg-port-authority.de/images/stories/download/e3_bericht_05.pdf

HPA, Umgang mit Baggergut aus dem Hamburger Hafen: Teilbericht Umlagerung von Baggergut zur Tonne E3, Bericht über den Zeitraum 1.1. bis 31.12.2006, *Hamburg Port Authority*, 35pp, 2007.

www.hamburg-port-authority.de/images/stories/download/jahresbericht_2006_e3.pdf

IAEA, Sediment K_d s and concentration factors for radionuclides in the marine environment, *Tech. Rep. Series*, No. 247, Vienna, 1985.

- Kershaw, P. J., D. McCubbin und K. S. Leonard, Continuing contamination of North Atlantic and Arctic waters by Sellafield radionuclides, *Sci. Tot. Env.*, 237/238, 119-132, 1999.
- Koelzer, W., Lexikon zur Kernenergie, *Forschungszentrum Karlsruhe*, Karlsruhe, 2006. <http://iwwww1.fzk.de/kernenergielexikon>.
- Körner, D. und G. Weichart, Nährstoffe in der Deutschen Bucht: Konzentrationen und Trend 1978 bis 1990, *Dt. Hydrogr. Z.*, Erg. H., Reihe A, Nr. 17, 41pp, 1991.
- Koopmann, G., D. Voppel und N.-P. Rühl, Transport, Umsatz und Variabilität von Schad- und Nährstoffen in der Deutschen Bucht 1990 – 1992 (TUVAS), Abschlussbericht zum BMFT-Vorhaben, *BSH*, 57pp, 1993.
- Law, C. S. und N. J. P. Owens, Denitrification and nitrous oxide in the North Sea, *Neth. J. of Sea Res.*, 25, 65-74, 1990.
- Loewe, P., S. Schmolke, G. Becker, U. Brockmann, S. Dick, C. Engelke, A. Frohse, W. Horn, H. Klein, S. Müller-Navarra, H. Nies, N. Schmelzer, D. Schrader, A. Schulz, N. Theobald, S. Weigelt, Nordseezustand 2003, *Berichte des BSH*, Nr. 38, 220pp, 2005. www.bsh.de/de/Produkte/Buecher/Berichte/Bericht38/index.jsp
- Loewe, P., G. Becker, U. Brockmann, S. Dick, A. Frohse, J. Herrmann, B. Klein, H. Klein, H. Nies, S. Schmolke, D. Schrader, A. Schulz, N. Theobald, S. Weigelt, Nordseezustand 2004, *Berichte des BSH*, Nr. 40, 221pp, 2006. www.bsh.de/de/Produkte/Buecher/Berichte/Bericht40/index.jsp
- Nies, H., H. Gaul, F. Oestereich, H. Albrecht, S. Schmolke, N. Theobald, G. Becker, A. Schulz, A. Frohse, S. Dick, S. Müller-Navarra, K. Herklotz, Die Auswirkungen des Elbehochwassers vom August 2002 auf die Deutsche Bucht, *Berichte des BSH*, Nr. 32, 81pp, 2003.
- Nies, H. und G. Kanisch, European maritime areas and marine fish, 39-46 in: Henrich, E. und A. Janssens (eds.), *Stakeholders' Conference on Approaches to Environmental Radioactivity*, Proceedings, Luxembourg, 2-3 December 2002, 206pp., 2003. http://ec.europa.eu/energy/nuclear/radioprotection/doc/conference/shc_2003_09_19_proceedings_en.pdf
- Nies, H. und J. Herrmann, Radioaktive Stoffe in Nord- und Ostsee. 61-68 in: Trugenberg-Schnabel, Peter, Kanzliwius, Bernhard und Bergler (Hrsgb.), *Umweltradioaktivität in der Bundesrepublik Deutschland*, Bericht der Leitstellen des Bundes und des Bundesamtes für Strahlenschutz, Daten und Bewertung für 2002 und 2003, *BfS Schriften*, Nr. 34/05, BfS, Salzgitter, 116pp, 2005.
- OSPAR Commission, JAMP eutrophication monitoring guidelines: nutrients, Ref.No. 1997-2, 5pp, 1997. www.ospar.org/documents/dbase/decrecs/agreements/97-02e.doc
- OSPAR, Integrated Assessment of Inputs to the OSPAR Convention Area 1990-1996. Outcome of INPUT Special Assessment Workshop, Den Haag 26.-27. März 1998, OSPAR Commission, *Meeting Document ASMO 98/5/9*, 122pp, 1998.
- OSPAR Commission, OSPAR Integrated Report 2003 on the eutrophication status of the OSPAR maritime area based upon the first application of the Comprehensive Procedure, *Eutrophication Series*, 59pp, 2003. www.ospar.org/documents/dbase/publications/p00189_Eutrophication Status Report 2003.pdf
- Ott, J., Meereskunde, *UTB für Wissenschaft*, 2. Auflage, 424pp, 1996.

Prandle, D., A modelling study of the mixing of ^{137}Cs in the seas of the European continental shelf, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 310, 407-436, 1984.

Prandle, D., C. F. Jago, S. E. Jones, D. A. Purdie und A. Tappin, The influence of horizontal circulation on the supply and distribution of tracers, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 343, 405-421, 1993.

Puls, W., Simulation of suspended sediment dispersion in the North Sea, *ICES C.M.*, 1-22, 1987.

Redfield, A. C., On the proportions of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton. 176-192 in: Daniel, R. J. (ed.), James Johnstone Memorial Volume, *University Press*, Liverpool, UK, 348pp, 1934.

Redfield, A. C., B. H. Ketchum und F.A. Richards, The influence of organisms on the composition of sea water. 26-77 in: Hill, M.N. (ed.), *The Sea, Wiley Interscience*, London, 1963.

Sommer, U., *Biologische Meereskunde, Springer-Verlag*, Berlin, 475 pp, 1998.

Theobald, N., Identifizierung neuer Schadstoffe im Rahmen der Meeresumwelt-Überwachung (Target- und Non-Target-Screening), *Dt. Hydrogr. Z.*, Suppl. 8, 27-37, 1998.

Tomé, A. R. und P. M. A. Miranda, Piecewise linear fitting and trend change points of climate parameters, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02207, 2004.

UBA, Data on the environment, The state of the environment in Germany, 2005 edition, 335pp., *Umweltbundesamt*, Dessau, 2006.

www.umweltdaten.de/publikationen/fpdf-l/3101.pdf

van Beusekom, J., U. Brockmann, K. Hesse, W. Hickel, K. Poremba und U. Tillmann, The importance of sediments in the transformation and turnover of nutrients and organic matter in the Wadden Sea and German Bight, *Dt. Hydrogr. Z.*, Suppl. 51, 245-266, 1999.

Volkmer, M., *Basiswissen Kernenergie, Informationskreis KernEnergie*, Berlin, 100pp, 2005. www.kernenergie.net/documentpool/basiswissen2005.pdf

Abbildungsverzeichnis

Atmosphärenphysik

- Abb. 2-1: NAO-Index 2005. lk: Ponta Delgada & Akureyri (LOEWE UND KOSLOWSKI 1998), lpf6(lk): tiefpassgefiltert über 6 Monate. cruuea: Gibraltar & Südwest Island (www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm). cpccdb: Amplitude des NAO-Musters aus rotierter Hauptkomponentenanalyse des 500 hPa Höhenanomaliefeldes (www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml).38
- Abb. 2-2: Phasendiagramm der NAO als relative Häufigkeitsverteilung der monatlichen dynamischen NAO-Zustände seit 1879. Die Konturen 0.5, 1, 1.5 und 2 % sind Linien gleicher rel. Zustandsdichte (d.h. rel. Anzahl Zustände pro Klassenintervall, 0.6×0.6) und umhüllen 81, 62, 43 bzw. 17 % aller Zustände. Die Sequenz der 12 gelben bzw. blauen Kreise (1, 2, ..., 8, 9, O, N, D) zeigt die Entwicklung der rohen (gelb) bzw. über 6 Monate tiefpassgefilterten (blau) monatlichen dynamischen NAO-Zustände im Jahr 2005.40
- Abb. 2-3: Luftdruckverteilung (hPa) im Meeresniveau am 2. Jan. 2005 (Sturmtief ›Aloys‹) mit Gitterpositionen zur Wetterlagenklassifizierung.42
- Abb. 2-4: Relative Häufigkeitsverteilung der täglichen Zirkulationszustände im Zeitraum 1971 – 2000 mit Klassifizierungskriterien.....43
- Abb. 2-5: Luftströmung um Hoch (A) und Tief (C).44
- Abb. 2-6: Saisonale Häufigkeiten der reduzierten Wetterlagen im Jahr 2005 mit Perzentilen der empirischen Verteilungen für 1971 – 2000 (Stapelsäulen); Perzentilbereich 1 – 99, Intervallgrenzen bei 5, 25, 50 (Median), 75, 95 %.48
- Abb. 2-7: Wie Abb. 2-6, jedoch für monatliche Häufigkeiten.49
- Abb. 2-8: Saisonale Luftdruckverteilungen im Meeresniveau (hPa) mit Klassifizierung. Links: Klimatologie (1971 – 2000), Mitte: 2005, rechts: Anomalien; 1 = Winter = Januar, Februar, März etc.....52
- Abb. 2-9: Monatsklimatologie (1971 – 2000) der Luftdruckverteilung im Meeresniveau (hPa).53
- Abb. 2-10: Monatliche Luftdruckverteilungen im Meeresniveau (hPa) im Jahr 2005.55
- Abb. 2-11: Monatliche Anomalien des Luftdrucks im Meeresniveau (hPa) im Jahr 2005.56
- Abb. 2-12: Saisonale 50%-Wahrscheinlichkeitsellipsen des ›Nordseewindes‹ (1 = Winter = JFM, 2 = Frühling, etc.); oben: 2005, unten: 2004.59
- Abb. 2-13: Virtuelle Trajektorie des ›Nordseewindes‹ mit Ensemble und Klimatologie. Zeitmarken kennzeichnen Monatsanfänge, Jahreszahlen die Endpunkte der Ensemblemitglieder.61
- Abb. 2-14: Häufigkeiten der Sturmklassen G, SG und VSG in Tagen (gestapelt) im DJF-Winter mit Winter NAO-Index. Die Korrelation zwischen Gesamtsturmhäufigkeit und NAO-Index beträgt 0.71.....65
- Abb. 2-15: Gesamtsturmhäufigkeit (G+SG+VSG) von Oktober bis März in Tagen. Jahreszahl gilt für JFM (OND jeweils vom Vorjahr). Rechts (fGales): in Jahresrichtung tiefpassgefiltert (Filterlänge 5 Jahre).66
- Abb. 2-16: Gesamtsturmhäufigkeit im Herbst, Winter sowie von Oktober bis März. Neben den Rohzeitserien (strichliert) und linearen Trends (grün; $\pm 95\%$ Konfidenzintervall), ist die tiefpassgefilterte Entwicklung für Filterlängen von 5 (blau) und 18 Jahren (rot, lp18) dargestellt. Sterne markieren Anfangs- und Endpunkte für an die lp18-Kurve angepasste stückweise lineare Trends; die ›erklärten‹ Varianzen (R^2) beziehen sich auf die Rohzeitserien.....68
- Abb. 2-17: Verhältnis der Häufigkeit schwerer und sehr schwerer Stürme (SG+VSG) zur Gesamtsturmhäufigkeit (G+SG+VSG). Sonst wie Abb. 2-16.69
- Abb. 2-18: Jahresgang 2005 der monatlich gemittelten Tagessummen der Globalstrahlung auf

Norderney mit intramonatlichen Extrema sowie klimatologische Monatsmittel (1971 – 2000) mit 95%-Band (± 1.96 zwischenjährliche Standardabweichungen). 1 kJcm^{-2} entspricht einer Strahlungsflussdichte von 116 Wm^{-2} . Rohdaten: DEUTSCHER WETTERDIENST.	71
Abb. 2-19: Monatliche Lufttemperaturen auf Norderney für 2005 mit Klimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band (Klima ± 1.96 zwischenjährliche Standardabweichungen). Rohdaten: DEUTSCHER WETTERDIENST.	72

Meeresphysik

Abb. 3-1: Saisonale Oberflächenzirkulation der Nordsee im Jahr 2005 (JFM = Januar-Februar-März, AMJ ...). Vektormittel aus Strömungsfeldern des ›BSHcmod‹. Die Stabilität der Zirkulation (in %, farbig) ist definiert als Verhältnis Vektormittel zu Betragsmittel.	82
Abb. 3-2: Wassertransport im Jahr 2005 (BSHcmod) durch die Straße von Dover sowie den Westrand der Deutschen Bucht von $53^\circ 15'$ bis 55° N entlang $6^\circ 20' \text{ E}$; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$	84
Abb. 3-3: Wassertransport im Jahr 2005 (BSHcmod) durch den Nordrand der Nordsee entlang $59^\circ 17' \text{ N}$; oben/unten: westlich/östlich $3^\circ 20' \text{ E}$; $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$	85
Abb. 3-4: Wassertransport durch das Kattegat im Jahr 2005 (BSHcmod); $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$	86
Abb. 3-5: Schematik der Zirkulationstypen des täglichen Reststroms in der Deutschen Bucht. ...	87
Abb. 3-6: Saisonale Häufigkeitsverteilungen der Zirkulationstypen in der Deutschen Bucht in den Jahren 2004 und 2005.	89
Abb. 3-7: Häufigkeit und Andauer der drei wichtigsten Zirkulationstypen.	89
Abb. 3-8: Verteilung der täglichen Zirkulationsmuster auf die Wetterlagen im Jahr 2005. Schmale Säulen enthalten die erwarteten Häufigkeiten bei Unabhängigkeit.	90
Abb. 3-9: Saisonale geographische Verteilungen von Wellenhöhe, Windsee und Dünung im Jahr 2005; JFM = Januar, Februar, März etc. Nummern kennzeichnen die Positionen der Stationen ›Brent‹ (1), ›Ekofisk‹ (2), ›Euro‹ (3), ›UFS DB‹ (4) und ›Helgoland‹ (5).	94
Abb. 3-10: Luftdruck, Wind und Wellenhöhe beim Durchzug des Orkantiefs ›Ingo‹.	96
Abb. 3-11: Saisonale prozentuale Häufigkeitsverteilungen für Windgeschwindigkeit (links) sowie Wellenhöhe und -richtung (rechts) an der Position ›UFS DB‹ im Jahr 2005. Wellenhöhen sind \log_2 -skaliert. Datenbasis DWD-Modelle.	99
Abb. 3-12: Wie Abb. 3-11, jedoch für Position ›Ekofisk‹.	102
Abb. 3-13: Hochwasserstände bei Cuxhaven im Jahr 2005 (bezogen auf NN) mit Monatsklimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band sowie intramonatlichen 90%-Grenzen.	105
Abb. 3-14: Niedrigwasserstände bei Cuxhaven im Jahr 2005 (bezogen auf NN) mit Monatsklimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band sowie intramonatlichen 90%-Grenzen.	106
Abb. 3-15: Q4-Hochwasserstände bei Cuxhaven in cm über NN. Jahreszahl gilt für JFM (OND jeweils vom Vorjahr). Rechts: in Jahresrichtung tiefpassgefiltert (Filterlänge 5 Jahre).	107
Abb. 3-16: Q4-Hochwasserstände im Herbst, Winter sowie von Oktober bis März. Neben den Rohzeitserien (strichliert) und linearen Trends (grün; $\pm 95\%$ Konfidenzintervall), ist die tiefpassgefilterte Entwicklung für Filterlängen von 5 (blau) und 18 Jahren (rot, $lp18$) dargestellt. Sterne markieren Anfangs- und Endpunkte für an die $lp18$ -Kurve angepasste stückweise lineare Trends; die ›erklärten‹ Varianzen (R^2) beziehen sich auf die Rohzeitserien.	109
Abb. 3-17: Monatliche Anomalien der Oberflächentemperaturverteilung in der Nordsee im Jahr 2005 als Abweichungen von der 1971 – 1993 Klimatologie. Konturintervall 0.5 K . Kürzel, oben rechts, bezeichnen atmosphärische Zirkulationsanomalien (Abb. 2-11, S. 56).	113
Abb. 3-18: Jahresgang der über die Nordsee gemittelten wöchentlichen Oberflächentemperaturen im Jahr 2005 mit Ensemble der Jahresgänge seit 1968 sowie langjährigen Monatsmitteln (1971 – 1993) und zwischenjährlichen Standardabweichungen (Kreisradius).	114
Abb. 3-19: Jahresgang 2005 der monatlichen Oberflächentemperatur bei Helgoland Reede mit	

Klimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band (Klima ± 1.96 Standardabweichungen). (Rohdaten: K. Wiltshire, Biologische Anstalt Helgoland).	115
Abb. 3-20: Temperaturschichtung ($^{\circ}\text{C}$) im Sommer 2005 (FS Gauß, Reise #446).	116
Abb. 3-21: Temperaturschichtung ($^{\circ}\text{C}$) entlang 56°N im Sommer der Jahre 2002 bis 2008.	118
Abb. 3-22: Temperaturschichtung ($^{\circ}\text{C}$) im Jahr 2005 an den MARNET-Stationen ›Deutsche Bucht‹, ›Ems‹ und ›NSB III‹. Sensortiefen: 3, 6, 10, 15, 20, 25, 30, 35 m.	120
Abb. 3-23: Zeitserie der jährlichen (Dez. bis. Nov.) Nordseeoberflächentemperatur mit linearem Trend sowie Regimes. Jahreswerte in blau, falls $< 9.86^{\circ}\text{C}$ (Mittelwert der Basisperiode 1971 – 1993); rot sonst. Rechte Achse: Standardisierte Abweichungen ($\sigma = 0.46\text{ K}$).	122
Abb. 3-24: Schematik des jährlichen Temperaturgangs (Mittel und saisonale Extrema) für kontinentales und maritimes Klima (CON & MAR) sowie kühles und warmes Mischmasch-Klima (MMC / Kaltregime & MMW / Warmregime).	123
Abb. 3-25: Linearer Zusammenhang zwischen Jahresoberflächentemperatur der Nordsee und Winter NAO-Index für verschiedene Zeitabschnitte. Steigungen in K pro Indexeinheit mit 95 % Intervall. Rechte Achse: standardisierte Anomalie (1971 – 1993, $9.86 \pm 0.46^{\circ}\text{C}$).	127
Abb. 3-26: Kumulierte standardisierte Anomalien der Nordseeoberflächentemperatur im Winter (DJF) und übers Jahr (Dezember bis November) gegenüber kumuliertem Winter NAO-Index (KOSLOWSKI UND LOEWE 1994) im Zeitraum 1969 bis 2006.	128
Abb. 3-27: Wie Abb. 3-25, jedoch für die Differenz zwischen den Oberflächentemperaturen im Winter (DJF) und vorausgehenden Herbst (November). Rechte Achse: standardisierte Anomalie (1971 – 1993, $-2.99 \pm 0.63\text{ K}$).	129
Abb. 3-28: Wie Abb. 3-26, jedoch für die Differenz zwischen den Oberflächentemperaturen im Winter (DJF) und im vorausgehenden Herbst (November).	130
Abb. 3-29: Flächenbezogene Eisvolumensumme für die deutsche Nordseeküste im Zeitraum 1897 – 2005.	132
Abb. 3-30: Saisonale Salzgehaltsverteilungen in Oberflächen- und Bodennähe im Jahr 2005.	136
Abb. 3-31: Salzgehaltsschichtung im Sommer 2005 (FS Gauß, Reise #446).	137
Abb. 3-32: Salzgehalt im ›Fair Isle Current‹ (0 – 100 m). Strichliert: »Jahresmittel« mit Anzahl Proben (Kreis); Blau/Rot: 5-/18-Punkt gaußscher Tiefpassfilter. Rechte Skala: Standardisierte Anomalien der Roh-Jahresmittel für Basisperiode 1971 – 2000. Rohdaten: S. Hughes, Fisheries Research Services, Aberdeen, UK.	139
Abb. 3-33: Wahrscheinlichkeitsdichte- (f) und kumulative Verteilungsfunktion (F) für die amplitudennormierte Auslenkung ($z = x/A$) eines harmonischen Oszillators. Die Wahrscheinlichkeit $\text{Pr}(Z \leq z)$, den Oszillator in Zuständen $Z \leq z$ anzutreffen, ergibt sich als Fläche unter $f(z)$ im Intervall $[-1, Z]$. Zustände innerhalb und jenseits $\pm 1\sigma$ sind gleichwahrscheinlich (50 %).	140
Abb. 3-34: Bandpassgefilterter Salzgehalt im ›Fair Isle Current‹ (0 – 100 m). Rechte Skala: standardisierte Anomalien (1971 – 2000). Die relative Häufigkeit für Salzgehalte jenseits $\pm 1\sigma$ (fette Kreise) beträgt 44 %. Die Wahrscheinlichkeiten, einen harmonischen Oszillator in den Intervallen ± 1 und ± 1 bis $A = \pm 2^{0.5}$ (Amplitude) zu beobachten, sind gleich (50 %).	141
Abb. 3-35: Jahresabflussraten der Elbe am Wehr Neu-Darchau mit Langzeitmittel (1971 – 2000) und 95 %-Grenzen. $1\text{ km}^3/\text{a}$ entspricht $31.7\text{ m}^3/\text{s}$. (Rohdaten: WSA-Lauenburg.)	142
Abb. 3-36: Monatsmittel und maximale Abflussraten der Elbe in Jahr 2005 am Wehr Neu-Darchau mit Klimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band (Klima ± 1.96 Standardabweichungen). $1000\text{ m}^3/\text{s}$ entsprechen $2.592\text{ km}^3/\text{Monat}$. (Rohdaten: WSA-Lauenburg.)	142
Abb. 3-37: Jahresgang 2005 des monatlich gemittelten Oberflächensalzgehalts und monatliche Extrema bei Helgoland Reede mit Klimatologie (1971 – 2000) und 95%-Band (Klima ± 1.96 Standardabweichungen). (Rohdaten: K. Wiltshire, Biologische Anstalt Helgoland.)	143

Meereschemie

- Abb. 4-1: Jährliche Gesamtabflussraten der Flüsse Elbe, Weser, Ems und Eider in die Deutsche Bucht und zugehörige Phosphat- und Nitratfrachten im Zeitraum 1980 – 2005. 156
- Abb. 4-2: (Un)abhängigkeit der Nährstofffrachten von den Abflussraten. Färbung der Jahreswerte nach Zeitfenster (Phosphat) oder Stärke der Abflussrate (Nitrat). 157
- Abb. 4-3: Phosphat, Silikat, Nitrat und Nitrit Verteilungen ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächenwasser im Winter 2005; \log_2 -Farbskala beachten (außer für PO_4). 159
- Abb. 4-4: Verhältnis Silikat zu Phosphat (M/M) im Oberflächen- und Bodenwasser im Winter 2005; \log_2 -Farbskala beachten. 160
- Abb. 4-5: Verteilungsmuster ($\mu\text{mol/L}$) für Phosphat, Silikat, Nitrat und Nitrit in der Deutschen Bucht im Januar/Februar 2005. 162
- Abb. 4-6: Salzgehaltsverteilung im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im Winter 2005. Lokale Salzgehalte (rot) sind ohne Dezimalpunkt vor der letzten Ziffer angegeben. 163
- Abb. 4-7: Zeitserien der geschätzten winterlichen Nährstoffkonzentrationen im Küstenwasser der Deutschen Bucht (Salzgehalt 30) mit 95%-Vertrauensbereich (Vorhersageintervall) und Orientierungswerten ($1.5 \times$ Hintergrundkonzentration), soweit verfügbar. 164
- Abb. 4-8: Nitratkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten. 166
- Abb. 4-9: Phosphatkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten. 167
- Abb. 4-10: Silikatkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten. 167
- Abb. 4-11: Ammoniumkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten. 168
- Abb. 4-12: Nitritkonzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten. 168
- Abb. 4-13: Chlorophyllkonzentration ($\mu\text{g/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005; \log_2 -Farbskala beachten. 169
- Abb. 4-14: Sauerstoffsättigung (%) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005. 170
- Abb. 4-15: DON- und DOP-Konzentration ($\mu\text{mol/L}$) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005. 172
- Abb. 4-16: Verhältnis C zu N (M/M) im Oberflächen- und Bodenwasser der Nordsee im Sommer 2005. 173
- Abb. 4-17: Vertikalverteilungen entlang 56°N im Sommer 2005 (FS Gauß, Reise #446) für Chlorophyll, produktionsrelevante Nährstoffe und Sauerstoff. 174
- Abb. 4-18: Stationsnetz zur Schadstoffüberwachung im Meerwasser der Deutschen Bucht. 178
- Abb. 4-19: HCH-Konzentrationen und α : γ -HCH Verhältnis für Oberflächenwasser (5 m) der DB. 181
- Abb. 4-20: HCH-Konzentrationen und α : γ -HCH Verhältnis des Oberflächenwassers (5 m) der Nordsee im August 2005. Die räumlichen Verteilungen jenseits rot umrandeter Gebiete sind als qualitative Abschätzungen zu betrachten. 182
- Abb. 4-21: HCH-Konzentration vs. Salzgehalt im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im Mai 2005. Steigung der Regressionsgraden mit 95 % Konfidenzintervall. 184
- Abb. 4-22: Zeitliche Entwicklung der α - und γ -HCH-Konzentrationen an Station Elbe1 (ex T41) seit 1987. Kreise enthalten den Beobachtungsmonat (1, 2, 3, ..., O, N, D). 185
- Abb. 4-23: Zeitliche Entwicklung der α -, β - und γ -HCH-Konzentrationen bei Stade (Elbe) seit 1995. 186
- Abb. 4-24: Konzentrationstrends für α - und γ -HCH in der Deutschen Bucht. Kreise sind Jahres-

mittel mit Probenanzahl / Jahr (1, 2, ..., 9, X). Die »Halbwertszeiten« $h_{(i)}$ ergeben sich aus den Zeitkonstanten $k_{(i)}$ der (partiellen) Exponentialtrends als $\ln(0.5)/k_{(i)}$	187
Abb. 4-25: Geographische Verteilung des TOC-Gehalts im Oberflächensediment der Deutschen Bucht im Mai 2005.....	191
Abb. 4-26: HCB-, DDD- und CB153-Konzentrationen bezogen auf Trockenmasse (oben) und organischen Kohlenstoff (unten) im Oberflächensediment der Deutschen Bucht im Mai 2005.	192
Abb. 4-27: Beobachtete Wasserverunreinigungen in der Deutschen Bucht im Jahr 2005....	194
Abb. 4-28: Beispiele für Konzentrationsmuster von n-Alkanen im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im August 2005. Hintergrundbelastung mit Resten bio- und petrogenen Alkane (Ente1), hohe Alkananteile von terrestrischen Pflanzen (Stade/Elbe), von Algenstoff-wechselprodukten (Station 8) und infolge Ölverschmutzung (SWWBA). Zur Lage der Stationen vgl. Abb. 4-18, S. 178 sowie Abb. 4-29, S. 197.....	196
Abb. 4-29: Geographische Konzentrationsverteilung für die Summe der n-Alkane von C_{20} bis C_{30} im Oberflächenwasser der Nordsee (5 m) im August / September 2005. Werte oberhalb der Säulen geben den lokalen CPI (rot) an.	197
Abb. 4-30: Geographische Konzentrationsverteilungen für die n-Alkane C_{13} bis C_{19} im Oberflächenwasser (5 m) der Deutschen Bucht im August / September 2005. Säulenhöhen in ng/L, unterhalb der Säulen Stationskennungen.	198
Abb. 4-31: Wie Abb. 4-30, jedoch für die gesamte Nordsee.	199
Abb. 4-32: Geographische Konzentrationsverteilung für C_{17} im Oberflächenwasser (5 m) der Deutschen Bucht im Mai / Juni sowie August / September 2005.	200
Abb. 4-33: Konzentrationen einiger PAK im Oberflächenwasser (5 m) der Deutschen Bucht im Mai / Juni 2005. Säulenhöhen in ng/L, unterhalb der Säulen Stationskennungen.....	202
Abb. 4-34: Wie Abb. 4-33, jedoch für August / September 2005 und gesamte Nordsee.	203
Abb. 4-35: Mittleres PAK-Konzentrationsmuster im Sediment der Deutschen Bucht.....	204
Abb. 4-36: Benzo[a]Pyren-Konzentrationen im Oberflächensediment der Deutschen Bucht.	205
Abb. 4-37: Konzentrationen (ng/L) einiger Triazin-Herbizide im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im August / September 2005.	208
Abb. 4-38: Wie Abb. 4-37, jedoch für die gesamte Nordsee.	209
Abb. 4-39: Konzentrationen (ng/L) einiger Phenylharnstoff-Herbizide im Oberflächenwasser der Nordsee im August / September 2005.....	210
Abb. 4-40: Saisonale Entwicklung der Konzentrationen ausgewählter Pestizide in der Elbe im Jahr 2005 bei Blankenese bzw. Stade (25. Mai und 10. August).	213
Abb. 4-41: Relativer Anteil der gelösten Gehaltsfraktion am Gesamtmetallgehalt für küstenfernes Meerwasser der Deutschen Bucht. Der Boxstatistik (s. Fußnote, S. 221) liegen »Winterproben« aus dem Zeitraum 2000 – 2005 zugrunde.	221
Abb. 4-42: Räumliche Verteilungen des Cadmium-, Kupfer-, Blei- und Zinkgehaltes im filtrierten Oberflächenwasser sowie des Schwebstoff- und Salzgehaltes im Januar 2005. Die Probenahmestationen sind durch Kreuze gekennzeichnet.	222
Abb. 4-43: Zinkgehalt in der gelösten Fraktion für küstennahes ($30 < \text{Salzgehalt} < 32$) und küstenfernes ($s > 34$) Oberflächenwasser der Deutschen Bucht.	224
Abb. 4-44: Räumliche Verteilung des Anteils der Feinkornfraktion ($< 20 \mu\text{m}$) am Gesamtsediment im Zeitraum 1995 – 2005.....	226
Abb. 4-45: Weiskarte der Sedimentstationen (blau) zur Trendüberwachung. (Bei Tonne E3 werden seit 2005 Hamburger Hafensedimente verklappt, s. S. 229.).....	226
Abb. 4-46: Quecksilbergehalt in der Feinkornfraktion ($< 20 \mu\text{m}$) des Oberflächensediments rund um Helgoland, nämlich in Region Ti (o. l.), querab Pellworm (o. r.), nördlich Langeoog (u. l.), in Region KS (u. r.) sowie innerhalb 3 sm um Tonne E3 (rot, s. a. Abb. 4-45, S. 226). .	228

Abbildungsverzeichnis

Abb. 4-47: Zeitserien der maximalen jährlichen Aktivitätskonzentrationen von ^{137}Cs und ^{90}Sr an den früheren Positionen der Feuerschiffe ›Borkumriff‹ und ›Elbe 1‹.....	235
Abb. 4-48: Verteilung der Aktivitätskonzentration von ^{137}Cs im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im Jahr 2005. Unterhalb der Säulen Stationskennungen.	236
Abb. 4-49: Verteilungen der Aktivitätskonzentration von $^{(239+240)}\text{Pu}$ (oben) und des Plutonium-Aktivitätsverhältnisses ^{238}Pu zu $^{(239+240)}\text{Pu}$ im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im August 2005.	237
Abb. 4-50: Verteilung der Aktivitätskonzentration des Transurans ^{241}Am im Oberflächenwasser der Deutschen Bucht im August 2005.....	238

Tabellenverzeichnis

Atmosphärenphysik

Tab. 2-1: Kalender der täglichen Wetterlagen im Jahr 2005. Rot: C & CDIR; Blau: A & ADIR; Fett (+, ++): Sturm (stark, sehr stark).....	45
Tab. 2-2: Kontingenztabelle der Wetterlagen im Jahr 2005 (%).	45
Tab. 2-3: Klassifizierung monatlicher Luftdruck(anomalie)felder (Abb. 2-9 bis Abb. 2-11), häufigste Wetterlagen (Tage, Abb. 2-7) und NAO-Index (Abb. 2-1).....	57
Tab. 2-4: Nordseewindstatistik. Mittelwerte und Standardabweichungen (m/s) für zonale (u, s_u) und meridionale (v, s_v) Windkomponenten, Vektorwind und -richtung (V, V_{dir}), Geschwindigkeitsbetrag (Vel), Persistenz (V/Vel in %) und »Fläche« der 50%-Wahrscheinlichkeitsellipse ($FE_{50} = 1.3863 \pi s_a s_b$ in J/kg).....	60

Meeresphysik

Tab. 3-1: Kalender der täglichen Zirkulationstypen in der Deutschen Bucht im Jahr 2005.....	88
Tab. 3-2: Wellenhöhenstatistik (Modelldaten, alle Angaben in m). Das Zentil P_{90} unterteilt die Menge der nach aufsteigendem Wert sortierten Wellenhöhen im Verhältnis 9:1. Zur Lage der Stationen s. Abb. 3-9, S. 94.	95
Tab. 3-3: Prozentuale Häufigkeitsverteilung und Statistik der signifikanten Wellenhöhe (SWH) bei Helgoland (Waverider-Daten, keine Seegangrichtung). Das Zentil P_{90} unterteilt die Menge der nach aufsteigendem Wert sortierten Wellenhöhen im Verhältnis 9:1.	97
Tab. 3-4: Prozentuale Häufigkeitsverteilung für Windgeschwindigkeit und Windrichtung am Feuerschiff »Deutsche Bucht« im Jahr 2005 (WAM-Antriebsdaten, DWD).....	98
Tab. 3-5: Wie Tab. 3-4, jedoch für Windsee (WAM-Modell, DWD).	98
Tab. 3-6: Prozentuale Häufigkeitsverteilung für Windgeschwindigkeit und Windrichtung an der Position »Ekofisk« im Jahr 2005 (WAM-Antriebsdaten, DWD).	101
Tab. 3-7: Wie Tab. 3-6, jedoch für Windsee (WAM-Modell, DWD).	101
Tab. 3-8: Wärmeinhalt und Temperatur der 1 m breiten Wasserwand entlang 56 °N im Zeitraum 1998 – 2008.	119
Tab. 3-9: Relative Nordseefläche (%) mit bodennahen Salzgehalten über 35 (Atlantikwasser) mit Winter NAO-Index (LOEWE UND KOSLOWSKI 1998).	136

Meereschemie

Tab. 4-1: Überwachungsfahrten (FS Gauß, 2005) u. in SYSTEM NORDSEE verwendete Daten (X).....	152
Tab. 4-2: Geschätzte Nährstoffkonzentrationen mit 95%-Vertrauensbereich ($\mu\text{mol/L}$) für Küstenwasser (S_{30}) und Meerwasser der eigentlichen Deutschen Bucht (S_{33}).	163
Tab. 4-3: Konzentrationen von n-Alkanen im Nordseewasser im August 2005.	195
Tab. 4-4: Polare Pestizide in der Deutschen Bucht im Jahr 2005. Konzentrationen (ng/L) sind Mediane von Proben aus der jeweiligen Region, außer für die Elbe (1 Stichprobe). Konzentrationen unterhalb der Bestimmungsgrenze (<...) gehen als 0.5 x BG in die Gesamtstatistik ein.	214
Tab. 4-5: Hintergrundkonzentrationen der Elemente Cadmium, Kupfer, Blei, Quecksilber und Zink in der gelösten Fraktion (Wasser) und im Sediment (< 20 μm). Wasser: OSPAR Region »Greater North Sea«. Sediment: BSH-Sedimentkernuntersuchungen in der Deutschen Bucht.	220

Tabellenverzeichnis

<i>Tab. 4-6: Elementkonzentrationen im filtrierten Meerwasser der Deutschen Bucht im Jan / Feb 2005. Proben nach Salzgehalt stratifiziert, Konzentrationen in ng/L.</i>	<i>223</i>
<i>Tab. 4-7: Feinkornanteile (Xf20) und Metallgehalte des Oberflächensediments in Trendüberwachungsgebieten der Deutschen Bucht im Jahr 2005. Mittelwerte mit Standardabweichungen in mg/kg; Feinkornanteil, Aluminium, Lithium und Eisen in %. Zur Lage der Gebiete vgl. Abb. 4-45, S. 226.</i>	<i>227</i>
<i>Tab. 4-8: Aktivität einiger natürlicher Radionuklide in Meerwasser und Sediment der Nordsee.</i>	<i>233</i>

Tafelverzeichnis

Meereschemie

<i>Tafel 4-1: Nährstoff-Glossar</i>	154
<i>Tafel 4-2: HCH-Isomere</i>	179
<i>Tafel 4-3: Lipophile Chlorkohlenwasserstoffe</i>	189
<i>Tafel 4-4: Kohlenwasserstoffe</i>	193
<i>Tafel 4-5: Polyzyklische aromatische Kohlenwasserstoffe (PAK)</i>	201
<i>Tafel 4-6: Herbizide</i>	206
<i>Tafel 4-7: Metalle mit toxischem Potential in der Meeresumwelt</i>	218
<i>Tafel 4-8: Radioaktivität</i>	232

List of Figures

Atmospheric Physics

- Fig. 2-1: NAO Index 2005. *lk*: Ponta Delgada & Akureyri (LOEWE AND KOSLOWSKI 1998), *lpf6(lk)*: low-pass filtered (6 month). *cruuea*: Gibraltar & Southwest Island. *cpccdb*: Amplitude of NAO pattern from rotated principal component analysis of 500 hPa height anomalies.38
- Fig. 2-2: NAO phase portrait as percent frequency distribution of monthly dynamic NAO states since 1879. Contours 0.5, 1, 1.5 and 2 % are lines of equal relative state density (i. e. rel. # of states per square-bin, 0.6 x 0.6). The sequences of 12 yellow and 12 blue circles (1, 2, ..., 8, 9, O, N, D) show the temporal evolution in 2005 of raw (yellow) and low-pass filtered (6 month, blue) monthly mean states, respectively.40
- Fig. 2-3: Sea level pressure (hPa) for the severe W-gale of Jan, 2 2005 together with grid positions of weather-typing scheme.42
- Fig. 2-4: Percent frequency distribution of daily circulation states for the period 1971 – 2000 together with classification criteria.43
- Fig. 2-5: Air circulation around high (A) and low pressure systems (C).44
- Fig. 2-6: Seasonal frequencies of reduced weather types in 2005 along with percentiles of empirical distributions for 1971 – 2000 (stacked columns); percentile range: 1 – 99, internal interval limits at 5, 25, 50 (median), 75, 95 %.....48
- Fig. 2-7: As Fig. 2-6, except for monthly frequencies.....49
- Fig. 2-8: Classified seasonal sea level pressure distributions (hPa). Left: climatology (1971 – 2000), middle: 2005, right: anomalies; 1 = Winter = January, February, March etc.52
- Fig. 2-9: Monthly climatology of sea level pressure (hPa), base period 1971 – 2000.53
- Fig. 2-10: Monthly sea level pressure distributions (hPa) in 2005.55
- Fig. 2-11: Monthly SLP-anomalies (hPa) in 2005.....56
- Fig. 2-12: Seasonal 50 % probability ellipses for the ›North Sea Wind‹ (1 = winter = JFM, 2 = spring, etc.); top: 2005, bottom: 2004.59
- Fig. 2-13: Progressive daily vectors of the ›North Sea Wind‹ with ensemble and climatology. Markers indicate the first day in a month, years final points of ensemble members.61
- Fig. 2-14: Frequency of gale types G, SG, and VSG in days (stacked) in DJF winter and winter NAO index. The correlation between total gale frequency and NAO index amounts to 0.71.65
- Fig. 2-15: Total gale frequency (G+SG+VSG) in days from October through March. Years refer to JFM (OND from previous year, respectively). Right panel (*fGales*): lowpass filtered in yr-direction (filter length 5 yrs).....66
- Fig. 2-16: Total gale frequency in fall, winter, and from October through March. Raw series (stippled) and overall linear trends (green, $\pm 95\%$ confidence interval) are shown along with low-pass filtered series for filter lengths of 5 (blue) and 18 yrs (red, *lp18*). Stars mark break points of piecewise linear trends fitted to *lp18*; accounted variances (R^2) refer to raw series.....68
- Fig. 2-17: Frequency ratio of severe and very severe gale days (SG+VSG) to total gale days (G+SG+VSG). Otherwise as Fig. 2-16.69
- Fig. 2-18: Seasonal cycle in 2005 of monthly averaged daily global radiation totals at Norderney together with intramonthly extremes, 1971 – 2000 base period monthly means, and 95%-band (climatology ± 1.96 standard deviations). 1 kJcm^{-2} is equivalent to a radiation flux density of 116 Wm^{-2} . Raw data: DEUTSCHER WETTERDIENST.....71
- Fig. 2-19: Monthly air surface temperatures at Norderney for 2005 together with 1971 – 2000 base period means, and 95%-band (climatology ± 1.96 standard deviations).....72

Physical Oceanography

- Fig. 3-1: Seasonal surface circulation of the North Sea in 2005 (JFM = January-February-March, AMJ ...). Vector mean currents from ›BSHcmod‹. Stability (%; colored) is the ratio of vector mean current to mean magnitude..... 82
- Fig. 3-2: Volume transport in 2005 (BSHcmod) through Dover Strait and a western boundary transect of the German Bight extending from 53° 15 to 55° N along 6° 20' E; $1 Sv = 10^6 m^3/s$ 84
- Fig. 3-3: Volume transport in 2005 (BSHcmod) through northern transects of the North Sea along 59° 17' N; top/bottom: west/east of 3° 20' E; $1 Sv = 10^6 m^3/s$ 85
- Fig. 3-4: Volume transport through the Kattegat in 2005 (BSHcmod); $1 Sv = 10^6 m^3/s$ 86
- Fig. 3-5: Classification scheme for daily residual currents in the German Bight..... 87
- Fig. 3-6: Seasonal frequencies of circulation patterns in the German Bight for 2004 and 2005... .. 89
- Fig. 3-7: Frequency and duration of main circulation types. 89
- Fig. 3-8: Distribution of daily circulation patterns on weather types in 2005. Narrow columns give expected frequencies for independence. 90
- Fig. 3-9: Seasonal geographical distributions of wave height, windsea and swell in 2005; JFM = January, February, March etc. Figures stand for stations ›Brent‹ (1), ›Ekofisk‹ (2), ›Euro‹ (3), ›UFS DB‹ (4) und ›Helgoland‹ (5)..... 94
- Fig. 3-10: Sea level pressure, wind and wave height during the severe gale ›Ingo‹..... 96
- Fig. 3-11: Seasonal percent frequency distributions of wind speed as well as wave height and direction at position ›UFS DB‹ in 2005. Note \log_2 -scaling of wave height. Model data courtesy DWD..... 99
- Fig. 3-12: Same as Fig. 3-11, except for position ›Ekofisk‹. 102
- Fig. 3-13: High-water levels at Cuxhaven in 2005 (rel. to ordnance datum) together with 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band as well as intramonthly 90%-limits... 105
- Fig. 3-14: Low-water levels at Cuxhaven in 2005 (rel. to ordnance datum) together with 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band as well as intramonthly 90%-limits... 106
- Fig. 3-15: Q4 High-water levels at Cuxhaven in cm (rel. to ordnance datum). Years refer to JFM (OND from previous year, respectively). Right panel: lowpass filtered in yr-direction (filter length 5 yrs)..... 107
- Fig. 3-16: Q4 high-water levels in fall, winter, and from October through March. Raw series (stippled) and overall linear trends (green, $\pm 95\%$ confidence interval) are shown along with low-pass filtered series for filter lengths of 5 (blue) and 18 yrs (red, lp18). Stars mark break points of piecewise linear trends fitted to lp18; accounted variances (R^2) refer to raw series. 109
- Fig. 3-17: Monthly SST anomalies in 2005 as departures from the 1971 – 1993 climatology. Contour interval is 0.5 K. Letter codes (upper right) refer to atmospheric circulation anomalies (Fig. 2-11, p. 56). 113
- Fig. 3-18: Seasonal cycle of areal mean weekly SST of the North Sea from December 2004 through November 2005 and ensemble of corresponding cycles since 1968. Size of monthly climate bullets (radius) gives interannual standard deviation for base period 1971 – 1993. 114
- Fig. 3-19: Seasonal cycle 2005 of monthly mean SST at Helgoland Reede together with 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band (climatology ± 1.96 standard deviations). (Raw data courtesy of K. Wiltshire, Biologische Anstalt Helgoland.) 115
- Fig. 3-20: Temperature stratification ($^{\circ}C$) in summer 2005 (RV Gauß, Reise #446). 116

- Fig. 3-21: *Summery temperature stratification (°C) along 56 °N for years 2002 through 2008. . .*
 118
- Fig. 3-22: *Temperature stratification (°C) in 2005 at MARNET stations ›Deutsche Bucht‹, ›Ems‹
 and ›NSB III‹. Sensor depths: 3, 6, 10, 15, 20, 25, 30, 35 m.* 120
- Fig. 3-23: *Time series of annual (Dec. through Nov.) North Sea SST together with linear trend
 and regimes. Annual data blue if < 9.86 °C (base period mean 1971 – 1993), red otherwise.
 Right scale: standardised departures ($\sigma = 0.46$ K).....* 122
- Fig. 3-24: *Sketch of annual temperature swing (mean and seasonal extremes) in continental
 and maritime climates (CON & MAR) as well as in cool and warm mishmash-climates (MMC/
 cold-regime & MMW / warm-regime).....* 123
- Fig. 3-25: *Linear relation between annual North Sea SST and winter NAO index for various time
 windows. Slopes in K per index unit with 95 % confidence interval. Right scale: standardized
 anomaly (1971 – 1993, 9.86 ± 0.46 °C).....* 127
- Fig. 3-26: *Cumulated standardized anomalies for winter (DJF) and annual (December through
 November) North Sea SST versus cumulated winter NAO index (KOSLOWSKI AND LOEWE 1994)
 during 1969 – 2006.* 128
- Fig. 3-27: *Same as Fig. 3-25, except for the difference between SSTs in winter (DJF) and preced-
 ing fall (November). Right scale: standardized anomaly (1971 – 1993, -2.99 ± 0.63 K)...* 129
- Fig. 3-28: *Same as Fig. 3-26, except for the difference between SSTs in winter (DJF) and in the
 preceding fall (November).* 130
- Fig. 3-29: *Accumulated areal ice volume for the German North Sea coast during 1897 – 2005. .*
 132
- Fig. 3-30: *Seasonal near-surface and -bottom salinity distributions in 2005.....* 136
- Fig. 3-31: *Salinity stratification in summer 2005 (RV Gauß, Cruise #446).....* 137
- Fig. 3-32: *Salinity in the ›Fair Isle Current‹ (0 – 100 m). Stippled: Annual composites and sample
 size (circle); Blue/Red: 5-/18-point Gaussian low-pass filter. Right scale: standardised depar-
 tures of raw annual composites from 1971 – 2000 base period mean. Raw data courtesy
 S. Hughes, Fisheries Research Services, Aberdeen, UK.* 139
- Fig. 3-33: *Probability density function (f) and cumulative distribution function (F) for the nor-
 malized excursion ($z = x/\text{amplitude}$) of a harmonic oscillator. The probability $\text{Pr}(Z \leq z)$ to ob-
 serve the oscillator in states $Z \leq z$ is given by the area under $f(z)$ in the interval $[-1, z]$. States
 within and beyond $\pm 1\sigma$ (standard deviation) are equally likely (50 %).* 140
- Fig. 3-34: *Band-pass filtered salinity in the ›Fair Isle Current‹ (0 – 100 m). Right scale: standard-
 ized anomalies (1971 – 2000). Relative frequency of salinities exceeding ± 1 standard devia-
 tion (heavy bullets) amounts to 44 %. Probabilities of observing the state of a harmonic
 oscillator within intervals ± 1 and ± 1 to $A = \pm 2^{0.5}$ (amplitude) are 50 % each.* 141
- Fig. 3-35: *Annual runoff of Elbe River at Neu-Darchau weir with long-term mean (1971 – 2000)
 and 95 %-limits. $1 \text{ km}^3/\text{a}$ is equivalent to $31.7 \text{ m}^3/\text{s}$. (Raw data courtesy WSA-Lauenburg.)..*
 142
- Fig. 3-36: *Monthly mean and maximum runoff of Elbe River in 2005 at Neu-Darchau weir to-
 gether with 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band (climatology ± 1.96
 standard deviations). $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ are equivalent to $2.592 \text{ km}^3/\text{month}$. (Raw data courtesy of
 WSA-Lauenburg.)* 142
- Fig. 3-37: *Seasonal cycle 2005 of monthly mean SSS at Helgoland Roads together with monthly
 extremes, 1971 – 2000 base period monthly means and 95%-band (climatology ± 1.96 stan-
 dard deviations). (Raw data courtesy of K. Wiltshire, Biologische Anstalt Helgoland.) ...* 143

Marine Chemistry

- Fig. 4-1: Total annual discharge of rivers Elbe, Weser, Ems, and Eider into the German Bight and associated loads of phosphate and nitrate during 1980 – 2005..... 156
- Fig. 4-2: (ln)dependence of nutrient loads on river discharge. Coloring of annual data according to time window (phosphate) or discharge threshold (nitrate)..... 157
- Fig. 4-3: Phosphate, Silicate, Nitrate, and Nitrite distributions ($\mu\text{mol/L}$) in surface water in winter 2005. Note \log_2 color scale (except for PO_4)..... 159
- Fig. 4-4: Silicate to phosphate ratio (M/M) in near-surface and -bottom water in winter 2005 (note \log_2 color scale). 160
- Fig. 4-5: Geographical distributions ($\mu\text{mol/L}$) of phosphate, silicate, nitrate and nitrite in the German Bight in January/February 2005. 162
- Fig. 4-6: Salinity distribution in near-surface sea water of the German Bight in winter 2005. For clarity, decimals in local salinities (red) are omitted. 163
- Fig. 4-7: Time series of wintry nutrient concentrations estimated for salinity 30, typical of coastal waters in the German Bight. Prediction limits are depicted as 95% bars. Elevated background levels (1.5 x background concentration) shown where available..... 164
- Fig. 4-8: Nitrate concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale)..... 166
- Fig. 4-9: Phosphate concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale). 167
- Fig. 4-10: Silicate concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale)..... 167
- Fig. 4-11: Ammonium concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale). 168
- Fig. 4-12: Nitrite concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale)..... 168
- Fig. 4-13: Chlorophyll concentration ($\mu\text{g/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005 (note \log_2 color scale). 169
- Fig. 4-14: Oxygen saturation (%) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005..... 170
- Fig. 4-15: DON and DOP concentration ($\mu\text{mol/L}$) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005. 172
- Fig. 4-16: C:N ratio (M/M) in near-surface and -bottom water of the North Sea in summer 2005. 173
- Fig. 4-17: Vertical profiles along 56°N in summer 2005 (RV Gauß, cruise #446) of chlorophyll, various nutrients, and oxygen. 174
- Fig. 4-18: Observational network for contaminant monitoring in the German Bight..... 178
- Fig. 4-19: HCH concentrations and α : γ -HCH ratio for near-surface sea water (5 m) of the German Bight. 181
- Fig. 4-20: HCH concentrations and α : γ -HCH ratio for near-surface sea water (5 m) of the North Sea. In undersampled regions (beyond red boundaries), spatial estimates are poorly constrained and, hence, should not be mistaken for factual information..... 182
- Fig. 4-21: HCH-concentration vs. salinity in near-surface sea water of the German Bight in May 2005. Slope of regression lines with 95 % confidence interval..... 184
- Fig. 4-22: Temporal evolution since 1987 of α - and γ -HCH concentrations at station Elbe1 (ex T41). Figures inside bullets give month of observation (1, 2, 3, ..., O, N, D). 185

- Fig. 4-23: Temporal evolution since 1995 of α -, β -, and γ -HCH concentrations near Stade (Elbe River). 186
- Fig. 4-24: Trends in α - and γ -HCH concentrations in the German Bight. Annual mean bullets with samples/yr; »half lifes« $h_{(i)}$ follow from time constants $k_{(i)}$ through $\ln(0.5)/k_{(i)}$ 187
- Fig. 4-25: Geographical distribution of TOC contents of surface sediments in the German Bight in May 2005. 191
- Fig. 4-26: HCH-, DDD-, and CB153 concentrations relative to dry weight (top) and total organic carbon (bottom) in surface sediment of the German Bight in May 2005. 192
- Fig. 4-27: Pollution sightings in the German Bight in 2005. 194
- Fig. 4-28: Different n-Alkane patterns in near-surface sea water of the German Bight in August 2005. Background concentrations with remnants of bio- and petrogenic Alkanes (Ente1), high fractions from terrestrial plants (Stade/Elbe River), from algae metabolites (Station 8), and due to oil spill (SWWBA). Cf. Fig. 4-18, p. 178 for a station map and Fig. 4-29, p. 197. 196
- Fig. 4-29: Geographical distribution of total concentration of n-Alkanes from C_{20} to C_{30} for near-surface sea water (5 m) of the North Sea in August / September 2005. Red figures stand for local CPI. 197
- Fig. 4-30: Geographical distribution of concentrations of n-Alkanes C_{13} to C_{19} for near-surface sea water (5 m) of the German Bight in August / September 2005. Column heights in ng/L, underneath columns station IDs. 198
- Fig. 4-31: Same as Fig. 4-30, but for entire North Sea. 199
- Fig. 4-32: Geographical distribution of C_{17} concentrations for near-surface sea water (5 m) of the German Bight in May / June and August / September 2005 200
- Fig. 4-33: Concentrations of some PAHs in near-surface water (5 m) of the German Bight in May / June 2005. Column heights in ng/L, underneath columns station IDs. 202
- Fig. 4-34: Same as Fig. 4-33, except for August / September 2005 and entire North Sea. 203
- Fig. 4-35: Mean PAH concentration pattern in sediment samples from the German Bight. 204
- Fig. 4-36: B[a]P concentrations in surface sediments of the German Bight. 205
- Fig. 4-37: Concentrations (ng/L) of some triazine herbicides in near-surface sea water of the German Bight in August / September 2005. 208
- Fig. 4-38: Same as Fig. 4-37, but for entire North Sea. 209
- Fig. 4-39: Concentrations (ng/L) of some phenylurea herbicides in near-surface sea water of the North Sea in August / September 2005. 210
- Fig. 4-40: Seasonal evolution in 2005 of selected pesticides in the Elbe River at Blankenese, respectively Stade (May, 25 and August, 10). 213
- Fig. 4-41: Ratio of dissolved to total metal concentration (%) for sea water in the German Bight proper. Boxstatistics are based on winter samples from 2000 – 2005. 221
- Fig. 4-42: Spatial distributions of cadmium, copper, lead, and zinc concentration in filtrated near-surface sea water along with suspended particulate matter concentration and salinity in January 2005. Crosses indicate sampling sites. 222
- Fig. 4-43: Zinc concentration (dissolved fraction) in coastal ($30 < \text{salinity} < 32$) and remote ($s > 34$) near-surface sea water of the German Bight. 224
- Fig. 4-44: Mean spatial distribution of relative grain size fraction ($< 20 \mu\text{m}$) as compiled from surface sediment samples from the period 1995 – 2005. 226
- Fig. 4-45: Location map of sediment stations (blue) used in trend monitoring. (Buoy E3 is a dumping site for sediments from Hamburg Harbour since 2005, cf. p. 229.) 226
- Fig. 4-46: Mercury content in the fine grain fraction ($< 20 \mu\text{m}$) of surface sediments around Hel-

List of Figures

<i>goland, viz. in region Ti (t. l.), off Pellworm (t. r.), north Langeoog (b. l.), in region KS (b. r.) and within 3 nm of buoy E3 (red, cf. Fig. 4-45, p. 226).</i>	<i>228</i>
<i>Fig. 4-47: Time series of annual maximum activity concentrations of ^{137}Cs and ^{90}Sr at former positions of out-of-operation light vessels ›Borkumriff‹ and ›Elbe 1‹.</i>	<i>235</i>
<i>Fig. 4-48: Distribution of ^{137}Cs activity concentration in near-surface sea water of the German Bight during 2005. Underneath columns station IDs.</i>	<i>236</i>
<i>Fig. 4-49: Distributions of activity concentration of $^{(239+240)}\text{Pu}$ (top) and the Plutonium activity ratio ^{238}Pu to $^{(239+240)}\text{Pu}$ in near-surface sea water of the German Bight in August 2005.</i>	<i>237</i>
<i>Fig. 4-50: Distribution of activity concentration of transuranic ^{241}Am in near-surface sea water of the German Bight in August 2005.</i>	<i>238</i>

List of Tables

Atmospheric Physics

Table 2-1: Calendar of daily weather types in 2005. Red: C & CDIR; Blue: A & ADIR; Bold (+, ++): Gale (severe, very severe).....	45
Table 2-2: Contingency table of weather types in 2005 (%).....	45
Table 2-3: Classification of monthly SLP (-anomaly) fields (Fig. 2-9 to Fig. 2-11), most frequent weather types (days) from Fig. 2-7, and NAO Index (Fig. 2-1).	57
Table 2-4: North Sea Wind statistics. Means and standard deviations (m/s) for zonal (u , s_u) and meridional wind components (v , s_v), vector wind and direction (V , V_{dir}), velocity (Vel), persistence (V/Vel in %), and »area« of 50%-probability ellipse ($FE_{50} = 1.3863 \pi s_a s_b$ in J/kg). ...	60

Physical Oceanography

Table 3-1: Calendar of daily circulation patterns in the German Bight in 2005.....	88
Table 3-2: Wave height statistics (model data, all entries in m). The 90th percentile divides the waveheight distribution 9:1. For a location map cf. Fig. 3-9, p. 94.....	95
Table 3-3: Percent frequency distribution and statistics of significant wave height (SWH) near Helgoland (waverider data, no wave direction). The 90th percentile divides the waveheight distribution 9:1.	97
Table 3-4: Percent frequency distribution of wind speed and direction at light vessel »Deutsche Bucht« in 2005 (WAM-Forcing, DWD).	98
Table 3-5: Same as Table 3-4, but for windsea (WAM-Model, DWD).	98
Table 3-6: Percent frequency distribution of wind speed and direction at »Ekofisk« in 2005 (WAM-Forcing, DWD).	101
Table 3-7: Same as Table 3-6, but for windsea (WAM-Model, DWD).	101
Table 3-8: Heat content and temperature of the 1 m wide water wall along 56 °N during 1998 – 2008.....	119
Table 3-9: Fractional North Sea area (%) with near-bottom salinity exceeding 35 (Atlantic water) mit Winter NAO-Index (LOEWE AND KOSLOWSKI 1998).	136

Marine Chemistry

Table 4-1: RV Gauß monitoring cruises in 2005, and data used in this state assessment (X). 152	
Table 4-2: Estimated nutrient concentrations with 95% prediction limits ($\mu\text{mol/L}$) for coastal water (S_{30}) and sea water of the German Bight proper (S_{33}).	163
Table 4-3: Concentrations of n-Alkanes in North Sea sea water in August 2005.....	195
Table 4-4: Polar pesticides in the German Bight in 2005. Concentrations (ng/L) are regional sample medians, except for Elbe River (1 sample, only). Concentrations below limit of quantification (<...) enter overall statistics as $0.5 \times \text{LoQ}$	214
Table 4-5: Background concentrations of cadmium, copper, lead, mercury and zinc in the dissolved fraction (water) and in sediment ($< 20 \mu\text{m}$). Water: OSPAR region »Greater North Sea«, sediment: BSH sediment core samples from the German Bight.	220
Table 4-6: Dissolved metal concentrations in the German Bight in Jan / Feb 2005. Samples stratified as to salinity, concentrations in ng/L.....	223
Table 4-7: Fine grain fractions (X_{f20}) and metal concentrations in surface sediments from trend	

List of Tables

monitoring areas in the German Bight in 2005. Means and standard deviations in mg/kg; fine grain fraction, aluminum, lithium and iron in %. For a location map cf. Fig. 4-45, p. 226.
..... 227

Table 4-8: Activity of some natural radio nuclides for North Sea sea-water and sediment... 233

Autoren / Authors

Uwe Brockmann*	+49-40-42838-3989	brockmann@rz.uni-hamburg.de
Stephan Dick	+49-40-3190-3130	stephan.dick@bsh.de
Alexander Frohse	+49-40-3190-3212	frohse@bsh.de
Jürgen Herrmann	+49-40-3190-3325	herrmann@bsh.de
Birgit Klein	+49-40-3190-3286	birgit.klein@bsh.de
Holger Klein	+49-40-3190-3220	holger.klein@bsh.de
Peter Loewe	+49-40-3190-3214	loewe@bsh.de
Hartmut Nies	+49-40-3190-3300	nies@bsh.de
Stefan Schmolke	+49-40-3190-3330	schmolke@bsh.de
Dieter Schrader	+49-40-3190-3133	schrader@bsh.de
Achim Schulz	+49-40-3190-3213	achim.schulz@bsh.de
Norbert Theobald	+49-40-3190-3340	theobald@bsh.de
Sieglinde Weigelt-Krenz	+49-40-3190-3310	sieglinde.weigelt@bsh.de

Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie
Bernhard-Nocht-Str. 78
20359 Hamburg

* Institut für Biogeochemie und Marine Chemie
Universität Hamburg
Martin-Luther-King-Platz 6
20146 Hamburg

Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie

Verzeichnis der veröffentlichten Arbeiten

-
- | | | | |
|----|--------|---|--|
| 1 | (1994) | Sy, A., Ulrich, J. | North Atlantic Ship-of-Opportunity XBT Programme 1990 - Data Report, 134 pp. |
| 2 | (1994) | Hagen, E.,
Mittelstaedt, E.,
Feistel, R., Klein, H. | Hydrographische Untersuchungen im Ostrandstromsystem vor Portugal und Marokko 1991 - 1992, 49 pp. |
| 3 | (1994) | Oliczewski, J.,
Schmidt, D. | Entwicklung einer Bestrahlungsapparatur zum photochemischen Aufschluß von Meerwasserproben zur Bestimmung von Schwermetallen, 70 pp. |
| 4 | (1994) | BSH [Hrsg.] | Das UN-Seerechtsübereinkommen tritt in Kraft: Inhalte und Konsequenzen für die Bundesrepublik Deutschland, 71 pp. |
| 5 | (1995) | BSH [Hrsg.] | Nationale Folgerungen aus dem Inkrafttreten des UN-Seerechtsübereinkommens, 103 pp. |
| 6 | (1995) | Haffer, E., Schmidt, D. | Entwicklung eines Probenvorbereitungsverfahrens zur Bestimmung von Arsen im Meerwasser mit der Totalreflexions-Röntgenfluoreszenzanalyse, 109 pp. |
| 7 | (1995) | BSH [Hrsg.] | Global Ocean Observing System - Statusbericht, 100 pp. |
| 8 | (1996) | Mittelstaedt, E.,
Meincke, J., Klein, H. | WOCE-Current measurements: The ACM8 array – Data Report, 150 pp. |
| 9 | (1996) | BSH [Hrsg.] | GOOS Workshop - Anforderungen an ein wissenschaftliches Konzept für den deutschen Beitrag, 60 pp. |
| 10 | (1997) | Sterzenbach, D. | Entwicklung eines Analyseverfahrens zur Bestimmung von chlorierten Kohlenwasserstoffen in marinen Sedimenten und Schwebstoffen unter besonderer Berücksichtigung der überkritischen Fluidextraktion, 233 pp. |
| 11 | (1997) | Jonas, M., Richter, R. | Stand und Entwicklungstendenzen nautischer Systeme, Anlagen und Geräte an Bord von Seeschiffen, 37 pp. |
| 12 | (1997) | Wedekind, C.,
Gabriel, H., Goroncy, I.,
Främke, G., Kautsky, H. | "Meteor"-Reise Nr. 71/1985, Norwegen-Grönlandsee – Datenbericht. 44 pp. |
| 13 | (1998) | BSH [Hrsg.] | HELCOM Scientific Workshop - The Effects of the 1997 Flood of the Odra and Vistula Rivers. 46 pp. |
| 14 | (1998) | Berger, R., Klein, H.,
Mittelstaedt, E.,
Ricklefs, K., Ross, J. | Der Wasseraustausch im Tidebecken Hörnum-Tief – Datenreport. 260 pp. |
| 15 | (1998) | Röske, F. | Wasserstandsvorhersage mittels neuronaler Netze. 212 pp. |
| 16 | (1998) | Ross, J., Mittelstaedt, E.,
Klein, H., Berger, R.,
Ricklefs, K. | Der Wasseraustausch im Tidebecken Hörnum-Tief – Abschlußbericht. 98 pp. |
| 17 | (1998) | Klein, H. | OPUS-Current Measurements: Mecklenburg Bight and Fehmarnbelt - Data Report, 150 pp. |
| 18 | (1999) | BSH [Hrsg.] | Deutscher Programmbeitrag zum Globalen Ozeanbeobachtungssystem (GOOS), 67 pp. |
| 19 | (1999) | BSH [Hrsg.] | German Programme Contribution to the Global Ocean Observing System (GOOS), 71 pp. |
| 20 | (1999) | Sztobryn, M.,
Stanislawczyk, I.,
Schmelzer, N. | Ice Conditions in the Szczecin and Pomeranian Bay During the Normal Period from 1961-1990, 36 pp. |
-

- 21 (1999) Nies, H., Karcher, M., Bahe, C., Backhaus, J., Harms, I. Transportmechanismen radioaktiver Substanzen im Arktischen Ozean - Numerische und experimentelle Studien am Beispiel der Barents- und Karasee, 134 pp.
- 22 (2000) Lorbacher, K. Niederfrequente Variabilität meridionaler Transporte in der Divergenzzone des nordatlantischen Subtropen- und Subpolarwirbels – Der WOCE-Schnitt A2, 156 pp.
- 23 (2000) Klein, H. The Subsurface Eastern Boundary Current of the North Atlantic between 32°N and 53°N – Data Report, 240 pp.
- 24 (2000) Klein, H. Strömungen und Seegangsverhältnisse westlich der Insel Hiddensee - Datenreport, 59 pp.
- 25 (2001) Goedecke, E. Der hydrographische Aufbau in der Deutschen Bucht vornehmlich dargestellt auf Grund der vorliegenden Unterlagen über Temperatur, Salzgehalt und Dichte, 202 pp.
- 26 (2001) Klein, H., Mittelstaedt, E. Strömungen und Seegangsverhältnisse vor Graal-Müritz und in der Tromper Wiek - Datenreport, 162 pp.
- 27 (2001) Klein, H., Mittelstaedt, E. Gezeitenströme und Tidekurven im Nahfeld von Helgoland, 24 pp. und Anhang.
- 28 (2001) Behnke, J., Berking, B., Herberg, J., Jonas, M., Mathes, S. Functional Scope and Model of Integrated Navigation Systems - A Toolbox for Identification and Testing. 181 pp.
- 29 (2001) Dick, S., Kleine, E., Müller-Navarra, S., Klein, H., Komo, H. The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation. 49 pp.
- 30 (2002) Sy, A., Ulrich, J., Weichert, H.-J. Upper Ocean Climate Ship-of-Opportunity Programme of BSH – A Status Report. 45 pp.
- 31 (2003) Dahlmann, G. Characteristic Features of Different Oil Types in Oil Spill Identification. 48 pp.
- 32 (2003) Nies, H., Gaul, H., Oestereich, F., Albrecht, H., Schmolke, S., Theobald, N., Becker, G., Schulz, A., Frohse, A., Dick, S., Müller-Navarra, S., Herklotz, K. Die Auswirkungen des Elbehochwassers vom August 2002 auf die Deutsche Bucht. 81 pp.
- 33 (2003) Loewe, P., Becker, G., Brockmann, U., Frohse, A., Herklotz, K., Klein, H., Schulz, A. Nordsee und Deutsche Bucht 2002 – Ozeanographischer Zustandsbericht
- 34 (2004) Schulz, G. Geomagnetic Results Wingst 1996, 1997, 1998 and 1999 including the complete Wingst data set since 1939 on CDrom
- 35 (2004) Gouretski, V. V., Koltermann, K. P. WOCE Global Hydrographic Climatology
- 36 (2004) Gayer, G., Dick, S., Pleskachevsky, A., Rosenthal, W. Modellierung von Schwebstofftransporten in Nord- und Ostsee
- 37 (2004) Schmelzer, N., Strübing, K., Stanisławczyk, I., Sztobryn, M. Die Eiswinter 1999/2000 bis 2003/2004 an der deutschen Nord- und Ostseeküste/ Ice Conditions in the Szczecin Lagoon and Pomeranian Bay During the Winters 1999 - 2002
- 38 (2005) Loewe, P., Schmolke, S., Becker, G., Brockmann, U., Dick, S., Engelke, C., Frohse, A., Horn, W., Klein, H., Müller-Navarra, S., Nies, H., Schmelzer, N., Schrader, D., Schulz, A., Theobald, N., Weigelt, S. Nordseezustand 2003
-

- 39 (2005) Sztobryn, M., Stigge, H.-J., Wielbińska, D., Stanisławczyk, I., Kańska, A., Krzysztofik, K., Kowalska, B., Letkiewicz, B., Mykita, M., Weidig, B. Sturmfluten in der Südlichen Ostsee (westlicher und mittlerer Teil)
Storm Surges in the Southern Baltic Sea (Western and Central Parts)
- 40 (2006) Loewe, P., Schmolke, S., Becker, G., Brockmann, U., Dick, S., Frohse, A., Herrmann, J., Klein, B., Klein, H., Nies, H., Schrader, D., Schulz, A., Theobald, N., Weigelt, S. Nordseezustand 2004
- 41 (2007) Bork, I., Dick, St., Kleine, E., Müller-Navarra, S. Tsunami – a study regarding the North Sea coast
- 42 (2007) Schrum, C., Schmelzer, N. (Eds.) Fifth Workshop on Baltic Sea Ice Climate
Hamburg, Germany, 31 August – 2 September 2005
- 43 (2008) Müller, L. Sauerstoffdynamik der Nordsee – Untersuchungen mit einem drei-dimensionalen Ökosystemmodell
- 44 (2009) Loewe, P. (Ed.) System Nordsee – Zustand 2005 im Kontext langzeitlicher Entwicklungen

