

**Analyse biologischer Langzeitveränderungen auf Basis  
hydroklimatischer Parameter in der südlichen Nordsee  
(Helgoland)**

Dissertation

Zur Erlangung des Doktorgrades der Naturwissenschaften im Fachbereich  
Geowissenschaften der Universität Hamburg

vorgelegt von

Mirco Scharfe

aus

Hildesheim

Hamburg

2013

Als Dissertation angenommen  
vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Hans von Storch  
und Prof. Dr. Karen Helen Wiltshire

Hamburg, den 26.04.2013

Prof. Dr. Jürgen Oßenbrügge  
Leiter des Fachbereichs Geowissenschaften

## **Kurzfassung**

In der vorliegenden Arbeit werden Effekte von Veränderungen in den hydroklimatischen Bedingungen auf das marine Ökosystem der südlichen Nordsee (Deutsche Bucht, Helgoland) im Zeitraum 1962-2004 untersucht. Die Arbeit liefert einen Beitrag zu einem besseren Verständnis zu Art und Umfang der Reaktion des marinen Ökosystems, insbesondere hinsichtlich der zentralen Komponente Phytoplankton. Im ersten Teil der Arbeit werden hydrodynamische Langzeitveränderungen analysiert. Grundlage hierfür ist eine modellbasierte Rekonstruktion der Strömungsverhältnisse der Nordsee ([www.coastDat.de](http://www.coastDat.de)). Die Beschreibung raum-zeitlicher Variation in den Strömungsbedingungen erfolgt mittels EOF-Analysen von Volumentransportfeldern und Partikel-Driftpfaden. Basierend auf diesen Analysen werden zeitliche Veränderungen in der Advektion von Wassermassen in der Deutschen Bucht beschrieben. Im zweiten Teil werden zeitliche Veränderungen physikalisch-chemischer Parameter und der marinen Phytoplankton-Gemeinschaft (repräsentiert durch 28 Spezies) in Helgoland untersucht. Es zeigt sich, dass die zeitliche Entwicklung der marinen Umgebung Helgolands durch eine Kombination von Trends in physikalischen Parametern (Wassertemperatur, Secchi Tiefe) und aufeinanderfolgender Phasen variierender Nährstoff- und Salzkonzentrationen charakterisiert ist. Jährliche Veränderungen in der mittleren Abundanz der einzelnen Phytoplankton-Spezies treten gehäuft um die Jahre 1972, 1978, 1989 und 1998 auf. Diese Zeitpunkte sind assoziiert mit verschiedenen Kombinationen sich ändernder physikalisch-chemischer Parameter und werden jeweils durch Veränderungen von unterschiedlichen Teilen der Phytoplankton-Gemeinschaft reflektiert. Die umfangreichste Veränderung in der Phytoplankton-Gemeinschaft, beobachtet als Zunahme in den Abundanzen und einer Ausweitung des innerjährlichen Auftretens bei der Mehrzahl der Spezies, ereignete sich um das Jahr 1998. Diese Änderung steht in zeitlichem Zusammenhang mit einer ausgeprägten Änderung der physikalisch-chemischen Bedingungen in Helgoland. Im abschließenden dritten Teil werden die Beziehungen zwischen der Transportvariabilität in der Deutschen Bucht und den in Helgoland beobachteten Parametern analysiert. Saisonal weisen verschiedene Strömungsmuster unterschiedlich ausgeprägte Beziehungen zu einzelnen physikalisch-chemischen Parametern auf. Die vorliegende Arbeit illustriert die Komplexität in der Reaktion des Phytoplanktons und demonstriert den Mehrwert einer detaillierten Erfassung der Phytoplankton-Gemeinschaft. Die Arbeit unterstreicht weiterhin den hohen Nutzen meteorologisch-mariner Rekonstruktionen für die Analyse und Interpretation von Langzeitveränderungen in marinen Ökosystemen.

# Inhalt

1	Einleitung .....	1
2	Daten und Methoden .....	6
2.1	Untersuchungsgebiet.....	6
2.2	Rekonstruktion hydrodynamischer Verhältnisse .....	7
2.2.1	Modell und Modellantrieb .....	7
2.3	Charakterisierung hydrodynamischer Verhältnisse .....	8
2.3.1	Flüsse über Transekte .....	8
2.3.2	Transporte von Wassermassen.....	9
2.3.3	EOF-Analyse der Transporte von Wassermassen.....	9
2.3.4	Driftsimulationen .....	11
2.3.5	PELETS-2D .....	11
2.3.6	Set-Up Driftsimulationen .....	13
2.3.7	Analyse von Driftpfaden.....	14
2.4	Daten Helgoland .....	15
2.4.1	Beobachtungsdaten .....	15
2.4.2	Modelldaten .....	19
2.5	NAO.....	20
2.6	Elbe Abfluss.....	20
2.7	Zeitreihen- und Datenanalyse .....	20
3	Hydrodynamische Langzeitänderungen.....	27
3.1	Transport von Wassermassen in der Deutschen Bucht.....	27
3.1.1	Mittlere Verhältnisse.....	27
3.1.2	Abweichungen von den mittleren Verhältnissen .....	27
3.2	Transport von Wassermassen in der gesamten Nordsee.....	29
3.2.1	Mittlere Verhältnisse.....	29
3.2.2	Abweichungen von den mittleren Verhältnissen .....	30
3.3	Flüsse in der südlichen Nordsee .....	32
3.4	Partikel-Driftpfade in der südlichen Nordsee .....	34
3.4.1	Mittlere Verhältnisse.....	34
3.4.2	Abweichungen von den mittleren Verhältnissen .....	36
3.5	Transportvariabilität und lokale Windbedingungen in Helgoland.....	41
3.6	Transportvariabilität und NAOWI.....	42
3.7	Wechselpunkte in hydrodynamischen Zeitreihen.....	43
3.8	Zusammenfassung.....	44
4	Langzeitänderungen der marinen Umwelt Helgolands.....	47
4.1	Jährliche Variabilität.....	47
4.1.1	Phytoplankton .....	47
4.1.2	Zeitliche Änderungen im Phytoplankton .....	50
4.1.3	Umweltparameter.....	55

4.1.4	Zusammensetzung Phytoplankton .....	60
4.2	Innerjährliche Variabilität .....	63
4.2.1	Phytoplankton .....	63
4.2.2	Zeitliche Änderungen im Phytoplankton .....	65
4.2.3	Umweltparameter .....	69
4.3	Ökologische Nischen von Phytoplankton-Spezies .....	73
4.4	Zusammenfassung .....	75
5	Einfluss hydrodynamischer Veränderungen auf Helgoland .....	77
5.1	Transportvariabilität und Änderungen von Umweltparametern .....	79
5.2	Transportvariabilität und Änderungen im Phytoplankton .....	84
5.3	Zusammenfassung .....	89
6	Gesamtzusammenfassung und Schlussfolgerungen .....	92
7	Literatur .....	96
	Danksagung .....	105

# 1 Einleitung

Variationen klimatischer Parameter beeinflussen eine Vielzahl ökologischer Prozesse auf verschiedenen Ebenen in marinen Ökosystemen (Stenseth et al. 2002; Beaugrand et al. 2008; Drinkwater et al. 2010). Klimatische Effekte wirken durch Änderungen lokaler Wetterparameter wie z.B. der Änderungen des Windregimes, der Temperatur oder der Strömungen (z.B. Ottersen et al. 2005; Mueter et al. 2009). Die Untersuchung der Fluktuation in marinen Ökosystemen erfordert daher eine umfassende Kenntnis der Schwankungen in den meteorologischen und hydrodynamischen Antriebsparametern (Stenseth et al. 2005).

Die Zirkulations- bzw. Transportmuster der Nordsee sind eng mit der zeitlichen Variation des vorherrschenden Windregimes verknüpft (Furnes 1992). Siegmund und Schrum (2001) verwendeten Daten aus der NCEP/NCAR Re-Analyse (Kalnay et al. 1996) und beschreiben eine Zunahme der mittleren Windgeschwindigkeit im Zeitraum von 1958 bis 1997 über der gesamten Nordsee. Die mittleren atmosphärischen Bedingungen über der Nordsee stehen mit der Nordatlantischen Oszillation (NAO) in Beziehung (Hurrell and Dickson 2005). Seit ca. 1980 hat die Häufigkeit positiver Anomalien des NAO Winter Index (Hurrell 1995) zugenommen. Positive NAO Anomalien korrespondieren typischerweise mit stärkeren (als der Durchschnitt) Westwindlagen (Hurrell et al. 2003; Hurrell und Dickson 2005). Schrum (2001) zeigt, dass die mittleren Windgeschwindigkeiten über der Nordsee im Winter eng mit dem NAO Winter Index verknüpft sind. Westwindlagen resultieren in einer Intensivierung der zyklonalen Zirkulation in der Nordsee (Schrum 2001). Leterme et al. (2008) zeigen anhand einer Modellsimulation (1958-2003, NORWECOM Model) einen signifikanten Trend im südlichen atlantischen Einstrom zur Nordsee (via Dover Strait). Mehrere Studien beschreiben einen engen Zusammenhang zwischen der Variabilität im (südlichen und nördlichen) Zustrom zur Nordsee und dem NAO Winter Index (z.B. Orvik et al. 2001; Winther und Johannessen 2006; Leterme et al. 2008).

Mehrere Studien zeigen einen zeitlichen Zusammenhang zwischen hydroklimatischen und meeresökologischen Änderungen im Bereich der Nordsee. Fromentin und Planque (1996) beschreiben anhand der Nordatlantischen Oszillation (NAO) einen ausgeprägten Effekt der

atmosphärischen Variabilität auf das pelagische Ökosystem (Zooplankton) der Nordsee. Reid et al. (1998) ordneten Veränderungen im Phytoplankton Colour Index (Schätzung der Phytoplankton Biomasse) der Nordsee der Variation in Zeitreihen klimatischer Indizes (NAO Index, Gulf Stream Index) zu. Ottersen et al. (2001) zeigen, dass die NAO die ökologische Dynamik in marinen Systemen auf verschiedenen Ebenen (z.B. Spezies, Population) beeinflussen und die ökologische Reaktion sich in Veränderungen unterschiedlicher Indikatoren (z.B. Abundanz, räumliche Verbreitung) äußern kann. Neben dem Effekt der atmosphärischen Variabilität betonen Edwards et al. (2002) und Reid et al. (2003) den ozeanischen Einfluss (d.h. Zustrom) auf das Ökosystem der Nordsee. In ihrer Studie beschreiben sie eine Synchronität zwischen zwei ungewöhnlichen Phasen im planktischen System und Veränderungen im Temperatur- und Salzregime der Nordsee, welche offenbar an einen veränderten atlantischen Einstrom gekoppelt waren. Reid et al. (2001) setzten in ihrer Arbeit Änderungen auf verschiedenen trophischen Ebenen in Zusammenhang mit einer starken Zunahme des nördlichen Zustroms in die Nordsee sowie gestiegenen Oberflächentemperaturen in den Jahren 1987/1988.

In den beiden letzten Jahrzehnten hat das Konzept der sog. 'Regime shifts' in marinen Ökosystemen zunehmend Verbreitung gefunden (z.B. Kraberg et al. 2011). Ein 'Regime Shift' beschreibt den Übergang zwischen verschiedenen Zuständen eines Ökosystems. Für die Definition eines 'Regime shifts' wurden bislang verschiedene Kriterien und Beschreibungen vorgeschlagen (de Young et al. 2004; Lees et al. 2006; Kraberg et al. 2011), eine einheitliche Definition des Begriffs liegt jedoch noch nicht vor. 'Regime shifts' werden hauptsächlich durch sporadische und abrupte Änderungen in der Struktur und Funktion von Ökosystemen charakterisiert, die sich in mehreren Trophieebenen manifestieren und auf großen räumlichen Skalen auftreten (Collie et al. 2004; deYoung et al. 2004; Tian et al. 2008). Ein Grund für das zunehmende Interesse an 'Regime shifts' ist, dass mittlerweile Meeresdatenreihen vorliegen, die Zeiträume von 50 und mehr Jahren umfassen und somit erst die Analyse zwischenjährlicher bzw. dekadischer Variabilität ermöglichen (deYoung et al. 2004; Weijerman et al. 2005).

Beaugrand (2004) betrachtete den Zeitraum von 1958-1999 und vermutet, dass zwischen 1982 und 1988 in der Nordsee ein 'Regime shift' stattgefunden hat, welcher sich sowohl bei individuellen Spezies wie auch bei ökosystemaren Parametern (Diversität) abzeichnete und über verschiedene Ebenen vom Phytoplankton (PCI) über Zooplankton bis hin zu

Fischen (Dorsche) erstreckte. Der Autor äußert die Hypothese, dass dieser 'Regime shift' im Zusammenhang steht mit Veränderungen des lokalen hydro-meteorologischen Antriebs, einer Verschiebung ozeanischer biogeografischer Grenzen und einer Zunahme des ozeanischen Zuflusses zur Nordsee, welche anscheinend über eine Änderung des großskaligen, hydro-meteorologischen Antriebs miteinander verknüpft sind. Beaugrand (2004) zeigt zudem, dass das Timing des 'Regime shifts', je nach Spezies oder taxonomischer Gruppe, variieren kann. Auch Beaugrand und Reid (2003) betonen, dass Unterschiede im Timing zu erwarten seien, da viele Spezies unterschiedlich auf hydro-klimatische Antriebskräfte reagieren, z.B. aufgrund unterschiedlicher physiologischer Schwellenwerte. Weiterhin weist Beaugrand (2004) darauf hin, dass biologische Indikatoren hinsichtlich ihrer Sensitivität für das Auffinden von 'Regime shifts' Unterschiede aufweisen können. So kann z.B. die Gesamtabundanz einer taxonomischen Gruppe stabil bleiben, während sich die Artenzusammensetzung ändert. Dementsprechend kann die Verwendung unterschiedlicher Indikatoren zu unterschiedlichen Einschätzungen über die Existenz von 'Regime shifts' führen (z.B. Taylor 2002; Beaugrand 2003; Smayda et al. 2005).

Weijerman et al. (2005) berichten in ihrer Langzeitstudie (1970-2002) über 'Regime shifts' in der Nordsee und im Wattenmeer, die sich 1979, 1988 und, weniger ausgeprägt, 1998 ereignet haben. Am augenfälligsten zeichneten sich diese in den biologischen Variablen ab. Nach Weijerman et al. (2005) spielen einzelne Umweltfaktoren (z.B. Salinität, Wassertemperatur) in den einzelnen 'Regime shifts' eine unterschiedliche Rolle. Schlüter et al. (2008) analysierten 39 biologische, chemische und klimatische Variablen der Deutschen Bucht im Zeitraum 1975-2004. Sie identifizierten einen 'Regime shift' in 1987/88 und benennen Temperatur, GSI, Anzahl Frosttage und Sichttiefe als primäre Treiber.

Die Studie von Schlüter et al. (2008) unterscheidet sich durch ihren kleinräumigen Bezug (Deutsche Bucht) bzw. Küstennähe von solchen Studien, welche Langzeitänderungen für das gesamte Nordseegebiet beschreiben (z.B. Beaugrand 2004) oder küstennahe und nordseeweite Beobachtungen kombinieren (z.B. Weijerman et al. 2005). Diese Unterscheidung ist von Bedeutung, da die Nordsee in verschiedene (öko-)hydrogeographische Regionen unterteilt werden kann, die sich z.B. hinsichtlich der Aufenthaltszeiten von Wassermassen (Siegismund 2001), der Beeinflussung durch

atlantische Wassermassen (Leterme et al. 2008), der Amplitude der Änderungen in der Meeresoberflächentemperatur (Leterme et al. 2008) oder der Nährstoffverfügbarkeit bzw. den Nährstoffeinträgen (Radach und Pätsch 2007) unterscheiden können. McQuatters-Gollop und Vermaat (2011) legen dar, dass hydroklimatische Änderungen um die Jahre 1977, 1989, 1997 und 2001 sowohl in der offenen Nordsee wie auch in den Küstengewässern aufgetreten sind, das Timing von Veränderungen im Plankton aber nur in der offenen Nordsee in guter Übereinstimmung zu diesen Veränderungen steht. Die Autoren vermuten, dass entweder der hydroklimatische Einfluss auf die zwischenjährliche Planktondynamik in Küstengewässern geringer ist oder diese eine stärkere räumliche Variabilität zwischen einzelnen Küstensektoren aufweist. In diesem Zusammenhang weisen McQuatters-Gollop und Vermaat (2011) darauf hin, dass ein 'Down-scaling' von Aussagen, die gesamte Nordsee betreffend, auf einen spezifischen Küstenabschnitt mit Sorgfalt erfolgen muss.

Da das Gebiet um Helgoland eine Übergangszone zwischen küstennahem Wasser und Wasser der Deutschen Bucht bzw. offenen Nordsee repräsentiert (Hickel et al. 1992; Raabe und Wiltshire 2009), ergibt sich auch hier die Frage der Repräsentativität. Über die Verknüpfung von regionalen, großskaligen ozeanographischen Mustern und lokal beobachteten Änderungen, wie z.B. der Diversität, in küstennahen Ökosystemen ist zum gegenwärtigen Zeitpunkt noch wenig bekannt, vor allem aufgrund des Fehlens adäquater biologischer und hydroklimatischer Datensätze (Menge et al. 2009).

Seit 1962 wird auf der Insel Helgoland (54°11' N, 7°53' E, Deutsche Bucht) von der Biologischen Anstalt Helgoland (Alfred-Wegener-Institut) ein Monitoring des marinen Ökosystems durchgeführt. Der Helgoländer Datensatz stellt, hinsichtlich der Anzahl erfasster Parameter, der zeitlichen Auflösung und der Länge des Datensatzes, einen der weltweit umfassendsten, marinen Datensätze dar (Franke et al. 2004). Eine nahezu einmalige Qualität erhält der Datensatz durch die seit Beginn des Monitorings vorgenommene Bestimmung der Phytoplankton-Zusammensetzung auf Spezies- bzw. Gattungsebene (Wiltshire und Dürselen 2004). Hinsichtlich der Interpretation von klimatischen Einflüssen ist dieser Erfassungsgrad von Bedeutung, da die Reaktion einer Phytoplankton-Gemeinschaft sowohl als Einheit wie auch auf Ebene einzelner Spezies erfolgen kann (Smayda 1998; Smayda et al. 2005). Die Durchführung autökologischer Langzeitstudien (z.B. Gebühr et al. 2009) trägt dazu bei, die Variation in Reaktion und

Anpassung einzelner Spezies auf sich verändernde Umweltbedingungen besser zu verstehen.

## **Ziel**

In dieser Arbeit wird der Versuch unternommen, Beziehungen zwischen der hydroklimatischen Variabilität und ökologischen Veränderungen im marinen System der Insel Helgoland zu identifizieren. Eine bessere Kenntnis dieser Beziehungen würde dazu beitragen, Art und Umfang der Reaktion des Ökosystems und die Auswirkung regionaler, atmosphärischer Prozesse auf das lokale System Helgoland besser zu verstehen. Unter dem Begriff 'hydroklimatische Variabilität' werden in dieser Arbeit sowohl Veränderungen in meteorologischen (z.B. Windregime) wie auch der daran gekoppelten hydrodynamischen (z.B. Advektion) Bedingungen in der Nordsee verstanden. 'Ökologische Änderungen' umfassen sowohl Änderungen von Zustandsvariablen des Ökosystems (z.B. Secchi Tiefe) wie auch biologischer Kenngrößen des pelagischen Phytoplanktons (z.B. Diversität, Abundanz). Die von regionalen, atmosphärischen Prozessen angetriebenen Strömungsmuster der (südlichen) Nordsee bilden die Basis für die Analyse großskaliger Einflüsse auf lokale Beobachtungen in Helgoland. Die Analyse zwischenjährlicher Variabilität erfordert die Betrachtung langer Zeitskalen. Die Arbeit verbindet eine vorhandene, modellbasierte Rekonstruktion vergangener hydrodynamischer Verhältnisse der Nordsee (coastDat Datenbank, Weisse et al. 2009) mit dem durch die Biologische Anstalt Helgoland an der Station Helgoland Reede betriebenen marinen Monitoring-Programm über einen Zeitraum von 43 Jahren (1962-2004). Solche mehrere Dekaden umfassenden Modellsimulationen bilden eine hervorragende Ausgangsbasis für die Analyse der Langzeitbeziehungen von hydroklimatischer Variabilität und marinen Ökosystemen.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in 3 Abschnitte. Im 1. Abschnitt erfolgt eine Analyse der Langzeitveränderungen (1962-2004) des hydrodynamischen Systems der südlichen Nordsee bzw. der Deutschen Bucht. Im 2. Abschnitt werden die Langzeitänderungen (1962-2004) des marinen Systems Helgolands anhand biologischer, physikalischer und chemischer Parameter analysiert. Im 3. Abschnitt erfolgt die Analyse der Verbindung zwischen zeitlichen Änderungen des simulierten, hydrodynamischen Systems und beobachteten Änderungen des marinen Systems Helgolands. Die Arbeit schließt mit einer Gesamtzusammenfassung und Schlussfolgerungen.

## 2 Daten und Methoden

### 2.1 Untersuchungsgebiet

Die Nordsee ist ein Randmeer des Atlantischen Ozeans und liegt auf dem nordwest-europäischen Kontinentalschelf. Ihre Ausdehnung von 575300 km<sup>2</sup> wird begrenzt durch das Europäische Festland, Norwegen und die Britischen Inseln. In der südlichen Nordsee betragen die Wassertiefen bis zu 50 m, im nördlichen Bereich bis zu 200 m (Otto et al. 1990). Die norwegische Rinne vor der Küste Norwegens weist Tiefen bis zu 700 m auf. In der Nordsee besteht ein überwiegend zyklonales Zirkulationsmuster (Otto et al. 1990). Insbesondere im südlichen, flacheren Bereich der Nordsee werden die Volumentransporte bzw. die Zirkulation vom atmosphärischen Windantrieb dominiert (Schrum und Backhaus 1999), während im nördlichen Teil Dichteunterschiede die jahreszeitlichen Änderungen in den Transporten dominieren (Pohlmann und Puls 1994).

Der Eintrag atlantischer Wassermassen erfolgt an der nördlichen Grenze durch das Gebiet der Orkney und Shetland Inseln sowie dem westlichen Teil der Norwegischen Rinne. Der Großteil der durch das Orkney-Shetland-Gebiet einströmenden atlantischen Wassermassen formt die Dooley-Strömung und passiert die zentrale Nordsee von West nach Ost (Dooley 1974; Svendsen et al. 1991). Ein geringer Anteil dieses nördlichen Einstroms fließt südwärts entlang der Ostküste der Britischen Inseln (Lenhart und Pohlmann 1997) und trifft in der Südlichen Bucht auf die durch den Englischen Kanal (Dover Strait) in die Nordsee gelangenden Wassermassen (Winther und Johannessen 2006). Der kombinierte Strom verläuft weiter entlang der Europäischen Festlandküste bis zum Skagerrak (Winther und Johannessen 2006). Der Hauptausstrom aus dem Skagerrak (in Richtung Nordsee) verläuft in nordwestlicher Richtung und bildet den Norwegischen Küstenstrom. Zusammen mit dem bereits im nordwestlichen Bereich der Norwegischen Rinne wieder nach Norden reflektierten atlantischen Eintrag bildet dieser den Hauptausfluss aus der Nordsee (Furnes 1986).

Die Nordsee lässt sich in verschiedene hydrogeografische Regionen unterteilen (ICES Boxen, z.B. Lenhart und Pohlmann 1997), die sich hinsichtlich Austauschzeiten und Beeinflussung durch Atlantische Wassermassen unterscheiden (Siegismund 2001). Der atlantische Zustrom und die Einträge von Flüssen bilden in der Nordsee Wassermassen mit

unterschiedlichen Eigenschaften aus (Otto et al. 1990). So weisen die nördliche und zentrale Nordsee höhere Salzgehalte und geringere Nährstoffkonzentrationen gegenüber den Wassermassen entlang der kontinentalen Küste auf.

Die Deutsche Bucht ist ein flaches Areal mit einer mittleren Wassertiefe von <25 m. Die Insel Helgoland (54°11' N, 7°53' E) liegt im südöstlichen Teil der Deutschen Bucht. Das Gebiet um Helgoland repräsentiert einen Wasserkörper mit den Eigenschaften einer Übergangszone zwischen küstennahem Wasser und Wasser der offenen Nordsee (Hickel et al. 1992). Die Eigenschaften des Küstenwassers werden in diesem Bereich maßgeblich von den Abflüssen der Elbe geprägt.

## **2.2 Rekonstruktion hydrodynamischer Verhältnisse**

### **2.2.1 Modell und Modellantrieb**

Die Rekonstruktion der Nordseeströmungen liegt in stündlicher Auflösung an jedem Knotenpunkt des Nordseegitters für den Zeitraum 1958-2004 vor. Sowohl der atmosphärische Datensatz wie auch der Strömungsdatensatz sind unter <http://www.coastdat.de> verfügbar. Siehe hierzu auch Weisse und Plüß (2006) und Weisse et al. (2009).

Bei dem verwendeten Modell handelt es sich um das 2-dimensionale hydrodynamische Modell TELEMAC2D. Dieses Modell basiert auf finiten Elementen und simuliert Strömungen mit freier Oberfläche (Hervout und Haren 1996). TELEMAC2D löst die vertikale Komponente nicht auf und berücksichtigt damit keine baroklinen Effekte. Dieses barotrope Modell wurde für die Simulation von Wasserständen (Meeresspiegel) und Tidebewegungen entlang der Deutschen Küste entwickelt. Das TELEMAC2D zugrunde liegende Rechengitter basiert auf einem unregelmäßigen Dreiecksgitter, der Knotenabstand variiert zwischen ca. 75 m in Küstennähe bis zu 27 km in der offenen See (Weisse und Plüß 2006). An jedem Knotenpunkt werden die Wassertiefe und die zwei Geschwindigkeitskomponenten (u, v) berechnet. Frühere Anwendungen des TELEMAC-Modellsystems finden sich in der Küstenschelf-Modellierung (Jones 2002; Jones und Davies 2005).

Das Modellgebiet erstreckt sich im Norden von Wick ( $3^{\circ}5' \text{ W}$ ,  $58^{\circ}27' \text{ N}$ ) auf einer Linie bis südöstlich von Fair Island ( $0^{\circ}45' \text{ W}$ ,  $59^{\circ}15' \text{ N}$ ) und von dort entlang  $59^{\circ}$  nördlicher Breite bis nach Norwegen, im Westen entlang  $4^{\circ}5'$  westlicher Länge und im Osten etwa entlang  $13^{\circ}$  östlicher Länge (Plüß 2004). An den offenen Rändern erfolgt die Steuerung des Modells über Wasserstandszeitreihen, die aus harmonischen Konstanten generiert wurden (Plüß 2004). Um die Modellresultate zu verbessern, wurden wetterbedingte Fernwellen (sog. external surges) aus dem Nordatlantik für den Pegel Aberdeen berechnet und zu den astronomischen Zeitserien entlang des offenen Nordrandes hinzugerechnet (Weisse und Plüß 2006). Für eine Beschreibung des Rechenablaufs und weiterer Details siehe Plüß (2004) und Weiss und Plüß (2006).

Den atmosphärischen Antrieb für das hydrodynamische Modell liefern Windfelder, die für den Zeitraum 1962-2004 mit einer zeitlichen Auflösung von 1 Stunde und einer räumlichen Auflösung von 50 km vorliegen (Weisse und Plüß 2006). Diese Felder entstanden durch dynamisches ‚Downscaling‘ (Feser et al. 2001) der Re-Analyse des National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Kistler et al. 2001). In diesem Downscaling Prozess wurde das regionale Atmosphärenmodell SN-REMO (Meinke et al. 2004), welches Nordeuropa und angrenzende Meere abdeckt, durch die Daten der NCEP Re-Analyse angetrieben. Die Qualität dieses Datensatzes wurde von Weiss et al. (2005) umfassend analysiert.

## **2.3 Charakterisierung hydrodynamischer Verhältnisse**

### **2.3.1 Flüsse über Transekte**

Die Berechnung von (Volumen-) Flüssen erfolgt für ausgewählte Transekte (vgl. Abb. 6). Alle 500 m entlang des gesamten, jeweiligen Transekts werden die interpolierten Werte von Wassertiefe und tiefengemittelter Fließgeschwindigkeit für die Berechnung herangezogen. Für jeden Monat des Zeitraums 1962-2004 werden die Flüsse als Summe von positiv und negativ über ein Transekt gerichteten Flüssen berechnet (Netto-Flüsse). Die Einheit der Netto-Flüsse ist Sverdrup ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ). Die berechneten Flüsse beinhalten den kombinierten Effekt von durch Tide und Wind induzierten Strömungen.

### 2.3.2 Transporte von Wassermassen

Die Analyse der Variabilität des Zirkulationsmusters in der Nordsee basiert auf den Transporten von Wassermassen. In einem Gebiet der Ausdehnung  $-4^\circ$  bis  $9.2^\circ$  östlicher Länge und  $51.1^\circ$  bis  $59.2^\circ$  nördlicher Breite werden an allen Punkten eines Gitternetzes mit den Abständen  $0.2^\circ$  östlicher Länge und  $0.1^\circ$  nördlicher Breite (3272 Punkte) die monatlichen Mittelwerte der Strömungsvektoren  $u$  (m/s) und  $v$  (m/s) sowie der Wassertiefe  $d$  (m) berechnet. Die Transporte von Wassermassen ergeben sich durch Multiplikation der Geschwindigkeiten des Strömungsfeldes mit den zugehörigen Wassertiefen und haben die Einheit ( $m^2/s$ ).

### 2.3.3 EOF-Analyse der Transporte von Wassermassen

Das durch die Transporte der Wassermassen beschriebene Strömungssystem der Nordsee repräsentiert ein System mit hoher zeitlicher und räumlicher Variabilität. Um die große Anzahl vorhandener Variablen bzw. die Dimensionalität zu reduzieren, dabei jedoch einen möglichst hohen Anteil der ursprünglichen Variabilität des System zu erhalten, wird hier eine EOF-Analyse (Empirische Orthogonal Funktionen) der Transporte von Wassermassen durchgeführt.

Die EOF-Analyse, auch Hauptkomponentenanalyse (Principal Components Analysis, PCA), ist eine Technik der multivariaten Analyse zur Identifizierung von Mustern simultaner Variation (von Storch und Zwiers 1999). Bei der EOF-Analyse wird der vorhandene Datensatz in eine Reihe von unabhängigen statistischen Moden zerlegt. Diese setzen sich jeweils zusammen aus den EOF-Mustern und den dazugehörigen EOF-Zeitkoeffizienten (Principal Components, PCs). Die EOF-Muster sind paarweise orthogonal zueinander, die PCs sind paarweise unkorreliert.

Der vorliegende Datensatz umfasst  $t=1, 2, \dots, n$  zeitlich aufeinander folgende Modellwerte an  $k$  Gitterpunkten (s.o.). Der Vektor  $\bar{x}_t$  repräsentiert zum Zeitpunkt  $t$  die Verteilung der Transporte von Wassermassen an  $k$  Gitterpunkten. Basierend auf den Anomalien (Abzug des Mittelwertes) der einzelnen Zeitreihen wird die Kovarianzmatrix  $\Sigma$  des Datensatzes berechnet. Die EOFs ergeben sich als die Eigenvektoren von  $\Sigma$ . Das Resultat der EOF-

Analyse ist damit eine Zerlegung des Datensatzes in zeitlich konstante Muster  $\bar{e}^i$  (die EOFs) und die zugehörigen Zeitkoeffizienten  $\alpha_t^i$  (die PCs):

$$\bar{x}_t = \sum_{i=1}^k \alpha_t^i \bar{e}^i \quad (2.1)$$

Die PCs ergeben sich somit aus der Projektion der EOFs auf den Original-Datensatz. Sie liefern das Vorzeichen und die gesamte Amplitude der EOFs als eine Funktion der Zeit. Die erste EOF  $\bar{e}^1$  repräsentiert den größten Anteil der Varianz im Datensatz. Wie z.B. bei von Storch und Zwiers (1999) gezeigt, ist gerade  $\bar{e}^1$  jener Eigenvektor von  $\Sigma$ , welcher mit dem höchsten Eigenwert  $\lambda$  von  $\Sigma$  assoziiert ist. Die nachfolgende EOF  $\bar{e}^2$  korrespondiert mit dem zweitgrößten Eigenwert  $\lambda_2$  von  $\Sigma$  und repräsentiert einen geringeren Beitrag zur Varianz des Datensatzes. Die Varianz der PCs entspricht dem zugehörigen Eigenwert:

$$\text{Var}(\alpha^i) = \lambda_i \quad (2.2)$$

Der Anteil an der gesamten Varianz, welcher von EOF  $\bar{e}^i$  repräsentiert wird, ergibt sich durch  $\lambda_i / \sum_i \lambda_i$  und wird in der vorliegenden Arbeit in % angegeben. Bei der Analyse der Transporte der Wassermassen werden die PCs durch

$$\frac{1}{\sqrt{\lambda_i}} \alpha_t^i$$

und die EOFs mittels

$$\sqrt{\lambda_i} \bar{e}^i$$

re-normalisiert, so dass die PCs die Varianz 1 und die EOFs die ursprünglichen Einheiten von  $\bar{x}_t$  (m<sup>2</sup>/s) aufweisen. Eine detaillierte Darstellung der EOF-Analyse findet sich z.B. in von Storch und Zwiers (1999).

Von Bedeutung ist, dass die Eigenschaft der EOF-Analyse, voneinander unabhängige Moden zu erzeugen, sich bei ihrer Interpretation als Einschränkung erweist. Von Storch und Zwiers (1999) weisen darauf hin, dass es zwar oftmals möglich sei, die erste EOF mit einem bekannten physikalischen Prozess zu assoziieren, dies aber, aufgrund der Orthogonalitätsbedingung, bei der zweiten EOF (und folgenden) deutlich erschwert ist.

Zudem können einzelne physikalische Prozesse auf verschiedene EOFs 'verteilt' sein oder in einer EOF verschiedene physikalische Prozesse abgebildet werden. Von Storch und Zwiers (1999) legen dar, dass ein Muster, welches am effizientesten die Variabilität darstellt, nicht notwendigerweise etwas zu tun haben muss mit der zugrunde liegenden dynamischen Struktur. Entsprechend diesen Ausführungen muss eine Interpretation der EOFs mit großer Sorgfalt erfolgen.

Die EOF-Analyse der Transporte der Wassermassen erfolgt für zwei verschiedene Gebiete. Das erste Gebiet umfasst die gesamte Nordsee (s.o). Das zweite Gebiet umfasst die Deutsche Bucht in einer Ausdehnung von 6° bis 9° östlicher Länge und 53.4° bis 55.6° nördlicher Breite (293 Punkte).

### **2.3.4 Driftsimulationen**

Um die Auswirkung hydroklimatischer Langzeitveränderungen auf das Helgoland Gebiet und die hydrodynamische Beziehung zu benachbarten Gebieten abzubilden, werden Lagrangesche Driftsimulationen passiver Partikel durchgeführt. Kenntnisse über zeitliche Veränderungen in der Herkunft von Wassermassen (Advektion) in dem Helgoland Gebiet können zur besseren Interpretation von Änderungen lokal gemessener Variablen beitragen. Da die hydro-geographischen Regionen entlang der kontinentalen Küste in der südlichen Nordsee unter dem Einfluss des hydrodynamischen Regimes des Englischen Kanals stehen (Otto et al. 1990; Siegismund 2001), wird der Fokus auf die Analyse von Langzeitänderungen der Transportpfade und Reisezeiten zwischen dem Englischen Kanal und der inneren Deutschen Bucht bzw. dem Helgoland Gebiet gelegt. Die Berechnung der Lagrangeschen Ausbreitung passiver Partikel wird mittels des am HZG entwickelten Lagrangeschen Transportmoduls PELETS-2D (Callies et al. 2011) durchgeführt.

### **2.3.5 PELETS-2D**

PELETS-2D erlaubt die Simulation von Lagrangeschen Transporten passiver Partikel basierend auf 2D-Strömungsfeldern. Das Tool wurde für Anwendungen in Zusammenhang mit in der Datenbank coastDat vorliegenden Re-Analysen vergangener hydrodynamischer Bedingungen der Nordsee entwickelt (Weisse et al. 2009). PELETS-2D ist konzipiert für den Umgang mit großen Ensembles von Partikel-Wolken. Basierend auf den

hydroklimatischen Re-Analysen können somit mit konstanten Zeitabständen initialisierte Driftsimulationen das Auftreten unterschiedlicher (klimatischer) Antriebsbedingungen in dem Ensemble von Driftsimulationen in geeigneter Weise gewichten. In neueren Anwendungen wurde dieses Tool z.B. für die Langzeitanalyse wetter-getriebener Variationen chronischer Öl-Verschmutzungen an der Deutschen Küste verwendet (Chrastansky und Callies 2009).

Die nachfolgenden Ausführungen orientieren sich an Callies et al. (2011). PELETS-2D besteht aus zwei Komponenten: dem Verfolgen des Verlaufes von Partikeln basierend auf vorliegenden hydrodynamischen Strömungsfeldern und dem Aufsetzen von Ensemble-Simulationen und deren statistischer Auswertung. Masselose Partikel werden passiv mit den Strömungen verfrachtet. Um den Effekt horizontaler Diffusion zu berücksichtigen, wird in jedem Zeitschritt eine zufällige Geschwindigkeitskomponente implementiert. Der Algorithmus von PELETS-2D wurde für 2D-Strömungsfelder auf unstrukturierten Dreiecksgittern entworfen. Für die Verfolgung des Partikelverlaufs wurde ein endlicher Zeitschritt  $\Delta t$  eingeführt, der jedoch keine Konstante darstellt. Als Obergrenze wurde  $\Delta t_{\max}=15$  min festgelegt, die Geschwindigkeit eines Partikels wird aber (früher) aktualisiert, sobald das Partikel eine Kante des zugrunde liegenden Dreiecksgitters kreuzt. Wird  $\Delta t_{\max}$  erreicht, ohne dass das Partikel eine Kante kreuzt, wird die aktualisierte Geschwindigkeit des Partikels aus den Werten der drei Knoten des aktuellen Dreiecks abgeleitet.

PELETS-2D erlaubt die Festlegung von frei definierbaren Quellregionen, in denen die Partikel initialisiert werden (Start der Trajektorien) und Zielregionen, in denen die Anzahl durchlaufender bzw. sich aufhaltender Partikel bilanziert wird (vgl. Abs. 2.3.6). Die Initialisierung der Partikel im Quellgebiet folgt einer Zufallsverteilung. Um die Wassermassen in einem 2D-Modell realitätsnäher abzubilden, können die initialisierten Partikelpakete mit der Wassertiefe (der Quellregion) gewichtet werden, was hier erfolgt ist. Jede einzelne Simulation umfasst die Integration einer großen Anzahl von Trajektorien. Die Driftsimulationen können vorwärts oder rückwärts in der Zeit erfolgen. Die Partikel-(Dichte) Verteilungen nach einer bestimmten Reisezeit enthalten jedoch keine Auskunft darüber, auf welchem Weg die Partikel in eine bestimmte Zielregion gelangt sind. Daher wird eine Variable verwendet, die denjenigen Anteil (in (%)) an Partikeln aus einer Quellregion erfasst, welche eine Zielregion zu irgendeinem Zeitpunkt innerhalb der

Integrationszeit  $t$  'besucht' haben, unabhängig davon, wie lange oder wie oft sich die Partikel in dieser Zielregion aufgehalten haben. Callies et al. (2011) beschreiben diese Variable als kumulative Reisevergangenheit (englisch: Cumulative Travel History, CTH). CTH-Werte einer Zielregion zum Zeitpunkt  $t$  akkumulieren die gesamte Vergangenheit der Partikel-Standorte vom Zeitpunkt des Partikelstarts  $t_0$  bis zum Zeitpunkt  $t$  und geben damit eine Abschätzung darüber, wie relevant eine Zielregion für die Beschreibung der Partikeltrajektorien bzw. der Driftpfade ist. Man beachte jedoch, dass diese Variable keine exakte Zeitkomponente des Driftverlaufes (mehr) enthält und die CTH-Werte verschiedener Zielregionen keine Verteilung widerspiegeln, welche die Partikel am Ende der Integrationszeit einnehmen. Für weitere Details siehe Callies et al. (2011).

### 2.3.6 Set-Up Driftsimulationen

Ein regelmäßiges Gitter von Zielregionen dient zur Bilanzierung der Verdriftungswege der Partikelpakete in der Nordsee. Die definierten Quell- und Zielregionen zeigt Abb. 1.

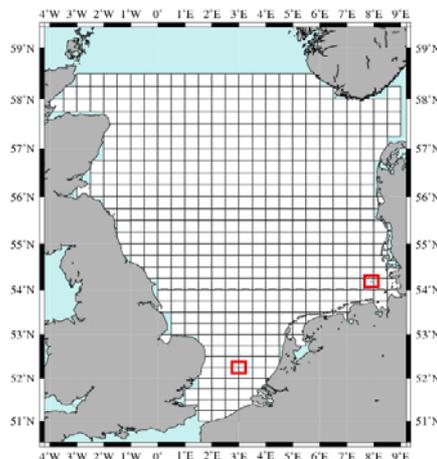


Abbildung 1: Gitternetz für die Bilanzierung der Verdriftungswege der Partikelpakete. Die Quellregionen sind rot dargestellt.

Alle Regionen (Anzahl 477) weisen die gleiche Größe auf (ca. 34 x 28 km). Im Vorwärtsmode werden die Partikel in der Quellregion im Englischen Kanal gestartet und vorwärts in der Zeit betrachtet. Im Rückwärtsmode erfolgt der Start der Partikel im Helgoland Gebiet und ihr Verlauf wird rückwärts in der Zeit verfolgt. In beiden Moden werden im Abstand von 24h 5000 Partikel in den Quellregionen gestartet (15645 Simulationen pro Mode). Die Integrationszeit beträgt 365 Tage, d.h. der Verlauf der

Partikel (-pakete) wird über eben diesem Zeitraum verfolgt. Aufgrund dieser gewählten Integrationszeit weisen die Zeiträume, in denen die Partikelpakete initialisiert werden, zwischen Vorwärts- (1961-2003) und Rückwärtsmode (1962-2004) einen zeitlichen Versatz von 365 Tagen auf.

### **2.3.7 Analyse von Driftpfaden**

Durch die hohe Anzahl 15645 zeitlich versetzter, jedoch ansonsten identischer, Driftexperimente (oder Simulationen) erhält man ein Abbild der Variation von Driftpfaden aufgrund variabler hydroklimatischer Bedingungen. Im Resultat erhält man in beiden Moden eine 43 Jahre umfassende Statistik realistischer Driftpfade. Jede Realisation eines Driftexperiments liefert für eine einzelne Zielregion, sofern sie tangiert wird, einen CTH-Wert (vgl. Abs. 2.3.5). Räumlich betrachtet, korrespondiert eine Realisation mit einem auf verschiedenen Zielregionen basierenden Muster der kumulativen Reisevergangenheiten der Partikelpakete (CTH-Muster). Die Interpretation der CTH-Muster scheint der einer Reiseroute adäquat zu sein.

Durch die einzelnen Realisationen der Driftexperimente erhält man eine zeitliche Abfolge räumlicher Muster von CTH-Werten. Diese dienen als Basis für eine EOF-Analyse (s.o.), um dominante Moden in den Partikelausbreitungen zu identifizieren. Da die Anzahl tangierter Zielregionen zwischen den einzelnen Realisationen der Driftexperimente variieren kann, für die EOF-Analyse jedoch eine konstante Anzahl an Gitterpunkten bzw. Zielregionen erforderlich ist, basieren die CTH-Muster stets auf den CTH-Werten aller in Abb. 1 gezeigten Zielregionen; in einer Realisation nicht tangierte Zielregionen weisen entsprechend den Wert 0 auf. Im Gegensatz zu der EOF-Analyse der Wassermassen-Transporte (vgl. Abs. 2.3.3) tragen die EOFs des Reiseverlaufs passiver Partikel (der CTH-Muster) keine Einheiten. Die (künstliche) Wahl der Größe der Zielregionen beeinflusst die CTH-Werte einer Zielregion (in (%)), wodurch die Aussagekraft absoluter Werte eingeschränkt ist.

Die Reisezeit bzw. Transportgeschwindigkeit stellt einen weiteren Parameter dar, Langzeitveränderungen im Strömungssystem zu charakterisieren. Für die Analyse der Reisezeiten wird der direkte Partikelaustausch zwischen dem Helgoland Gebiet und dem Englischen Kanal betrachtet (Rückwärtsmode). Die Quellregion (Helgoland Gebiet)

entspricht der im Set-Up festgelegten, die Zielregion im Englischen Kanal umfasst die 4 von der Quellregion im Englischen Kanal tangierten Zielregionen (vgl. Abb.1). Als Reisezeit wird die maximale, mittlere Reisedauer (in Tagen) der ersten 50% aller gestarteten Partikel (Mediane), welche die Zielregion erreichen, angegeben.

## **2.4 Daten Helgoland**

### **2.4.1 Beobachtungsdaten**

Seit 1962 wird auf der Insel Helgoland von der Biologischen Anstalt Helgoland (BAH) ein Langzeit-Monitoring biologischer, chemischer und physikalischer Parameter durchgeführt (Messposition Helgoland Reede). Das Monitoring Programm der BAH bildet hinsichtlich der zeitlichen Auflösung sowie des Detailgrads der Erfassung des Phytoplanktons einen einzigartigen Datensatz, der sich diesbezüglich von anderen Langzeitdatensätzen in der Nordsee, wie etwa dem Continuous Plankton Recorder Datensatz (z.B. Batten et al. 2003), deutlich unterscheidet. Der Helgoländer Datensatz war bereits Gegenstand verschiedenster Fragestellungen zu Langzeitveränderungen der Helgoländer Umwelt (Wiltshire et al. 2010).

Die Einzigartigkeit dieses Datensatzes besteht darin, dass seit 1962 die Erfassung der Phytoplankton-Zusammensetzung auf Spezies- bzw. Gattungsebene erfolgte. Das Monitoring umfasste bereits im Jahr 1962 ca. 60 Spezies und Gattungen, die hauptsächlich den beiden häufigsten Familien im marinen Plankton, Dinophyceae (Flagellaten) und Bacillariophyceae (Diatomeen), zuzuordnen sind. Gegenwärtig ist die Anzahl erfasster Spezies und Gattungen auf über 150 gestiegen. Wie Hoppenrath (2004) zeigte, liegt die tatsächliche Artenvielfalt des Phytoplanktons im Helgoländer Gebiet sogar noch deutlich höher, was die Komplexität und Vielfalt des pelagischen Lebensraums eindrucksvoll demonstriert. Dieser sehr hohe Erfassungsgrad ist für die Interpretation natürlicher und/oder anthropogener Einflüsse von großer Wichtigkeit, da sich die Sensitivität einzelner Komponenten bzw. Spezies des pelagialen Ökosystems gegenüber Umweltveränderungen unterscheiden kann. So kann die Reaktion einzelner Phytoplankton-Spezies auf die Änderung ein und desselben Umweltparameters in Art und Umfang variieren. Gebühr et al. (2009) beschreiben für *Paralia sulcata* (Ehrenberg) Cleve, eine in Helgoland präsenste Form, dass die ökologische Nische dieser Spezies (ihre Spezialisierung) auf der Zeitskala mehrerer Dekaden eine hohe Variabilität aufweist.

Die Homogenität einer Zeitreihe ist für deren statistische Auswertung von zentraler Bedeutung. Zumeist gibt es mehrere Homogenitätskriterien, die bei Messreihen beachtet werden müssen, wie z.B. Messposition, Messmethodik oder Äquidistanz der Messungen. Seit 1962 wurden die Proben des Monitorings an der Position 'Kabeltonne' (54°11.3'N, 7°54.0'E) gezogen, welche zwischen den beiden Helgoländer Inseln (Hauptinsel und Düne) liegt. Die Methodik der Probennahme der oberflächennahen Wassermischprobe mittels Schöpfeimer hat sich im gesamten Zeitraum nicht geändert. Aufgrund der guten Durchmischung durch starke Tidestrombewegungen repräsentieren die Proben die gesamte Wassersäule. Die Messung der Wassertemperatur und Secchi-Tiefe erfolgt direkt vor Ort. Ein Teil der Probe wird in einen Glasbehälter umgefüllt und für die Messung des Salzgehaltes und gelöster anorganischer Nährstoffe (Ammonium, Silikat, Nitrit, Nitrat, Phosphat) verwendet. Die Bestimmung des Salzgehaltes erfolgt anhand eines Salinometers (Autosal, Gamma Analystechnik), die der Nährstoffe durch colorimetrische Bestimmung nach Grashoff (1976). Für die Identifizierung und Zählung des Phytoplanktons wird ein weiterer Teil der Probe in eine Braunglasflasche umgefüllt und mit Lugol's Jodlösung fixiert. Die täglich erfolgende Auszählung wird unter Anwendung der Methode von Lund et al. (1958) mit Utermühl Absetzkammern (25 oder 50 ml) und einem inversen Mikroskop (Axiovert 135, Zeiss) durchgeführt (Gebühr et al. 2009). Die Analyse des Phytoplanktons erfolgt bis auf Artniveau oder durch die Separierung nach Größenklassen (Wiltshire und Dürselen 2004). Die Vorgabe, auf welche Arten hin die Proben analysiert werden, liefern sog. Checklisten, deren Inhalt und Umfang im Laufe der Jahrzehnte immer wieder angepasst wurde (Wiltshire und Dürselen 2004)

Die Parameter Silikat (ab 1966) und Secchi-Tiefe (ab 1968) wurden erst später in das Monitoring-Programm aufgenommen. Die Erfassung des Zooplanktons (das in dieser Arbeit nicht berücksichtigt wird) begann im Jahr 1975. Die Anzahl der zu einem bestimmten Zeitpunkt im Monitoring-Programm erfassten Phytoplankton Spezies variierte aufgrund der Aktualisierung bzw. Neuordnung der jeweils bestehenden Checklisten (Wiltshire und Dürselen 2004). Die Häufigkeit der Messungen (gewöhnlich vor 9 Uhr durchgeführt) variiert insbesondere zwischen dem Zeitraum vor und nach 1975. Eine regelmäßige Messhäufigkeit von 5 Tagen pro Woche wird bei den Parametern Phytoplankton (alle Einzelreihen), Salinität und Nährstoffen erst ab dem Jahr 1975 erreicht; vorher betrug sie im Mittel 3 Tage pro Woche. Ausnahmen hiervon bilden die Parameter Wassertemperatur und Salinität, die nahezu durchgängig an 5 Tagen pro Woche

seit 1962 erfasst worden sind. Die Anzahl der Fehlwochen (7 Tages-Zeitraum ohne Messung) im Gesamtzeitraum 1962-2004 kann zwischen den einzelnen Parametern variieren. Bei den Zeitreihen des Phytoplanktons beispielsweise ergibt sich eine Anzahl von 17 Fehlwochen im Gesamtzeitraum, wovon ein Großteil (15) den Jahren 1962 bis 1965 zugeordnet werden kann.

Die Nährstoffreihen des Helgoländer Datensatzes wurden von Raabe und Wiltshire (2009) einer umfassenden Qualitätsprüfung unterzogen. Die Zeitreihen physikalischer Umgebungsparameter waren Gegenstand verschiedener Analysen zu Langzeitveränderungen der Helgoländer Umwelt (Wiltshire und Manly 2004; Ionita et al. 2009; Wiltshire et al. 2010). Die Zeitreihen der physikochemischen Umweltparameter Wassertemperatur (WT), Salzgehalt (Salz), Secchi Tiefe (Secchi), Ammonium ( $\text{NH}_4$ ), Nitrat ( $\text{NO}_3$ ), Nitrit ( $\text{NO}_2$ ), Silikat ( $\text{SiO}_4$ ) und Phosphat ( $\text{PO}_4$ ) werden daher ohne weitere Prüfung für die vorliegende Arbeit verwendet. Die Kurzschreibweisen werden in den Abbildungen verwendet.

Die Eigenschaften des Phytoplankton-Datensatzes erforderten hingegen eine andere Vorgehensweise. Da die Anzahl der erfassten bzw. gesuchten Spezies mit der Zeit zugenommen hat (Wiltshire und Dürselen 2004), ergibt die Beschreibung zeitlicher Veränderungen, z.B. mittels auf Abundanz oder Spezies-Anzahl basierender Zeitreihenindizes, ein verzerrtes Bild. Daher wird ein Teil-Datensatz des Phytoplanktons erstellt, der die Anforderung an zeitliche Homogenität weitestgehend erfüllt.

Um einen möglichst langen Zeitraum abdecken zu können, wurden in einem ersten Schritt nur die Spezies bzw. Gattungen berücksichtigt, die bereits seit 1962 erfasst worden sind. Diese Vorgehensweise hat zudem den Vorteil, dass ein Auftreten von potentiellen Inkonsistenzen durch verschiedene Zählerpersonen (zehn im Zeitraum 1962 bis heute, Wiltshire und Dürselen 2004) minimiert wird, da es sich im weiteren zeitlichen Verlauf um die bekanntesten und am sichersten erfassten Spezies handelt. Die Anfangs-Anzahl (>60) reduziert sich weiter um diejenigen Spezies, die zwischen 1994-1997 nicht erfasst wurden (Reduzierung der Checkliste, vgl. Wiltshire und Dürselen 2004). Allerdings stellte sich heraus, dass einzelne Spezies, obwohl nicht in der Checkliste 1994-1997 enthalten, tatsächlich aber doch erfasst worden waren. Anders herum traten Fälle auf, in denen (nach den entsprechenden Checklisten) eine Spezies zwar stets gesucht wurde, tatsächlich aber

sehr lange Phasen der Abwesenheit (>20 Jahre) auftraten. Die Grenzen dieser Abwesenheitsphasen wiederum fielen zeitlich häufig mit Änderungen in der Erfassung des Phytoplanktons, wie z.B. einem Wechsel der Zählerperson und/oder der Checkliste zusammen, was vermuten lässt, dass Veränderungen in den Zeitreihen zu diesen Zeitpunkten auf Inhomogenitäten basieren. Alle Zeitreihen von Spezies, die durchgängig von 1962-2004 erfasst worden sind, wurden daher nochmals auf potentielle Inkonsistenzen überprüft. Gegebenenfalls wurden Änderungen vorgenommen. Der aus dieser Analyse hervorgehende Datensatz umfasst die in Tabelle 1 gezeigten 28 Spezies mit einer jeweils identischen Anzahl von Proben (N=9086) im Zeitraum 1962-2004.

<b>Bezeichnung</b>	<b>Kurzform</b>
<b>Diatomeen</b>	
<i>Asterionellopsis glacialis</i> (Castracane) Round	<i>A. glacialis</i>
<i>Brockmanniella brockmannii</i> (Hustedt) Hasle, von Stosch und Syvertsen	<i>B. brockmannii</i>
<i>Cerataulina pelagica</i> (Cleve) Hendey	<i>C. pelagica</i>
<i>Chaetoceros</i> spp	<i>Chaetoceros</i> spp
<i>Detonula pumila</i> (Castracane) Schütt	<i>D. pumila</i>
<i>Ditylum brightwelli</i> (West) Grunow	<i>D. brightwelli</i>
<i>Eucampia zodiacus</i> Ehrenberg	<i>E. zodiacus</i>
<i>Guinardia delicatula</i> (Cleve) Hasle	<i>G. delicatula</i>
<i>Guinardia flaccida</i> (Castracane) Peragallo	<i>G. flaccida</i>
<i>Guinardia striata</i> (Stolterfoth) Hasle	<i>G. striata</i>
<i>Leptocylindrus danicus</i> Cleve	<i>L. danicus</i>
<i>Leptocylindrus minimus</i> Gran	<i>L. minimus</i>
<i>Odontella aurita</i> (Lyngbye) Agardh	<i>O. aurita</i>
<i>Odontella regia</i> (Schultze) Simonsen	<i>O. regia</i>
<i>Odontella sinensis</i> (Greville) Grunow	<i>O. sinensis</i>
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve	<i>P. sulcata</i>
<i>Pseudo-nitzschia</i> spp	<i>Pseudo-nitzschia</i> spp
<i>Rhizosolenia imbricata</i> Brightwell	<i>R. imbricata</i>
<i>Rhizosolenia setigera</i> Brightwell	<i>R. setigera</i>
<i>Skeletonema costatum</i> (Greville) Cleve	<i>S. costatum</i>
<i>Thalassionema nitzschioides</i> (Grunow) Hustedt	<i>T. nitzschioides</i>
<i>Thalassiosira</i> spp	<i>Thalassiosira</i> spp
<b>Flagellaten</b>	
<i>Ceratium furca</i> (Ehrenberg) Claparède und Lachmann	<i>C. furca</i>
<i>Ceratium fusus</i> (Ehrenberg) Dujardin	<i>C. fusus</i>
<i>Ceratium horridum</i> (Cleve) Gran	<i>C. horridum</i>
<i>Ceratium tripos</i> (Müller) Nitzsch	<i>C. tripos</i>
<i>Noctiluca scintillans</i> (Macartney) Kofoid und Swezy	<i>N. scintillans</i>
<i>Prorocentrum micans</i> Ehrenberg	<i>P. micans</i>

Tabelle 1: Übersicht der im verwendeten Phytoplankton-Datensatz enthaltenen Spezies. Die Kurzform wird nachfolgend im Text verwendet.

Unter den 22 Diatomeen-Spezies befinden sich vier der Ordnung Pennales (*A. glacialis*, *B. brockmannii*, *Pseudo-nitzschia* spp, *T. nitzschioides*), die anderen sind der Ordnung Centrales zuzuordnen. In der Klasse der Flagellaten ist eine Spezies der Ordnung Prorocentrales (*P. micans*), die anderen der Ordnung Peridinales zuzuordnen. Die

einzelnen Spezies des Teil-Datensatzes kommen im Zeitraum 1962-2004 in sehr unterschiedlicher Häufigkeit in Helgoland Reede vor, ein Großteil der Spezies ist jedoch regelmäßiger Bestandteil der Helgoländer Phytoplankton-Gemeinschaft.

## 2.4.2 Modelldaten

Für die Analyse der Strahlungsbedingungen für das Gebiet Helgoland werden Daten aus einer mittels eines regionalen Atmosphärenmodells (Gitterweite  $0.2^\circ$ ) erstellten Simulation verwendet (coastdatII, <http://www.coastdat.de>). Die Zeitreihe der Globalstrahlungswerte ( $W/m^2$ ) liegt von 1962-2004 in stündlicher Auflösung vor, verwendet werden die täglichen Werte um 9 Uhr.

Für die Analyse der lokalen Windbedingungen wird das Windfeld des Helgoland Gebietes verwendet (räumliche Auflösung 50 km, vgl. Abs. 2.2.1). Die stündlichen Werte der Windvektoren  $u$ ,  $v$  werden täglich gemittelt. Für jeden Monat des Zeitraums 1962 -2004 wird die Häufigkeit des Auftretens von Winden verschiedener Windrichtungen ermittelt und mit den zugehörigen mittleren Windgeschwindigkeiten gewichtet:

$$\frac{d_w}{d} \cdot \bar{v}_w$$

Der Index  $w$  kennzeichnet jeweils einen von vier Windsektoren (SW:  $180^\circ - 270^\circ$ , NW:  $270^\circ - 360^\circ$ , NO:  $0^\circ - 90^\circ$ , SO:  $90^\circ - 180^\circ$ ). Der Parameter  $d_w$  erfasst die monatliche Anzahl von Tagen mit Windrichtungen eines Sektors,  $d$  beschreibt die Gesamtanzahl von Tagen pro Monat und  $\bar{v}_w$  ist die mittlere monatliche Windgeschwindigkeit von Winden eines Sektors. Auf diese Weise erhält man eine Zeitreihe der mit der jeweiligen mittleren Geschwindigkeit gewichteten Häufigkeit von Winden verschiedener Richtungen. Die so ermittelten monatlichen Zeitreihen werden in dieser Arbeit für die Winde aus südwestlichen Richtungen ( $Wind_{sw}$ ) und südöstlichen Richtungen ( $Wind_{so}$ ) verwendet. Die mittleren, monatlichen Windgeschwindigkeiten werden mit  $\bar{v}_{sw}$  ( $Wind_{ges.sw}$ ) bzw.  $\bar{v}_{so}$  ( $Wind_{ges.so}$ ) bezeichnet.

## 2.5 NAO

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) stellt eines der Hauptmuster der Wetter- und Klimavariabilität in der nördlichen Hemisphäre dar (Hurrell und Deser 2010). Sie repräsentiert eine alternierende Umverteilung atmosphärischer Luftmassen zwischen der Arktis und dem subtropischen Atlantik. Die Variabilität von Atmosphäre und Ozean im nordatlantisch-europäischen Raum, und damit die Langzeitveränderungen der klimatischen Bedingungen in der Nordsee, wird entscheidend durch die NAO geprägt (Hurrell und Dickson 2005; Hense und Glowienka-Hense 2008). Sie ist während des gesamten Jahres präsent (Barnston und Livezey 1987), aber im Winterzeitraum besonders ausgeprägt (Hurrell und van Loon 1997). Positive Phasen (d.h. pos. Indexwerte) im Winter sind ein Indikator für überdurchschnittlich starke Westwinde über den mittleren Breiten vom Atlantik nach Europa und assoziiert mit wärmeren Temperaturen (Hurrell und van Loon 1997). In dieser Arbeit wird der von Hurrell (1995) vorgeschlagene stationsbasierte NAO Index verwendet. Der NAO Winter (Dez.-Mrz.) Index, nachfolgend NAOWI bezeichnet, basiert auf der Differenz zwischen den normalisierten Bodendruckreihen (Sea Level Pressure, SLP) zwischen Lissabon, Portugal und Stykkisholmur/Reykjavik, Island, der jährliche NAO Index auf der Differenz zwischen Ponta Delgada/Azoren und Stykkisholmur/Reykjavik, Island (NAO Index Daten bereitgestellt durch die Climate Analysis Section, NCAR, Boulder, USA, Hurrell (1995)).

## 2.6 Elbe Abfluss

In der vorliegenden Arbeit werden die Abflussdaten der Elbe bei Neu-Darchau (Elbe km 536) verwendet. Diese stehen als Tagesmittelwerte ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) für den Zeitraum 1962-2004 zur Verfügung (Bundesanstalt für Gewässerkunde Koblenz, Wasser- und Schifffahrtsamt Lauenburg (Wasserstand)). Die in der Arbeit verwendeten saisonalen Mittelwerte basieren auf den Tagesmittelwerten.

## 2.7 Zeitreihen- und Datenanalyse

### Wechselpunkte

Für die Detektion von Wechselpunkte in Zeitreihen ('change points') bzw. 'Regime Shifts' in klimatologischen und ökologischen Zeitreihen existiert eine Vielzahl an statistischen

Methoden und analytischen Techniken, die unterschiedliche Voraussetzungen an die Zeitreihen stellen (Busuioc und von Storch 1996; Reeves et al. 2007; Andersen et al. 2009). Hier wird für die Analyse von Wechsellpunkten bzw. einzelnen 'Regimes' die von Rodionov (2004, 2006) entwickelten STARS -Methode (sequential t-test analysis of regime shifts) verwendet. STARS dient zur Detektion von Veränderungen im Mittelwert einer Zeitreihe. Diese Methode fand in jüngerer Zeit vermehrt Anwendung bei der Detektion und Analyse von 'Regime Shifts' (Rodionov und Overland 2005; Chiba et al. 2008; Möllmann et al. 2009; Overland et al. 2010). Das Verfahren bietet gegenüber anderen Methoden zur Entdeckung von Diskontinuitäten (z.B. Lanzante 1996) verschiedene Vorteile. So können mögliche Wechsellpunkte in 'Echtzeit' detektiert, sowohl abrupte wie auch graduelle 'Regime'-Änderungen beschrieben und mehrere Wechsellpunkte in einer Zeitreihe simultan erfasst werden (Multiple Change-Point-Verfahren).

Wie Rudnick und Davies (2003) zeigten, kann das Auftreten von stationären 'red noise' Prozesse generieren, die (fälschlicherweise) als 'Regime'-Änderungen interpretiert werden könnten. Daher wird hier die in dem Verfahren vorhandene Möglichkeit genutzt, den Einfluss serieller Korrelation durch die Modellierung eines AR(1)-Prozess (Autoregressives Model 1. Ordnung) zu berücksichtigen (Rodionov 2006). Zur Schätzung von AR(1) wird die Methode IP4 verwendet. Mittels des geschätzten Autokorrelationskoeffizienten ( $\alpha$ ) wird ein 'pre-whitening' der Zeitserien durchgeführt, d.h. die 'red noise'-Komponente entfernt. Auf diese 'pre-whitened' Zeitreihen wird dann der Algorithmus angewendet.

Das Verfahren gestattet bzw. erfordert die Festlegung von drei Parametern: des Ziel-Signifikanz-Levels  $p$ , der Länge  $l$  des 'Regimes' (cut-off length) und des Gewichtungsparameters  $h$  nach Huber (Rodionov 2006). Durch den Huber Parameter  $h$  wird der Einfluss von Ausreißern (Werte  $>h$  Standardabweichungen) gemindert, indem diese invers proportional ihres Abstandes zum Mittelwert des jeweiligen 'Regimes' Abstand gewichtet werden (Rodionov 2006). Für alle hier durchgeführten Analysen wird  $h=1$  verwendet. Die Parameter  $p$  und  $l$  determinieren maßgeblich die Differenz (diff) zwischen den Mittelwerten von zwei aufeinander folgenden 'Regimes', welche statistisch signifikant entsprechend Student's t-Test sein würde (Rodionov 2004):

$$\text{diff} = t \sqrt{\frac{2\sigma_1^2}{l}} \quad (2.3)$$

wobei  $t$  der Wert der  $t$ -Verteilung mit  $2l-2$  Freiheitsgraden für das gegebene Wahrscheinlichkeitsniveau  $p$  ist.  $\sigma_1$  beschreibt die Varianz für gleitende  $l$ -Jahre Intervalle in einer Zeitreihe der Variable  $X$  (Rodionov 2004). Basierend auf diesen Parametern nutzt das Verfahren einen sequentiellen Ansatz zur Bestimmung des Timings von 'Regime Shifts' (Wechselpunkten). Die Detektion eines 'Regime Shifts' basiert auf der Berechnung des 'Regime Shift Indexes' (RSI), der die kumulative Summe normalisierter Anomalien zwischen den Werten der Zeitreihen und dem hypothetischen Mittelwert des neuen 'Regimes' repräsentiert (Rodionov 2004). Dies ist der Mittelwert für den die Differenz zum Mittelwert des vorhergehenden 'Regimes' statistisch signifikant ist (entsprechend Student's  $t$ -Test). Wenn der RSI während allen  $l$  Jahren positiv bleibt, wird ein Shift ausgewiesen. RSI-Werte sind nur für die gleichen Parameter ( $p$ ,  $l$ ,  $h$ ) direkt vergleichbar. Aufgrund der relativen Kürze der hier vorliegenden Zeitreihen (43 Jahre) wird  $l \leq 10$  gewählt. Ein Wert von z.B.  $l=10$  bedeutet, dass alle 'Regimes' mit einer Länge von 10 Jahren und mehr detektiert werden. Wenn die aktuelle 'Regime'-Länge  $L < l$  ist, wird der RSI-Wert durch den Faktor  $(l-L) \times \text{diff}$  reduziert. Bleibt der RSI-Wert nach der Reduzierung trotzdem  $>0$ , wird auch in diesem Fall ein 'Regime Shift' angezeigt. Als Wahrscheinlichkeitsniveaus werden  $p=0.1$  und  $p=0.2$  gewählt. Nach Detektion eines 'Regime-Shifts' ist die Differenz der Mittelwerte des alten und neuen 'Regimes' mindestens auf diesem gewählten Niveau statistisch signifikant (Rodionov und Overland 2005). Nach Overland et al. (2008) ist in der überwiegenden Anzahl von Fällen das aktuelle Signifikanz-Niveau, berechnet durch den  $t$ -Test nach Bestimmung des Timings eines Wechselpunkts, kleiner als  $p$ . Tests ergaben, dass dies auch auf die hier vorliegenden Zeitreihen zutrifft (nicht gezeigt). Die Berechnung des aktuellen Signifikanz-Niveaus erfolgt hier auf Basis der Original-Zeitreihen (bzw. Original-Mittelwerte), während für die Detektion der Wechselpunkte die 'pre-whitened' Zeitreihen verwendet werden (siehe oben). Für weitere Details zur STARS Methode siehe Rodionov (2004, 2006) und Rodionov und Overland (2005). Die STARS Methode wird für die Analyse von Zeitreihen jährlicher und saisonaler Mittelwerte verwendet. Ein ausführbarer Algorithmus in der hier genutzten Version 3.2 steht unter <http://www.beringclimate.noaa.gov> als Download zur Verfügung.

## **Trends**

Für die Analyse linearer Trends in Zeitreihen wird der nicht-parametrische Test nach Mann-Kendall (Mann 1945; Sneyers 1975) verwendet. Kulkarni und von Storch (1995) demonstrierten, dass bei Vorhandensein einer seriellen Korrelation innerhalb einer Zeitreihe die Wahrscheinlichkeit zunimmt, dass der Mann-Kendall-Test einen statistisch signifikanten Trend entdeckt. Dies kann zu einer Ablehnung der Null-Hypothese  $H_0$  (kein Trend vorhanden) führen, obwohl diese tatsächlich zutrifft. Kulkarni und von Storch (1995) schlugen vor, die serielle Korrelation innerhalb einer Zeitreihe mittels eines 'pre-whitening' Verfahrens zu eliminieren. Dabei wird der Autokorrelationskoeffizient (Lag 1) durch einen AR(1)-Prozess geschätzt und die Originalzeitserie gefiltert. Der beidseitige Mann-Kendall-Test wird dann auf die gefilterten ('pre-whitened') Zeitserien angewendet, die statistische Signifikanz wird für das 5%-Niveau (Irrtumswahrscheinlichkeit) angegeben. Dieses Verfahren wird hier angewendet. Für die Berechnung der Trends wird das Softwarepaket Kendall unter R (Version 2.11.1) verwendet.

## **Diversitäts- und Ähnlichkeitsmaße**

Die Diversität setzt die vorhandene Artenanzahl mit dem Anteil einer Spezies an der Gesamtabundanz in Beziehung, vergleicht demnach die Gewichtungen der Arten untereinander. Für die Beschreibung der Diversität steht in der (marinen) Ökologie eine Vielzahl von Indexen zur Verfügung (z.B. Washington 1984). Die nachfolgenden Schreibweisen orientieren sich an den Ausführungen in Clarke und Warwick (2001). Die Spezies-Anzahl  $S$  entspricht der Anzahl an Spezies, die in einem definierten Zeitraum gleichzeitig präsent sind. Mit Erweiterung des Aggregationszeitraums (Probe / Tag  $\rightarrow$  Woche  $\rightarrow$  Monat) steigt  $S$  an, da die Wahrscheinlichkeit, in einem längeren Zeitraum mehr verschiedene Arten anzutreffen, zunimmt. Für die Beschreibung der Diversität in Ökosystemen existieren viele Indizes (z.B. Washington 1984). Ein seit langem in der Ökologie angewendetes Maß für Diversität in aquatischen Ökosystem ist der Shannon Index  $H$  (Shannon und Weaver 1949), der wie folgt definiert ist:

$$H = -\sum_i p_i \ln(p_i) \quad (2.4)$$

wobei  $p_i$  der Anteil an der Gesamtindividuenzahl ist, der sich durch die  $i$ -te Spezies ergibt.  $H$  erfasst die Summe der gewichteten Anteile der Individuen aller einzelnen Arten an der Gesamtanzahl der Individuen der Population. Je gleichmäßiger die Individuen einer

Gesamtpopulation (bzw. Gemeinschaft) auf die einzelnen vorhandenen Arten verteilt sind, desto höher ist H. Der Index H stellt keine unabhängige Größe dar, da er von der Spezies-Anzahl S abhängt. Die absoluten Werte von H sind daher nicht direkt mit denen anderer Phytoplankton-Analysen bzw. Probenumfänge vergleichbar (Hayek und Buzas 1997). Buzas und Gibsons's E ergibt sich aus der Beziehung

$$E = e^H / S \quad (2.5)$$

und beschreibt die Gleichmäßigkeit (englisch: Evenness), mit der die (Gesamt-) Abundanz auf die einzelnen Spezies verteilt ist. Für die Berechnung der Indizes S, H und E wird das Programm PAST (Version 2.08b) verwendet.

Der Bray-Curtis-Koeffizient  $S_{jk}$  spielt eine wichtige Rolle in ökologischen Studien, da er viele praktischen Anforderungen erfüllt (Clarke und Warwick 2001; Leyer und Wesche 2007). Der Bray-Curtis-Koeffizient  $S_{jk}$  ist ein prozentuales Maß für die Ähnlichkeit der Zusammensetzung des Phytoplanktons zwischen einer j-ten und k-ten Probe und ist nach Clarke und Warwick (2001) wie folgt definiert:

$$S_{jk} = 100 \left\{ 1 - \frac{\sum_{i=1}^p |y_{ij} - y_{ik}|}{\sum_{i=1}^p (y_{ij} + y_{ik})} \right\} \quad (2.6)$$

wobei  $y_{ij}$  der Abundanz der i-ten Spezies in der j-ten Probe entspricht ( $i=1,2,\dots,p$ ;  $j=1,2,\dots,n$ ). Dementsprechend ist  $y_{ik}$  die Abundanz der i-ten Spezies in der k-ten Probe (Clarke und Warwick 2001). Bei  $S_{jk}=0$  weisen beide Proben keinen gemeinsamen Spezies auf, bei  $S_{jk}=100$  sind sie hingegen identisch.  $S_{jk}$  lässt sich für Ähnlichkeitsvergleiche von Positionen und Zeiträumen verwenden. Hier entsprechen die j-te und k-te Proben denen aufeinander folgender Zeiträume (Jahre).

Für den Vergleich der Ähnlichkeit in der Zusammensetzung des Phytoplanktons zwischen verschiedenen Gruppen von Jahren wird der Ansatz nach Nicholls (2011) verwendet. Die Original-Abundanzwerte werden vor der Berechnung des Bray-Curtis-Koeffizienten  $\sqrt[4]{}$ -transformiert. Hierbei werden die Bray-Curtis-Ähnlichkeiten zwischen der Abundanzstruktur eines Jahres gegenüber der mittleren Abundanzstruktur des gesamten

Zeitraums 1962-2004 (Referenzzeitraum), berechnet. Die Zusammensetzung des Referenzzeitraums ergibt sich demnach aus den Langzeitmitteln der jährlichen Abundanz aller 28 Spezies. Die gleiche Berechnung wird für die Ähnlichkeiten in der jährlichen Präsenzstruktur des Phytoplanktons durchgeführt. In diesem Fall ergibt sich die Zusammensetzung des Referenzzeitraums aus den Langzeitmitteln der jährlichen Präsenzdauer (Wochen pro Jahr) aller 28 Spezies. Für diese Berechnungen wird das Programm PRIMER (Version 5.2.2, PRIMER-E) verwendet. Ergänzend wird eine ANOSIM Analyse (Analysis of Similarities) durchgeführt, um die Abundanz- bzw. Präsenzstruktur des Phytoplanktons für verschiedene Zeiträume miteinander zu vergleichen. Die ANOSIM Analyse ist ein nicht-parametrischer Test auf signifikante Unterschiede zwischen zwei oder mehr Gruppen, der auf Distanzmaßen basiert (Clarke und Warwick 2001). Als Distanzmaße werden der Bray-Curtis-Koeffizient (Abundanzstruktur) und der Euklidische Abstand (Präsenzstruktur) verwendet. Werte von R nahe 1 geben an, dass nahezu alle Paare von Jahren innerhalb der jeweiligen Gruppe zueinander jeweils ähnlicher sind als jedes Paar von Jahren zwischen zwei Gruppen. Für die ANOSIM Analyse wird das Programm PAST (Version 2.08b) verwendet.

Für die Analyse unterschiedlicher Moden in den Abundanzen des Phytoplanktons wird die Hauptkomponentenanalyse (PCA) verwendet (vgl. Abs. 2.3.3). Die Analyse basiert auf den Zeitreihen der mittleren, jährlichen  $\sqrt[4]{}$ -transformierten Abundanzen aller 28 hier betrachteten Phytoplankton-Spezies (vgl. Tab. 1). Für die Berechnung wird das Programm PRIMER (Version 5.2.2, PRIMER-E) verwendet. Für die Analyse von Korrelationen zwischen verschiedenen Sätzen von Zeitreihen wird eine Kanonische Korrelationsanalyse (englisch: Canonical Correlation Analysis, CCA) verwendet. Ein detaillierter Überblick findet sich z.B. bei von Storch und Zwiers (1999.) In der hier angewendeten Form bestehen die Datensätze auf der einen Seite aus den Zeitreihen von 9 Umweltvariablen, auf der anderen Seite nur aus einer einzigen Zeitreihe. Entsprechend erhält man als Ergebnis nur jeweils ein kanonisches Korrelationsmuster bzw. eine kanonische Korrelation. Die kanonische Korrelation lässt sich wie der Pearson Korrelationskoeffizient  $r$  interpretieren (Schlüter et al. 2008). Da der Umweltparameter Secchi Tiefe (vgl. Abs. 2.4) erst ab dem Jahr 1968 ermittelt wird, werden bei der CCA nur Zeitreihen über den Zeitraum 1968-2004 verwendet. Für die Berechnung der CCA wird das Softwarepaket yacca unter R (Version 2.11.1) verwendet.

## **Ökologische Nischen**

Für die Analyse ökologischer Nischen einzelner Phytoplankton-Spezies wird das Outlying Mean Index (OMI) Verfahren nach Dolédec et al. (2000) verwendet. Der Outlying Mean Index (OMI) ist eine Messung des Abstandes zwischen den durchschnittlichen Habitat-(Umwelt) Bedingungen, die von einer Spezies genutzt werden, und den mittleren Habitat-(Umwelt) Bedingungen der Probenahmestelle (Helgoland Reede). Der Index beschreibt damit die Marginalität des Habitats einer Spezies, die Nischenposition. Spezies mit hohen OMI-Werten haben danach marginale Nischen (d.h. eher untypische Habitate), Spezies mit niedrigen OMI-Werten nicht-marginale Nischen, d.h. sie sind in ihrem Auftreten an eher typische Umweltbedingungen gekoppelt (Heino und Soininen 2006). Die Spezies Toleranz (TOL) repräsentiert eine Messung der Nischenbreite einer Spezies hinsichtlich der mit ihrem Auftreten verknüpften Umweltparameter (Dolédec et al. 2000). Spezies mit hohen TOL-Werten (breiten Nischen) treten entlang eines breiten Spektrums von Umweltbedingungen auf, solche mit niedrigen TOL-Werten sind an spezifischere Umweltbedingungen gekoppelt (Heino und Soininen 2006). Die statistische Signifikanz der OMI-Werte wird mittels eines Permutations-Tests überprüft (Dolédec et al. 2000). Die Nischenanalyse basiert auf allen in Helgoland Reede gemessenen Umweltparametern sowie der modellierten Globalstrahlung und wird für jedes Jahr und jede Spezies einzeln durchgeführt. Da der Parameter Secchi Tiefe erst ab dem Jahr 1968 vorliegt (vgl. Abs. 2.4), beschränkt sich die Analyse der ökologischen Nischen auf die Jahre 1968-2004. Für die Berechnung des Verfahrens nach Dolédec et al. (2000) wird das Softwarepaket ADE-4 unter R (Version 2.11.1) verwendet.

### 3 Hydrodynamische Langzeitänderungen

#### 3.1 Transport von Wassermassen in der Deutschen Bucht

##### 3.1.1 Mittlere Verhältnisse

Die Langzeitveränderungen in den Strömungsverhältnissen des Helgoland Gebietes werden auf der räumlichen Skala der Deutschen Bucht betrachtet. Die mittleren Strömungsverhältnisse im Zeitraum 1962-2004 zeigt Abb. 2.

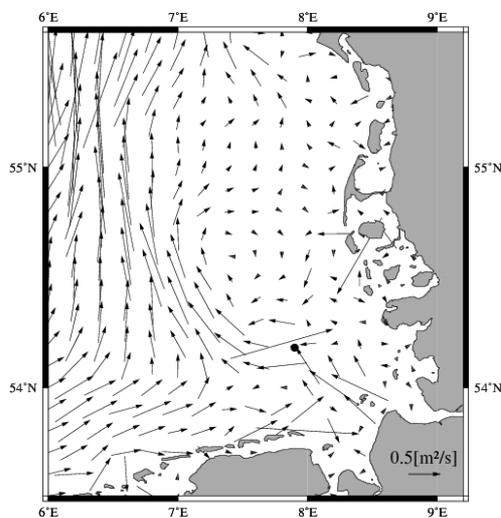


Abbildung 2: Langzeitmittel 1962-2004 der Transporte von Wassermassen im Teilgebiet der Deutschen Bucht (Einheit  $\text{m}^2/\text{s}$ ). Der schwarze Punkt kennzeichnet die Position Helgolands.

Der Hauptströmungspfad wird charakterisiert durch eine Advektion von Wassermassen aus westlicher Richtung hinein in die Deutsche Bucht, die im westlichen Bereich der Deutschen Bucht weiter nach Norden verläuft. Nach Abb. 2 scheint die direkte Umgebung von Helgoland am Rande dieses Hauptströmungspfades zu liegen.

##### 3.1.2 Abweichungen von den mittleren Verhältnissen

Die Anomalien von den mittleren Strömungsverhältnissen in der Deutschen Bucht (Index  $DB$ ) zeigen die EOF-Muster in Abb. 3 (oben).  $EOF1_{DB}$  liefert den weitaus größeren Anteil

zur Gesamtvarianz des Strömungsmusters und beschreibt eine Durchströmung der Deutschen Bucht aus westlicher Richtung in Richtung Norden (Abb. 3a).

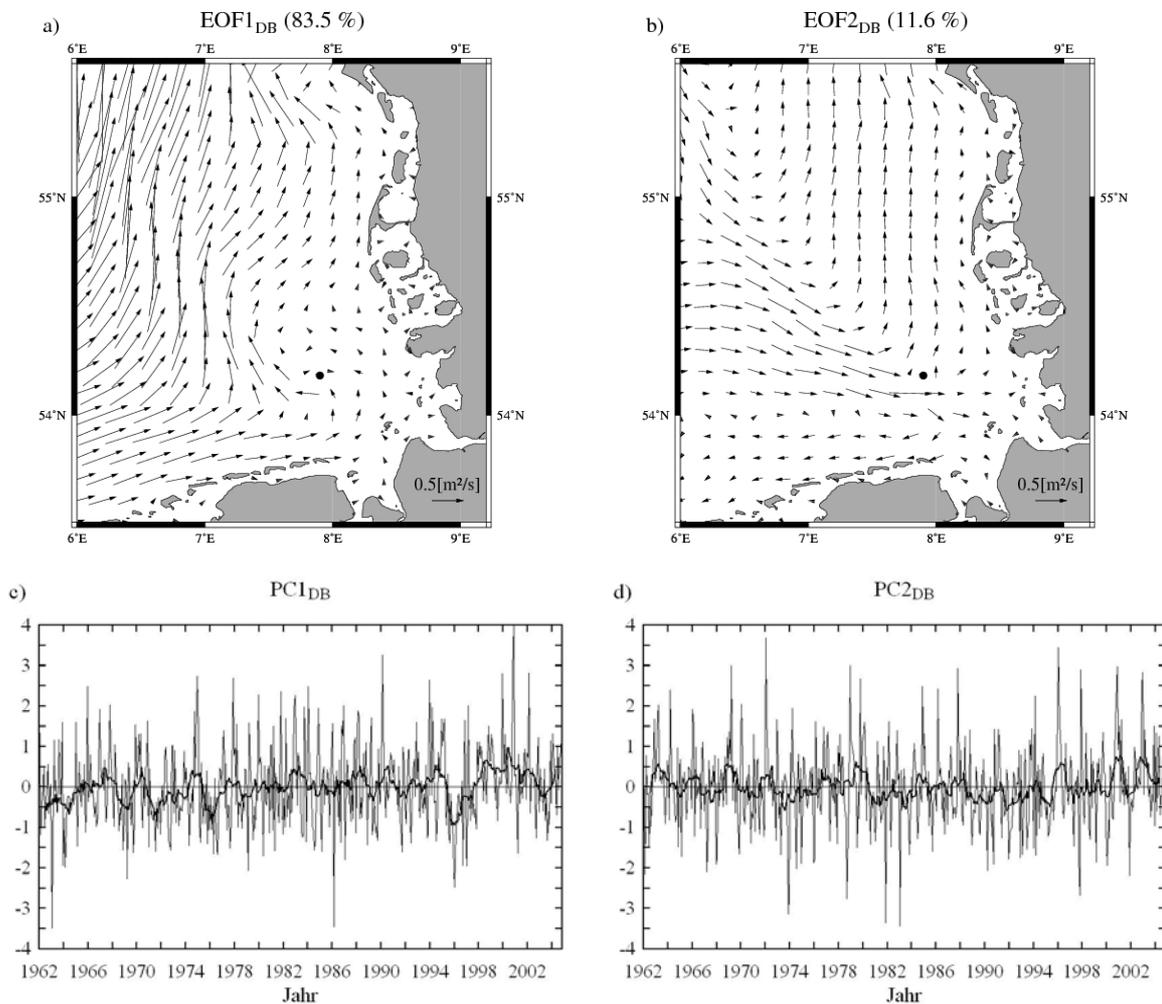


Abbildung 3: a) 1. EOF und b) 2. EOF der Transporte von Wassermassen im Zeitraum 1962-2004 im Teilgebiet der Deutschen Bucht (erklärte Varianzen in Klammern). Die EOF-Muster tragen die Einheit  $m^2/s$ , die Ladungen der Eigenvektoren variieren mit der Länge der Vektoren. Der schwarze Punkt kennzeichnet die Position Helgolands. Unten: Normierte Zeitkoeffizienten (dünne Linien) der beiden EOFs für c) die 1. EOF (PC1) und d) die 2. EOF (PC2). Die dicken Linien zeigen gleitende Jahresmittel der Zeitkoeffizienten.

Demgegenüber beschreibt EOF2<sub>DB</sub> einen Transport aus nordwestlicher Richtung und Ablenkung in Richtung Norden (Abb. 3b). Obgleich EOF2<sub>DB</sub> nur einen geringen Beitrag zur Gesamtvarianz des Strömungsmusters liefert, sind die Ladungen des Eigenvektors (Länge der Vektoren) in der unmittelbaren Umgebung von Helgoland (Position 54°11' N, 7°53' E) etwas größer als bei EOF1<sub>DB</sub>. Dies scheint darauf hinzudeuten, dass EOF2<sub>DB</sub> von

größerer Bedeutung für die Beschreibung der lokalen hydrodynamischen Variation bei Helgoland sein könnte.

Die Zeitkoeffizienten beider EOF-Muster weisen eine hohe Variabilität in den monatlichen Amplituden auf und reflektieren damit eine große Variation in den hydrodynamischen Bedingungen (Abb. 3 unten). Die PCs der beiden führenden Muster unterscheiden sich in der Langzeitentwicklung deutlich voneinander.  $PC1_{DB}$  weist im Zeitraum 1962-2004 insgesamt einen Trend zu mehr positiven Amplituden auf (Abb. 3c), was einer Intensivierung der Transporte aus westlicher Richtung in die Deutsche Bucht entspricht. Auffällig ist die Reduzierung der Variabilität von  $PC1_{DB}$  im Zeitraum ca. 1976 bis 1995.  $PC2_{DB}$  weist zwischen ca. 1988 und 1995 überwiegend negative Amplituden auf (im Jahresmittel, dicke Linie in Abb. 3d). Dies deutet darauf hin, dass die Anströmung aus nordwestlicher Richtung zum Helgoland Gebiet in diesem Zeitraum reduziert zu sein scheint (Umkehrung des Strömungsmusters in Abb. 3b). Die innerjährliche Verteilung positiver bzw. negativer Zeitkoeffizienten unterscheidet sich zwischen  $EOF1_{DB}$  und  $EOF2_{DB}$  (nicht gezeigt). Der Median der Monatmittelwerte des Zeitraums 1962-2004 weist bei  $PC1_{DB}$  von April bis September negative und von Oktober bis März positive Amplituden auf. Bei  $PC2_{DB}$  findet sich hingegen eine stärkere Unterscheidung zwischen der 1. und 2. Jahreshälfte: so weist der Median von Januar bis Mai positive und von Juni bis Dezember negative Amplituden auf (siehe auch Abs. 3.2.2). Die maximalen monatlichen Amplituden (positiv wie negativ) finden sich hingegen bei beiden EOFs im Zeitraum Oktober bis März.

## **3.2 Transport von Wassermassen in der gesamten Nordsee**

### **3.2.1 Mittlere Verhältnisse**

In diesem Abschnitt werden die Langzeitentwicklungen der hydrodynamischen Variabilität auf der räumlichen Skala der Deutschen Bucht (vgl. Abs. 3.1) und die auf der räumlichen Skala der gesamten Nordsee miteinander verglichen. Abbildung 4 zeigt die mittleren Strömungsverhältnisse der gesamten Nordsee für den Zeitraum 1962-2004. Aufgrund der bathymetrischen Verhältnisse (z.B. Otto et al. 1990) unterscheiden sich die Wassermassen-Transporte entlang der Küste Norwegens, der Norwegischen Rinne, und des Skagerraks stark von den Werten im restlichen Gebiet der Nordsee (s. Farbskala).

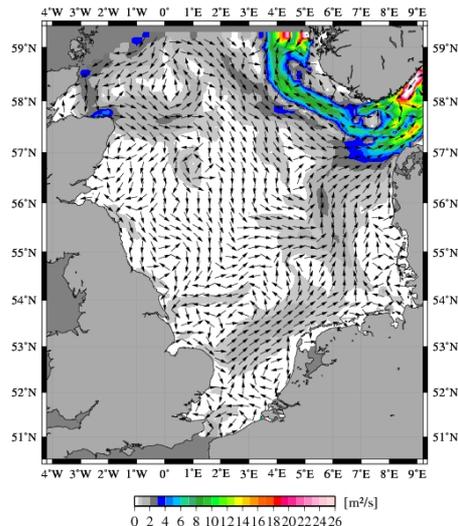


Abbildung 4: Langzeitmittel 1962-2004 der Transporte von Wassermassen im Gesamtgebiet Nordsee. Die Farbskala zeigt die Beträge der Transporte in der Einheit  $\text{m}^2/\text{s}$ . Die Länge der Vektoren ist konstant.

Im südlichen Bereich der Nordsee wird die Struktur von einem zwischen Englischem Kanal und Skagerrak verlaufenden Strömungsband dominiert, welches die innere Deutsche Bucht am westlichen Rand passiert.

### 3.2.2 Abweichungen von den mittleren Verhältnissen

Die Abweichungen von den mittleren Strömungsverhältnissen der gesamten Nordsee ( $\text{Index}_{\text{GN}}$ ) zeigen die EOF-Muster in Abb. 5.  $\text{EOF1}_{\text{GN}}$  (erklärte Varianz 53.1 %) weist die höchsten Ladungen des Eigenvektors (s. Farbskala) im Gebiet der Norwegischen Rinne und des Skagerraks auf, der Beitrag des Gebiets der restlichen Nordsee zur Gesamtvariabilität ist deutlicher geringer (Abb. 5a). Die räumliche Struktur des Zirkulationsmusters  $\text{EOF1}_{\text{GN}}$  ist im südlichen Bereich der Nordsee sehr heterogen und scheint einzelne Transportpfade und Wirbel zu reflektieren.  $\text{EOF2}_{\text{GN}}$  liefert einen wesentlich geringeren Beitrag zur Gesamtvarianz der Transporte von Wassermassen (Abb. 5b). Auch  $\text{EOF2}_{\text{GN}}$  weist die höchsten Ladungen im Bereich der Norwegischen Rinne bzw. dem Skagerrak auf, die jedoch deutlich geringer sind als bei  $\text{EOF1}_{\text{GN}}$ . Gegenüber  $\text{EOF1}_{\text{GN}}$  weist das Zirkulationsmuster von  $\text{EOF2}_{\text{GN}}$  im westlichen und südlichen Bereich der Nordsee bereichsweise höhere Ladungen auf, u. a. in einem Bereich zwischen Englischem Kanal und dem Skagerrak.

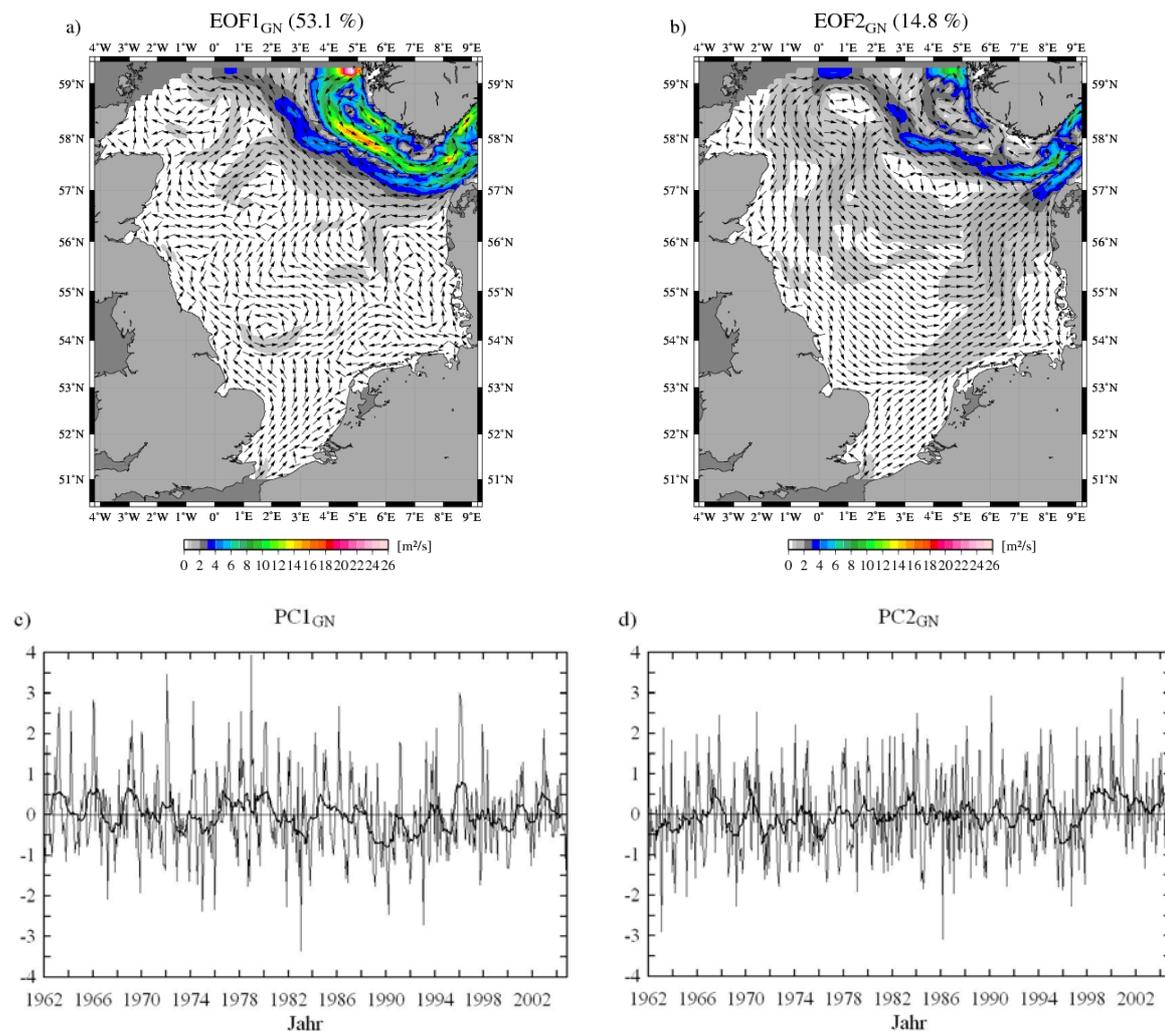


Abbildung 5: a) 1. EOF und b) 2. EOF der Transporte von Wassermassen im Zeitraum 1962-2004 im Gesamtgebiet Nordsee (erklärte Varianzen in Klammern). Die EOF-Muster tragen die Einheit m<sup>2</sup>/s, die Farbskala zeigt die Beträge der Ladungen der Eigenvektoren. Die Länge der Vektoren ist konstant. Unten: Normierte Zeitkoeffizienten (dünne Linien) der beiden EOFs für c) die 1. EOF (PC1) und d) die 2. EOF (PC2). Die dicken Linien zeigen gleitende Jahresmittel der Zeitkoeffizienten.

Der Vergleich mit den EOF-Mustern des korrespondierenden Ausschnittes der Deutschen Bucht (vgl. Abb. 3 oben) zeigt, dass sich bei Einbeziehung des gesamten Nordseebereiches die Abfolge der EOF-Muster umdreht. Für den Ausschnitt der Subregion entspricht EOF2<sub>GN</sub> EOF1<sub>DB</sub> (Abb. 5b, 3a) bzw. EOF1<sub>GN</sub> EOF2<sub>DB</sub> (Abb. 5a, 3b). Diese hohe Übereinstimmung lässt darauf schließen, dass die Strukturen im südlichen Bereich der Nordsee in EOF1<sub>GN</sub> und EOF2<sub>GN</sub> relevant sind, obwohl die erklärten Varianzen beider EOF-Muster von den hohen Transporten von Wassermassen im nördlichen Abschnitt der Nordsee dominiert werden. Die strukturelle Ähnlichkeit zwischen EOF1<sub>GN</sub> und EOF2<sub>DB</sub>

bzw. EOF2<sub>GN</sub> und EOF1<sub>DB</sub> zeichnet sich auch in den korrespondierenden Zeitkoeffizienten ab. So sind die zeitlichen Verläufe von PC1<sub>GN</sub> (Abb. 5c) und PC2<sub>DB</sub> (Abb. 3d) bzw. PC2<sub>GN</sub> (Abb. 5d) und PC1<sub>DB</sub> (Abb. 3c) hochgradig miteinander korreliert. Auch die innerjährliche Verteilung positiver und negativer Amplituden von PC1<sub>GN</sub> bzw. PC2<sub>GN</sub> stimmt grundsätzlich mit der von PC2<sub>DB</sub> bzw. PC1<sub>DB</sub> überein (vgl. Abs. 3.1.2). Auf der Skala der gesamten Nordsee beschreibt PC2<sub>GN</sub> komplementär eine Zunahme der Amplituden von EOF2<sub>GN</sub>, d.h. einer Intensivierung der nord-östlichen Strömungen bzw. der zyklonalen Zirkulation.

### **3.3 Flüsse in der südlichen Nordsee**

Die südliche Nordsee weist lokal große Unterschiede in den (Volumen-) Flüssen auf. Abbildung 6 zeigt die Lage der Transekte und die auf Basis der rekonstruierten hydrodynamischen Bedingungen berechneten Schätzungen der Langzeitmittel (1962-2004) der Netto-Flüsse. Der Fluss aus nördlicher Richtung entlang der Britischen Ostküste (Flamborough) liegt deutlich über dem Zufluss aus dem Englischen Kanal (Dover Strait/Noordwijk) in Richtung Nordsee. Dies stimmt mit den Schlussfolgerungen von Lenhart und Pohlmann (1997) überein, die zeigten, dass der nördliche Zufluss einen stärkeren Beitrag zur Zirkulation der südlichen Nordsee liefert als der Englische Kanal.

Die Modellschätzungen des Langzeitmittels des Netto-Flusses in der Dover Strait (0.025 Sv) bzw. des Langzeitmittels des dortigen (nördlich/östlich gerichteten) Zustroms zur Nordsee (0.08 Sv) liegen in guter Näherung zu den Ergebnissen anderer Studien (z.B. Siegismund 2001; Leterme et al. 2008). Zwischen den Transekten Terschelling und Rottumerplaat nehmen die Netto-Flüsse im Langzeitmittel um über 50 % ab, da die Wassermassen in diesem Bereich in nördlicher Richtung abgelenkt werden (vgl. Abb. 4).

Die weitere Reduzierung der Netto-Flüsse in Richtung innerer Deutsche Bucht (DB I) belegt, dass der Haupttransportpfad in der südlichen Nordsee die innere Deutsche Bucht an deren westlichem Rand passiert.

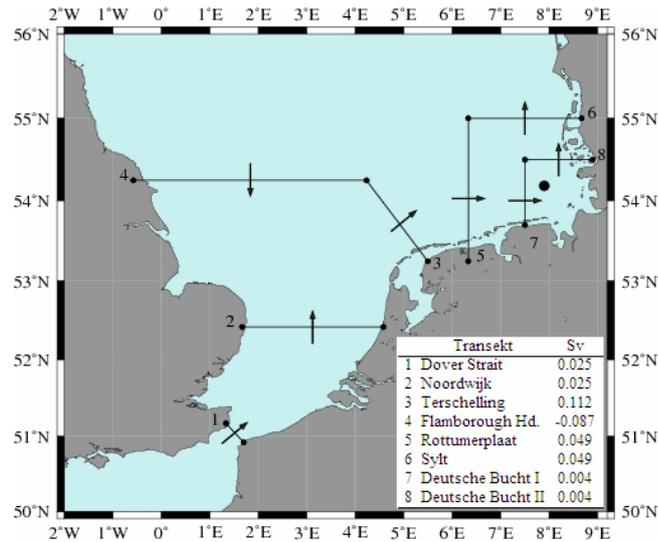


Abbildung 6: Position und Bezeichnung der Transekte. Die Pfeile geben die Richtung des Langzeitmittels (1962-2004) der Netto-Flüsse an (Einheit Sv). Positive Werte ergeben sich für nach Osten bzw. Norden gerichtete Netto-Flüsse. Der schwarze Punkt kennzeichnet die Position Helgolands.

Exemplarisch zeigt Abb. 7 anhand der Langzeitentwicklung der Netto-Flüsse in Noordwijk und Rottumerplaat die hohe zwischen- und innerjährliche Variabilität der hydrodynamischen Umgebung in der südlichen Nordsee. Die Netto-Flüsse in Noordwijk (Abb. 7a) weisen auf der Monats- und Jahresskala eine hohe Variabilität auf.

Die Jahresmittelwerte der Nettotransporte zeigen eine Zunahme des Zustroms durch den Englischen Kanal in die südliche Nordsee. Dieses Ergebnis bestätigt die Analysen anderer Autoren (z.B. Siegismund 2001; Leterme et al. 2008).

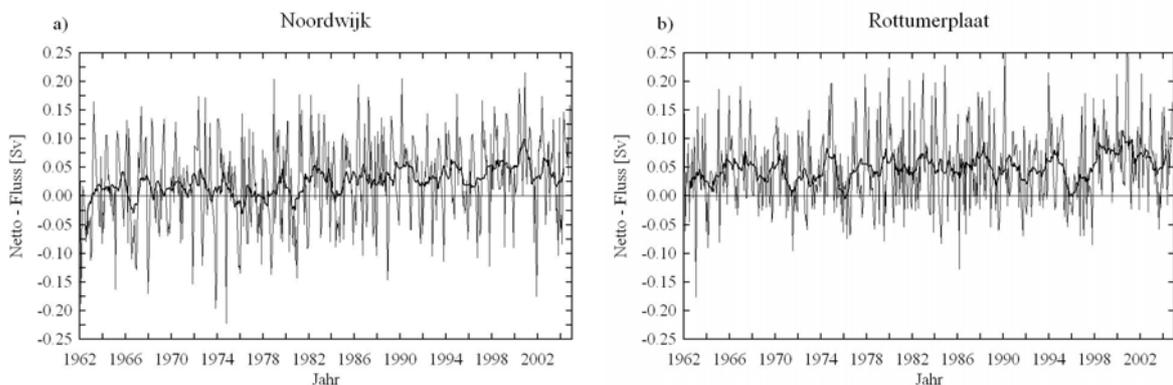


Abbildung 7: Monatsmittelwerte (dünne Linie) und gleitendes Jahresmittel (dicke Linie) der Netto-Flüsse an den Transekten a) Noordwijk und b) Rottumerplaat (Lage s. Abb. 6).

Im Langzeitmittel treten positive, d.h. nordwärts gerichtete Transporte, überwiegend zwischen Februar und Juni auf (nicht gezeigt).

Auch die Netto-Flüsse in Rottumerplaat (Abb. 7b) weisen einen (schwächer ausgeprägten) positiven Trend auf. Dies stimmt mit den Ergebnissen von Stockmann et al. (2010) überein, die eine Zunahme des westlichen Zustroms in die Deutsche Bucht beschreiben. Im Langzeitmittel treten in Rottumerplaat zwischen Oktober und März höhere nach Osten gerichtete Transporte auf als zwischen April und September (nicht gezeigt).

Am westlichen Rand der Teilregion Deutsche Bucht weist EOF1<sub>DB</sub> die höchsten Ladungen des Eigenvektors auf (vgl. Abb. 3a). Dementsprechend ergibt sich ein enger zeitlicher Zusammenhang zwischen der Zeitreihe der Netto-Flüsse in Rottumerplaat (Abb. 7b) und PC1<sub>DB</sub> (Abb. 3c). An Transekt DB I liefert hingegen EOF2<sub>DB</sub> den größten Anteil der hydrodynamischen Variabilität, woraus sich eine hohe Korrelation zwischen DBI und PC2<sub>DB</sub> ergibt (nicht gezeigt). Die zeitlichen Entwicklungen der Netto-Flüsse an den beiden Transekten weisen somit deutliche Unterschiede auf. Diese scheinen die Unterschiede in der Reaktion der lokalen, hydrogeographischen Bedingungen beider Positionen auf die (hydro-) klimatische Veränderungen zu reflektieren.

### **3.4 Partikel-Driftpfade in der südlichen Nordsee**

#### **3.4.1 Mittlere Verhältnisse**

Das Langzeitmittel der Partikeldrift für den Vorwärtsmode zeigt Abb. 8a. Der Hauptpfad der im Englischen Kanal gestarteten Partikelwolken verläuft zuerst in einem relativ schmalen Band in nord-östlicher Richtung entlang der niederländisch-deutschen Küste. Zwischen etwa 5° und 6° Ost fächert sich das Gebiet der Partikelbahnen auf und wird im weiteren Verlauf, der Küstengeometrie folgend, nach Norden abgelenkt. Entlang bzw. vor der dänischen Küste verlaufen die Partikelwolken dann weiter bis zum Skagerrak. Die Partikeldrift bildet damit die in der südlichen Nordsee vorherrschende zyklonale Zirkulation ab (vgl. Abb. 4). Die Haupttransportroute verläuft westlich der inneren Deutschen Bucht bzw. des Helgoland Gebietes (Abb. 8a). Man beachte, dass die prozentualen Werte (s. Farbskala in Abb. 8) die Relevanz eines Gebiets bezogen auf alle 15645 Simulationen darstellt. Dies bedeutet, dass im Mittel ca. 20 % der gestarteten

Partikel das Helgoland Gebiet durchlaufen haben. In einzelnen Simulationen kann jedoch eine weitaus höhere (oder geringere) Anzahl der im Englischen Kanal gestarteten Partikel das Helgoland Gebiet erreicht haben.

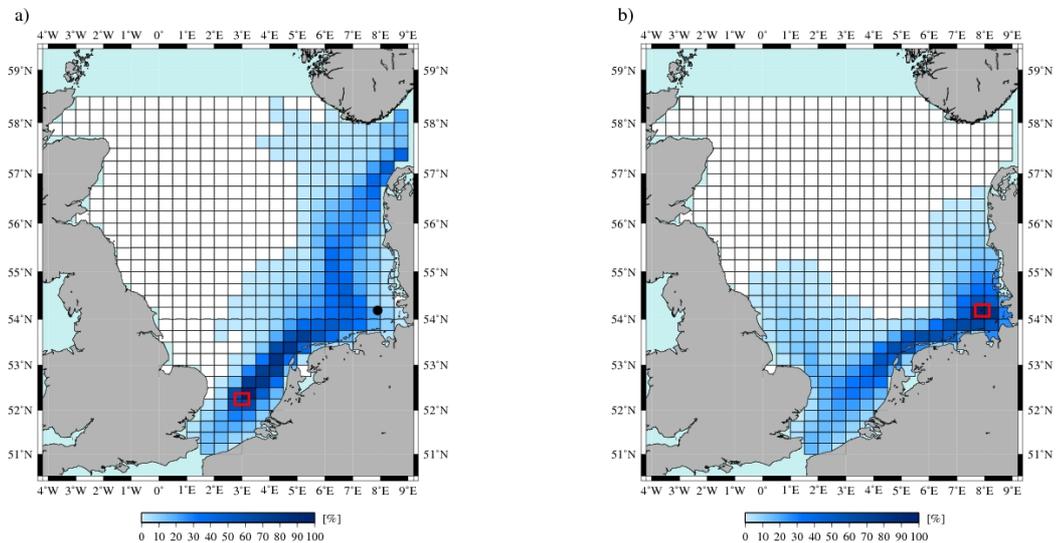


Abbildung 8: Langzeitmittel des Reiseverlaufs passiver Partikel im a) Vorwärtsmode und b) Rückwärtsmode. Die Analyse basiert auf dem Start von 5000 Partikeln im Abstand von 24 h im Zeitraum a) 1961-2003 bzw. b) 1962-2004. Die Startregionen für die Partikel sind durch rote Boxen gekennzeichnet. In a) ist zusätzlich die Position Helgolands durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet.

Die saisonalen Langzeitmittel der im Vorwärtsmode verdrifteten Partikel belegen, dass bei im Winter und Frühjahr gestarteten Partikeln ein höherer Prozentsatz weiter nach Norden gelangt (nicht gezeigt). Dies weist auf eine direktere Route des Hauptanteils an Partikeln zwischen dem Englischen Kanal und dem Kattegat hin. Bei im Sommer und Herbst gestarteten Partikeln hingegen ist der Hauptpfad weiter gen Osten abgelenkt und weniger Partikel gelangen weit(er) nach Norden.

Das Langzeitmittel der Partikeldrift im Rückwärtsmode veranschaulicht die Transportwege passiver Partikel vor Erreichen des Helgoland Gebietes (Abb. 8b). Der Hauptzustrom von Partikeln erfolgt aus südwestlicher Richtung innerhalb eines relativ schmalen Bandes entlang der niederländisch-deutschen Küste. Im Bereich der Südlichen Bucht erfolgt eine Aufteilung der Partikelpfade in zwei Zweige aus südlicher (Englischer Kanal) bzw. nördlicher (Britische Ostküste) Richtung.

Neben diesen Herkunftsgebieten unter atlantischem Einfluss spielt die nördlich dem Helgoland Gebiet gelegene nordfriesische bzw. dänische Küstenregion als Transfergebiet der Partikel eine Rolle (Abb. 8b). Die maximale, räumliche Ausbreitung der Partikel ist in dieser Richtung deutlich geringer, was auf die komplexen Strömungsstrukturen in diesem Bereich zurückzuführen sein könnte. Broekhuizen und McKenzie (1995) beschreiben die Deutsche Bucht in diesem Zusammenhang als ein isoliertes Re-Zirkulationssystem.

Die saisonalen Langzeitmittel (1962-2004) der im Rückwärtsmode verdrifteten Partikel belegen, dass für im Herbst (eingeschränkt auch im Sommer) gestartete Partikel der Driftweg von Norden ins Helgoland Gebiet häufiger auftritt (nicht gezeigt). Zugleich ist die Ausdehnung der Driftwege in südwestlicher Richtung gegenüber dem Zeitraum Winter bis Frühjahr deutlich verkürzt. Das deutet darauf hin, dass auch der potentielle Einfluss von Wassermassen aus dem Englischen Kanals einer saisonalen Variabilität unterliegt.

### **3.4.2 Abweichungen von den mittleren Verhältnissen**

Jede Realisation einer Driftsimulation (Anzahl 15645) korrespondiert mit einem räumlichen Muster der kumulativen Reisevergangenheit (CTH-Muster, vgl. Abs. 2.3.5). Durch die EOF-Analyse der CTH-Muster werden zeitlich kohärente Strukturen in der Driftklimatologie der Partikel sichtbar. Die EOF-Muster repräsentieren die flächenhafte Variabilität in den Partikelpfaden als Abweichung von den mittleren Verhältnissen (vgl. Abb. 8). Hohe bzw. niedrige Ladungen eines Eigenvektors stehen für einen hohen bzw. niedrigen Anteil des spezifischen Gebietes an der Gesamtvarianz der Driftpfade. Dies ist nicht gleichzusetzen mit der absoluten, durch ein spezifisches Gebiet driftende Anzahl an Partikeln.

Abbildung 9 zeigt die beiden führenden EOF-Muster für die Simulation im Vorwärtsmode (Index  $v$ ). EOF $1_v$  beschreibt das Alternieren von nordwärts (positiven) bzw. südwärts (negativen) gerichteten Partikeltransporten und weist damit auf einen Bezug zur wechselnden Intensität des (atlantischen) Zustroms durch den Englischen Kanal hin. Die höchsten Ladungen von EOF $1_v$  (s. Farbskala in Abb. 9) liegen im Englischen Kanal, westlich des Helgoland Gebietes und im Ausstrombereich zum Skagerrak.

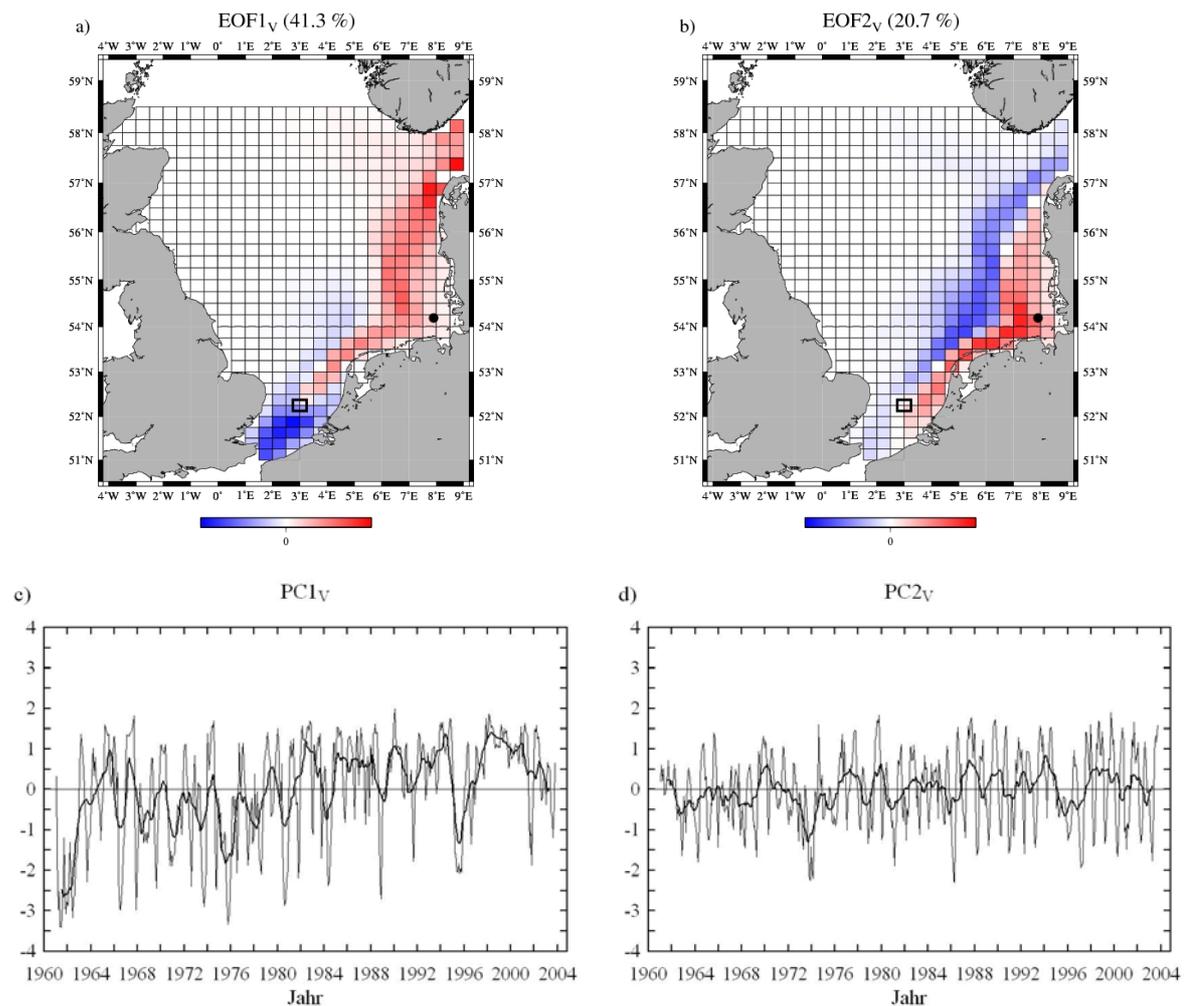


Abbildung 9: a) 1. EOF und b) 2. EOF des Reiseverlaufes passiver Partikel im Vorwärtsmode (erklärte Varianzen in Klammern). Die Analyse basiert auf dem Start von jeweils 5000 Partikeln im Abstand von 24 h im Zeitraum 1961-2003. Die Startregion für die Partikel ist jeweils durch eine schwarze Box gekennzeichnet. Die EOFs tragen keine Einheiten, die Farbskala unterscheidet zwischen positiven (roten) und negativen (blauen) Ladungen. Die Position Helgolands ist durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet. Unten: Normierte Zeitkoeffizienten (dünne Linien) der beiden EOFs für c) die 1. EOF (PC1) und d) die 2. EOF (PC2). Die dicken Linien zeigen gleitende Jahresmittel der Zeitkoeffizienten.

In der inneren Deutschen Bucht bzw. dem Helgoland Gebiet finden sich hingegen nur geringe Ladungen. Dies scheint darauf hinzuweisen, dass die durch EOF1<sub>V</sub> erfasste Variabilität (bzw. Prozesse) in der Driftklimatologie nur von untergeordneter Bedeutung für den Transport von Partikeln in das Helgoland Gebiet ist.

EOF2<sub>V</sub> beschreibt eine Variation in den Partikeltransporten aus dem Englischen Kanal in Richtung Nordosten, welche aus dem Wechsel zwischen einer küstennahen Route und einer küstenfernen Route, vorbei an der Deutschen Bucht, resultiert (rote und blaue Bereiche in Abb. 9b). Aufgrund höherer Ladungen des Eigenvektors im Helgoland Gebiet scheint EOF2<sub>V</sub> von größerer Relevanz zu sein.

Die Entwicklung von PC1<sub>V</sub> (Abb. 9c) deutet auf eine schrittweise Verstärkung der advektiven Transporte vom Englischen Kanal in Richtung Nordosten (vgl. EOF1<sub>V</sub> in Abb. 9a) seit Beginn der achtziger Jahre hin. Die innerjährliche Variabilität der Zeitkoeffizienten (Monatsmittel) nimmt ab ca. 1988 deutlich ab. Die Zunahme der Amplituden in PC2<sub>V</sub> (Abb. 9d) weist auf eine Zunahme der küstennahen Transporte (vgl. EOF2<sub>V</sub> in Abb. 9b) hin, die möglicherweise die innere Deutsche Bucht bzw. das Helgoland Gebiet stärker beeinflussen. Im Gegensatz zu PC1<sub>V</sub> nimmt die innerjährliche Variabilität der Zeitkoeffizienten ab ca. 1986 deutlich zu. Die gegenüber PC1<sub>V</sub> deutlich geringeren jährlichen Mittelwerte von PC2<sub>V</sub> sind auch auf eine ausgeprägte Saisonalität (gegenläufige Werte) zurückzuführen.

Die EOF-Muster im Rückwärtsmode (nachfolgend Index <sub>R</sub>) erfassen die Variabilität zwischen verschiedenen Transportpfaden vor Erreichen des Helgoland Gebietes. EOF1<sub>R</sub> (Abb. 10a) scheint zu belegen, dass der größte Anteil der Varianz im advektiven Partikeltransport nach Helgoland aus dem Alternieren zwischen südwestlicher und nördlicher Richtung resultiert. EOF2<sub>R</sub> unterteilt die Advektion passiver Partikel aus südwestlicher Richtung hin zum Helgoland Gebiet in zwei Pfade (Abb. 10b). Der südliche Zweig mit Herkunft Englischer Kanal verläuft küstennah, der nördliche Zweig mit Herkunft Britische Ostküste küstenfern.

Höhere Ladungen von EOF2<sub>R</sub> finden sich vor allem in der Südlichen Bucht, der Region des Zusammentreffens der beiden Hauptzuflüsse zur südlichen Nordsee. Dies kann dahingehend interpretiert werden, dass sich anhand der hydroklimatischen Variation im Helgoland Gebiet selbst nur bedingt abschätzen lässt, über welchen der beiden Pfade die Partikel, zu einem gegebenen Zeitpunkt, in das Helgoland Gebiet gelangen.

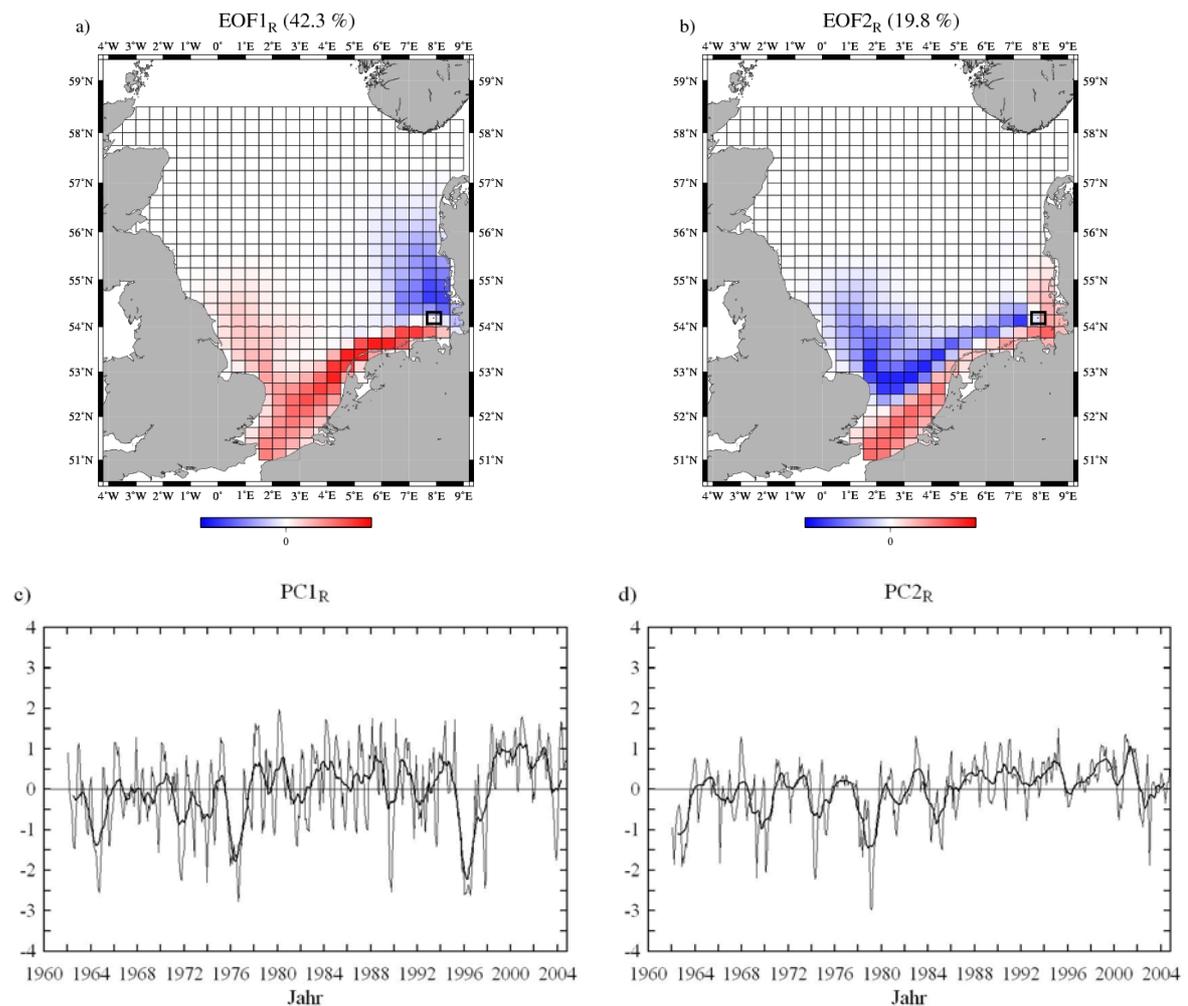


Abbildung 10: a) 1. EOF und b) 2. EOF des Reiseverlaufes passiver Partikel im Rückwärtsmode (erklärte Varianzen in Klammern). Die Analyse basiert auf dem Start von jeweils 5000 Partikeln im Abstand von 24 h im Zeitraum 1962-2004. Die Startregion für die Partikel ist jeweils durch eine schwarze Box gekennzeichnet. Die EOFs tragen keine Einheiten, die Farbskala unterscheidet zwischen positiven (roten) und negativen (blauen) Ladungen. Die Position Helgolands ist durch einen schwarzen Punkt gekennzeichnet. Unten: Normierte Zeitkoeffizienten (dünne Linien) der beiden EOFs für c) die 1. EOF ( $PC1_R$ ) und d) die 2. EOF ( $PC2_R$ ). Die dicken Linien zeigen gleitende Jahresmittel der Zeitkoeffizienten.

$PC1_R$  (Abb. 10c) beschreibt eine schrittweise Zunahme in den advektiven Partikel-Transporten aus südwestlicher Richtung nach Helgoland um die Jahre 1976 bzw. 1997 (vgl.  $EOF1_R$  in Abb. 10a). Die innerjährliche Variabilität von  $PC1_R$  ist ab 1998 deutlich reduziert. Die Zunahme positiver Amplituden von  $PC2_R$  (Abb. 10d) seit ca. Mitte der achtziger Jahre weist auf einen steigenden Einfluss der küstennäheren Transportroute mit Herkunft Englischer Kanal hin (vgl.  $EOF2_R$  in Abb. 10b).

Abbildung 11 zeigt die Saisonalität der Zeitkoeffizienten der EOF-Muster des Vorwärts- und Rückwärtsmodes. Im Allgemeinen sind Partikeltransporte in nord-östlicher Richtung (positive Werte von  $PC1_V$ , Abb. 11a) im Winter und Frühjahr stärker ausgeprägt als im Sommer und Herbst (Startzeitpunkt Partikeldrift). Alle Jahreszeiten weisen eine Tendenz zu einer Verstärkung der Transporte in nord-östlicher Richtung auf. Mit Beginn der achtziger Jahre erfolgt eine saisonale Ausweitung der nordöstlichen Drift in die Nordsee sowie eine Zunahme der Amplituden. Die saisonalen Verteilungen von  $PC1_V$  und den Netto-Flüssen in Noordwijk (nicht gezeigt) weisen eine hohe Übereinstimmung auf. Küstennähere Transporte (positive Werte von  $PC2_V$ , Abb. 11b) treten vornehmlich im Sommer und Herbst auf.

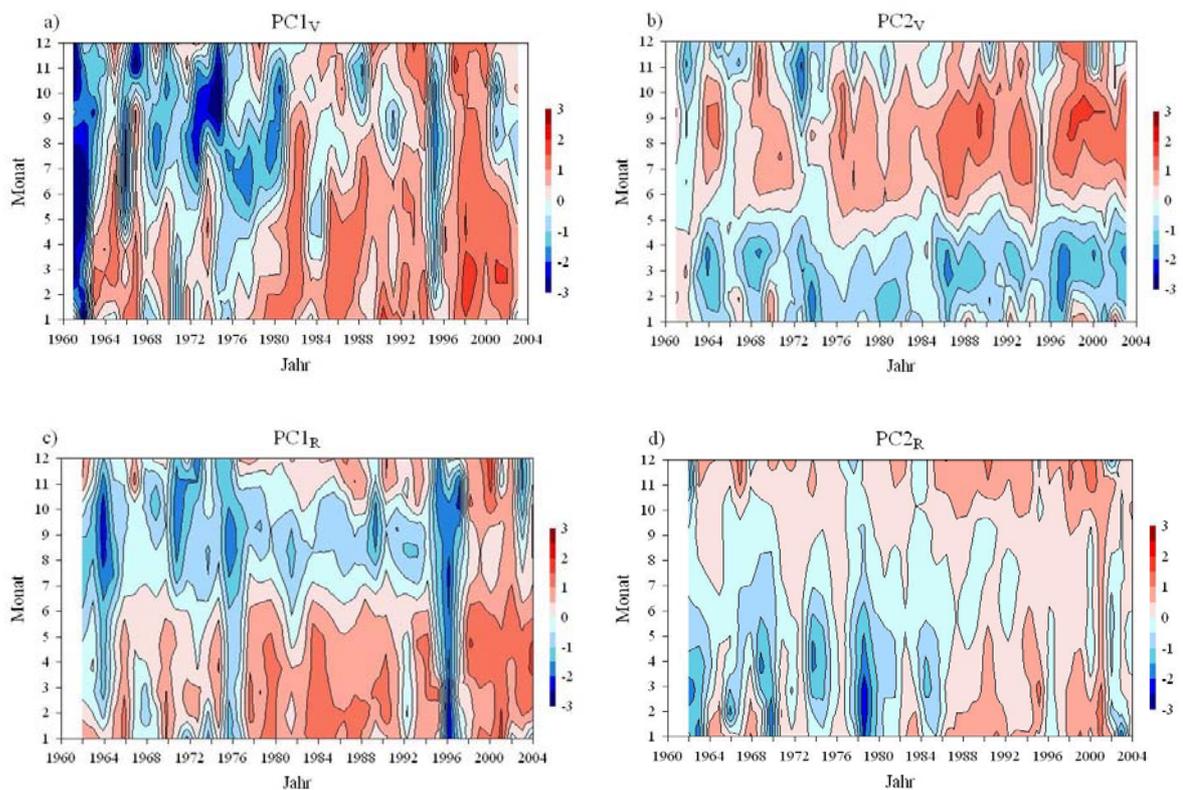


Abbildung 11: Monatsmittelwerte der Zeitkoeffizienten der EOF-Muster im Vorwärts- (oben) und Rückwärtsmode (unten) (vgl. Abb. 9 und 10). Die Zeitskalen beziehen sich auf den Zeitpunkt des Starts der Partikeldrift. Der Abstand der Isolinien beträgt 0.5.

$PC1_R$  (Abb. 11c) zeigt eine ausgeprägte Saisonalität mit einer stärkeren Advektion aus südwestlicher Richtung (positive Werte) im Winter und Frühjahr und aus nördlicher Richtung im Sommer und Herbst (vgl.  $EOF1_R$  in Abb. 10a). Ausnahmen von diesem Muster bilden z.B. die Jahre 1976 und 1996, welche eine im gesamten Jahresverlauf

verstärkte Advektion aus nördlicher Richtung aufzeigen. Ab 1997/98 dominiert die südwestliche Advektion nach Helgoland im gesamten Jahresverlauf.  $PC2_R$  weist geringere saisonale Schwankungen auf und zeigt die stärksten Veränderungen im Winter und Frühjahr ab der 2. Hälfte der achtziger Jahre (Abb. 11d).

Die aus der Simulation abgeleiteten Mediane der Partikelreisezeiten im Rückwärtsmode (vgl. Abs. 2.3.4) zeigt Abbildung 12 als mittlere Jahressgänge für verschiedene Perioden. Die Unterteilung der Perioden orientiert sich an den Zeitpunkten, in denen die hydroklimatischen Bedingungen signifikante Änderungen aufweisen (vgl. Abs. 3.7). Die niedrigsten Reisezeiten treten im Winter und Frühjahr auf. Dieser saisonale Verlauf ist in guter Übereinstimmung zu dem von  $PC1_R$  (vgl. Abb. 11c).

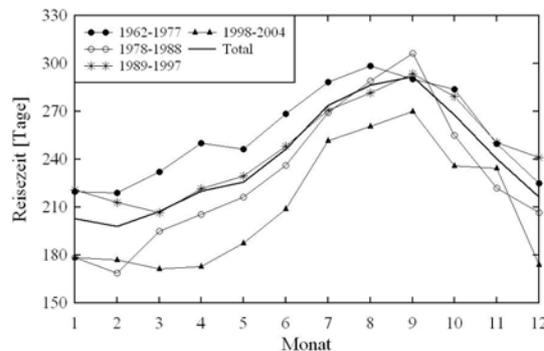


Abbildung 12: Mittlere Jahressgänge verschiedener Perioden für die mittlere Reisezeiten (Median) von Partikeln zwischen dem Englischen Kanal und dem Helgoland Gebiet (Rückwärtsmode). Die Zeitskalen beziehen sich auf den Zeitpunkt des Starts der Partikeldrift.

Im Rückwärtsmode haben sich die monatlichen Reisezeiten zwischen der ersten und letzten Periode um durchschnittlich ca. 45 Tage reduziert (Abb. 12). Die Abnahme der Reisezeiten zwischen den einzelnen Phasen und für einzelne Monate erfolgte jedoch nicht stetig, wie z.B. der Vergleich der Phasen 1978-1988 und 1989-1997 zeigt.

### 3.5 Transportvariabilität und lokale Windbedingungen in Helgoland

In diesem Abschnitt wird der Zusammenhang zwischen der zeitlichen Variabilität in den Transporten der Wassermassen in der Deutschen Bucht (vgl. Abb. 3) und den lokalen Windverhältnissen im Helgoland Gebiet analysiert.

Die Zeitreihe der Häufigkeit bzw. Intensität von Winden aus südwestlichen Richtungen ( $\text{Wind}_{\text{SW}}$ , vgl. Abs. 2.4.2) weist einen ausgeprägten, positiven Zusammenhang zu  $\text{PC1}_{\text{DB}}$  auf (Abb. 13a). Der Hauptanteil der Variabilität in den Transporten in der Deutschen Bucht wird durch die Variation von  $\text{Wind}_{\text{SW}}$  gesteuert.

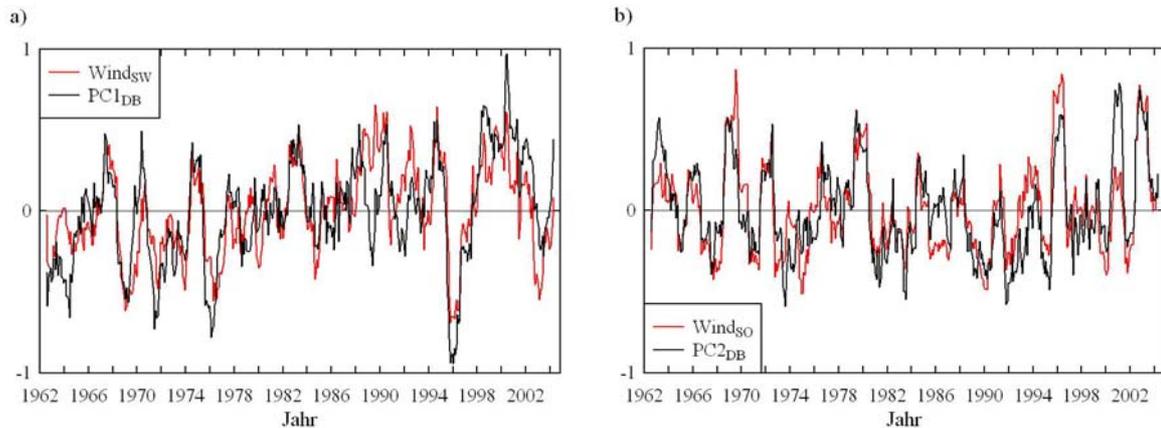


Abbildung 13: Vergleich der Zeitkoeffizienten der EOF-Muster der Transporte von Wassermassen im Teilgebiet der Deutschen Bucht (vgl. Abb. 3) mit den im Helgoland Gebiet vorherrschenden Windbedingungen. Gleitende Jahresmittel der normierten monatlichen Anomalien von a)  $\text{PC1}_{\text{DB}}$  und  $\text{Wind}_{\text{SW}}$  und b)  $\text{PC2}_{\text{DB}}$  und  $\text{Wind}_{\text{SO}}$ . Siehe auch Ausführungen im Text.

Demgegenüber beschreibt Abb. 13b einen engen (positiven) zeitlichen Zusammenhang zwischen der durch  $\text{PC2}_{\text{DB}}$  beschriebenen, zeitlichen Variation der Advektion von aus nordwestlicher Richtung nach Helgoland gelangender bzw. nach Norden driftender Wassermassen und  $\text{Wind}_{\text{SO}}$ . Die Beziehung zwischen den lokalen Windbedingungen und den aus der Driftklimatologie abgeleiteten EOFs bzw. PCs (vgl. Abb. 10) ist deutlich schwächer ausgeprägt (nicht gezeigt). Dies ist darauf zurückzuführen, dass die EOF-Muster der Driftklimatologie langfristige hydro-klimatische Bedingungen unterschiedlicher räumlicher Ausdehnung aggregieren. Dies erschwert augenscheinlich den Bezug zu in der Zeit stärker lokalisierten Wetterbedingungen.

### 3.6 Transportvariabilität und NAOWI

Die Zeitkoeffizienten des führenden EOF-Musters der Transportvariabilität der gesamten Nordsee,  $\text{PC1}_{\text{GN}}$ , weisen eine signifikant negative Beziehung zum NAOWI auf (Abb. 14a).

Entsprechend ergibt sich eine positive Korrelation von  $PC1_{GN}$  und NAOWI bei einer Umkehrung des Strömungsfeldes (d.h. der Richtung der Strömungsvektoren) von  $EOF1_{GN}$ . Dies ist in Übereinstimmung mit den Aussagen anderer Autoren (z.B. Winther und Johannessen 2006; Leterme et al. 2008), dass der Zufluss über den nördlichen Rand der Nordsee positiv mit der Nordatlantischen Oszillation korreliert ist. Der Zusammenhang zwischen den Zeitkoeffizienten von  $EOF2_{GN}$  und dem NAOWI ist weniger stark ausgeprägt (Abb. 14b).

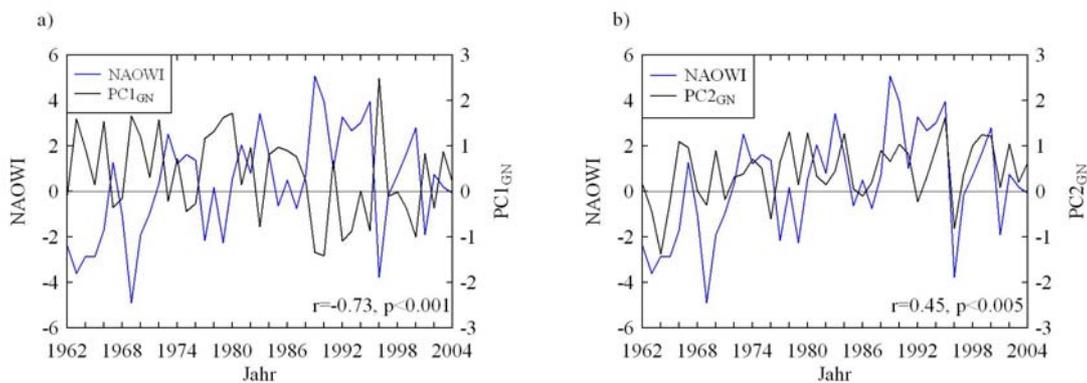


Abbildung 14: Zeitserie des NAO Winter Indexes (NAOWI) und der mittleren normierten Zeitkoeffizienten des Zeitraums DJFM von a)  $PC1_{GN}$  und b)  $PC2_{GN}$ .

Wie in Abs. 3.2 beschrieben, ist die Abfolge der EOF-Muster in der Deutschen Bucht gegenüber der des gesamten Nordseebereiches umgedreht. Entsprechend bestehen zwischen dem NAOWI und  $PC1_{DB}$  im Zeitraum Dezember-März eine signifikant positive ( $r=0.58$ ,  $p<0.001$ ) und zwischen dem NAOWI und  $PC2_{DB}$  eine signifikant negative Beziehung ( $r=-0.68$ ,  $p<0.001$ ). Dies ist in Übereinstimmung mit dem in Abs. 3.5 gezeigten Zusammenhang von  $PC2_{DB}$  und  $Wind_{SO}$  im Helgoland Gebiet.

### 3.7 Wechsellpunkte in hydrodynamischen Zeitreihen

In diesem Abschnitt werden die hydrodynamischen Zeitreihen auf das Vorhandensein von Wechsellpunkten hin analysiert, d.h. die Zeitreihen werden auf das Auftreten mehrere Jahre umfassender Intervalle untersucht, deren Mittelwerte sich statistisch unterscheiden. Tabelle 2 zeigt die Resultate dieser Analyse und demonstriert die Sensitivität des Rodionov-Algorithmus für verschiedene Parameter-Kombinationen ( $p=0.1$ ,  $l=10$ ;  $p=0.2$ ,  $l=8$ ). Die Verwendung des ersten Parametersatzes, welcher strengere Bedingungen an die Detektion

stellt, ergibt für die meisten hydrodynamischen bzw. hydroklimatischen Zeitreihen Verschiebungen im Mittelwert um die Jahre 1989 und 1998 (2. Spalte in Tab. 2).

	p=0.1, l=10	p=0.2, l=8	Zeitraum
PC1 <sub>DB</sub>	1998	1998	1962-2004
PC2 <sub>DB</sub>	<i>2002</i>	1989, 1996	1962-2004
PC1 <sub>GN</sub>	1989, <i>2001</i>	1988, 1996	1962-2004
PC2 <sub>GN</sub>	1998	1998	1962-2004
PC1 <sub>R</sub>	1998	1978, 1998	1962-2004
PC2 <sub>R</sub>	1987, <i>2002</i>	1987, <i>2002</i>	1962-2004
PC1 <sub>V</sub>	1981, <i>2003</i>	1981, <i>2003</i>	1961-2003
PC2 <sub>V</sub>	-	1976	1961-2003
NAOWI	1989, <i>2001</i>	1972, 1989, 1996	1962-2004
NAO	1982, <i>1995</i>	1971, 1989, 1995	1962-2004
Dover	1989, <i>1998</i>	1973, 1981, 1998	1962-2004
Flamborough	-	<i>1977</i> , 1989, 1998	1962-2004
Terschelling	1998	<i>1977</i> , 1998	1962-2004
Rottumerplaat	1998	<i>1977</i> , 1998	1962-2004
DB I	<i>2000</i>	1989, 1996	1962-2004

Tabelle 2: Ergebnisse der STARS Methode für die Zeitreihen von EOF-Mustern (Reihen 1-8), klimatischen Indizes (9-10) und Flüssen (11-15) für zwei Parameter-Sätze (Spalten 2, 3). Jahre separieren zeitliche Intervalle mit signifikant unterschiedlichen Mittelwerten (aktuelles Niveau:  $p < 0.05$ ; unterstrichen  $p < 0.1$ ). Kursiv dargestellte Jahre repräsentieren Verschiebungen im Mittelwert am Ende der Zeitreihen, die als tentativ angesehen werden, da ihre Signifikanz (nach Hinzufügen weiterer Jahre) zu- aber auch abnehmen könnte.

Die Bedingungen des zweiten Parametersatzes sind dahingehend abgeschwächt, das sowohl die für eine Detektion erforderliche Differenz (diff) zwischen aufeinander folgenden Intervallen als auch die definierte (minimale) Länge des 'Regimes' reduziert sind. Die Verwendung dieses Parametersatz führt bei den meisten Zeitreihen zur Identifikation weiterer (z.B. Terschelling) oder anderer (z.B. DB I) Wechsellpunkte (3. Spalte in Tab. 2). Die Ausprägung einzelner Wechsellpunkte (bzw. 'Regimes') variiert zwischen den einzelnen Parametern. Die meisten Wechsellpunkte lassen sich jedoch den Phasen 1976-1978, 1987-1989 und 1996-1998 zuordnen.

### 3.8 Zusammenfassung

Basierend auf den Ergebnissen der Langzeitsimulation ergeben sich nachhaltige Veränderungen in den hydrodynamischen Bedingungen der Nordsee im Zeitraum 1962-2004. Die zeitliche Variabilität der Transporte der Wassermassen in der gesamten Nordsee

weist einen engen Bezug zum NAOWI auf. Dies stimmt mit der Aussage von Hurrell und Dickson (2004) überein, dass die mittleren atmosphärischen Bedingungen über der Nordsee eng mit der NAO verbunden sind. In der Subregion Deutsche Bucht ist die Abfolge der beiden führenden EOF-Muster der Transportvariabilität umgedreht. Der größte Anteil der Transportvariabilität in der Deutschen Bucht resultiert aus dem aus westlicher Richtung kommenden und in nordöstlicher Richtung verlaufenden Haupttransportpfad der südlichen Nordsee. Für die Transportvariabilität in der inneren Deutschen Bucht (Helgoland Gebiet) scheinen hingegen die Transporte aus nordwestlicher Richtung von größerer Relevanz zu sein. Die Zeitkoeffizienten der beiden Hauptmuster in der Deutschen Bucht ( $PC1_{DB}$ ,  $PC2_{DB}$ ) weisen unterschiedliche Beziehungen zum NAOWI auf.

Die simulierten Volumentransporte durch den Englischen Kanal in die Nordsee haben seit Ende der siebziger Jahre ebenso zugenommen wie die Transporte in die Deutsche Bucht. Diese Trends repräsentieren Änderungen in der wind-getriebenen Komponente der 2D-barotropen Strömungen. Siegmund und Schrum (2001) berichteten über zunehmende Jahresmittelwerte der Windgeschwindigkeit über dem Gebiet der Nordsee im Zeitraum 1958-1997. Schrum (2001) zeigte außerdem, dass der Einfluss positiver Westwindanomalien in einer Intensivierung der zyklonalen Zirkulation (d.h. höheren Transporten) der Nordsee resultiert. Dieser Befund stimmt mit dem Trend zu positiven Amplituden von  $EOF1_V$  überein, welcher, basierend auf der Driftklimatologie, auf eine schrittweise Verstärkung der advektiven Transporte vom Englischen Kanal in nordöstlicher Richtung hinweist (vgl. Abb. 9a). Hingegen scheint  $EOF2_V$  von größerer Relevanz für das Helgoland Gebiet zu sein (vgl. Abb. 9b). Entsprechend weist  $PC2_V$  auch eine hohe Korrelation mit der Eintreffrate von Partikeln im Helgoland Gebiet auf.

$PC1_R$  beschreibt eine Zunahme der Advektion aus südwestlicher Richtung nach Helgoland seit Ende der siebziger Jahre,  $PC2_R$  eine Zunahme küstennäherer Transporte seit Mitte der achtziger Jahre. Positive Amplituden (als Abweichungen vom Mittelwert) von  $PC1_R$  treten hauptsächlich im Zeitraum Winter und Frühjahr auf, ab dem Jahr 1998 auch ganzjährig (vgl. Abb. 11c). Der Einfluss von aus dem Englischen Kanal bzw. der Südlichen Bucht stammenden Wassermassen auf das Helgoland Gebiet hat damit insbesondere in den letzten beiden Dekaden zugenommen. Diese Zunahme steht wahrscheinlich mit einer zunehmenden Intensität an west-südwestlichen Windlagen in Zusammenhang, welche

durch Siegismund und Schrum (2001) für den Nordseeraum beschrieben wurde. Zu den lokalen Änderungen der Häufigkeit und Intensität südwestlicher Winde im Helgoland Gebiet weisen die anhand der Driftklimatologie ermittelten Veränderungen der südwestlichen Advektion (EOF1<sub>R</sub>) bzw. des küstennäheren Transportes (EOF2<sub>R</sub>) nach Helgoland allerdings nur eine eingeschränkte Übereinstimmung auf. Da diese EOFs langfristige hydroklimatische Bedingungen unterschiedlicher räumlicher Ausdehnung aggregieren, ist augenscheinlich der Bezug zu in der Zeit stärker lokalisierten Wetterbedingungen erschwert. Eine weitere Beschränkung besteht dahingehend, dass aufgrund mathematischer Beschränkungen EOF-Muster oftmals nicht sauber die Effekte von unabhängigen physikalischen Prozessen isolieren können (z.B. von Storch und Zwiers 1999). Die Zeitkoeffizienten der Transportmuster der Subregion Deutsche Bucht (PC1<sub>DB</sub>, PC2<sub>DB</sub>) zeigen hingegen eine enge zeitliche Beziehung zu Veränderungen des Wind<sub>SW</sub> bzw. Wind<sub>SO</sub> in Helgoland.

Veränderungen in den hydrodynamischen bzw. hydroklimatischen Bedingungen in der (südlichen) Nordsee scheinen sich insbesondere in den Phasen 1976-1978, 1987-1989 und 1996-1998 ereignet zu haben. Diese Zeitpunkte bzw. Phasen stimmen mit denen in anderen Studien genannten überein, welche einen zeitlichen Zusammenhang zwischen hydroklimatischen Änderungen und meeresökologischen Änderungen in der Nordsee aufzeigen (Reid et al. 1998; Edwards et al. 2002; Beaugrand 2004; Weijerman et al. 2005; McQuatters-Gollop und Vermaat 2011).

Eine mehrere Dekaden umfassende barokline Simulation mit geeigneter räumlicher Auflösung war zu Beginn dieser Arbeit nicht verfügbar. Es muss in Betracht gezogen werden, dass barokline Prozesse zusätzliche Effekte bewirken, die die gezeigten Ergebnisse überlagern und damit abändern könnten (z.B. Callies et al. 2011). Es wird hier davon ausgegangen, dass auch eine barotrope Simulation geeignet ist, relevante hydroklimatische Signale zu identifizieren. Dies zeigt sich auch in der Studie von Chrastansky und Callies (2009), die die gleiche hydrodynamische Simulation für die Analyse von Driftwegen in der südlichen Nordsee verwendeten.

## 4 Langzeitänderungen der marinen Umwelt Helgolands

### 4.1 Jährliche Variabilität

#### 4.1.1 Phytoplankton

Im Jahresmittel wird die Abundanz des Phytoplanktons an der Station Helgoland Reede über den gesamten Zeitraum 1962-2004 von den Diatomeen dominiert (Abb. 15a). Die Abundanzen sowohl der Diatomeen wie auch der Flagellaten weisen eine hohe zwischenjährliche Variabilität auf (Abb. 15a, b).

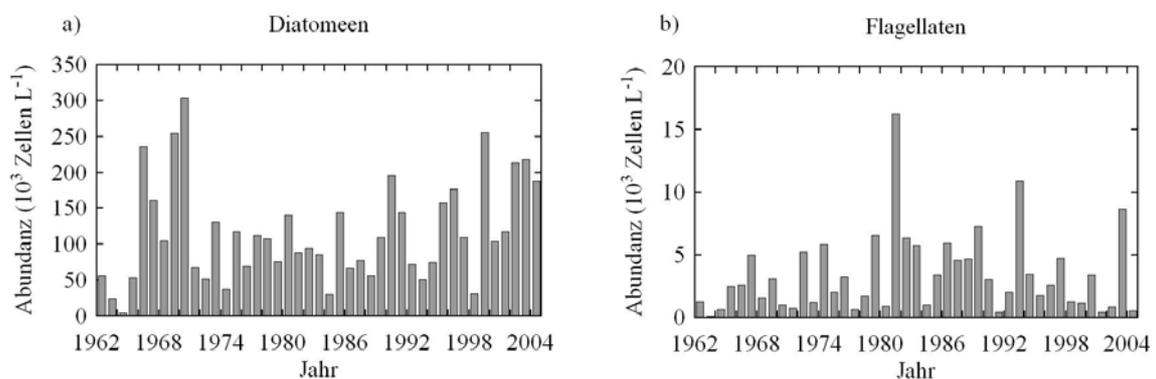


Abbildung 15: Jahresmittelwerte der Abundanzen von a) Diatomeen (n=22) und b) Flagellaten (n=6) an der Station Helgoland Reede.

Zusammenhängende Phasen von Jahren hoher bzw. niedriger Abundanz sind bei der Gruppe der Diatomeen (Abb. 15a) weniger ausgeprägt als bei der Gruppe der Flagellaten (Abb. 15b), welche insbesondere in den 1980er Jahren höhere Abundanzen aufweist. Die zeitliche Entwicklung der Gesamtabundanz jeder Gruppe repräsentiert die Aggregation der zeitlichen Entwicklungen der einzelnen Phytoplankton-Spezies (22 Diatomeen bzw. 6 Flagellaten). Wie Abbildung 16 exemplarisch zeigt, können Vertreter einer Gruppe sehr unterschiedliche Langzeitentwicklungen aufweisen. Die Diatomeen *A. glacialis* (Abb. 16a) und *Chaetoceros* spp (Abb. 16b) etwa zeigen sehr unterschiedliche zeitliche Entwicklungen. Die absolute (und relative) Abundanz von *A. glacialis* geht ab Ende der 70er Jahre deutlich zurück und verbleibt auf niedrigem Niveau bis zum Ende des Betrachtungszeitraums. Demgegenüber ist die Abundanz von *Chaetoceros* spp insbesondere in den 80er Jahren reduziert, steigt jedoch ab Mitte der 90er Jahre an und trägt in den nachfolgenden Jahren zumeist einen großen Anteil zur Gesamtabundanz der Diatomeen bei (rel. Abundanz, Abb. 16b).

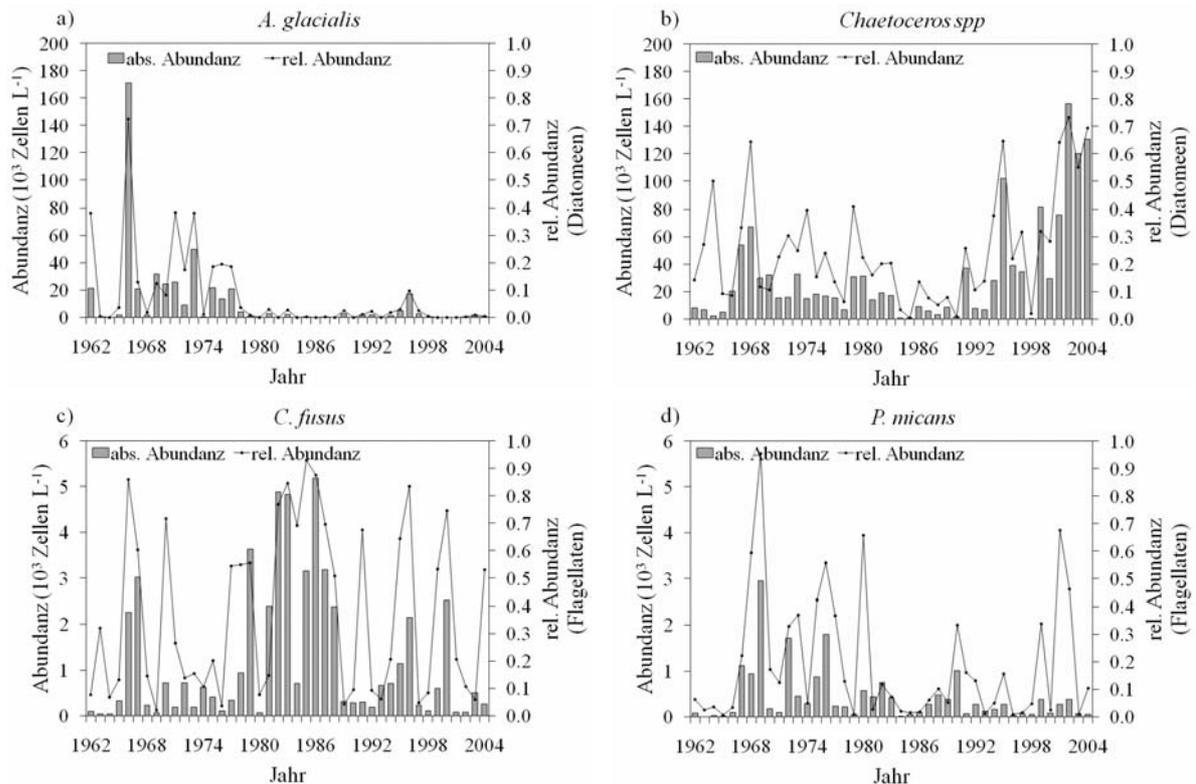


Abbildung 16: Jahresmittelwerte der Abundanz (Balken) und der jährlichen, relativen Abundanz (Linien) für verschiedene Phytoplankton- Spezies. Die relativen Anteile beziehen sich jeweils auf die Gesamtabundanz der entsprechenden Phytoplankton-Gruppe.

Bei den Flagellaten zeigen *C. fusus* (Abb. 16c) und *P. micans* (16d) ebenfalls große Unterschiede in der zeitlichen Entwicklung. In den 1980er Jahren bildet *C. fusus* hohe Abundanzen aus, der relative Anteil an der Flagellaten-Abundanz ist durchgehend hoch. Außerhalb dieser Phase weist diese Spezies eine hohe jährliche Fluktuation hinsichtlich ihres relativen Anteils auf. *P. micans* hingegen zeigt hinsichtlich der absoluten Abundanz eine abnehmende Tendenz im Zeitraum 1962-2004, erreicht in einzelnen Jahren aber hohe Anteile an der Flagellaten-Abundanz.

Die hohe Variation in den spezies-spezifischen Entwicklungen äußert sich in schwachen Korrelationen zwischen den Jahresmittelwerten der Abundanz der verschiedenen Spezies. Die engsten Beziehungen ergeben sich bei den Flagellaten zwischen *C. furca* und *C. tripos* ( $r=0.50$ ,  $p<0.001$ ), bei den Diatomeen zwischen *E. zodiacus* und *D. brightwelli* ( $r=0.43$ ,  $p<0.01$ ) sowie zwischen Vertretern beider Gruppen bei *D. pumila* und *P. micans* ( $r=0.55$ ,  $p<0.001$ ). Naheliegender ist, dass zur jährlichen Gesamtabundanz der jeweiligen Gruppe die im Langzeitmittel dominantesten Spezies die engsten Beziehungen aufweisen (Diatomeen: *Chaetoceros spp*,  $r=0.58$ , Flagellaten: *C. furca*  $r=0.71$ , *C. fusus*  $r=0.60$ , alle  $p<0.001$ ). Die

Heterogenität in den zeitlichen Entwicklungen der einzelnen Phytoplankton-Spezies wird mittels einer Hauptkomponentenanalyse (Principal Component Analysis, PCA) analysiert werden. Abbildung 17 zeigt die ersten beiden Hauptkomponenten PC1 und PC2 (oben) und die zugehörigen Ladungen der Eigenvektoren (unten).

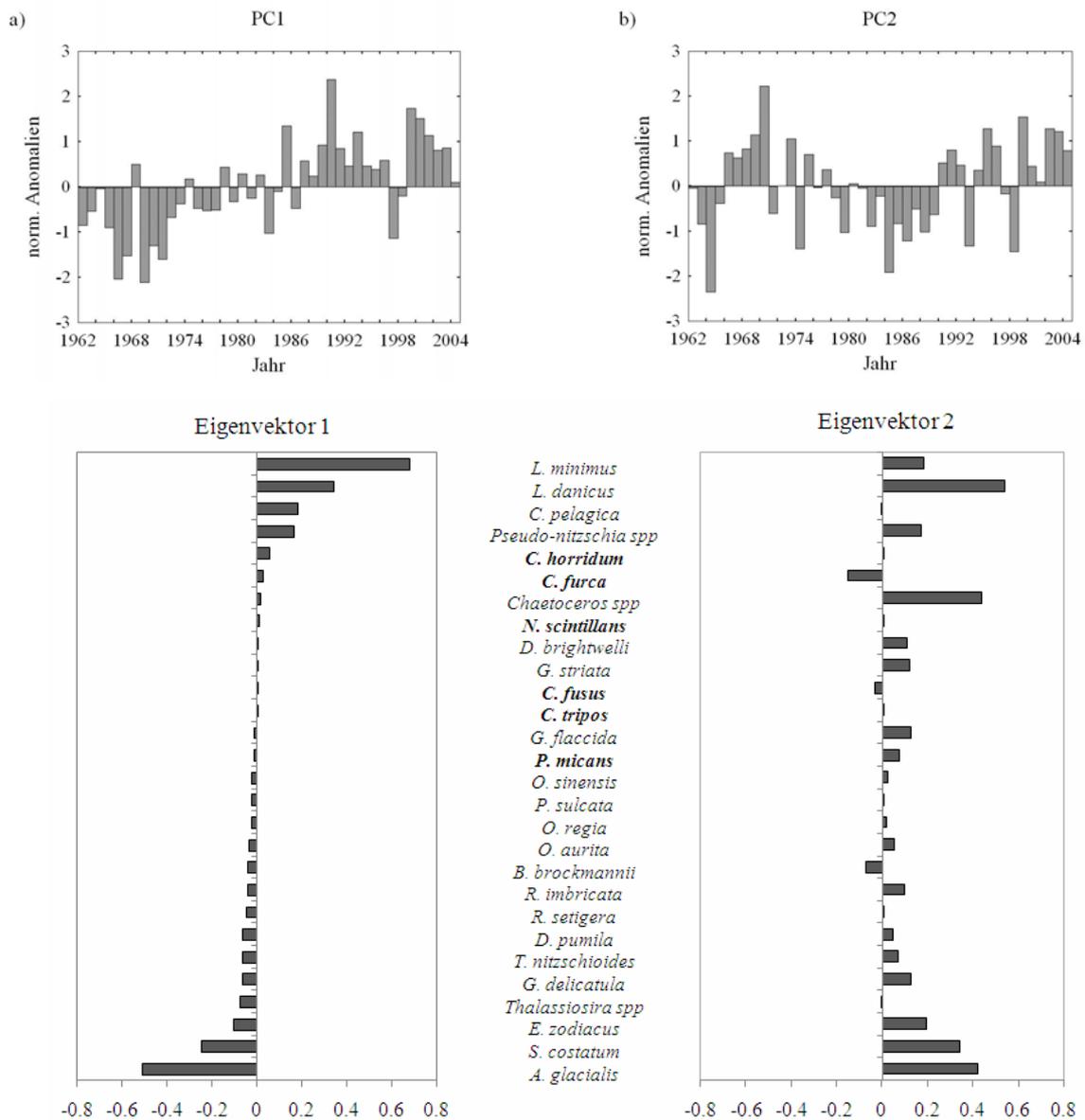


Abbildung 17: PCA der jährlichen Abundanz aller 28 Spezies im Zeitraum 1962-2004. Gezeigt sind (oben) die erste und zweite PC sowie (unten) die zugehörigen Ladungen jeder Variable (Spezies) (fett gedruckt: Flagellaten). Die erklärten Varianzen betragen 20.4% (PC1, erste Achse) und 18.4% (PC2, zweite Achse). Die PCA basiert auf den Jahresmittelwerten der  $\sqrt[4]{}$ -transformierten Abundanzen.

Die Ladungen beschreiben den Beitrag der einzelnen Variablen (Spezies) zu der durch die Hauptkomponente erfassten Varianz bzw. die (positive, negative) Korrelation der einzelnen Variablen (Spezies) mit der Hauptkomponente. Die durch die Achsen PC1 und PC2 erfasste Gesamtvarianz der jährlichen Abundanz beträgt ~40 %, die erklärten Varianzen von PC1 und PC2 liegen mit 20.4 % bzw. 18.4% relativ dicht beieinander. Dies kann ein Indikator dafür sein, dass den Hauptkomponenten eine Mischung von Prozessen zugrunde liegt (von Storch und Zwiers 1999). PC1 weist eine stufenweise Erhöhung der Amplituden im Zeitraum 1962-2004 auf (Abb. 17a, oben) und die einzelnen Spezies weisen z.T. gegenläufige Beziehungen zu dieser ersten Hauptkomponente auf (Abb. 17a, unten). Die meisten Spezies zeigen jedoch nur eine gering ausgeprägte Beziehung zu PC1. Die größten Beiträge zur erklärten Varianz tragen *L. minimus* und *A. glacialis* bei.

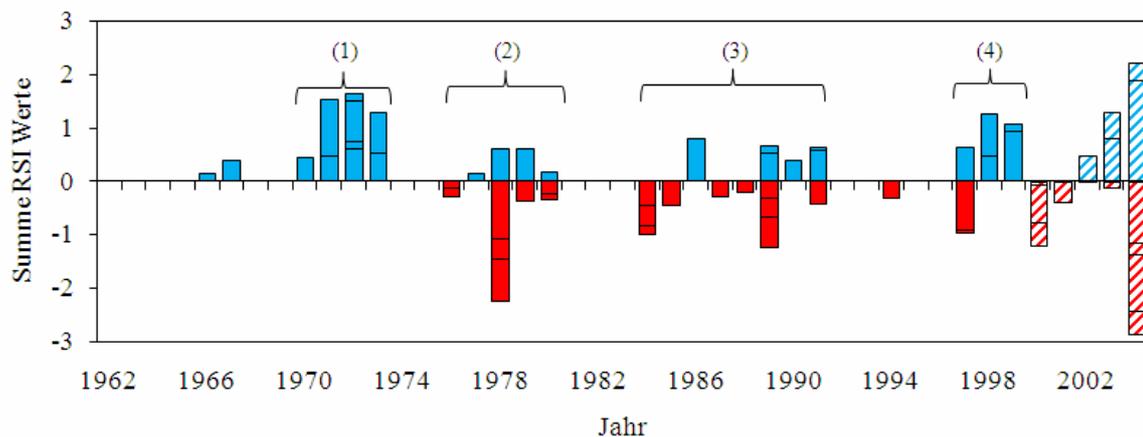
PC2 weist insbesondere in den achtziger Jahren einen Wechsel von positiven zu negativen Amplituden auf (Abb. 17b, oben). Mit wenigen Ausnahmen zeigen die verschiedenen Phytoplankton Spezies positive Beziehungen zu PC2. Mit *L. danicus*, *Chaetoceros* spp und *A. glacialis* weisen jedoch nur wenige Spezies relevante Beiträge zur erklärten Varianz auf (Abb. 17b, unten).

Abbildung 17 demonstriert, dass die Hauptvariabilität in den mittleren, jährlichen Abundanzen von nur wenigen Spezies dominiert wird. Diese stimmen weitestgehend mit denjenigen überein, welche im Langzeitmittel 1962-2004 die höchsten Abundanzen aller hier betrachteten Spezies aufweisen. Um die Langzeitvariabilität auch derjenigen Spezies, welche nur geringe Beiträge zur Gesamtabundanz aufweisen, besser zu erfassen, werden im nachfolgenden Abschnitt die Zeitreihen der einzelnen Phytoplankton-Spezies in Bezug auf signifikante Veränderungen analysiert.

#### **4.1.2 Zeitliche Änderungen im Phytoplankton**

Die einzelnen Phytoplankton-Spezies weisen Unterschiede in Zeitpunkt und Amplitude der Veränderungen ihrer jährlichen, mittleren Abundanz auf (vgl. Abb. 16). Um Phasen zu identifizieren, in denen sich Veränderungen in den mittleren Abundanzen häufen, wird die STARS Methode auf die einzelnen Spezies-Zeitreihen angewendet. Neben den Zeitpunkten von Änderungen in den Jahresmittelwerten der Abundanz wird hierbei auch die Stärke der Veränderung, ausgedrückt durch den RSI-Wert (Regime Shift Index)

ermittelt. Der RSI-Wert repräsentiert die kumulative Summe der standardisierten Abweichungen von dem hypothetischen Mittelwert des neuen (nachfolgenden) 'Regimes' (vgl. Abs. 2.7). Je höher der RSI-Wert, desto stärker die abrupte Änderung im Mittelwert. Das Vorzeichen des RSI-Wertes gibt die Richtung der Verschiebung an (vgl. Abs. 2.7). Abbildung 18 zeigt die jährlichen Summen der einzelnen RSI-Werte. Häufungen in den Verschiebungen ('Shifts') in der mittleren Abundanz der einzelnen Spezies lassen sich vier Phasen um die Jahre 1972, 1978, 1989 und 1998 zuordnen ((1) bis (4), Abb. 18). In der ersten Phase um 1972 zeigen alle unter (1) gelisteten Spezies (Abb. 18 unten) Zunahmen in der mittleren Abundanz, während in der Phase um 1978 verschiedene Spezies sowohl Abnahmen wie auch Zunahmen in der Abundanz zeigen (s. Spezies unter (2), Abb. 18, unten).



(1) *R. setigera*, *T. nitzschoides*, *B. brockmannii*, *L. minimus*, *D. pumila*, *G. striata*, *C. furca*, *O. regia*, *N. scintillans*

(2) *G. flaccida*, *O. sinensis*, *G. delicatula*, *A. glacialis*, *B. brockmannii*, *C. fusus*, *C. tripos*, *G. striata*, *Thalassiosira* spp, *Pseudo-nitzschia* spp, *R. setigera*, *N. scintillans*

(3) *Chaetoceros* spp, *O. regia*, *P. micans*, *G. delicatula*, *C. tripos*, *Thalassiosira* spp, *O. aurita*, *B. brockmannii*, *G. flaccida*, *L. minimus*, *P. sulcata*, *C. fusus*, *L. danicus*, *T. nitzschoides*, *Chaetoceros* spp, *D. brightwelli*

(4) *D. pumila*, *L. minimus*, *P. sulcata*, *G. delicatula*, *G. striata*, *Chaetoceros* spp, *O. sinensis*

Abbildung 18: RSI-Werte der Phytoplankton-Spezies des Teil- Datensatzes. Die Berechnung der RSI-Werte basiert auf den Zeitreihen  $\sqrt[4]{}$ - transformierter Jahresmittelwerte der Abundanz (Parametersatz  $p=0.2$ ,  $l=8$ ). Jedes Balkensegment entspricht dem RSI-Wert einer Spezies. Spezies, die in den markierten Phasen (1) bis (4) RSI-Werte  $\neq 0$  aufweisen, sind unten gelistet. Fett markierte Spezies weisen Shifts mit negativem Vorzeichen auf (rote Balken). Schraffiert dargestellte Jahre repräsentieren Verschiebungen, die als tentativ angesehen werden, da ihre Signifikanz (nach Hinzufügen weiterer Jahre) zu- aber auch abnehmen könnte.

In der Phase (3) weist die Mehrzahl der Spezies Abnahmen in den mittleren Abundanzen auf (s. Spezies unter (3), Abb. 18 unten). Um 1998 wiederum finden mehrheitlich Zunahmen in den Abundanzen statt (s. Spezies unter (4), Abb. 18 unten). Bis auf zwei Spezies (*E. zodiacus*, *S. costatum*) weisen alle Phytoplankton-Spezies im Zeitraum 1962-2004 in mindestens einem Jahr einen Shift ( $RSI \neq 0$ ) in den mittleren Abundanzen auf. Keine der Spezies tritt hingegen in allen vier gekennzeichneten Phasen mit einem (positiven oder negativen) Shift auf. Die Zusammensetzung der Spezies mit  $RSI \neq 0$  unterscheidet sich deutlich zwischen den zeitlich aufeinander folgenden Phasen (vgl. Abb. 18 unten). So finden sich zwischen den Phasen (1) und (2) nur drei, zwischen den Phasen (2) und (3) sechs und zwischen den Phasen (3) und (4) vier gleiche Spezies (vgl. Abb. 18 unten). Die Zusammensetzung zwischen den Phasen (1) und (4) stimmt sogar nur hinsichtlich einer Spezies (*L. minimus*) überein, deren Shifts zudem noch unterschiedliche Vorzeichen aufweist. Diese unterschiedlich ausgeprägte Reaktion von Teilen der Phytoplankton-Gesellschaft ist ein Indikator dafür, dass sich zu den verschiedenen Zeitpunkten (Phasen) verschiedene Umweltparameter in unterschiedlichem Umfang verändert haben und/oder die einzelnen Phytoplankton-Spezies unterschiedliche Reaktionen auf die Änderung eines Umweltparameters zeigen.

Legt man der Berechnung der RSI-Werte die Zeitreihen der (transformierten) jährlichen Abundanzen der einzelnen Phytoplankton-Gruppen (Diatomeen, Flagellaten) zugrunde, so ergeben sich bei den Diatomeen in den Jahren 1975 ( $RSI=0.33$ ) und 1999 ( $RSI=0.40$ ) und bei den Flagellaten in den Jahren 1979 ( $RSI=0.50$ ) und 1998 ( $RSI=-0.46$ ) signifikante Verschiebungen ('Shifts'). Damit werden z.B. bei den Diatomeen Verschiebungen in der Phase 3 (vgl. Abb. 18) auf dem Gruppenlevel nicht detektiert. Dies verdeutlicht, dass die (Gesamt-) Reaktion der Phytoplankton-Gemeinschaft zu verschiedenen Zeitpunkten unterschiedlich homogen ausgeprägt ist (hinsichtlich Abundanz).

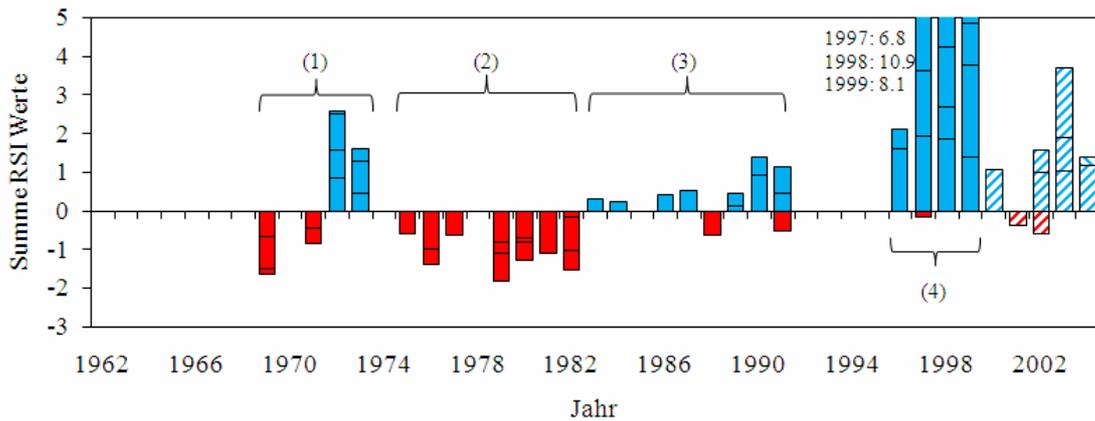
Die Zeitpunkte, um die sich Phasen mit Veränderungen gruppieren (1972, 1978, 1989, 1998) liegen sehr nahe an den von Weijerman et al. (2005) beschriebenen Zeitpunkten potentieller 'Regime shifts'. Der hier zusätzlich aufgezeigte Zeitpunkt 1972 findet sich nicht bei Weijerman et al. (2005), was darauf zurückzuführen ist, dass der von ihnen betrachtete Zeitraum kürzer ist (1970–2002).

Die absolute Summe der RSI-Werte der einzelnen Phasen ist in den 1980er Jahren (Phase (3)) etwas höher als in den anderen Phasen, wobei dies jedoch auch mit der zeitlichen Ausdehnung zusammenhängt (vgl. Abb. 18). Mehrere Studien benennen vor allem die 1980er Jahre als den Zeitraum, in denen sich ökologische Veränderungen im marinen System der Nordsee ereignet haben sollen: z.B. 1987/88 (Reid et al. 2001), 1982–88 (Beaugrand 2004), 1983 (Beaugrand und Ibanez 2004). Hinsichtlich der Magnitude der (einzelnen) Veränderungen und der Anzahl von Phytoplankton-Spezies, welche 'Shifts' aufweisen, nimmt dieser Zeitraum in Helgoland jedoch offenbar keine besondere Stellung ein.

Die innerjährliche Präsenzdauer von Phytoplankton-Spezies lässt sich ebenfalls zur Analyse von Langzeitveränderungen verwenden. Gebühr et al. (1999) zeigten, dass eine saisonale Zunahme der Präsenzdauer von *P. sulcata* im Sommer in Helgoland mit Veränderungen in den marinen Umweltbedingungen Helgoland zusammenhängt.

Analog zur Analyse der Verschiebungen in den mittleren, jährlichen Abundanzen werden daher nun die Zeitreihen der jährlichen Präsenzdauer der einzelnen Phytoplankton-Spezies analysiert. Abbildung 19 zeigt die jährlichen Summen der RSI-Werte im Zeitraum 1962-2004. Die Länge der gewählten Phasen (1) bis (4) variiert gegenüber denen hinsichtlich Abundanz. In Phase (2) weisen die Spezies nur Abnahmen in der jährlichen Präsenzdauer auf, während die Spezies in Phase (3) nur Zunahmen aufweisen (Zusammensetzungen siehe unter (2) und (3), Abb. 19 unten). Zwischen 1983 und 1987 weisen nur Vertreter der Flagellaten Zunahmen auf (die ersten 4 unter (3) genannten Spezies, Abb. 19 unten) und ab dem Jahr 1988 weisen insgesamt nur noch 2 verschiedene Spezies einen Rückgang in der jährlichen Präsenzdauer auf (fett markierte Spezies unter (3) und (4), Abb. 19 unten).

Um das Jahr 1998 (Phase 4) erfolgt die mit Abstand stärkste Änderung im gesamten Zeitraum 1962-2004. Der überwiegende Anteil der hier betrachteten Spezies zeigt dann signifikante Zunahmen in der jährlichen Präsenzdauer. Diese homogene Reaktion der Phytoplankton-Gesellschaft deutet auf eine starke Änderung der Umweltbedingungen hin (vgl. Abs. 4.1.3).



(1) *C. horridum*, *Thalassiosira* spp, *O. aurita*, *A. glacialis*, *E. zodiacus*, *B. brockmannii*, *D. pumila*, *G. delicatula*, *P. micans*, *T. nitzschioides*, *L. minimus*, *O. regia*

(2) *C. fusus*, *C. furca*, *O. sinensis*, *C. tripos*, *R. setigera*, *P. sulcata*, *B. brockmannii*, *O. regia*, *T. nitzschioides*, *A. glacialis*, *Chaetoceros* spp, *L. minimus*, *G. delicatula*, *D. pumila*

(3) *N. scintillans*, *C. fusus*, *C. tripos*, *C. horridum*, *O. aurita*, *G. flaccida*, *L. minimus*, *G. delicatula*, *L. danicus*, *N. scintillans*, *Chaetoceros* spp, *R. setigera*

(4) *O. aurita*, *C. tripos*, *D. pumila*, *O. sinensis*, *P. sulcata*, *R. imbricata*, *Thalassiosira* spp, *C. horridum*, *Pseudo-nitzschia* spp, *Chaetoceros* spp, *E. zodiacus*, *G. delicatula*, *G. flaccida*, *G. striata*, *C. fusus*, *N. scintillans*, *P. micans*, *T. nitzschioides*, *C. pelagica*, *D. brightwelli*, *L. danicus*, *L. minimus*, *C. furca*

Abbildung 19: Wie Abb. 18, aber basierend auf den Zeitreihen der jährlichen Präsenzdauer (Wochen pro Jahr) der einzelnen Phytoplankton-Spezies. Die Summen der RSI-Werte der Jahre 1997-1999 sind gesondert angegeben. Die mit (1) bis (4) gekennzeichneten Zeiträume variieren gegenüber den in Abb. 18 gezeigten.

Die Zeitpunkte von Veränderungen in der Abundanz einer Spezies müssen nicht zwangsläufig mit Zeitpunkten von Veränderungen hinsichtlich ihrer Präsenzdauer gekoppelt sein (und umgekehrt). So weisen z.B. zwischen 1976 und 1980 die Diatomeen *P. sulcata*, *O. aurita* und *T. nitzschioides* Verschiebungen in ihrer jeweiligen Präsenzdauer auf (Abb. 19), nicht jedoch hinsichtlich ihrer Abundanz (Abb. 18). Dies bedeutet, dass die Umweltbedingungen in diesem Zeitraum Abundanz und Präsenz dieser Spezies in unterschiedlicher Weise beeinflussen, möglicherweise aufgrund der Saisonalität der Phytoplankton-Entwicklung. Auf diesen Punkt wird in Abs. 4.2 wieder Bezug genommen. Die Veränderungen einzelner Spezies hinsichtlich ihrer Präsenzdauer sind insbesondere in den Phasen (2) und (3) zeitlich nicht eng lokalisiert. Overland et al. (2008) zeigen in einer Studie über den Nord-Pazifik, dass die zeitliche Gruppierung der Summen der RSI-Werte von Zeitreihen biologischer Indizes weniger eng ausgeprägt ist als die physikalischer oder klimatischer Indizes. Die Autoren nehmen an, dass diese Abweichungen auf verschiedene Reaktionen oder unterschiedliche Timelags hinsichtlich der Änderungen in den physikalischen bzw. klimatischen Indizes zurückzuführen sind.

### 4.1.3 Umweltparameter

Abbildung 20 zeigt die Langzeitentwicklung der an der Station Helgoland Reede erhobenen Umweltparameter. Auf Basis der Jahresmittelwerte ergeben sich statistisch signifikante (Mann-Kendall, 5% Niveau) positive Trends für die Wassertemperatur (Abb. 20a) und die Secchi Tiefe (Abb. 20d) sowie ein negativer Trend bei  $\text{NH}_4$  (Abb. 20f).

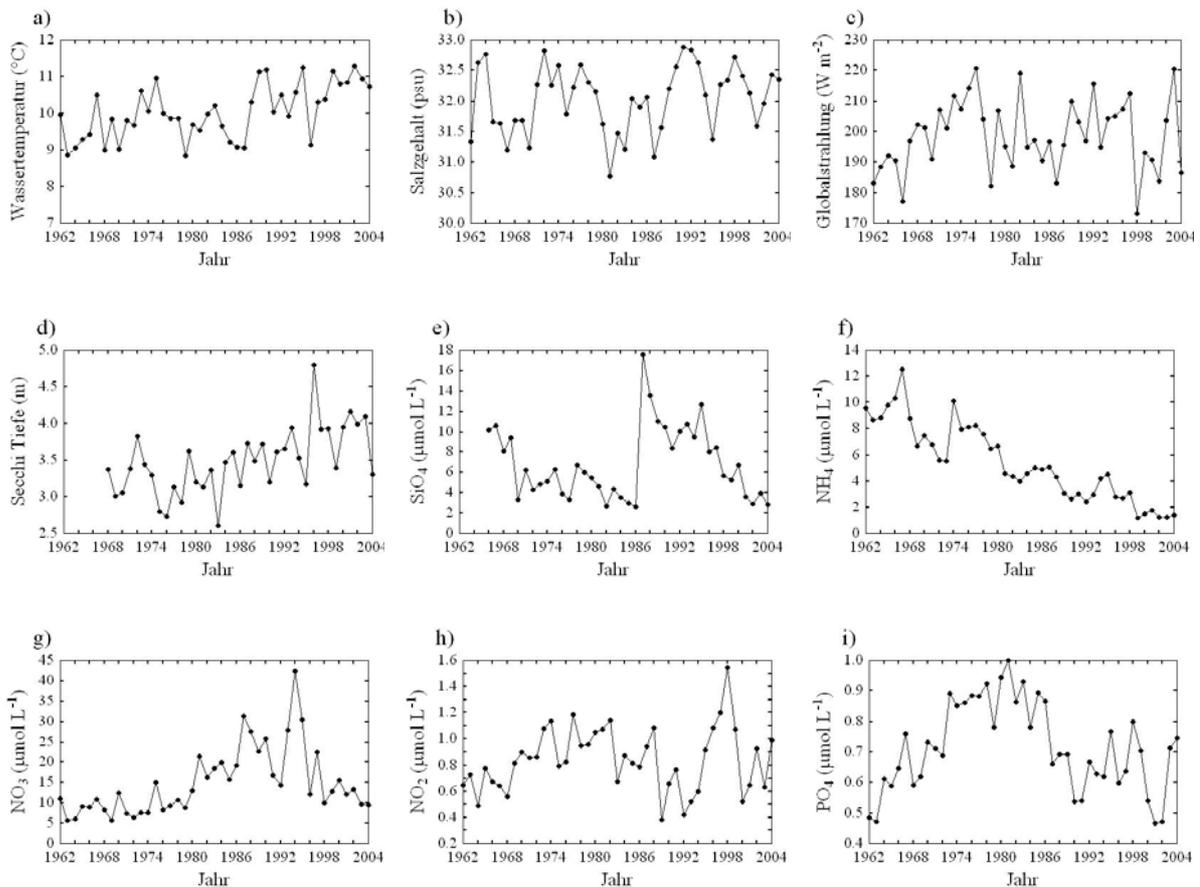


Abbildung 20: Jahresmittelwerte physikalischer und chemischer Parameter des Oberflächenwassers an der Station Helgoland Reede sowie der modellierten Globalstrahlung im Helgolandgebiet.

Die Entwicklung und das Auftreten des Phytoplanktons werden hauptsächlich durch die Temperatur- und Lichtverhältnisse sowie die Nährstoffverfügbarkeit gesteuert. Auf andere wesentliche Einflussfaktoren, wie etwa Fraß durch Zooplankton oder intra-spezifische Konkurrenz wird in dieser Arbeit nicht eingegangen.

Um Verschiebungen in den Mittelwerten der Umweltparameter zu analysieren, werden die einzelnen Zeitreihen der Jahresmittelwerte mittels der STARS Methode analysiert.

Abbildung 21 zeigt das Resultat für die chemischen (oben) und physikalischen (unten) Umweltparameter aus Abb. 20. Die Wechsellpunkte (Verschiebungen im Mittelwert) sind zeitlich gruppiert um die Jahre 1970, 1980, 1988 und 1998, wobei die Zusammensetzung an Parametern, welche signifikante Veränderungen aufweisen, zwischen diesen verschiedenen Zeitpunkten variiert. So zeigen sich z.B. bei der Secchi Tiefe nur in den Jahren 1987 und 1996 Verschiebungen in den Mittelwerten (jeweils Zunahmen), beim Nitrat ( $\text{NO}_3$ ) hingegen in den Jahren 1981 und 1996. Phasen veränderter Mittelwerte bei einzelnen Umweltparametern können demnach zeitlich gegeneinander verschoben sein.

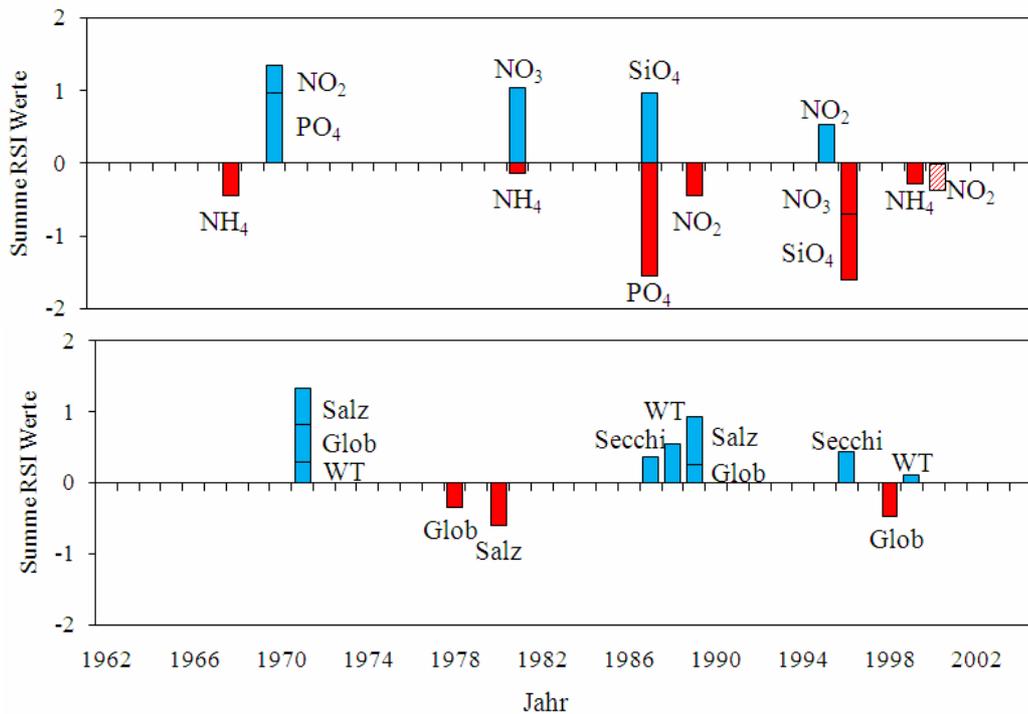


Abbildung 21: RSI-Werte der Zeitreihen der Jahresmittelwerte chemischer (oben) und physikalischer (unten) Umweltparameter in Helgoland. Parametersatz und Darstellung wie in Abb. 18. Abkürzungen: Wassertemperatur (WT), Secchi Tiefe (Secchi), Globalstrahlung (Glob), Salzgehalt (Salz)

Die zeitliche Gruppierung der Phasen mit Verschiebungen in den Mittelwerten der Umweltparameter (Abb. 21) stimmt weitestgehend mit den zeitlichen Schwerpunkten von Veränderungen in den Abundanzen der Phytoplankton-Spezies überein (vgl. Abb. 18). Da sich zu den gegebenen Zeitpunkten verschiedene Umweltparameter in unterschiedlichem Ausmaß ändern (Abb. 21), ist es naheliegend, dass zu den unterschiedlichen Zeitpunkten verschiedene Phytoplankton-Spezies Verschiebungen in ihren mittleren Abundanzen

aufweisen (vgl. Abs. 4.1.2). Dies wird nachfolgend anhand der Beispiele verschiedener Spezies exemplarisch beschrieben.

Auf Basis der Jahresmittelwerte ergeben sich nur bei wenigen Spezies enge Beziehungen zwischen ihrer Abundanz und einem einzelnen Umweltparameter. So besteht etwa zwischen *B. brockmannii* und der Phosphatkonzentration eine signifikant, positive Korrelation ( $r= 0.66$ ,  $p<0.0001$ ). Die stärksten Änderungen in den Mittelwerten beider Parameter werden durch die Verschiebungen in den Jahren 1970 und 1987 (Phosphat) bzw. 1971 und 1989 (*B. brockmannii*) abgebildet und weisen eine hohe zeitliche Übereinstimmung auf (vgl. Abb. 18, 21).

Bei den meisten Spezies ist diese Zuordnung weniger eindeutig. *Chaetoceros* spp etwa weist in den Jahren 1984, 1991 und 1999 Shifts in der mittleren Abundanz auf (vgl. Abb. 18). In dem Jahr 1984 fällt der Rückgang der Abundanz von *Chaetoceros* spp in eine Phase mit (seit 1970) erhöhter Phosphatkonzentration und ab 1981 gestiegener Nitratkonzentration (vgl. Abb. 21). Demgegenüber sind die Bedingungen im Jahr 1991 (Zunahme *Chaetoceros* spp) durch niedrigere Phosphatkonzentrationen, ähnlich hohe Nitratkonzentrationen und höhere Wassertemperaturen gekennzeichnet. Im Jahr 1999 (Zunahme *Chaetoceros* spp) wiederum sind, gegenüber dem Jahr 1991, die Umweltbedingungen durch eine (seit 1996) geringere Nitratkonzentration, eine höhere Wassertemperatur sowie eine gestiegene Secchi Tiefe charakterisiert. Ab dem Jahr 1999 erreicht *Chaetoceros* spp die höchste Abundanz im Untersuchungszeitraum. Die dann vorherrschenden Bedingungen sind geprägt durch (im Langzeitmittel) niedrige Nährstoffkonzentrationen in Kombination mit den höchsten Wassertemperaturen und größten Secchi Tiefen im Untersuchungszeitraum.

Bei der Spezies *L. danicus* ergibt sich auf Basis der Jahresmittelwerte eine positive Beziehung mit der Wassertemperatur und negative Beziehung zur Phosphatkonzentration ( $r=0.36$  bzw.  $r=-0.42$ , beide  $p<0.01$ ). Diese Spezies zeigt im Jahr 1989/90 eine Verschiebung zu höheren Abundanzen (vgl. Abb. 18), was möglicherweise eine Reaktion auf die Zunahme der Wassertemperatur ab dem Jahr 1988 sowie den nahezu zeitgleichen Rückgang der Phosphatkonzentration darstellt (vgl. Abb. 21).

*G. striata* weist in den Jahren 1972, 1979 und 1998 'Shifts' in ihrer mittleren jährlichen Abundanz auf, auf Basis der Jahresmittelwerte ergeben sich signifikante Korrelationen zur Wassertemperatur ( $r=0.32$ ,  $p<0.05$ ) und zur Nitratkonzentration ( $r=-0.36$ ,  $p<0.05$ ). Während der erste (positive) 'Shift' in der Abundanz von *G. striata* zeitlich mit dem (positiven) 'Shift' der Wassertemperatur um 1971 und der Zunahme der Phosphatkonzentration assoziiert ist, ergibt sich für die weiteren 'Shifts' von *G. striata* eine gute zeitliche Übereinstimmung zu den jeweils gegenläufigen 'Shifts' in den mittleren Nitratkonzentrationen in den Jahren 1981 und 1996 (vgl. Abb. 21, oben). Im Jahr 1988, dem Zeitpunkt der stärksten Zunahme in der jährlichen Wassertemperatur (vgl. Abb. 21, unten), zeigt *G. striata* hingegen keinen 'Shift'. Dies bedeutet möglicherweise, dass durch den potentiell negativen Einfluss der in diesem Zeitraum erhöhten Nitratkonzentrationen die Beziehung zur Wassertemperatur überlagert wird.

Die zeitliche Entwicklung des Flagellaten *C. fusus* scheint insbesondere von den Parametern Phosphat ( $r=0.38$ ,  $p<0.01$ ) und Salzgehalt ( $r=-0.43$ ,  $p<0.01$ ) beeinflusst zu werden. *C. fusus* zeigt in den Jahren 1978 und 1989 stark ausgeprägte 'Shifts' in der mittleren jährlichen Abundanz (vgl. Abb. 18). Die Zunahme im Jahr 1978 geht zeitlich einher mit einem Rückgang der Salzkonzentration (vgl. Abb. 21, unten) und fällt in einem Zeitraum (seit 1970) erhöhter Phosphatkonzentrationen (vgl. Abb. 21, oben). Die Abnahme von *C. fusus* im Jahr 1989 fällt zeitlich mit einer Zunahme der Salzkonzentration und der Abnahme in der Phosphatkonzentration zusammen. Der starke Anstieg der Phosphatkonzentration im Jahr 1970 (vgl. Abb. 21, oben) wird nicht von *C. fusus* reflektiert, möglicherweise, weil nahezu zeitgleich auch die Salzkonzentration ansteigt.

Die Reaktion einer Phytoplankton-Spezies hinsichtlich eines Umweltparameters kann von dem Niveau weiterer Parameter abhängig sein (z.B. Schlüter et al. 2012). Jede der vier Änderungsphasen in Abbildung 21 umfasst neben Veränderungen in physikalischen Parametern auch solche in chemischen Parametern. Dies hat Veränderungen in den verfügbaren Nährstoffverhältnissen (z.B. N/P) zur Folge, welche, aufgrund unterschiedlicher Präferenzen der einzelnen Spezies, einen großen Einfluss auf die Zusammensetzung des Phytoplanktons haben können (z.B. Carlsson und Granéli 1999).

Das Timing von Veränderungen hinsichtlich jährlicher Abundanz und Präsenzdauer kann sich bei den einzelnen Spezies unterscheiden, wie sich an der unterschiedlichen

Zusammensetzung von Spezies mit 'Shifts' während z.B. der Phase (4) hinsichtlich Abundanz (Abb. 18, unten) und Präsenzdauer (Abb. 19, unten) zeigt. So weist z.B. die Spezies *G. flaccida* im Jahre 1976 eine Abnahme und im Jahr 1989 eine Zunahme in der Abundanz, wohingegen sich in der Präsenzdauer Zunahmen in den Jahren 1989 und 1998 zeigen (vgl. Abb. 18, 19). Dieser Unterschied scheint vor allem daraus zu resultieren, dass die Präsenzdauer von *G. flaccida* eine deutlich stärkere Beziehung zur Wassertemperatur aufweist ( $r=0.50$ ,  $p<0.001$ ) und demzufolge Zeitpunkte der Änderung in der Präsenzdauer mit denen hinsichtlich der Wassertemperatur weitgehend übereinstimmen (vgl. Abb. 21, unten). *Chaetoceros* spp weist demgegenüber 'Shifts' in der Präsenzdauer in den Jahren 1981, 1991 und 1999 (vgl. Abb. 19) auf und damit sehr ähnliche zeitliche Veränderungen wie hinsichtlich der Abundanz (s.o). Die Präsenz von *Chaetoceros* spp ist positiv mit der Wassertemperatur ( $r=0.47$ ,  $p<0.01$ ) und negativ mit der Nitratkonzentration ( $r=-0.53$ ,  $p<0.01$ ) korreliert.

Betrachtet man die Beziehung zwischen Umweltbedingungen und Präsenzdauer hinsichtlich der Gruppen der Diatomeen und der Flagellaten, so zeigen sich deutliche Unterschiede. Die jährliche Präsenzdauer der Diatomeen (als Summe aller Spezies dieser Gruppe,  $n=22$ ) weist Wechsellpunkte in den Jahren 1982 (RSI=-0.50) und 1998 (RSI=2.3) auf (nicht gezeigt). Die stärksten Beziehungen ergeben sich zur Nitratkonzentration ( $r=-0.52$ ,  $p<0.001$ ) und zur Wassertemperatur ( $r=0.36$ ,  $p<0.01$ ). Der positive 'Shift' der Wassertemperatur in 1988 (vgl. Abb. 21, unten) zeichnet sich demzufolge nicht in der zeitlichen Entwicklung der Gruppe der Diatomeen ab. Die 'Shifts' hinsichtlich der Diatomeen-Präsenzdauer weisen eine gegenläufige Beziehung zu den oben genannten Wechsellpunkten in der Abundanz der Gruppe der Flagellaten in den Jahren 1979 und 1998 auf. Dies deutet darauf hin, dass die in diesem Zeitraum vorherrschenden Umweltbedingungen für die Flagellaten von Vorteil gewesen sind. Die Gesamtpräsenzdauer der Gruppe der Flagellaten ( $n=6$ ), welche um 1987 (RSI=0.34) und 1998 (RSI=0.91) 'Shifts' aufweist (nicht gezeigt), zeigt positive Beziehungen zur Wassertemperatur ( $r=0.48$ ,  $p<0.01$ ) und Secchi Tiefe ( $r=0.44$ ,  $p<0.01$ ). Entsprechend ergibt sich eine gute zeitliche Übereinstimmung zu den Wechsellpunkten dieser beiden Parameter (vgl. Abb. 21, unten).

Die auf Basis jährlicher Mittelwerte vorgenommene Betrachtung der Beziehungen zwischen Phytoplankton-Spezies und den verschiedenen Umweltparametern stellt eine

Vereinfachung dar, da eines der prägnantesten Merkmale von Phytoplankton-Gesellschaften in der gemäßigten Klimazone ihr Jahreszyklus darstellt. Wie noch gezeigt wird (vgl. Abs. 4.2), weisen die verschiedenen Spezies z.T. sehr unterschiedliche innerjährliche Präsenz- bzw. Abundanzmuster auf. Die Sensitivität gegenüber einem Umweltparameter kann sich bei einer Phytoplankton-Spezies zudem saisonal unterscheiden (z.B. Schlüter et al. 2012). Um den Einfluss veränderter hydroklimatischer (vgl. Abs. 3) und physikochemischer Bedingungen gezielter zu analysieren, werden die Veränderungen im Helgoländer Phytoplankton daher auch auf saisonaler Basis betrachtet (siehe Abs. 4.2ff).

#### **4.1.4 Zusammensetzung Phytoplankton**

Die in Abbildung 18 gezeigten Verschiebungen in den mittleren, jährlichen Abundanzen einzelner Phytoplankton-Spezies führen auf der Ebene der gesamten (hier 28 Spezies umfassenden) Phytoplankton-Gemeinschaft zu Veränderungen in der Zusammensetzung. Zu beachten ist, dass signifikante Veränderungen in der mittleren Abundanz einzelner Spezies nicht zwangsläufig mit signifikanten Veränderungen ihres relativen Anteils an der Gesamtabundanz einhergehen müssen. Abbildung 22a zeigt die jährlichen Anteile der einzelnen Spezies an der Gesamtabundanz und demonstriert die hohe zwischenjährliche Variabilität in der Zusammensetzung des Phytoplanktons in Helgoland. Von den 28 Spezies erreicht ein Großteil in keinem Jahr des Gesamtzeitraums einen Anteil von >5% an der jährlichen Gesamtabundanz (*Andere Spezies* in Abb. 22a). In einzelnen Jahren erreichen einzelne Spezies Anteile von über 70%, wie z.B. *Chaetoceros* spp im Jahr 2002 oder *L. minimus* im Jahr 1985. Im Langzeitmittel 1962-2004 weisen die Spezies *Chaetoceros* spp, *G. delicatula* und *S. costatum* die höchsten relativen Anteile auf. Insbesondere der Zeitraum von ca. 1984 bis 1994 ist hingegen geprägt durch eine hohe Variation der jeweils jährlich dominantesten Spezies (Abb. 22). Andere Spezies erreichen nur in einzelnen Phasen des Gesamtzeitraums relevante Anteile an der Gesamtabundanz, wie z.B. *A. glacialis* bis zum Jahr 1978 oder *Thalassiosira* spp in den 1980er Jahren. Ab 2001 wird die Zusammensetzung des Phytoplanktons auf der jährlichen Skala von *Chaetoceros* spp dominiert.

Strukturelle Ähnlichkeiten der Phytoplankton-Gemeinschaft zwischen verschiedenen Jahren lassen sich anhand des Bray-Curtis-Ähnlichkeitskoeffizienten quantifizieren.

Abbildung 22b zeigt die Ähnlichkeit zwischen der Zusammensetzung des Phytoplanktons einzelner Jahre und der der Referenz-Zusammensetzung des Gesamtzeitraumes 1962-2004.

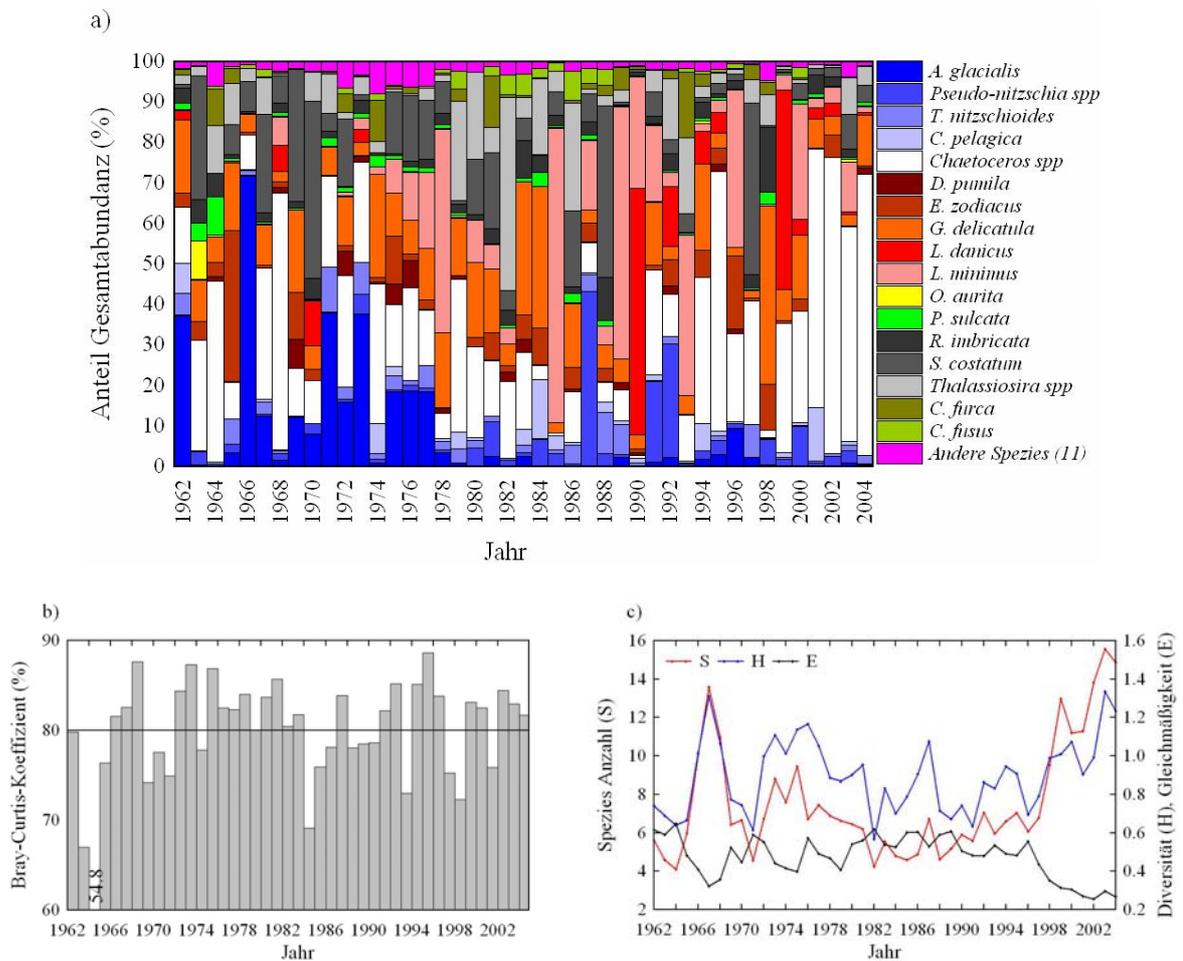


Abbildung 22: a) Jährliche Anteile der Abundanzen einzelner Spezies an der Gesamtabundanz des Phytoplanktons. Unter *Andere Spezies* sind solche zusammengefasst, die in keinem Jahr einen relativen Anteil >5% erreichen. b) Bray-Curtis-Ähnlichkeitskoeffizienten (Balken) zwischen der Abundanz-Struktur einzelner Jahre und der mittleren Struktur des Referenzzeitraumes 1962-2004 (horizontale Linie: Mittelwert). Die Analyse der Abundanz-Struktur basiert auf den Zeitreihen  $\sqrt[4]{}$ -transformierter Abundanzen (Jahresmittelwerte) aller 28 Spezies. c) Jährliche Mittelwerte der Indizes Spezies Anzahl S, Shannon Diversitäts-Index H und Gleichmäßigkeit E.

Phasen vergleichbarer Ähnlichkeit gegenüber der Referenzstruktur lassen sich ungefähr den Zeiträumen 1972-1983, 1984-1990 und 1999-2004 zuordnen. Eine paarweise ANOSIM-Analyse dieser Zeiträume zeigt, dass sich die Zeiträume 1972-1983 und 1999-2004 am stärksten in der Zusammensetzung unterscheiden ( $R=0.78$ ,  $p<0.001$ ). Die Phase 1984-1990 unterscheidet sich zwar ebenfalls deutlich von dem Zeitraum 1999-2004 (vgl.

Abb. 22a), innerhalb dieser Phase unterscheiden sich die Zusammensetzungen der einzelnen Jahre jedoch deutlich voneinander, so dass insgesamt die Unähnlichkeit zu der Phase 1999-2004 geringer ist ( $R=0.55$ ,  $p<0.01$ ).

Die Gruppierung von Jahren hinsichtlich ihrer Ähnlichkeit gegenüber der Referenzstruktur ist beim Faktor Präsenzdauer deutlicher ausgeprägt: die Zeiträume 1962-1971, 1972-1981, 1982-1989, 1990-1998 und 1999-2004 weisen, gegenüber der Referenzstruktur 1962-2004, jeweils vergleichbare Ähnlichkeiten auf (nicht gezeigt). Eine ANOSIM-Analyse ergibt, dass die aufeinander folgenden Zeiträume (jeweils paarweise) signifikant unterschiedlich hinsichtlich der Präsenzstruktur der Phytoplankton-Gemeinschaft sind; den stärksten Unterschied weisen die Strukturen der Phasen 1990-1998 und 1999-2004 auf ( $R=0.96$ ,  $p<0.001$ ), übereinstimmend mit den Resultaten in Abbildung 19. Im Gegensatz zur Abundanz (s.o.) ergibt sich hinsichtlich der Präsenzstruktur auch zwischen den Phasen 1982-1990 und 1999-2004 eine stark ausgeprägte Unähnlichkeit ( $R=0.98$ ,  $p<0.001$ ). Die stärkere Separierung der Phasen hinsichtlich der Präsenzdauer scheint auch damit zusammenzuhängen, dass innerhalb dieser einzelnen Phasen die zwischenjährlichen Veränderungen in der Präsenz der einzelnen Phytoplankton-Spezies eine geringere Variation aufweisen als hinsichtlich ihrer Abundanz.

Die Jahresmittelwerte der Spezies Anzahl  $S$  (rote Linie in Abb. 22c) repräsentieren die jährlichen Mittel der für jede Woche eines Jahres berechneten Zahl gleichzeitig präserter Spezies. Der Shannon Diversitäts-Index  $H$  (blaue Linie in Abb. 22c) wurde für jede Woche eines Jahres auf Basis der mittleren, wöchentlichen Abundanz aller 28 Spezies berechnet. Die Zeitreihe der mittleren Anzahl präserter Spezies  $S$  weist eine hohe zwischenjährliche Variabilität und Shifts in den Jahren 1982 ( $RSI=-0.3$ ) und 1998 ( $RSI=2.5$ ) auf (mit  $p=0.2$ ,  $l=8$ ). Die Spezies Anzahl  $S$  ist stark korreliert mit der Gesamtpräsenzdauer der Diatomeen (Kendall's  $\tau = 0.8$ ,  $p<0.001$ ) bzw. der Flagellaten (Kendall's  $\tau = 0.54$ ,  $p<0.001$ ). Dies erscheint naheliegend, da eine Ausweitung der innerjährlichen Präsenz dazu führt, dass über längere Zeiträume eine höhere Anzahl an Spezies gleichzeitig präsent sein kann. Aufgrund der höheren Anzahl berücksichtigter Diatomeen (22 von 28 Spezies) wird die zeitliche Entwicklung der Spezies Anzahl  $S$  von den Diatomeen dominiert. Entsprechend den vorherigen Ausführungen ist  $S$  daher auch positiv mit der Wassertemperatur und negativ mit der Nitratkonzentration korreliert. Der Index  $E$  (schwarze Linie in Abb. 22c) beschreibt die Gleichmäßigkeit, mit der die Gesamtabundanz auf einzelne Spezies verteilt

ist. Diese ist zwischen ca. 1980 und 1997 auf einem höheren Niveau, bevor sie ab 1998 stark abnimmt. Aus Gl. 2.5 folgt, dass der Beitrag der Gleichmäßigkeit  $E$  an der Diversität  $H$  zwischen 1980 und 1997 höher ist als der Beitrag der Spezies Anzahl  $S$ , während die ab 1998 zunehmende Diversität  $H$  vor allem auf die Zunahme der Spezies Anzahl  $S$  zurückzuführen ist ( $E$  nimmt ab).

## **4.2 Innerjährliche Variabilität**

### **4.2.1 Phytoplankton**

Eines der prägnantesten Merkmale von Phytoplankton-Gesellschaften ist ihr Jahreszyklus. Viele Phytoplankton-Spezies weisen einen für sie jeweils typischen Jahresgang auf, was zu einer zeitlichen Abfolge (Sukzession) im Auftreten der Spezies führt. Die Treiber dieser Sukzession sind vor allem Lichtangebot, Nährstoffverfügbarkeit und Wassertemperatur. Die Diatomeen und Flagellaten weisen deutliche Unterschiede in der saisonalen Verteilung auf (Abb. 23a, b). Die Diatomeen erreichen die höchsten Abundanzen im Zeitraum von März bis September (Abb. 23a), die Flagellaten hingegen vor allem zwischen Juli und September (Abb. 23b). Die saisonale Betrachtung ermöglicht die Analyse innerjähriger Unterschiede in der Langzeitentwicklung des Phytoplanktons. So zeigt z.B. die Gruppe der Flagellaten ab dem Jahr 1987 eine Zunahme der Abundanzen im Zeitraum Juni (ca. 20-24 Woche), zeitlich einhergehend mit dem Anstieg der Wassertemperatur in Helgoland (vgl. Abb. 21, unten).

Die Anzahl zu einem jeweiligen Zeitpunkt im Jahr präsender Spezies zeichnet sich durch eine hohe saisonale Variabilität aus. Im Langzeitmittel 1962-2004 ist die größte Anzahl an Spezies im Sommer und Herbst vertreten (Abb. 23c). Insbesondere in den 1980er Jahren ist die Spezies Anzahl deutlich reduziert (vgl. Abb. 22c). Die Jahre um 1967, 1975 und ab 1998 heben sich durch eine im Jahresverlauf erhöhte Anzahl präsender Spezies ab. Die Wochenmittelwerte des Shannon Diversitäts-Indexes  $H$  im Zeitraum 1962-2004 zeigt Abb. 23d. Im Langzeitmittel 1962-2004 werden die höchsten Diversitäten im Sommer und Herbst erreicht.

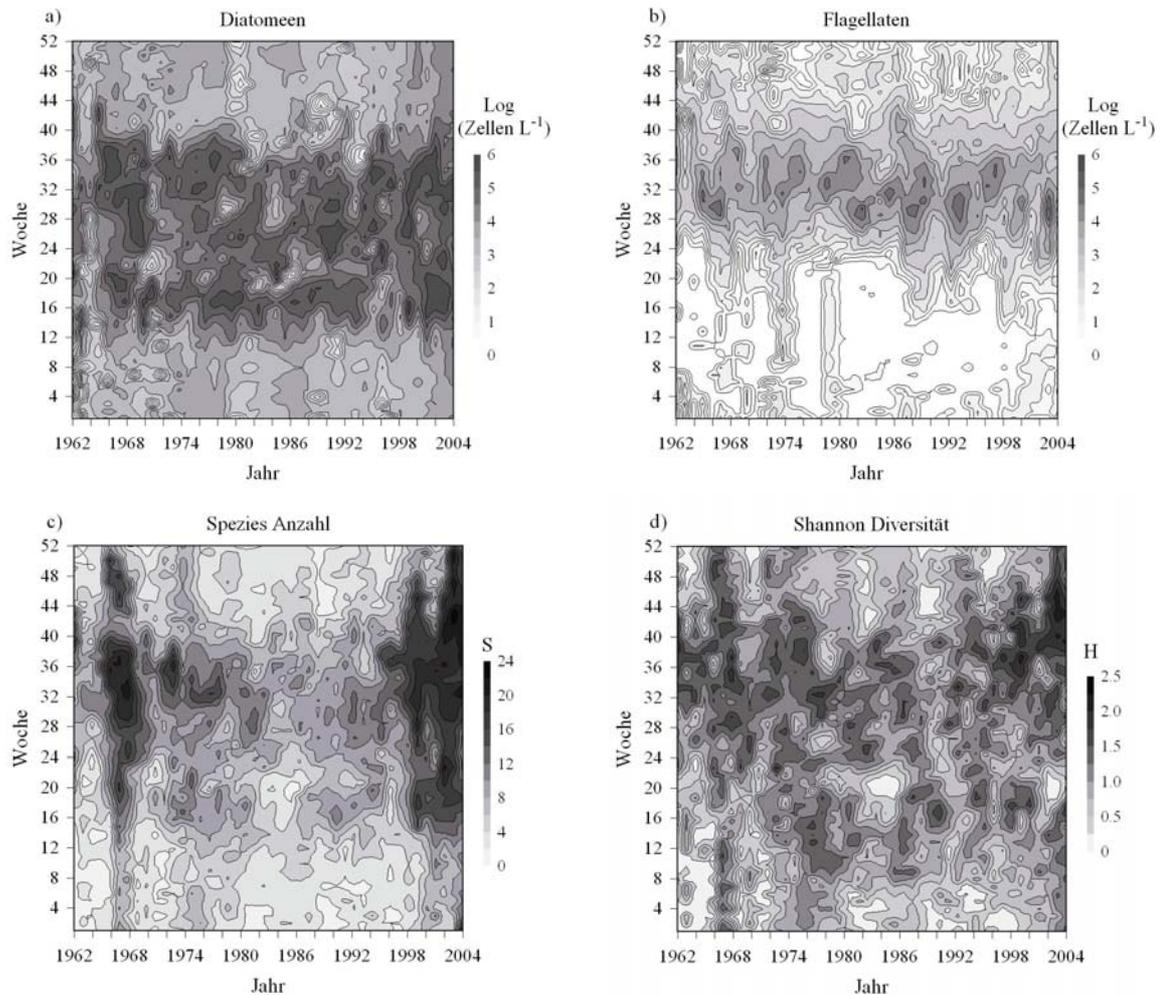


Abbildung 23: Oben: Wochenmittelwerte der Gesamtabundanz der a) Diatomeen und b) Flagellaten. Abstand Isolinien: 0.5. Unten: Wochenmittelwerte der a) Spezies Anzahl S und b) Shannon Diversität H der Phytoplankton-Gesellschaft. Abstand Isolinien: 2 (S), 0.25 (H).

Die Entwicklung der gruppenbezogenen Abundanzen in Abb. 23 (oben) aggregiert eine sich im Laufe des Jahres verändernde Phytoplankton-Zusammensetzung. Wie Abbildung 24 zeigt, kommen alle Spezies in allen Jahreszeiten vor, die meisten weisen jedoch eine Präferenz für die Umweltbedingungen einer bestimmten Jahreszeit auf. *P. sulcata* und *T. nitzschoides* sind die im Winter am häufigsten anzutreffenden Spezies. Im Frühjahr haben *Thalassiosira* spp, *O. aurita*, *A. glacialis* und *B. brockmannii* ihren Präsenzscherpunkt. Etwa die Hälfte der Spezies ist am längsten im Sommer präsent. *N. scintillans*, *D. pumila*, *C. tripos* und *R. imbricata* zeigen hierbei die engsten Bindungen an diesen Zeitraum. Bei *P. micans*, *O. sinensis*, *C. horridum* und *D. brightwelli* liegt der Schwerpunkt ihrer innerjährlichen Verbreitung im Herbst.

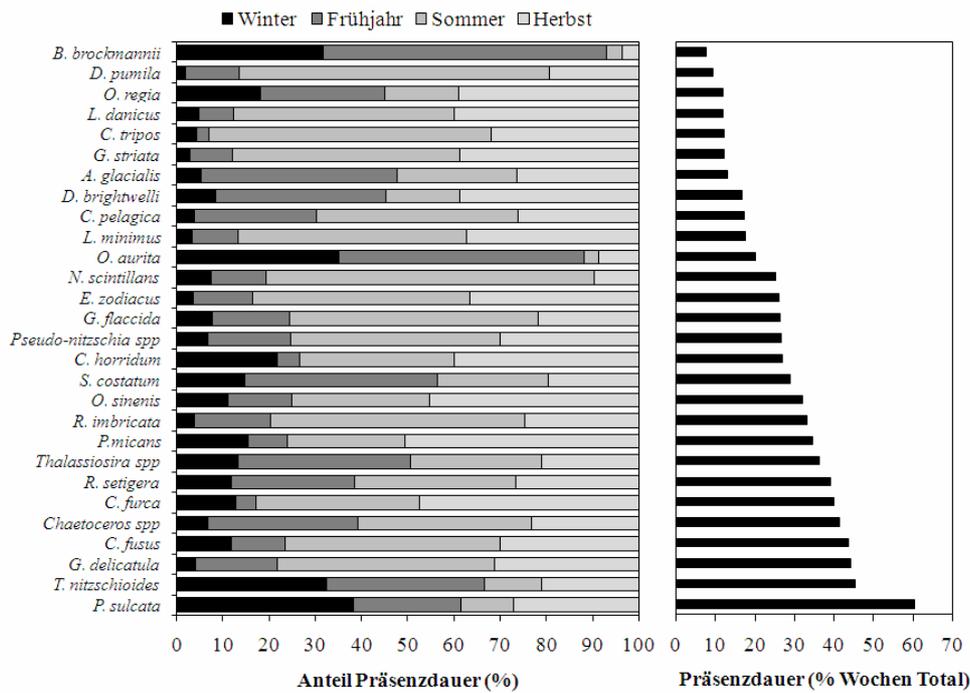


Abbildung 24: Unterschiede in den saisonalen Anteilen der Präsenzdauer (links) und der absoluten (rechts) Präsenzdauer der 28 Phytoplankton-Spezies. Die Anteile der Präsenzdauer basieren auf den Summen aller Präsenzwochen (pro Saison) im Zeitraum 1962-2004. Die absolute Präsenzdauer bezieht sich auf die Anzahl aller Wochen im Zeitraum 1962-2004 (Wochen Total).

Den saisonalen Präsenzanteilen in Abbildung 24 sind die kumulierten Präsenzwochen des Gesamtzeitraums 1962-2004 zugrunde gelegt worden. In einzelnen Jahren können sich die gezeigten Anteile stark verschieben. Ein Vergleich mit den saisonalen Langzeitmitteln (1962-2004) der Abundanz ergibt jedoch, dass bei 26 von 28 Spezies die Saison mit dem höchsten Präsenzanteil der mit der höchsten Abundanz entspricht.

#### 4.2.2 Zeitliche Änderungen im Phytoplankton

Der Jahresgang in der gemäßigten Klimazone bewirkt eine starke Strukturierung der innerjährlichen Umweltbedingungen. Die zeitliche Abfolge der innerjährlichen Präsenzscherpunkte der einzelnen Phytoplankton-Spezies (vgl. Abb. 24) stellt eine Anpassung an diesen Zyklus dar. Um saisonale Unterschiede im Timing und der Amplitude von Veränderungen in Abundanz und Präsenz des Phytoplanktons zu analysieren, werden die saisonalen Zeitreihen von Abundanz und Präsenz auf

Verschiebungen in ihren Mittelwerten hin untersucht. Getrennt nach Saison werden die RSI-Werte für die Zeitreihen der mittleren, saisonalen Abundanz jeder Spezies berechnet.

Abbildung 25 zeigt für jede Saison die zeitliche Entwicklung der Summen der RSI-Werte. Aus Gründen der Übersichtlichkeit erfolgt in Abb. 25 keine Zuordnung aller Spezies (nur *Chaetoceros* spp ist hervorgehoben). Auf einzelne Spezies wird im Text eingegangen. Die saisonalen Veränderungen in den mittleren Abundanz unterscheiden sich z.T. deutlich. Im Winter (Abb. 25a) treten um das Jahr 1972 vornehmlich Zunahmen in den Abundanz verschiedener Spezies auf (z.B. *P. sulcata*). Ab diesem Zeitpunkt bis ca. 1990 ergeben sich fast ausschließlich negative RSI-Werte, d.h. die entsprechenden Spezies weisen Abnahmen in ihrer Abundanz auf. Nach 1990 ergeben sich im Winterzeitraum bei den einzelnen Spezies ausschließlich Zunahmen (z.B. *P. sulcata* 1998).

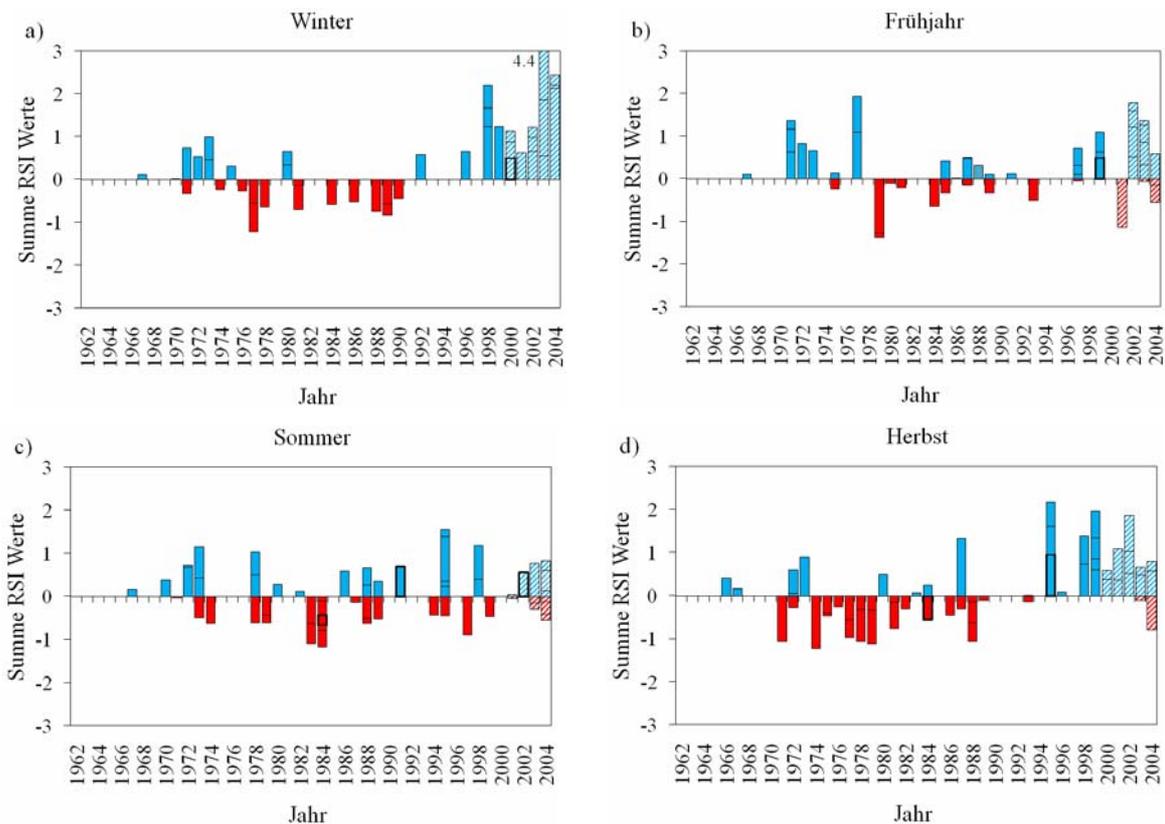


Abbildung 25: Summen der RSI-Werte für die Zeitreihen saisonaler Mittelwerte der  $\sqrt[4]{}$ -transformierten Abundanz der 28 Phytoplankton-Spezies. Die RSI-Werte für die Spezies *Chaetoceros* spp sind fett umrandet hervorgehoben. Sonst wie Abb. 18.

Die Zusammensetzung derjenigen Spezies, welche im Frühjahr um das Jahr 1972 Verschiebungen aufweist (Abb. 25b), unterscheidet sich von der entsprechenden im

Winter. So weist etwa *A. glacialis* im Frühjahr 1971/72 eine Zunahme auf, eine im Winter nur selten präsente Spezies (vgl. Abb. 24). Der RSI-Wert im Jahr 1977, resultierend aus den Zunahmen von *G. delicatula* und *Thalassiosira* spp, hat keine Entsprechung im Winterzeitraum. In den 1980er Jahren zeigen sich im Frühjahr sowohl Zunahmen wie auch Abnahmen verschiedener Spezies, ähnlich wie im Sommerzeitraum (Abb. 25c). Die Zusammensetzung der Spezies, welche z.B. um das Jahr 1988 Shifts aufweist, unterscheidet sich wiederum deutlich von der im Frühjahr und reflektiert damit auch die saisonalen Unterschiede in der Zusammensetzung des Phytoplanktons (nicht gezeigt).

Im Sommer weisen um das Jahr 1988/89 die Spezies *C. furca*, *P. micans* und *G. flaccida* Zunahmen und die Spezies *S. costatum* und *C. fusus* Abnahmen auf. Die Veränderung der Gesamtabundanz der Diatomeen um das Jahr 1990 (nicht gezeigt) scheint vor allem auf die Zunahme von *Chaetoceros* spp um das Jahr 1991 (fett markiert in Abb. 25c) zurückzuführen zu sein, einer der im Langzeitmittel dominantesten Spezies im Sommerzeitraum. Die zeitlichen Veränderungen in den mittleren Herbst-Abundanzen der einzelnen Spezies unterscheiden sich deutlich von denen im Sommer (Abb. 25d). Ähnlich wie im Winter (Abb. 25a) weisen die meisten Spezies zwischen ca. 1975 und 1990 Abnahmen in den mittleren Abundanzen auf. Ähnlich wie im Sommer sind Veränderungen im Jahr 1994/95 stark ausgeprägt. Im Herbst markiert die Summe der RSI-Werte in diesen Jahren Zunahmen in den Abundanzen von *E. zodiacus*, *P. sulcata*, *Chaetoceros* spp und *C. fusus* zusammen, im Sommer hingegen Zunahmen von *S. costatum*, *O. sinensis*, *P. sulcata* und *T. nitzschoides* beziehungsweise Abnahmen von *N. scintillans* und *C. furca*. Dies verdeutlicht, dass Veränderungen innerhalb eines Jahres durch verschiedene Teile der Phytoplankton-Gesellschaft reflektiert werden können. Zeitliche Änderungen in der saisonalen Gesamtabundanz können entsprechend variieren. Die saisonale Gesamtabundanz der Diatomeen weist im Winter um die Jahre 1971 (Zunahme), 1981 (Abnahme), 1989 (Abnahme) und 2000 (Zunahme), im Frühjahr um die Jahre 1975 und 2000 (jeweils Zunahmen), im Sommer um das Jahr 1990 (Zunahme) und im Herbst um die Jahre 1982 (Abnahme) und 1999 (Zunahme) signifikante Verschiebungen des jeweiligen saisonalen Mittelwertes auf.

Wie das Beispiel von *Chaetoceros* spp zeigt (hervorgehoben in Abb. 25), kann das Timing von Shifts einzelner Spezies saisonal variieren. Dies deutet auf eine saisonal unterschiedliche Reaktion auf Veränderungen in den Umweltbedingungen oder saisonal

unterschiedlich ausgeprägte Veränderungen in den Umweltbedingungen hin. Hierauf wird in Verbindung mit den saisonalen Veränderungen in den Umweltparametern eingegangen (s. u.).

In Analogie zu den Veränderungen in der saisonalen Abundanz zeigt Abbildung 26 die Veränderungen in der saisonalen Präsenzdauer der einzelnen Phytoplankton-Spezies. Die zeitliche Entwicklung der Veränderungen weist saisonale Unterschiede auf. So ist der Umfang der Änderungen in den 1980er Jahren im Winter (Abb. 26a) deutlich geringer als z.B. im Frühjahr (Abb. 26b) und Sommer (Abb. 26c), was auch auf die (geringere) unterschiedliche Anzahl saisonal präserter Spezies (vgl. Abb. 23c) zurückzuführen ist. Im Sommer weisen um 1988 mehr Spezies als in den anderen Jahreszeiten eine Ausweitung ihrer saisonalen Präsenzdauer auf (Abb. 26c).

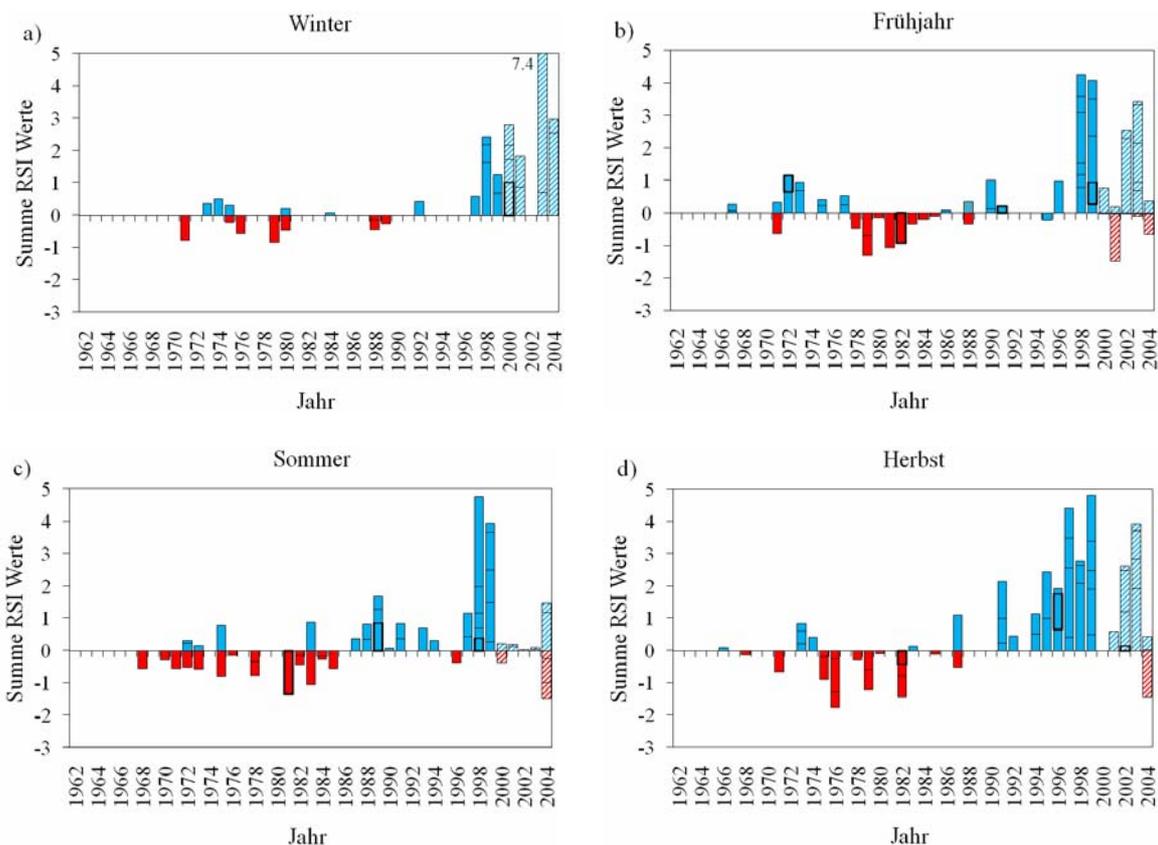


Abbildung 26: Wie Abb. 25, aber für die Zeitreihen saisonaler Mittelwerte der Präsenzdauer der 28 Phytoplankton Spezies. Die RSI-Werte für die Spezies *Chaetoceros* spp sind fett umrandet hervorgehoben.

So weisen zwischen 1988 und 1990 die Spezies *C. furca*, *C. tripos*, *P. micans*, *Chaetoceros* spp, *G. flaccida* und *L. danicus* Zunahmen in der sommerlichen Präsenzdauer auf. Für die

Langzeitentwicklung der einzelnen Spezies charakterisieren diese Zunahmen jedoch unterschiedliche Aspekte. Während bspw. *L. danicus* seit Mitte der 1970er Jahre praktisch nicht im Sommer vertreten gewesen ist, ergibt sich für *C. tripos* eine Ausweitung der Präsenz auf ein vorher nicht erreichtes Niveau (nicht gezeigt). Für *Chaetoceros* spp wiederum charakterisiert die Zunahme um 1988 einen Wiederanstieg in der Präsenz auf ein ähnliches Niveau wie vor Beginn der 1980er Jahre (Abnahme in 1981, Abb. 26c).

Im Herbst (Abb. 26d) ergibt sich ein gegenüber dem Sommerzeitraum in die Mitte der 1990er Jahre verschobener Schwerpunkt an Zunahmen, bevor um 1998 (wie in den anderen Saisons) zahlreiche Spezies Zunahmen in der Präsenzdauer aufweisen. Auch *Chaetoceros* spp weist im Herbst einen gegenüber dem Sommer abweichenden Zeitpunkt der Zunahme auf (fett markiert in Abb. 26d).

#### **4.2.3 Umweltparameter**

Im Langzeitmittel 1962-2004 weisen die Monatsmittelwerte der Umweltparameter Wassertemperatur, Secchi Tiefe und Globalstrahlung ausgeprägte Jahrgänge mit jährlichen Maxima im Sommer bzw. Frühsommer auf. Nährstoffe wie Nitrat und Phosphat hingegen erreichen im Jahresverlauf während des Sommers die niedrigsten Konzentrationen (nicht gezeigt).

Abbildung 27 zeigt die Wechsellpunkte in den saisonalen Zeitreihen der Umweltparameter. Die Änderungen in den Mittelwerten der einzelnen Umweltparameter weisen z.T. Unterschiede im saisonalen Timing auf. So sind etwa Veränderungen in den saisonalen Mittelwerten der Globalstrahlung im Herbst ausgeprägter als im Winter (Abb. 27a, d). Verschiebungen in der mittleren Secchi Tiefe finden sich im Winter um das Jahr 2000/2001, im Herbst hingegen um das Jahr 1987. Bei der Wassertemperatur zeigen sich Verschiebungen in den saisonalen Mittelwerten in Winter, Frühjahr und Sommer insbesondere um das Jahr 1987/88 (Abb. 27a-c), im Herbst hingegen im Jahr 1995 (Abb. 27d).

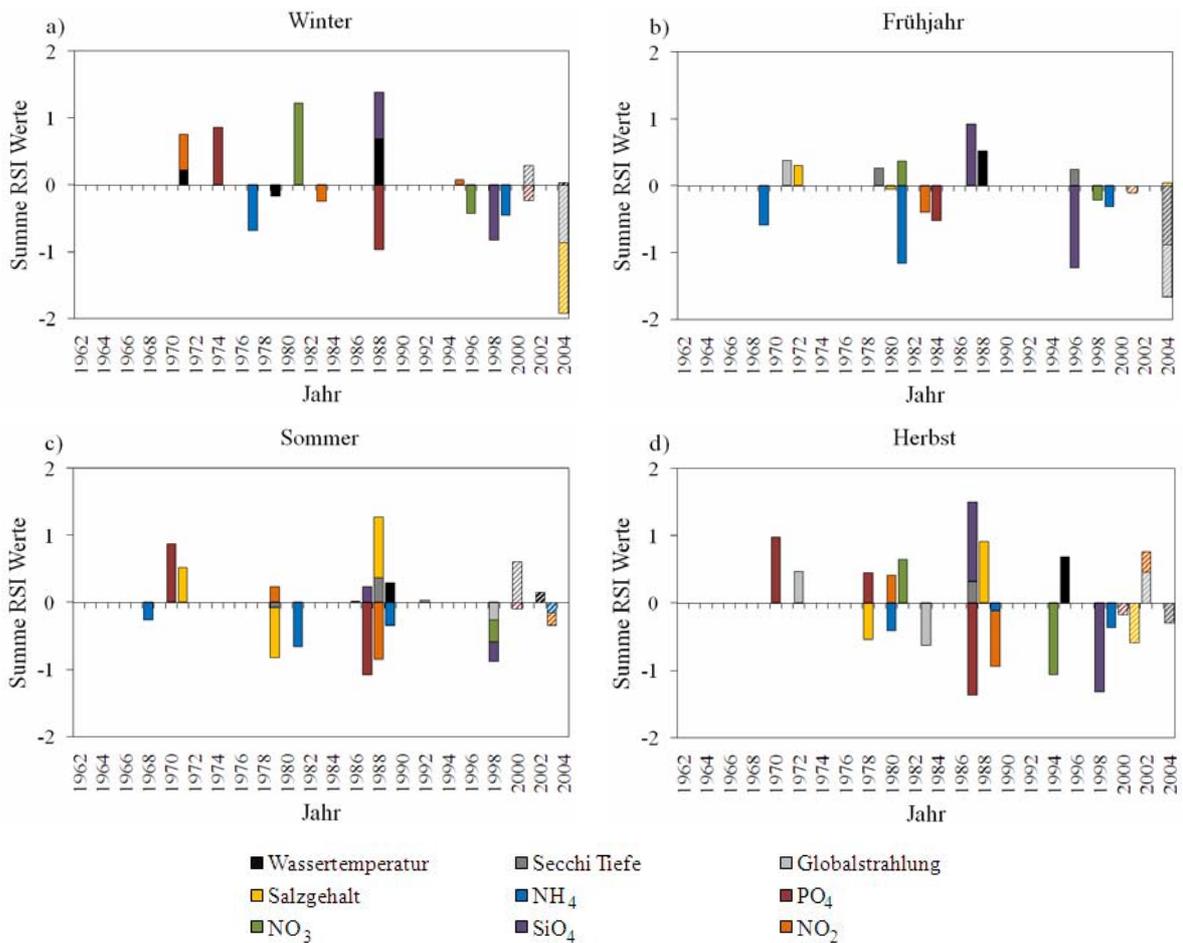


Abbildung 27: Summen der RSI-Werte für die Zeitreihen saisonaler Mittelwerte von neun Umweltparametern. Parametersatz und Darstellung wie in Abb. 18.

Der auf der jährlichen Skala detektierte, positive Shift in der Wassertemperatur um das Jahr 1998/99 (vgl. Abb. 21, unten) wird auf Basis der jeweiligen saisonalen Mittelwerte nicht erfasst. Die zeitliche Variation des Salzgehaltes in Helgoland wird stark von den Frischwasserzuflüssen der Elbe beeinflusst (Ionita et al. 2008; Raabe und Wiltshire 2009). Auf den Einfluss der Advektion auf den Zusammenhang zwischen Elbe-Abfluss und Salzgehalt in Helgoland wird in Abschnitt 5.1 näher eingegangen. Im Winter ergibt die Analyse mittels der Methode nach Rodionov keine Shifts im mittleren Salzgehalt in Helgoland (Parametersatz  $p=0.2$ ,  $l=8$ ). Dies ist auf die hohe Autokorrelation ( $\alpha = 0.65$ ) in der Zeitreihe des Salzgehaltes zurückzuführen. Ohne ein vorhergehendes 'prewhitening' der Zeitreihe (vgl. Abs. 2.7) weist die mittlere Salzkonzentration im Winter Shifts in den Jahren 1981 (Abnahme), 1990 (Zunahme) und 1999 (Abnahme) auf. Die Mittelwerte der durch diese Zeitpunkte voneinander getrennten Phasen ('regimes') unterscheiden sich jedoch nicht signifikant.

Die saisonalen 'Shifts' in den mittleren Konzentrationen der Nährstoffkonzentrationen weisen gegenüber den physikalischen Parametern zumeist eine höhere zeitliche Übereinstimmung auf, wie etwa hinsichtlich Nitrat und Silikat (Abb. 27, a-d). Die Höhe der verfügbaren Nährstoffkonzentrationen im Helgoland Gebiet wird stark von den durch die Elbe in Deutsche Bucht eingetragenen Frachten bestimmt (z.B. Raabe und Wiltshire 2009). Ein Vergleich mit durch die Elbe in die Deutsche Bucht eingetragenen Nährstofffrachten (Zeitraum 1977-2004, Daten nach Pätsch und Lenhart 2004) ergibt, dass zwischen der zeitlichen Entwicklung der Nitrat- und Phosphatfrachten und den entsprechenden Konzentrationen in Helgoland ein zeitlicher Zusammenhang besteht.

Die unterschiedlichen saisonalen Entwicklungen einzelner Phytoplankton-Spezies werden nachfolgend exemplarisch für die Spezies *Chaetoceros* spp (Abundanz) beschrieben. Im Winterzeitraum ist *Chaetoceros* spp ab dem Jahr 2000 (wieder) vertreten (vgl. Abb. 25a). Neben hohen Wassertemperaturen wird der Zeitraum 2000-2004 durch hohe Wassertemperaturen, eine zunehmende Secchi Tiefe und geringe Nährstoffkonzentrationen charakterisiert. Phosphat, Ammonium und Silikat erreichen in diesem Zeitraum die niedrigsten Konzentrationen im Beobachtungszeitraum, Nitrat ist gegenüber den 1980er Jahren stark reduziert. Da um 1988 keine Änderung der Winter-Abundanz erfolgte (Zunahme Wassertemperatur, vgl. Abb. 27a), ist möglicherweise die Zunahme der Sichttiefe in Kombination mit den veränderten Nährstoffverhältnissen (in Kombination mit höheren Wassertemperaturen) für das Auftreten von *Chaetoceros* spp ausschlaggebend. Im Frühjahr ist *Chaetoceros* spp zwar regelmäßig im gesamten Zeitraum vertreten, weist aber ebenfalls nur um das Jahr 1999 einen Shift auf (vgl. Abb. 25b). Die Art der Umweltveränderungen um das Jahr 1999 im Frühjahr ist vergleichbar mit der im Winter (s.o.). Im Sommer verzeichnet die Abundanz von *Chaetoceros* spp ab ca. 1984 eine Abnahme, bevor sie im Jahr 1991 deutlich ansteigt (vgl. Abb. 25c). In den letzten Jahren (2002-2004) scheint sich zudem ein weiterer Anstieg (gegenüber dem Niveau 1991-2001) abzuzeichnen. Auch im Sommer ist, wie bereits anhand der jährlichen Zusammensetzung gezeigt (vgl. Abb. 22a), die Phase zwischen 1984 und 1990 von einer hohen zwischenjährlichen Variabilität, hinsichtlich der jeweils dominanten Spezies, gekennzeichnet. Diese Phase im Sommer ist außerdem durch sehr hohe Abundanzen der Flagellaten (vgl. auch Abb. 23b) und hohe Nährstoffkonzentrationen charakterisiert. Phosphat und Nitrit weisen in diesem Zeitraum die höchsten Konzentrationen im Gesamtzeitraum 1962-2004 auf. Mehrere Diatomeen-Spezies erreichen in diesem Zeitraum

ihr sommerliches Maximum (im Zeitraum 1962-2004), wie z.B. *Pseudo-nitzschia* spp oder *C. pelagica*. *Chaetoceros* spp erreicht zwischen 1984 und 1990 nur sehr geringe Anteile an der Sommer-Abundanz der Diatomeen. Anscheinend können die vorhandenen Umweltbedingungen von anderen Diatomeen-Spezies besser genutzt werden bzw. sind für *Chaetoceros* spp von Nachteil. Ab dem Jahr 1988 nehmen Salzkonzentration, Secchi Tiefe und Wassertemperatur zu und die Konzentrationen von Phosphat und Nitrit weisen einen deutlichen Rückgang auf (vgl. Abb. 27c). Auch die Nitratkonzentration nimmt ab. *Chaetoceros* spp weist dann in dem Jahr 1991 einen Wiederanstieg der Abundanz auf (auf ein höheres Niveau wie vor 1984). Die Secchi Tiefe weist um das Jahr 2000 einen weiteren Anstieg auf und *Chaetoceros* spp erreicht in den letzten Jahren des Betrachtungszeitraums die höchsten Abundanzen auf. Im Herbst zeigt *Chaetoceros* spp (wie im Sommer) um das Jahr 1984 eine Abnahme der Abundanz, jedoch erfolgt der Wiederanstieg der Abundanz nicht um 1990, sondern erst um das Jahr 1995 (vgl. Abb. 25d). Dies kann damit zusammenhängen, dass die mittlere Wassertemperatur im Herbst erst um das Jahr 1995 eine Zunahme zeigt (Abb. 27d). Zudem sind zwischen den Jahren 1981 und 1994 die Nitratkonzentrationen im Herbst auf einem höheren Niveau (als davor und danach). Die gute zeitliche Übereinstimmung mit diesen Wechsellagen kann auch auf einen negativen Einfluss der Nitratkonzentrationen schließen lassen. Dafür könnte auch sprechen, dass die Beziehung zwischen der Abundanz von *Chaetoceros* spp und der Wassertemperatur im Herbst ( $r=0.36$ ,  $p<0.05$ ) schwächer ausgeprägt ist als im Sommer ( $r=0.51$ ,  $p<0.001$ ). In den Jahren 2001/2002 erreicht *Chaetoceros* spp dann auch im Herbstzeitraum die höchsten Abundanzen im gesamten Zeitraum. Die zeitlichen Änderungen hinsichtlich der saisonalen Präsenzdauern von *Chaetoceros* spp (hervorgehoben in Abb. 26) stimmen weitestgehend mit denen hinsichtlich der Abundanz überein.

Die vorstehenden Ausführungen demonstrieren die Komplexität in den zeitlichen Änderungen des Phytoplanktons. Die Veränderungen in den Umweltbedingungen (Abb. 27) können saisonal unterschiedliche Reaktionen des Phytoplanktons bewirken (Abb. 25, 26). Dies hängt mit der sich saisonal ändernden Zusammensetzung des Phytoplanktons, im Jahresverlauf variierenden Beziehungen zwischen einzelnen oder mehreren Umweltparametern und den verschiedenen Phytoplankton-Spezies und den unterschiedlichen Langzeitentwicklungen der einzelnen Umweltparameter zusammen.

### 4.3 Ökologische Nischen von Phytoplankton-Spezies

Wie die Ausführungen in Abs. 4.2 zeigten, weisen die einzelnen Spezies der Helgoländer Phytoplankton-Gesellschaft unterschiedliche Reaktionen auf die Langzeitänderungen in der marinen Umwelt auf. Die Umweltbedingungen eines Jahres stellen für verschiedene Spezies unterschiedlich nutzbare Bandbreiten an Ressourcen dar. Wie Gebühr et al. (2009) anhand der Entwicklung von *P. sulcata* in Helgoland Reede demonstrierten, können die ökologischen Präferenzen einer Spezies zeitlichen Veränderungen unterliegen bzw. sich phasenweise unterscheiden. Das in der Studie von Gebühr et al. (2009) angewandte Verfahren des Outlying Mean Indexes (OMI) wird nachfolgend verwendet, um die innerjährliche Variabilität der ökologischen Nischen der verschiedenen Phytoplankton-Spezies zu analysieren. Das OMI Verfahren (Dolédec et al. 2000) quantifiziert die Nischenposition und die Nischenbreite (Toleranz) einer Spezies (vgl. Abs. 2.7). Die Berechnung wird für jedes Jahr separat durchgeführt, die Umweltbedingungen innerhalb eines Jahres werden durch die Parameter nach Abbildung 20 definiert. Man beachte, dass, da die mittleren Umweltbedingungen einzelner Jahre sich voneinander unterscheiden, die Werte von Nischenposition und Nischenbreite verschiedener Jahre nicht direkt miteinander vergleichbar sind. Abbildung 28a zeigt, dass *G. delicatula* im Gesamtzeitraum 1962-2004 eine Tendenz zu einer Ausweitung des innerjährlichen Auftretens aufweist. Dies scheint sich in der Abnahme der OMI Werte, d.h. einer abnehmenden Marginalität der ökologischen Nische, in den einzelnen Jahren abzuzeichnen (graue Balken in Abb. 28b).

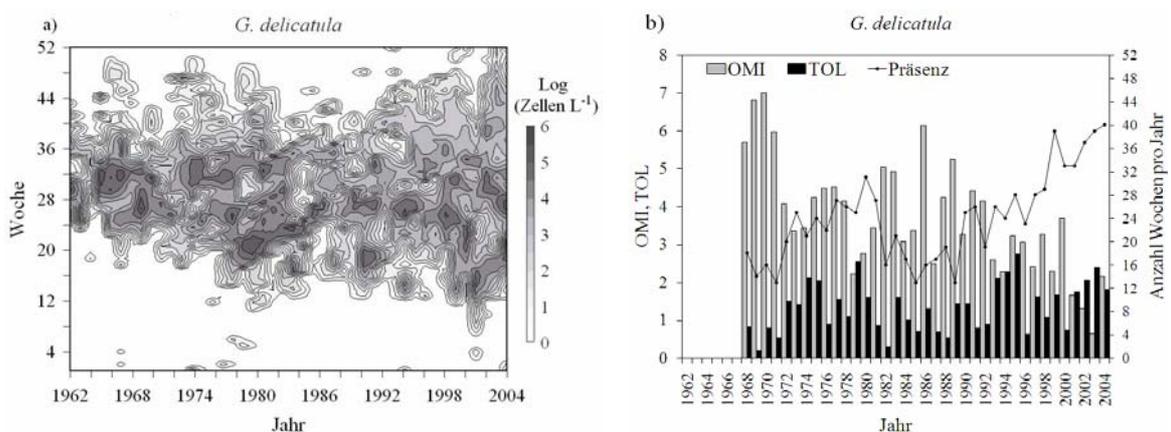


Abbildung 28: a) Langzeitentwicklung von *G. delicatula* in Helgoland Reede. b) Jährliche Werte (1968-2004) für die Nischenposition (OMI), Nischenbreite (Toleranz) und Präsenzdauer von *G. delicatula*.

Die Umweltbedingungen in einem spezifischen Jahr können bei einzelnen Spezies in sehr unterschiedlichen Nischenpositionen resultieren. So weist etwa im Jahr 1983 die Spezies *D. pumila* eine hohe Marginalität ihrer Nische auf (OMI Wert 11.7), während sie z.B. bei *T. nitzschoides* kaum bzw. nicht signifikant ausgeprägt ist (OMI Wert 0.9). Dies deutet darauf hin, dass die Umweltbedingungen der Nische von *T. nitzschoides* nicht signifikant von den mittleren Bedingungen des Jahres 1983 abweichen.

Abbildung 29 zeigt die jährliche Streuung der Werte von Nischenposition (Abb. 29a) und Nischenbreite (Abb. 29b). Für die Berechnung der Mittelwerte von OMI und TOL wurden jährlich nur Spezies mit statistisch signifikanten Nischenpositionen herangezogen (vgl. Abs. 2.7). Etwa von Beginn der 1980er Jahre bis Mitte der 90er Jahre weisen die Phytoplankton-Spezies innerhalb der einzelnen Jahre (im Mittel) höhere OMI Werte auf. Die Abnahme in der Nischenposition bei fast allen Phytoplankton-Spezies deutet darauf hin, dass die in diesem Zeitraum aufgetretene Änderung in der marinen Umwelt für nahezu alle Phytoplankton-Spezies eine ähnliche Reaktion ermöglicht hat (vgl. Abs. 4.2.2).

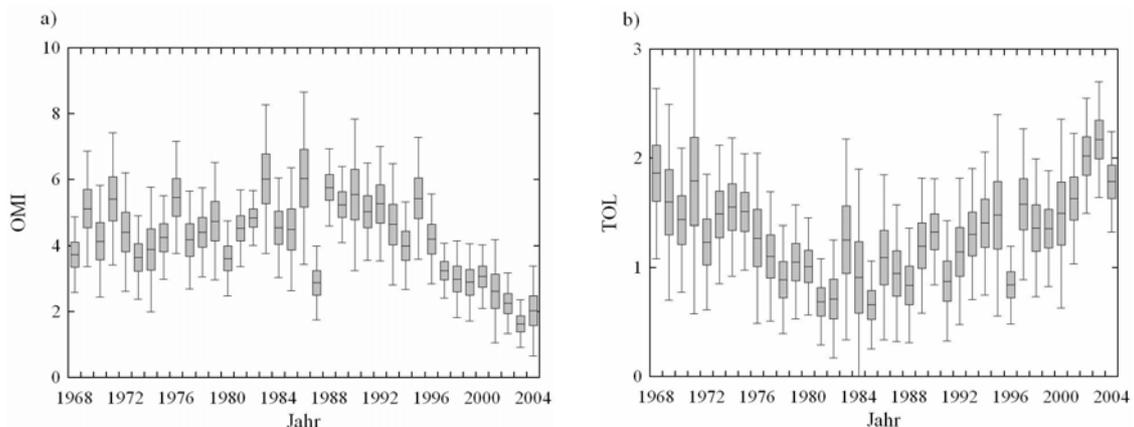


Abbildung 29: Box-Whisker-Plot (mittelwertbasiert) der jährlichen Werte der a) Nischenposition (OMI) und b) Nischenbreite (TOL) der Phytoplankton-Spezies (1968-2004). Die Anzahl signifikanter OMI / TOL Werte ( $p < 0.05$ ) Werte variiert pro Jahr.

Die zeitliche Entwicklung der jährlichen mittleren Nischenbreiten (TOL, Abb. 29b) verläuft annähernd gegenläufig zu der der mittleren Nischenposition. Wenngleich, wie oben erwähnt, die Interpretation zwischenjährlicher Veränderungen in den TOL (bzw. OMI) Werten eingeschränkt ist, so ergibt sich zwischen den Zeitreihen der jährlichen Mittelwerte der Nischenbreiten und der jährlichen Präsenzdauer (Summe aller 28 Spezies) eine signifikante Beziehung ( $r = 0.71$ ,  $p < 0.001$ , 1968-2004). Dies erscheint naheliegend, da

eine Ausweitung der innerjährlichen Präsenzphase (im Mittel) auch mit einer größeren Bandbreite assoziierter Umweltbedingungen einhergeht.

#### **4.4 Zusammenfassung**

Das Helgoländer Phytoplankton aggregiert eine hohe Bandbreite an spezies-spezifischen Langzeitentwicklungen und repräsentiert eine vielschichtige Reaktion auf Veränderungen in der marinen Umwelt. Die Veränderungen in der mittleren jährlichen Abundanz einzelner Phytoplankton-Spezies konzentrieren sich hauptsächlich in Phasen variierender Länge um die Jahre 1972, 1978, 1989 und 1998, wobei zu den verschiedenen Zeitpunkten jeweils ein unterschiedlicher Teil der Phytoplankton-Gesellschaft Veränderungen aufweist (vgl. Abb. 18). In weitgehender zeitlicher Übereinstimmung zu diesen Zeitpunkten weisen die Umweltbedingungen in Helgoland jeweils unterschiedliche Veränderungen auf (vgl. Abb. 21). Da die einzelnen Phytoplankton-Spezies unterschiedliche Beziehungen zu verschiedenen Nährstoffen und/oder physikalischen Umweltparametern aufweisen, können zu den oben genannten Zeitpunkten einzelne Phytoplankton-Spezies verschiedene Änderungen hinsichtlich ihrer Abundanz aufweisen (gleichbleibend, Zu-/Abnahmen). Positive Beziehungen zwischen der Abundanz einzelner Spezies und physikalischen Umweltfaktoren (z.B. Wassertemperatur) scheinen zeitweilig von negativen Beziehungen zu einzelnen Nährstoffparametern (z.B. Nitrat) überlagert zu werden. Die Homogenität in der Reaktion des Phytoplanktons auf die Umweltveränderungen um das Jahr 1998 ist hinsichtlich Abundanz (und Präsenzdauer) der einzelnen Spezies deutlich ausgeprägter als um das Jahr 1988. Daraus scheint auch zu resultieren, dass sich in der jährlichen Gesamtabundanz des Phytoplanktons keine signifikante Zunahme im Jahr 1988/89, dem Zeitpunkt der starken Zunahme in der Wassertemperatur, abzeichnet.

Die Zusammensetzung des Phytoplanktons in Helgoland variiert im Jahresverlauf (vgl. Abb. 23). Wie gezeigt wurde, können Veränderungen in den Umweltbedingungen zu einem spezifischen Zeitpunkt (etwa 1988) saisonal mit Veränderungen verschiedener Spezies gekoppelt sein. Wie das Beispiel *Chaetoceros* spp demonstriert, können die zeitlichen Veränderungen bei einzelnen Spezies saisonal unterschiedlich ausfallen. Im Fall von *Chaetoceros* spp scheint dies auch damit zusammenzuhängen, dass sich die Zeitpunkte von Verschiebungen in den saisonalen Mittelwerten einzelner Umweltparameter (z.B. Wassertemperatur) unterscheiden.

Die vorstehenden Ausführungen demonstrieren die große Komplexität in den Reaktionen des Phytoplanktons auf Veränderungen in den Umweltbedingungen. In der Langzeitentwicklung weisen die Phytoplankton-Spezies verschiedene Charakteristika auf. Nur bei wenigen Spezies bleibt die Abundanz nach einem Rückgang nachhaltig reduziert (z.B. *A. glacialis*, ab 1980) oder nach einem Anstieg nachhaltig erhöht (z.B. *Pseudonitzschia* spp, ab 1980). Der überwiegende Teil der Phytoplankton-Spezies weist Schwankungen im Mittelwert zwischen aufeinander folgenden Phasen variierender Länge auf. Hinsichtlich der jährlichen Präsenzdauer zeigt sich hingegen, dass ab dem Jahr 1988/89 nahezu keine der hier betrachteten Phytoplankton-Spezies mehr einen Rückgang aufweist (vgl. Abb. 19). Dieser Effekt scheint vor allem auf die Zunahme der Wassertemperatur im Jahr 1988 zurückzuführen zu sein. Besonders ausgeprägt und hinsichtlich der Anzahl beteiligter Spezies hervorzuheben sind die Zunahmen in der Präsenzdauer um das Jahr 1997/98. Dieses Resultat unterscheidet sich von Ergebnissen von Weijerman et al. (2005), die in ihrer Studie über Veränderungen des marinen Ökosystems Nordsee nur eine gering ausgeprägte Veränderung in Umweltparametern und biologischen Variablen um das Jahr 1998 feststellten. Die Umweltbedingungen ändern sich ab ca. dem Jahr 1997 sehr deutlich und repräsentieren eine Kombination von, im Langzeitmittel, sehr niedrigen Nährstoffkonzentrationen sowie hohen Wassertemperaturen und Sichttiefen. Hinsichtlich des Umfangs der Änderungen in den Umweltbedingungen und der Reaktion der Phytoplankton-Gesellschaft scheint sich demnach die stärkste Veränderung in der marinen Umwelt Helgoland um das Jahr 1997/98 ereignet zu haben.

## 5 Einfluss hydrodynamischer Veränderungen auf Helgoland

Die hydrodynamischen Verhältnisse im Helgoland Gebiet weisen in den vergangenen vier Dekaden verschiedene Veränderungen auf (vgl. Abs. 3). Die Modellsimulationen zeigen u.a. eine Zunahme des atlantischen Zuflusses durch den Englischen Kanal und einen Trend zu einer stärkeren Advektion von Wassermassen aus südwestlicher Richtung in Richtung Deutsche Bucht (vgl. Abs. 3.4). Den Modellsimulationen zufolge ergibt sich der größte Anteil an der hydrodynamischen Variabilität in der gesamten Deutschen Bucht durch die aus westlicher Richtung kommenden und nach Norden abgelenkten Transporte, die die innere Deutsche Bucht westlich passieren (vgl. Abs. 3.3). Die mit Winden aus südöstlicher Richtung assoziierte hydrodynamische Variabilität in der gesamten Deutschen Bucht, beschrieben durch EOF2<sub>DB</sub> (vgl. Abb. 3b), scheint allerdings für die Beschreibung der lokalen hydrodynamischen Variation im Helgoland Gebiet von größerer Bedeutung zu sein (vgl. Abs. 3.1.2).

Die Folgen von Zunahmen im atlantischen Zufluss werden mit steigenden Salzgehalten, höheren Wassertemperaturen, steigenden Nährstoffeinträgen und veränderten Salzgehalten in der Nordsee in Verbindung gebracht (z.B. Becker und Dooley, 1995; Edwards et al. 2002; Weijerman et al. 2005). Unabhängig von den spezifischen Eigenschaften der in Richtung Helgoland Gebiet transportierten Wassermassen können Änderungen in der Advektion Einfluss auf die lokale Veränderlichkeit von Prozessen und Gleichgewichten ausüben, wie etwa zwischen dem Süßwassereinfluss (Elbe) und dem Salzgehalt (Radach und Bohle-Carbonell 1990). Der Einfluss der Elbe auf das Helgoland Gebiet ist hinsichtlich des Salzgehaltes und der verfügbaren Nährstoffe von großer Bedeutung (Ionita et al. 2008; Raabe und Wiltshire 2009).

Zeitliche Veränderungen in den jährlichen Mittelwerten der modellierten hydrodynamischen Parametern der südlichen Nordsee lassen sich hauptsächlich den Jahren 1976-1978, 1987-1989 und 1996-1998 zuordnen (vgl. Abs. 3.7). Die nachfolgende Übersicht (Tab. 3) zeigt die Wechsellpunkte in den saisonalen Mittelwerten der Zeitkoeffizienten der EOF-Muster der Transportvariabilität in der Deutschen Bucht (EOF1<sub>DB</sub>, EOF2<sub>DB</sub>, vgl. Abb. 3) und die der EOF-Muster des Reiseverlaufes passiver Partikel im Rückwärtsmode (EOF1<sub>R</sub>, EOF2<sub>R</sub>, vgl. Abb. 10). Zusätzlich enthält Tab. 3 die Wechsellpunkte des Elbe-Abflusses sowie die der bereits in Abb. 27 gezeigten Parameter

Salzkonzentration, Secchi Tiefe und Wassertemperatur. Es wird deutlich, dass die durch ein bestimmtes Strömungsmuster (als Abweichung von den mittleren Verhältnissen) charakterisierten, hydrodynamischen Bedingungen saisonal unterschiedlich ausgeprägte Änderungen aufweisen können, wie sich z.B. bei PC1<sub>DB</sub> und PC2<sub>DB</sub> zeigt (1. und 2. Spalte in Tab. 3).

	PC1 <sub>DB</sub>	PC2 <sub>DB</sub>	PC1 <sub>R</sub>	PC2 <sub>R</sub>	Elbe	Salz	Secchi	WT
Winter			1978↑					1971↑
				1986↑				1978↓
	1998↑						2001↑	1988↑
Frühjahr	1971↓				1971↓	1972↑		
	1978↑		1978↑		1979↑	1980↓	1979↑	
		1990↓		1987↑	1989↓			1988↑
Sommer				1971↑		1971↑		
		1978↓				1979↓	<u>1979↓</u>	
	<u>1985↑</u>			1994↑	1988↓	1988↑	1988↑	1989↑
Herbst	<u>1998↑</u>	1996↑	1998↑	<u>2002↓</u>			<u>2000↑</u>	
		1970↓				1978↓		
	<u>1981↑</u>							
		1987↑				1988↑	1987↑	
			1998↑	1998↑		<u>2001↓</u>		1995↑

Tabelle 3: Wechsellpunkte in den Zeitreihen saisonaler Mittelwerte hydrodynamischer Parameter, des Elbe-Abflusses und der Parameter Salzkonzentration, Secchi Tiefe und Wassertemperatur in Helgoland (STARS Methode;  $p=0.2$ ,  $l=8$ ). Jahre repräsentieren Wechsellpunkte mit Zunahmen (↑) bzw. Abnahmen (↓) in den saisonalen Mittelwerten (aktuelles Niveau:  $p<0.05$ , unterstrichen  $p<0.1$ ). Kursiv dargestellte Jahre repräsentieren Verschiebungen im Mittelwert am Ende der Zeitreihen, die als tentativ angesehen werden.

Weiterhin wird ersichtlich, dass sich über den Gesamtzeitraum 1962-2004 die Beziehungen zwischen den Amplituden eines Strömungsmusters und einem Umweltparameter verändern können. Hierauf wird im nachfolgenden Abschnitt noch näher eingegangen. Zunächst wird der Zusammenhang zwischen den modellierten hydrodynamischen Langzeitveränderungen in der Deutschen Bucht und den Änderungen der Umweltparameter in Helgoland untersucht.

## 5.1 Transportvariabilität und Änderungen von Umweltparametern

### Salzgehalt

Die jährliche Variation der Salzkonzentration in Helgoland wird stark vom Zufluss der Elbe determiniert. Auf Basis der Jahresmittelwerte (1962-2004) weisen beide Parameter eine signifikant negative Korrelation auf ( $r=-0.71$ ,  $p<0.001$ ). Im Langzeitmittel 1962-2004 weist die Elbe in den Monaten Januar bis April die höchsten Abflüsse auf, die Salzgehalte in Helgoland nehmen von Januar bis Mai ab und danach bis zum Jahresende wieder kontinuierlich zu (nicht gezeigt). Auf der Basis jährlicher Mittelwerte ergibt sich zwischen den Zeitkoeffizienten von EOF<sub>2</sub><sub>DB</sub> und den Salzgehalten in Helgoland keine signifikante Beziehung. Betrachte man dagegen die saisonalen Beziehungen separat voneinander, so ergeben sich stark unterschiedliche Beziehungen zwischen PC<sub>2</sub><sub>DB</sub> und dem Salzgehalt in Helgoland. Abbildung 30 zeigt die Anomalien der saisonalen Mittelwerte beider Parameter für jede Jahreszeit.

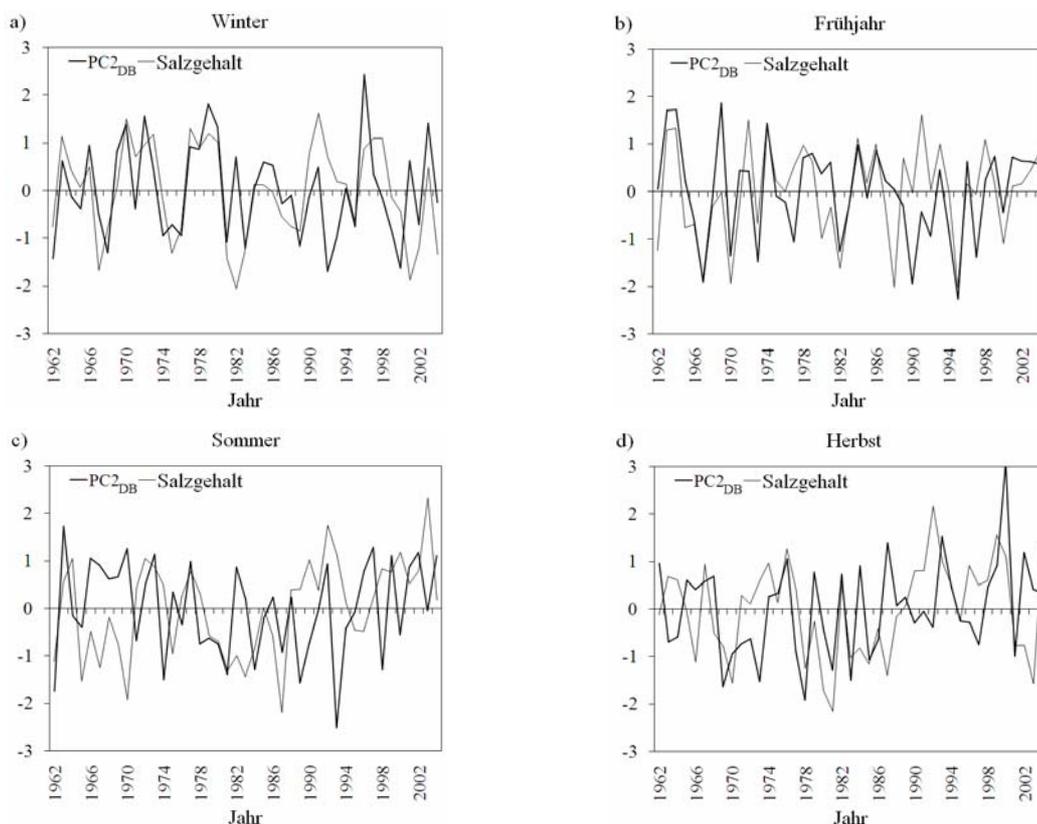


Abbildung 30: Normierte Zeitreihen (1962-2004) der saisonalen Mittelwerte von PC<sub>2</sub><sub>DB</sub> und Salzgehalt in Helgoland für a) Winter, b) Frühjahr, c) Sommer und d) Herbst.

Im Winter und im Frühjahr ergeben sich zwischen PC<sub>2</sub><sub>DB</sub> und der Salzkonzentration in Helgoland hohe Korrelationen (Abb. 30a, b), während sich im Sommer und Herbst kein

enger Zusammenhang zwischen beiden Parametern abzeichnet (Abb. 30c, d). Die starke Ausprägung des Zusammenhangs zwischen  $PC2_{DB}$  und Salzgehalt im Winter und Frühjahr scheint vor allem die Überlagerung des Einflusses der in diesem Zeitraum erhöhten Abflüsse der Elbe zu reflektieren. Der Salzgehalt des Küstenwassers ist in diesem Zeitraum deutlich reduziert (Raabe und Wiltshire 2009), so dass sich im Wechsel mit einer Advektion aus nordwestlicher Richtung (positive Werte von  $PC2_{DB}$ ) größere Unterschiede in den Salzkonzentrationen in Helgoland ergeben. Entsprechend scheinen durch die Advektion aus nordwestlicher Richtung salzreichere Wassermassen aus der äußeren Deutschen Bucht nach Helgoland zu gelangen bzw. der Einfluss des durch die Elbe geprägten Küstenwassers reduziert zu sein. Dies stimmt mit den Schlussfolgerungen von Wiltshire et al. (2010) überein, die den gleichen Zusammenhang für die Variation eines zu  $EOF2_{DB}$  sehr ähnlichen Transportmusters herstellten.

Die Zeitkoeffizienten von  $EOF2_R$  (vgl. Abb. 10) und die mittleren Salzgehalte in Helgoland weisen im Winter eine negative Beziehung zueinander auf. Hohe Salzgehalte in Helgoland sind in diesem Zeitraum mit stark negativen Amplituden von  $PC2_R$ , d.h. dem Auftreten des küstenferneren Transportpfades (blaue Fläche in Abb. 10b), assoziiert. Dies ist in Übereinstimmung mit dem Ergebnis, das im gleichen Zeitraum  $EOF2_{DB}$  eine Advektion vornehmlich aus nordwestlicher Richtung nach Helgoland beschreibt. Demgegenüber findet sich im Oktober ein signifikanter Zusammenhang zwischen positiven Amplituden von  $PC2_R$  (rote Fläche in Abb. 10b) und den Monatsmittelwerten des Salzgehaltes in Helgoland ( $r=0.46$ ,  $p<0.01$ , 1962-2004). Diese Beziehung beschreibt möglicherweise den Einfluss salzreicherer Wassermassen aus südwestlicher Richtung auf das Helgoland Gebiet. Auf der Langzeitskala 1962-2004 ergeben sich zwischen den mittleren, saisonalen Zeitkoeffizienten von  $EOF1_{DB}$  bzw.  $EOF1_R$  und dem Salzgehalt in Helgoland keine signifikanten Zusammenhänge.

### **Secchi Tiefe**

Die Secchi Tiefe erfasst den Trübungsgrad der Wassersäule und stellt einen Indikator für die Lichtverfügbarkeit des Phytoplanktons dar. Höhere Werte in Helgoland Reede können ein Anzeichen für das Vorkommen von Wassermassen in sein, die einem geringeren Küsteneinfluss ausgesetzt waren. Die Secchi Tiefe kann auch von der vorherrschenden Windintensität beeinflusst werden, da höhere Windgeschwindigkeiten die Durchmischung der Wassersäule (Turbulenz) befördern und damit die Secchi Tiefe reduzieren können (z.B.

Sandén und Håkansson, 1996). Die Secchi Tiefe in Helgoland weist im Langzeitmittel (1968-2004) einen ausgeprägten Jahresgang auf (Balken in Abb. 31). Der mittlere Jahresgang der Secchi Tiefe verläuft gegenläufig zu den Jahresgängen der mittleren, monatlichen Windgeschwindigkeiten von Winden aus südwestlichen bzw. südöstlichen Richtungen (vgl. Abs. 3.5)

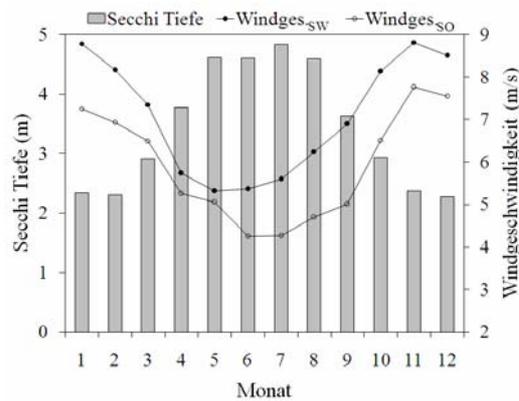


Abbildung 31: Mittlere Monatswerte der Secchi Tiefe und der Windgeschwindigkeiten von Winden der Sektoren SW (Windges.SW) und SO (Windges.SO) in Helgoland (1968-2004).

Die Zeitkoeffizienten von EOF1<sub>DB</sub> und EOF2<sub>DB</sub> sind mit dem Auftreten unterschiedlicher Windrichtungen assoziiert (vgl. Abs. 3.5). Hieraus folgt, dass auch PC1<sub>DB</sub> und PC2<sub>DB</sub> verschiedene Beziehungen zur Secchi Tiefe in Helgoland aufweisen. Auf der Basis saisonaler Mittelwerte weist PC2<sub>DB</sub> im Zeitraum 1968-2004 signifikant positive Korrelationen zur Secchi Tiefe insbesondere im Winter ( $r=0.73$ ,  $p<0.001$ ) und Herbst ( $r=0.67$ ,  $p<0.001$ ) auf, wie Abbildung 32 anhand der normierten Zeitreihen verdeutlicht.

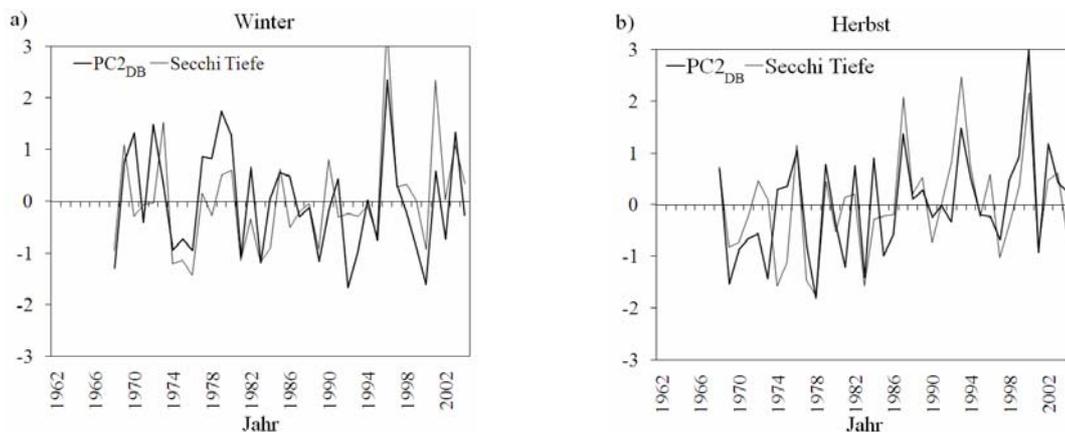


Abbildung 32: Normierte Zeitreihen (1968-2004) der saisonalen Mittelwerte von PC2<sub>DB</sub> und Secchi Tiefe für a) Winter und b) Herbst.

Im Frühjahr ist die Beziehung schwächer ausgeprägt ( $r=0.44$ ,  $p<0.001$ ), im Sommer zeichnet sich kein enger Zusammenhang zwischen  $PC2_{DB}$  und Secchi Tiefe ab.

Im Langzeitmittel 1968-2004 treten Winde aus südöstlichen Richtungen im Helgoland Gebiet im Winter und Herbst am häufigsten auf (nicht gezeigt). Die mit dieser Windrichtung assoziierten Windgeschwindigkeiten sind in diesen Zeiträumen des Jahres am höchsten (vgl. Abb. 31). Trotz des potentiell negativen Einflusses höherer Windgeschwindigkeiten sind somit in diesen Zeiträumen höhere Werte der Secchi Tiefe mit hohen Amplituden von  $PC2_{DB}$  bzw. verstärktem Auftreten von südöstlichen Winden gekoppelt. Demzufolge scheint die durch  $EOF2_{DB}$  (vgl. Abb. 3b) beschriebene Abweichung von den mittleren Strömungsverhältnissen das Vorkommen größerer Secchi Tiefen in Helgoland zu bewirken.

Die durch  $EOF1_{DB}$  (vgl. Abb. 3a) beschriebene Abweichung von den mittleren Strömungsverhältnissen, assoziiert mit dem Auftreten südwestlicher Winde, weist einen variierenden Bezug zur Secchi Tiefe in Helgoland auf. Auf der Basis saisonaler Mittelwerte ergibt sich vor allem im Winter eine signifikante Beziehung zwischen  $PC1_{DB}$  und Secchi Tiefe ( $r=-0.42$ ,  $p<0.05$ ) bzw.  $Windges_{SW}$  und Secchi Tiefe ( $r=-0.60$ ,  $p<0.001$ ). Im Winter weist  $PC1_{DB}$  überwiegend hohe positive Amplituden auf, die eine stärkere Advektion aus südwestlicher Richtung beschreiben. Daraus scheint zu folgen, dass die mit dieser Advektion assoziierten Windbedingungen mit reduzierten Secchi Tiefen in Helgoland einhergehen. Weiterhin weist  $PC1_{DB}$  im Zeitraum Juli eine positive Beziehung zur Secchi Tiefe auf ( $r=0.44$ ,  $p<0.01$ ). Im Gegensatz zum Winterzeitraum ist die Secchi Tiefe in den Sommermonaten positiv mit dem Anteil südwestlicher Winde bzw. der  $Windges_{SW}$  assoziiert. Im Zeitraum Mai/Juni (1968-2004) ist das Auftreten positiver Amplituden von  $PC1_R$  (rote Flächen in Abb. 10a) mit höheren Werten der Secchi Tiefe in Helgoland assoziiert ( $r=0.50$ ,  $p<0.01$ ). Die Amplituden von  $PC2_R$ , welche ein Alternieren zwischen einem küstennäheren und einem küstenferneren Transportpfad aus westlicher Richtung nach Helgoland beschreiben (vgl. Abb. 10b), weisen im Monat Mai phasenweise eine hohe Korrelation zur Secchi Tiefe auf, insbesondere in einem Zeitraum von ca. Beginn der 1980er Jahre bis Mitte der 1990er Jahre (nicht gezeigt). Im Monat Mai weist die Secchi Tiefe den stärksten positiven Trend auf (1968-2004). Zwar zeigt auch  $PC2_{DB}$  im Frühjahr einen positiven Zusammenhang zur Secchi Tiefe (s.o.), aber dieser reflektiert hauptsächlich den Zusammenhang im Zeitraum März bis April. Diese Resultate deuten auf

einen positiven Zusammenhang zwischen der Advektion aus südwestlicher Richtungen und der Secchi Tiefe in Helgoland zum Ende des Frühjahrs bzw. im Frühsommer hin. Daraus folgt, dass die Wechsellpunkte von Secchi Tiefe und PC2<sub>DB</sub> im Winter (keine) und Herbst (1987) zeitlich übereinstimmen, im Frühjahr und Sommer hingegen voneinander abweichen (vgl. Abb. 27 und Tab. 3).

### Wassertemperatur

EOF1<sub>DB</sub> und EOF2<sub>DB</sub> sind mit dem Auftreten verschiedener Windrichtungen assoziiert und weisen unterschiedliche Beziehungen zum NAOWI auf (vgl. Abs. 3.5 und 3.6). Der NAOWI ist in den Wintermonaten (DJFM) signifikant positiv mit der Wassertemperatur ( $r=0.55$ ,  $p<0.001$ ) korreliert. Entsprechend weisen PC1<sub>DB</sub> und PC2<sub>DB</sub> in den Wintermonaten gegenläufige Beziehungen zur Wassertemperatur in Helgoland auf, d.h. das Auftreten positiver Amplituden von PC1<sub>DB</sub> (Advektion aus südwestlicher Richtung) ist mit höheren Wassertemperaturen und das Auftreten positiver Amplituden von PC2<sub>DB</sub> (Advektion aus nordwestlicher Richtung) mit niedrigeren Wassertemperaturen assoziiert. Tabelle 4 zeigt die entsprechenden Korrelationen auf der Basis saisonaler Mittelwerte für PC1<sub>DB</sub> und PC2<sub>DB</sub>.

		WT	Glob	Salz	Secchi	NO <sub>2</sub>	NO <sub>3</sub>	NH <sub>4</sub>	PO <sub>4</sub>	SiO <sub>4</sub>
PC1 <sub>DB</sub>	Winter	<b>0.46</b>	<b>-0.40</b>	-	-0.40	-	-	-	-	-
	Frühjahr	-	-0.37	-	-	-	-	-	-	-
	Sommer	-	<b>-0.48</b>	-	-	-	-	-	-	-
	Herbst	-	-	-	-	-	-	-	-	<b>-0.46</b>
PC2 <sub>DB</sub>	Winter	<b>-0.40</b>	-	<b>0.51</b>	<b>0.73</b>	-	-0.31	-	-	-0.34
	Frühjahr	<b>-0.44</b>	-	<b>0.60</b>	<b>0.44</b>	-	<b>-0.57</b>	-	<b>-0.40</b>	-0.38
	Sommer	0.33	<b>0.42</b>	-	-	-	-	-	-	-
	Herbst	-	-	-	<b>0.67</b>	-	-	-	<b>-0.50</b>	-

Tabelle 4: Pearson-Korrelationskoeffizienten zwischen den Zeitreihen saisonaler Mittelwerte von PC1<sub>DB</sub> (oben) und PC2<sub>DB</sub> (unten) und den Umweltparametern in Helgoland für den Zeitraum 1962-2004 (Secchi Tiefe 1968-2004; SiO<sub>4</sub> 1966-2004). Der lineare Trend in den Zeitreihen wurde zuvor entfernt. Fett gedruckt:  $p<0.01$ , andere  $p<0.05$ ; - nicht signifikant.

Die Beziehung zwischen Wassertemperatur und PC2<sub>DB</sub> im Frühjahr wird von der stark negativen Korrelation beider Parameter im Monat März dominiert. PC2<sub>R</sub> weist im Winter ebenfalls eine starke Korrelation zur Wassertemperatur auf, d.h. das Auftreten der

küstennäheren Transportpfades ist zeitlich mit höheren Wassertemperaturen in Helgoland assoziiert ( $r=0.61$ ,  $p<0.001$ ). Wie Tabelle 4 weiterhin zeigt, ist das Auftreten von verstärkter Advektion aus südwestlicher Richtung (positive Amplituden von  $PC1_{DB}$ ) im Jahresverlauf mit geringeren Globalstrahlungswerten in Helgoland assoziiert. Dieser Zusammenhang ist beim Auftreten stärkerer Advektion aus nordwestlicher Richtung (positive Amplituden von  $PC2_{DB}$ ) schwächer bzw. gegenläufig ausgeprägt (vgl. Tab. 4).

### **Nährstoffe**

Die starke Ausprägung des Zusammenhangs zwischen  $PC2_{DB}$  und Salzgehalt in Helgoland im Winter und Frühjahr scheint die Überlagerung des Einflusses der in diesem Zeitraum erhöhten Abflüsse der Elbe zu reflektieren (s.o.). Da die Elbe eine der Hauptquellen von Nährstoffeinträgen in die Deutsche Bucht repräsentiert, ist es naheliegend, dass Veränderungen in der Advektion im Helgoland Gebiet auch einen Bezug zu den Nährstoffkonzentrationen in Helgoland Reede aufweisen können. Wie Tabelle 4 zeigt, weist  $PC2_{DB}$  vor allem im Frühjahr signifikant negative Beziehungen zu den mittleren Konzentrationen von  $NO_3$ ,  $PO_4$  und  $SiO_4$  in Helgoland auf. Dies ist möglicherweise auf das Fernhalten des mit Nährstoffen angereicherten Küstenwassers (während des Auftretens hoher Elbe Abflüsse) bei verstärkter Advektion aus nordwestlicher Richtung zurückzuführen. Hinsichtlich  $PC1_{DB}$  findet sich in diesem Zeitraum kein vergleichbarer Zusammenhang (Tab. 4).  $PC1_R$  und  $PC2_R$  zeigen auf der Basis saisonaler Mittelwerte keine signifikanten Beziehungen zu den Nährstoffkonzentrationen.

## **5.2 Transportvariabilität und Änderungen im Phytoplankton**

Die vorstehenden Resultate verdeutlichen, dass die hydrodynamischen Bedingungen, hier repräsentiert als Abweichungen von den mittleren Verhältnissen, saisonal unterschiedliche Beziehungen zu den Umweltparametern aufweisen können. Dies wird mittels einer Kanonischen Korrelationsanalyse (englisch: CCA) zwischen der Gruppe der neun Umweltvariablen einerseits und den Zeitkoeffizienten der die hydrodynamische Variation beschreibenden EOF-Muster untermauert. Die Berechnung wird für jede Saison separat durchgeführt (Zeitraum 1968-2004), als Ergebnis erhält man jeweils ein CCA-Muster für den Zusammenhang zwischen den Umweltvariablen und den Zeitkoeffizienten eines EOF-Musters pro Saison. Abbildung 33 zeigt die kanonischen Korrelationskoeffizienten und die strukturellen Korrelationen (englisch: canonical loadings) der einzelnen Parameter für

PC2<sub>DB</sub>. Bis auf den Sommerzeitraum ergibt sich in jeder Saison ein enger Zusammenhang zwischen der Gruppe der Umweltparameter Helgolands und der durch PC2<sub>DB</sub> beschriebenen hydrodynamischen Variabilität. Der schwächer ausgeprägte Zusammenhang im Sommer ist wahrscheinlich auch auf die in diesem Zeitraum reduzierte Variabilität in den Amplituden von PC2<sub>DB</sub> zurückzuführen. In Übereinstimmung mit Tab. 4 weisen einzelne Umweltparameter im Jahresverlauf eine gegenläufige Beziehung zu PC2<sub>DB</sub> auf (z.B. Wassertemperatur in Abb. 33).

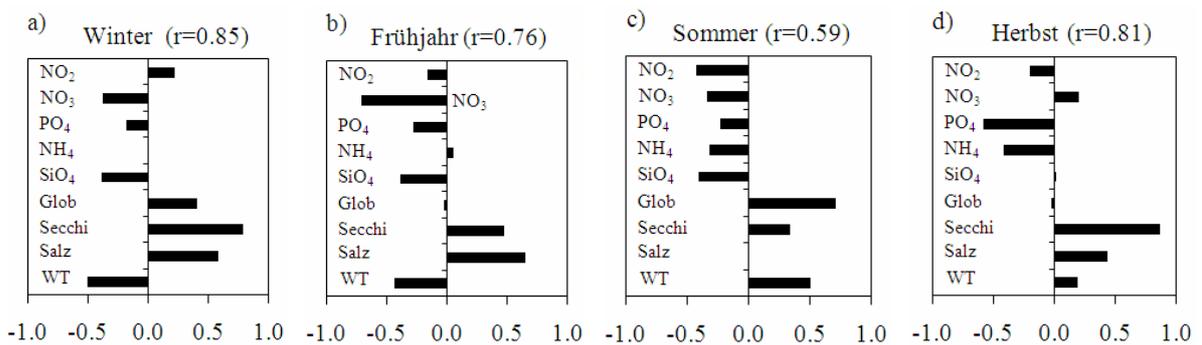


Abbildung 33: Saisonale kanonische Korrelationsmuster zwischen dem Satz der neun Umweltparameter und PC2<sub>DB</sub> für den Zeitraum 1968-2004. Die kanonische Korrelation ist in Klammern angegeben. Die Balken zeigen die strukturellen Korrelationen (canonical loadings) der einzelnen Umweltparameter.

Saisonübergreifend ist PC2<sub>DB</sub> insbesondere mit der Secchi Tiefe und dem Salzgehalt positiv und mit den Konzentrationen der verschiedenen Nährstoffe in Helgoland negativ assoziiert, wobei der Bezug zu den einzelnen Umweltparametern saisonal unterschiedlich ausgeprägt sein kann. Hinsichtlich PC1<sub>DB</sub> ergibt die kanonische Korrelationsanalyse nur für den Winterzeitraum einen signifikanten Zusammenhang (kanonische Korrelation r=0.71). Das zugehörige kanonische Korrelationsmuster wird dominiert von positiven strukturellen Korrelationen hinsichtlich Wassertemperatur sowie negativen hinsichtlich Secchi Tiefe und Globalstrahlung (nicht gezeigt).

Ein Vergleich der Zeitreihen der saisonalen Mittelwerte der Zeitkoeffizienten der Transportmuster mit denen von Abundanz und Präsenzdauer der verschiedenen Phytoplankton-Spezies ergibt, dass über den Gesamtzeitraum 1962-2004 nur wenige Phytoplankton-Spezies signifikante Zusammenhänge zwischen der durch die Zeitkoeffizienten eines Transportmusters beschriebenen hydrodynamischen Variation und

den Veränderungen ihrer jeweiligen Abundanz und Präsenzdauer aufweisen; auf dem Gruppenlevel (Diatomeen, Flagellaten) konnten keine Zusammenhänge detektiert werden. Dies ist zum einen darauf zurückzuführen, dass sich die Beziehungen zwischen den verschiedenen Strömungsmustern und verschiedenen Umweltparametern zeitlich verändern kann. So ist z.B. PC2<sub>DB</sub> in den Herbstmonaten des Zeitraums 1962-1989 signifikant positiv mit der Wassertemperatur korreliert, während sich in dem anschließenden Zeitraum 1990-2004 keine Beziehung zeigt. Diese veränderte Beziehung zeichnet sich z.B. in der zeitlichen Veränderung der Abundanz des Flagellaten *C. horridum* ab, die nur in dem erstgenannten Zeitraum eine enge Beziehung zu PC2<sub>DB</sub> aufweist ( $r=0.60$ ,  $p<0.005$ ). Die Wechsellpunkte anderer Umweltparameter, wie der Nährstoffparameter, können zudem von denen in den Zeitkoeffizienten eines Strömungsmusters abweichen, d.h. die zeitlichen Veränderungen überlagern sich.

Zum anderen können die Phytoplankton-Spezies Beziehungen zu einzelnen oder mehreren Umweltparametern aufweisen, die zu der zeitlichen Variabilität der Strömungsmuster einen anderen Bezug aufweisen. Im Frühjahr weist bspw. die Präsenzdauer vieler Diatomeen-Spezies eine positive Beziehung zur mittleren saisonalen Wassertemperatur in diesem Zeitraum auf. Im Gegensatz zu PC2<sub>DB</sub> (vgl. Abb.33b) wird das kanonische Korrelationsmuster zwischen dem Satz der neun Umweltparameter und der mittleren saisonalen Präsenzdauer aller Diatomeen-Spezies im Frühjahr von der positiven strukturellen Korrelation zur Wassertemperatur dominiert (kanonische Korrelation  $r=0.65$ , nicht gezeigt). Wie eingangs erwähnt, zeigen sich bei einzelnen Phytoplankton-Spezies durchaus Beziehungen auf der Langzeitskala. Die Abundanz von *Chaetoceros* spp weist im Sommer eine signifikante Beziehung zu PC2<sub>DB</sub> auf ( $r=0.52$ ,  $p<0.001$ ), d.h. höhere Abundanzen sind mit einer stärkeren Advektion aus nordwestlicher Richtung assoziiert. Eine kanonische Korrelationsanalyse ergibt eine enge Beziehung zwischen der Variabilität in der Abundanz von *Chaetoceros* spp und den durch die neun Parameter beschriebenen Umweltbedingungen (kanonische Korrelation  $r=0.75$ ). Das kanonische Korrelationsmuster von *Chaetoceros* spp (nicht gezeigt) zeigt eine hohe Übereinstimmung zu dem von PC2<sub>DB</sub> im Sommer (Abb. 33b), d.h. es weist negative partielle Korrelationen hinsichtlich der Nährstoffparameter und positive hinsichtlich der hydroklimatischen Parameter auf. Dies stützt die obige Annahme eines Zusammenhangs zwischen höheren Abundanzen von *Chaetoceros* spp und einem reduzierten Küsteneinfluss.

Wie in Abschnitt 4.1 gezeigt wird, sind Veränderungen in den mittleren jährlichen Abundanzen der einzelnen Phytoplankton-Spezies um ca. die Jahre 1972, 1978, 1989 und 1998 gruppiert. Die Wechsellpunkte in den chemischen und physikalischen Umweltparametern sind um nahezu die gleichen Jahre gruppiert. Wie die Ausführungen in Abschnitt 5.1 zeigen, können advektiv gesteuerte Parameter wie die Secchi Tiefe einen saisonal variierenden Bezug zu verschiedenen Strömungsmustern aufweisen. Eine Veränderung der Secchi Tiefe um das Jahr 1972 kann hier nicht abgeschätzt werden, da die Zeitreihe erst im Jahr 1968 beginnt (vgl. Abs. 2.4). Die Zunahme der Wassertemperatur um das Jahr 1971/72 beschränkt sich hauptsächlich auf den Winterzeitraum und stimmt zeitlich mit einer Zunahme des NAOWI überein (vgl. Tab. 2). Hydrodynamische Veränderungen in Helgoland zeichnen sich in der Secchi Tiefe um die Jahre 1979, 1988 und 1998 ab (vgl. Tab. 3). In den gleichen Jahren zeigen sich, saisonal unterschiedlich ausgeprägt, Veränderungen in der Wassertemperatur sowie in der Globalstrahlung (Abb. 21, 27).  $PC1_{DB}$  und  $PC2_{DB}$  reflektieren die Variabilität in der Wassertemperatur im Winter (vgl. Tab. 4), zeigen auf Basis der saisonalen Mittelwerte jedoch keine Änderung im Jahr 1988 (vgl. Tab. 3). Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Änderungen (Zunahme  $PC1_{DB}$ , Abnahme  $PC2_{DB}$ ) zu diesem Zeitpunkt nur im Monat Februar signifikant ausgeprägt sind (nicht gezeigt). Zu allen vier Zeitpunkten werden die Veränderungen in den hydroklimatischen Parametern in Helgoland von Veränderungen in den Konzentrationen einzelner oder mehrerer Nährstoffe überlagert (vgl. Abb. 21, 27). Bis auf das Jahr 1998 ist das Auftreten von Änderungen in den Nährstoffkonzentrationen zeitlich mit Verschiebungen in den mittleren Elbe-Abflüssen bzw. der Salzkonzentration gekoppelt (vgl. Tab. 3).

Die stärksten Änderungen in den hydroklimatischen Bedingungen in Helgoland zeichnen sich um die Jahre 1988 und 1998 ab. Die Veränderungen im Phytoplankton fallen jedoch zu diesen beiden Zeitpunkten sehr unterschiedlich aus. Der Zeitraum zwischen ca. 1980 und 1987 ist in Helgoland durch eine Kombination hoher Konzentrationen an Phosphat und Nitrat gekennzeichnet. Die Diatomeen weisen in diesem Zeitraum sehr geringe, die Flagellaten (insbesondere *C. fusus*) sehr hohe Abundanzen auf. Um das Jahr 1988 weisen Secchi Tiefe, Wassertemperatur und Salzgehalt (Abnahme Elbe Zufluss) sowie die Silikatkonzentrationen deutliche Zunahmen in Helgoland auf, die Phosphatkonzentration nimmt ab. Zu diesem Zeitpunkt ergeben sich im Jahresverlauf fast ausschließlich Zunahmen in den Abundanzen verschiedener Flagellaten. Dies hängt möglicherweise mit

dem weiterhin hohen Niveau der Nitratkonzentrationen zusammen, welches erst Mitte der 1990 Jahre abnimmt (vgl. Abb. 21). Zwischen der Nitratkonzentration und der Höhe der Abundanz der Flagellaten besteht ein positiver Zusammenhang. Aufgrund der im Vergleich zur Gruppe der Diatomeen geringen Abundanz der Flagellaten zeichnet sich im Jahr 1988 in der Gesamtabundanz des Phytoplanktons keine signifikante Veränderung ab. Dies demonstriert eine Überlagerung der Auswirkungen hydroklimatischer Änderungen auf das Phytoplankton in Helgoland durch den Einfluss der Küstengewässer. Wie McQuatters-Gollop und Vermaat (2011) ausführen, sind Veränderungen in hydroklimatischen Parametern um die Jahre 1977, 1989, 1997 und 2001 in der offenen Nordsee und den küstenbeeinflussten Gebieten synchronisiert. Sie führen weiter aus, dass diese Veränderungen nur von biologischen Parametern (Chlorophyll, Copepoden) in der offenen Nordsee reflektiert werden und nicht vom Küsten-Plankton. Die Art der Reaktion des Phytoplanktons in Helgoland um das Jahr 1988 könnte hierfür ein Beleg sein.

Der Einfluss veränderter hydroklimatischer Bedingungen auf das Phytoplankton scheint sich am stärksten in den Veränderungen ab dem Jahr 1997/98 abzuzeichnen. Mit Ausnahme des Herbstes nimmt die Secchi Tiefe in diesem Zeitraum (gegenüber 1988-1997) saisonübergreifend zu. Die mittleren saisonalen Wassertemperaturen im Zeitraum 1998-2004 sind gegenüber denen des Zeitraums 1988-1997 noch einmal leicht erhöht. Interessanterweise weisen um das Jahr 1997/98 sowohl  $PC1_{DB}$  wie auch  $PC2_{DB}$  Zunahmen in den Amplituden auf (saisonal unterschiedlich, vgl. Tab. 3). In dieser Phase des Untersuchungszeitraums sind die simulierten Netto-Flüsse in Richtung Deutsche Bucht am höchsten (Transekt Rottumerplaat, Abb. 7b). Diese Zunahme scheint vor allem daraus zu resultieren, dass der Transport in östlicher Richtung am Transekt Rottumerplaat ab dem Jahr 1998 während des ganzen Jahres erfolgt (insbesondere auch im Sommer, nicht gezeigt). Dieses zeichnet sich auch in den zeitlichen Veränderungen des Reiseverlaufes passiver Partikel im Rückwärtsmode ( $EOF1_R$ , Abb. 10a) ab. Die Zeitkoeffizienten ( $PC1_R$ ) weisen ab dem Jahr 1998 während des gesamten Jahres fast ausschließlich positive Amplituden auf (vgl. Abb. 11c), d.h. sie beschreiben eine Advektion von Partikeln aus südwestlicher Richtung nach Helgoland (rote Fläche in Abb. 10a). Dies lässt die Annahme zu, dass diese hydrodynamischen Bedingungen die Veränderungen der Secchi Tiefe ab dem Jahr 1998 in Helgoland beeinflussen. Die starken Veränderungen im Helgoländer Phytoplankton ab dem Jahr 1997/98 (vgl. Abb. 25, 26) könnten demnach aus einer aus der Kombination veränderter hydroklimatischer Bedingungen und einem reduzierten Einfluss

des Küstenwassers resultieren. Da der Zeitraum ab dem Jahr 1997/98 zudem durch niedrige Konzentrationen verschiedener Nährstoffe gekennzeichnet ist (vgl. Abs. 4.2.3), unterscheiden sich die Umweltbedingungen Helgolands in diesem Zeitraum insgesamt deutlich von denen vorhergehender Zeiträume, wie auch die Studie von Gebühr et al. (2009) zeigte. Die starken Veränderungen im Helgoländer Phytoplankton um das Jahr 1998, wie z.B. der Anstieg der Diatomeen-Abundanz, zeichnen sich hingegen in der Analyse von McQuatters-Gollop und Vermaat (2011), hinsichtlich der Veränderungen in den küstenbeeinflussten Gebieten der Nordsee, nicht ab. Dies deutet auf eine lokal in Helgoland ausgeprägte Reaktion hin und ist in Übereinstimmung mit der Aussage von McQuatters-Gollop und Vermaat (2011), dass ein 'Down-scaling' von Aussagen, die gesamte Nordsee betreffend, auf einen spezifischen küstenbeeinflussten Abschnitt mit Sorgfalt erfolgen muss.

### **5.3 Zusammenfassung**

Die aus der Rekonstruktion der hydrodynamischen Verhältnisse der Nordsee abgeleiteten Langzeitveränderungen in den Strömungsverhältnissen in der Deutschen Bucht weisen Zusammenhänge mit den in Helgoland beobachteten Umweltveränderungen auf.

Die Strömungsmuster EOF1<sub>DB</sub> und EOF2<sub>DB</sub> zeigen saisonal unterschiedlich stark ausgeprägte Beziehungen zu verschiedenen Umweltparametern. Im Winter ist die durch PC1<sub>DB</sub> beschriebene Variabilität der Advektion aus südwestlicher Richtung positiv mit dem NAOWI und der Wassertemperatur und negativ mit der Secchi Tiefe in Helgoland assoziiert. Die durch PC2<sub>DB</sub> beschriebene zeitliche Variation der Advektion aus nordwestlicher Richtung bzw. in nördlicher Richtung weist in diesem Zeitraum des Jahres hingegen einen negativen Bezug zum NAOWI und zur Wassertemperatur sowie einen positiven Bezug zur Secchi Tiefe auf. PC1<sub>DB</sub> weist zwischen Winter und Sommer eine negative Beziehung zur Globalstrahlung auf, während PC2<sub>DB</sub> im Sommer eine positive Beziehung aufweist.

Im Winter und im Frühjahr ist das Auftreten nordwestlicher Advektion mit dem Auftreten höherer Salzgehalte in Helgoland korreliert. In diesem Zeitraum des Jahres kann der Unterschied im Salzgehalt zwischen küstennahen Wassermassen und Wassermassen der (äußeren) Deutschen Bucht aufgrund hoher Abflüsse der Elbe besonders stark ausgeprägt

sein, wie z.B. Raabe und Wiltshire (2009) anhand der Eigenschaften von dem äußeren Elbe-Ästuar bzw. der nordfriesischen Küste vorgelagerten Wasserkörpern im Monat Februar demonstrierten. Durch die Advektion aus nordwestlicher Richtung nach Helgoland gelangen demnach salzreichere Wassermassen nach Helgoland bzw. der Zustrom des Küstenwassers nach Helgoland wird reduziert. Damit in Zusammenhang steht offenbar der besonders im Frühjahr ausgeprägte negative Zusammenhang zwischen den Amplituden von  $PC2_{DB}$  und den Konzentrationen verschiedener Nährstoffe in Helgoland.

Im Frühjahr ist das Auftreten positiver Anomalien von  $EOF2_{DB}$  zudem positiv korreliert mit dem Auftreten des durch  $EOF2_R$  beschriebenen küstenferneren Transportpfades, d.h. dessen Auftreten ist (als Abweichung von den mittleren Verhältnissen) in diesem Zeitraum mit höheren Salzgehalten in Helgoland gekoppelt. Zwischen Mai und Juli ergeben sich positive Beziehungen zwischen der Secchi Tiefe in Helgoland und den Amplituden der Muster  $EOF1_{DB}$  und  $EOF1_R$ , welche, als Abweichung von den mittleren Verhältnissen, einen Zustrom von Wassermassen aus südwestlicher Richtung in die Deutsche Bucht bzw. das Helgoland Gebiet beschreiben. Im Herbst wiederum ergibt sich ein enger Zusammenhang zwischen der Variabilität von  $PC2_{DB}$  und den Schwankungen der Secchi Tiefe in Helgoland.

Auf der Langzeitskala 1962-2004 weisen nur wenige Phytoplankton-Spezies signifikante Zusammenhänge zu den Amplituden der Zeitkoeffizienten eines Strömungsmusters auf. Ein Grund hierfür ist, dass sich die Beziehungen zwischen den Strömungsmustern und einzelnen oder mehreren Umweltparametern zeitlich verändern können. Entsprechend können Phytoplankton-Spezies zu einem Strömungsmuster in verschiedenen Zeiträumen unterschiedliche Beziehungen aufweisen. Zwischen der durch  $EOF2_{DB}$  beschriebenen Transportvariabilität im Sommer und *Chaetoceros* spp zeigte sich hingegen auf der Langzeitskala eine ausgeprägte Beziehung zwischen einem reduzierten Küsteneinfluss und der Abundanz dieser Spezies.

Die Veränderungen im Helgoländer Phytoplankton sind um die Jahre 1972, 1978, 1989 und 1998 konzentriert (vgl. Abs. 4). Die Ergebnisse der Modellsimulationen deuten darauf hin, dass sich zu diesen Zeitpunkten verschiedene Veränderungen in den hydroklimatischen Bedingungen in der Deutschen Bucht bzw. dem Helgoland Gebiet ereignet haben. Zu einem spezifischen Zeitpunkt kann die Veränderung eines

hydroklimatischen Parameters unterschiedlich bzw. saisonal unterschiedlich stark ausgeprägt sein. So zeigt sich z.B. eine Zunahme der Wassertemperatur im Jahr 1971 nur im Winter und der Anstieg der Secchi Tiefe im Jahr 1979 ist vor allem im Frühjahr ausgeprägt. Im Jahr 1988 zeigt sich ein Anstieg der Wassertemperaturen in den saisonalen Mittelwerten zwischen Winter und Sommer und eine Zunahme der Secchi Tiefe vor allem im Sommer und Herbst. Die Veränderungen der Secchi Tiefe im Sommer zu diesem Zeitpunkt scheinen mit einer Zunahme der Advektion aus südwestlicher Richtung nach Helgoland und die im Herbst mit einer Zunahme der Advektion aus nordwestlicher Richtung assoziiert zu sein. Die Reaktion des Phytoplanktons auf die hydroklimatischen Veränderungen um 1988 wird offenbar durch die in diesem Zeitraum vorherrschenden Nährstoffverhältnisse dahingehend beeinflusst (hohe Nitratkonzentration), dass um das Jahr 1988 im Jahresverlauf fast nur Spezies aus der Gruppe der Flagellaten Zunahmen in den Abundanzen aufweisen. Die Diatomeen- bzw. Gesamtabundanz weist zu diesem Zeitpunkt keine signifikanten Veränderungen auf. Dies demonstriert eine Überlagerung der Auswirkungen hydroklimatischer Änderungen auf das Phytoplankton in Helgoland durch den Einfluss der Küstengewässer.

Um das Jahr 1997/98 zeigt sich in Helgoland eine ausgeprägte Änderung in den hydroklimatischen Bedingungen in Kombination mit einer umfangreichen Reaktion des Phytoplanktons. Die Amplituden von  $PC1_{DB}$  und  $PC2_{DB}$  nehmen zwischen 1996 und 1998, saisonal unterschiedlich, zu. Diese Veränderungen können zu der weiteren Zunahme der Secchi Tiefe zwischen Winter und Sommer in Helgoland beigetragen haben. Die Umweltbedingungen in Helgoland ab dem Jahr 1997/98 werden durch einen weiteren Anstieg in den saisonalen Wassertemperaturen sowie niedrige Nährstoffkonzentrationen charakterisiert. Diese ausgeprägte Änderung in der marinen Umwelt Helgolands ist maßgeblich für die umfangreichen Veränderungen im Helgoländer Phytoplankton ab dem Jahr 1998.

## 6 Gesamtzusammenfassung und Schlussfolgerungen

Basierend auf einer modell-basierten Rekonstruktion der vergangenen hydrodynamischen Verhältnisse (1962-2004) können Veränderungen im hydrodynamischen Regime der Nordsee identifiziert werden. Die zeitliche Variabilität der Transporte von Wassermassen in der gesamten Nordsee weist einen engen Bezug zum NAOWI auf. Die simulierten Netto-Flüsse durch den Englischen Kanal zeigen seit Ende der siebziger Jahre eine Zunahme des Zustroms in die südliche Nordsee. Der Transport von Wassermassen entlang des zwischen Englischen Kanals und Skagerrak verlaufenden Haupttransportpfades in der südlichen Nordsee hat sich seit Ende der siebziger Jahre intensiviert. Der größte Anteil der Transportvariabilität in der Subregion Deutsche Bucht resultiert aus diesem Haupttransportpfad. Die Zeitkoeffizienten des führenden EOF-Musters der Transportvariabilität ( $EOF1_{DB}$ ) in der Deutschen Bucht reflektieren die zeitlichen Änderungen in den Netto-Flüssen in Richtung Deutsche Bucht, welche um das Jahr 1977 in geringem Maße und um das Jahr 1998 stark zunehmen. Die Zeitkoeffizienten eines auf dem Reiseverlauf passiver Partikel basierenden Transportmusters ( $EOF1_R$ ) zeigen übereinstimmend eine Zunahme der Advektion aus südwestlicher Richtung in die Deutsche Bucht. Das 2. Muster der Transportvariabilität ( $EOF2_{DB}$ ) beschreibt als Abweichung von den mittleren Verhältnissen eine Advektion von Wassermassen aus nordwestlicher Richtung nach Helgoland und ist für die Beschreibung der lokalen hydrodynamischen Variabilität in der unmittelbaren Umgebung Helgoland von Bedeutung.

Die Zeitkoeffizienten der verschiedenen Strömungsmuster weisen saisonal unterschiedlich stark ausgeprägte Beziehungen zu verschiedenen in Helgoland Reede beobachteten Umweltparametern auf. Im Winter ist die durch  $PC1_{DB}$  beschriebene Variabilität der Advektion aus südwestlicher Richtung positiv mit dem NAOWI und der Wassertemperatur und negativ mit der Secchi Tiefe in Helgoland assoziiert. Die durch  $PC2_{DB}$  beschriebene zeitliche Variation der Advektion aus nordwestlicher Richtung weist in diesem Zeitraum des Jahres hingegen einen negativen Bezug zum NAOWI und zur Wassertemperatur sowie einen positiven Bezug zur Secchi Tiefe auf. Im Winter und im Frühjahr ist das Auftreten nordwestlicher Advektion mit dem Auftreten höherer Salzgehalte in Helgoland korreliert. Durch die Advektion aus nordwestlicher Richtung nach Helgoland gelangen somit salzreichere bzw. klarere Wassermassen nach Helgoland bzw. der Zustrom des Küstenwassers nach Helgoland wird reduziert. Damit in Zusammenhang steht der

besonders im Frühjahr ausgeprägte negative Zusammenhang zwischen den Amplituden von PC2<sub>DB</sub> und den Konzentrationen verschiedener Nährstoffe in Helgoland. Zwischen Mai und Juli ergeben sich positive Beziehungen zwischen der Secchi Tiefe in Helgoland und den Amplituden der die Advektion aus südwestlicher Richtung beschreibenden Muster EOF1<sub>DB</sub> und EOF1<sub>R</sub>. Im Herbst wiederum ergibt sich ein enger Zusammenhang zwischen der Variabilität von PC2<sub>DB</sub> und den Schwankungen der Secchi Tiefe in Helgoland.

Die Veränderung eines Umweltparameters in Helgoland zu einem spezifischen Zeitpunkt kann saisonal unterschiedlich ausfallen. So sind die Veränderungen in den saisonalen Mittelwerten der Secchi Tiefe in den Jahren 1979, 1988 und 1998 unterschiedlich ausgeprägt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Secchi Tiefe einen saisonal variierenden Bezug zu verschiedenen Strömungsmustern aufweist, deren zeitliche Änderungen sich voneinander unterscheiden können. Zum anderen können sich die Wechsellpunkte in den saisonalen Mittelwerten der Zeitkoeffizienten der mit der Secchi Tiefe assoziierten Muster (z.B. EOF2<sub>DB</sub>) in einem spezifischen Jahr unterscheiden.

Die in Helgoland beobachteten physikalischen und chemischen Umweltparameter sowie die simulierte Globalstrahlung weisen um die Jahre 1970, 1980, 1988 und 1998 eine Gruppierung von Wechsellpunkten in den jeweiligen Zeitreihen der Jahresmittelwerte auf. In diesen Phasen weisen jeweils verschiedene Kombinationen von physikalischen und chemischen Parametern Veränderungen auf. Veränderungen in der Wassertemperatur und der Globalstrahlung treten, saisonal unterschiedlich ausgeprägt, in allen vier Phasen auf. Hydrodynamische Veränderungen in der Region Helgoland zeichnen sich in der Secchi Tiefe um die Jahre 1979, 1988 und 1998 ab. Zu den jeweiligen Zeitpunkten sind die Veränderungen in den hydroklimatischen Parametern in Helgoland von Veränderungen in den Konzentrationen einzelner oder mehrerer Nährstoffe überlagert. Bis auf das Jahr 1998 ist das Auftreten von Änderungen in den Konzentrationen verschiedener Nährstoffparameter zeitlich jeweils an Veränderungen der Elbe Abflüsse bzw. der Salzkonzentration gekoppelt.

Das Helgoländer Phytoplankton repräsentiert eine komplexe Reaktion auf die Veränderungen in der marinen Umwelt. Zeitliche Veränderungen in den mittleren jährlichen Abundanzen der Phytoplankton-Spezies konzentrieren sich hauptsächlich in Phasen variierender Länge um die Jahre 1972, 1978, 1989 und 1998. Diese Zeitpunkte

weisen eine hohe zeitliche Übereinstimmung mit den zeitlichen Schwerpunkten von Änderungen in den Umweltparametern in Helgoland auf. Die Phytoplankton-Spezies zeigen unterschiedliche Reaktionen auf Veränderungen in den Nährstoffkonzentrationen und/oder physikalischen Parametern. Entsprechend können sich die Langzeitentwicklungen einzelner Phytoplankton-Spezies im Zeitraum 1962-2004 unterscheiden. Daraus folgt weiterhin, dass zu den oben genannten Zeitpunkten jeweils unterschiedliche Zusammensetzungen an Phytoplankton-Spezies signifikante Änderungen hinsichtlich Abundanz bzw. Präsenzdauer aufweisen können, da sich die Veränderungen in den marinen Umweltbedingungen jeweils unterscheiden.

Die unterschiedliche Homogenität in der Reaktion des Phytoplanktons zwischen den Phasen um die Jahre 1972, 1978, 1988 und 1998 führt dazu, dass sich auf der Ebene der Phytoplankton-Gesellschaft bzw. der hier betrachteten 28 Phytoplankton-Spezies (Gesamtabundanz) nicht zu allen Phasen signifikanten Veränderungen abzeichnen. Die ausgeprägten Veränderungen in den hydroklimatischen Parametern um das Jahr 1988 treten in einem Zeitraum auf, in denen die vorherrschenden Umwelt- bzw. Nährstoffbedingungen für die Gruppe der Flagellaten von Vorteil sind. Zu diesem Zeitpunkt treten im Jahresverlauf fast ausschließlich nur bei Flagellaten Zunahmen in den Abundanzen auf. Aufgrund der im Vergleich zur Gruppe der Diatomeen geringen Abundanz der Flagellaten zeichnet sich im Jahr 1988 in der Gesamtabundanz des Phytoplanktons keine signifikante Veränderung ab. Dies demonstriert die Überlagerung der Auswirkungen hydroklimatischer Änderungen auf das Phytoplankton in Helgoland durch den Einfluss der Küstengewässer. Die homogenste und umfangreichste Reaktion des Phytoplanktons im Zeitraum 1962-2004 zeichnet sich um das Jahr 1998 ab und steht in zeitlichen Zusammenhang mit einer ausgeprägten Änderung in den hydroklimatischen Bedingungen sowie den vorherrschenden Nährstoffbedingungen. Die simulierten Netto-Flüsse aus südwestlicher Richtung in die Deutsche Bucht weisen ab dem Jahr 1998 einen starken Anstieg auf. Die Zunahme der Secchi Tiefe zwischen Winter und Herbst steht in zeitlichen Zusammenhang mit ansteigenden Amplituden von  $PC1_{DB}$  und  $PC2_{DB}$  auf und deutet auf einen veränderten Küsteneinfluss hin.

Die vorliegende Arbeit unterstreicht den Nutzen einer mehrere Dekaden umfassenden modelbasierten Rekonstruktion vergangener hydrodynamischer Verhältnisse der Nordsee für die Analyse und Interpretation der Langzeitveränderungen des marinen Systems von

Helgoland. Die Arbeit kann einen Beitrag liefern für ein verbessertes Verständnis der zeitlichen Veränderungen in den Umweltbedingungen Helgolands. Sie demonstriert weiterhin den großen Nutzen eines hohen Erfassungsgrads des Phytoplanktons für die Einschätzung ökologischer Langzeitveränderungen. Die komplexe Reaktion des Phytoplanktons auf Veränderungen in den marinen Umweltbedingungen unterstreicht zudem die Bedeutung der Wahl biologischer Indikatoren hinsichtlich der Interpretation des Einflusses hydroklimatischer Veränderungen.

## 7 Literatur

- Andersen, T., Carstensen, J., Hernández-García, E., Duarte, C.M., 2009. Ecological thresholds and regime shifts: approaches to identification. *Trends in Ecology and Evolution* 24, 49-57.
- Barnston, A.G., Livezey, R.E., 1987. Classification, seasonality and persistence of low frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115, 1083-1126.
- Batten, S.D., Clark, R., Flinkman, J., Hays, G., John, E., John, A.W.G., Jonas, T., Lindley, J.A., Stevens, D.P., Walne, A., 2003. CPR sampling: the technical background, materials and methods, consistency and comparability. *Progress in Oceanography* 58, 193-215.
- Beaugrand, G., 2003. Long-term changes in copepod abundance and diversity in the north-east Atlantic in relation to fluctuations in the hydroclimatic environment. *Fisheries Oceanography* 12, 270-283.
- Beaugrand, G., Reid, P.C., 2003. Long-term changes in phytoplankton, zooplankton and salmon related to climate. *Global Change Biology* 9, 801-817.
- Beaugrand, G., 2004. The North Sea regime shift: evidence, causes, mechanisms and consequences. *Progress in Oceanography* 60, 245-262.
- Beaugrand, G., Ibanez, F., 2004. Monitoring marine plankton ecosystems. II. Long-term changes in North Sea calanoid copepods in relation to hydro-climatic variability. *Marine Ecology Progress Series* 284, 35-47.
- Beaugrand, G., Edwards, M., Brander, K., Luczakm, C., Ibanez, F., 2008. Causes and projections of abrupt climate-driven eco-system shifts in the North Atlantic. *Ecology Letters* 11, 1157-1168.
- Becker, G., Dooley, H., 1995. The 1989-1991 High Salinity Anomaly in the North Sea and adjacent areas. *Ocean Challenge* 6, 52-57.
- Broekhuizen, N., McKenzie, E., 1995. Patterns of abundance for Calanus and smaller copepods in the North Sea – Time series decomposition of 2 CPR Data Sets. *Marine Ecology Progress Series* 118, 103-120.
- Busuioc, A., von Storch, H., 1996. Changes in the winter precipitation in Romania and its relation to the large-scale circulation. *Tellus A* 48, 538-552.
- Callies, U., Plüß, A., Kappenberg, J., Kapitza, H., 2011. Particle tracking in the vicinity of Helgoland, North Sea: a model comparison. *Ocean Dynamics* 61, doi: 10.1007/s10236-011-0474-8.

- Carlsson, P., Granéli, E., 1999. Effects of N:P:Si ratios and zooplankton grazing on phytoplankton communities in the northern Adriatic Sea. II Phytoplankton species composition. *Aquatic Microbial Ecology* 18, 55-65.
- Chiba, S., Aita, M.N., Tadokoro, K., Saino, T., Sugisaki, H., Nakata, K., 2008. From climate regime shifts to lower-tropic level phenology: Synthesis of recent progress in retrospective studies of the western North Pacific. *Progress in Oceanography* 77, 112-126.
- Chrastansky, A., Callies, U., 2009. Model-based long-term reconstruction of weather-driven variations in chronic oil pollution along the German North sea coast. *Marine Pollution Bulletin* 58, 967-975.
- Clarke, K.R., Warwick, R.M., 2001. Change in marine communities: an approach to statistical analysis and interpretation. 2. edition, PRIMER-E, Plymouth.
- Collie, J.S., Richardson, K., Steele, J.H., 2004. Regime shifts: can ecological theory illuminate the mechanisms? *Progress in Oceanography* 60, 281-302.
- deYoung, B., Harris, R., Alheit, J., Beaugrand, G., Mantua, N., Shannon, L., 2004. Detecting regime shifts in the ocean: data considerations. *Progress in Oceanography* 60, 143-164.
- Dolédec, S., Chessel, D., Gimaret-Carpentier, C., 2000. Niche separation in community analysis : a new method. *Ecology* 81, 2914-2927.
- Dooley, H.D., 1974. Hypotheses concerning the circulation of the northern North Sea. *ICES Journal of Marine Science* 36, 54-61.
- Drinkwater, K.F., Beaugrand, G., Kaeriyama, M., Kim, S., Ottersen, G., Perry, I.R., Pörtner, H.-O., Polovina, J.J., Takasuka, A., 2010. On the processes linking climate change to ecosystem changes. *Journal of Marine Systems* 79, 374-388.
- Edwards, M., Beaugrand, G., Reid, P.C., Rowden, A.A., Jones, M.B., 2002. Ocean climate anomalies and the ecology of the North Sea. *Marine Ecology Progress Series* 239, 1-10.
- Feser, F., Weisse, R., von Storch, H., 2001. Multi-decadal atmospheric modeling for Europe yields multi-purpose data. *EOS Transactions* 82, 305-310.
- Franke, H.-D., Buchholz, F., Wiltshire, K.H., 2004. Ecological long-term research at Helgoland (German Bight, North Sea): retrospect and prospect - an introduction. *Helgoland Marine Research* 58, 223-229.
- Fromentin, J.-M., Planque, B., 1996. Calanus and environment in the eastern North Atlantic. II. Influence of the North Atlantic Oscillation on *C. finmarchicus* and *C. helgolandicus*. *Marine Ecology Progress Series* 134, 111-118.

- Furnes, G.K., Hackett, B., Sætre, R., 1986. Retroflection of Atlantic water in the Norwegian Trench. *Deep Sea Research* 33, 247-265.
- Furnes, G.K., 1992. Climatic variations of oceanographic processes in the north European Seas: a review of the 1970s and 1980s. *Continental Shelf Research* 12, 235-256.
- Gebühr, C., Wiltshire, K.H., Aberle, N., van Beusekom, J.E.E., Gerds, G., 2009. Influence of nutrients, temperature, light and salinity on the occurrence of *Paralia sulcata* at Helgoland Roads, North Sea. *Aquatic Biology* 7, 185-197.
- Grashoff, K., 1976. *Methods of seawater analysis*. Verlag Chemie, Weinheim, New York.
- Hayek, L.-A., C., Buzas, M.A., 1997. *Surveying natural populations*. Columbia University Press, New York.
- Heino, J., Soininen, J., 2006. Regional occupancy in unicellular eukaryotes: a reflection of niche breadth, habitat variability or size-related dispersal capacity? *Freshwater Biology* 51, 672-685.
- Hense, A., Glowienka-Hense, R., 2008. Auswirkungen der Nordatlantischen Oszillation. *Promet* 34, 89-94.
- Hervouet, J., Haren, L.V., 1996. TELEMAC2D Version 3.0 Principle Note Rapport EDF HE-4394052B, Electricité de France, Département Laboratoire National d'Hydraulique, Chatou CEDEX.
- Hickel, W., Berg, J., Treutner, K., 1992. Variability in phytoplankton biomass in the German Bight near Helgoland, 1980-1990. *ICES Science Marine Symposia* 195, 249-259.
- Hoppenrath, M., 2004. A revised checklist of planktonic diatoms and dinoflagellates from Helgoland (North Sea, German Bight). *Helgoland Marine Research* 58, 243-251.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* 269, 676-679.
- Hurrell, J.W., van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36, 301-326.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Visbeck, M., Ottersen, G., 2003. An overview of the North Atlantic Oscillation. In: Hurrell, W.J., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M. (Hrsg), *The North Atlantic Oscillation. Climate Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph 134, 51-62.
- Hurrell, J.W., Dickson, R.R., 2005. Climate variability over the North Atlantic. In: Stenseth, N. C., Ottersen, G., Hurrell, J.W., Belgrano, A. (Hrsg), *Marine Ecosystems and Climate Variation*. Oxford University Press, Oxford, New York, 15-32.

- Hurrell, J.W., Deser, C., 2010. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems* 79, 231-244.
- Ionita, M., Lohmann, G., Rimbu, N., Wiltshire, K., 2008. The influence of large-scale atmospheric circulation on the variability of salinity at Helgoland Roads. *Tellus A* 60, 1103-1108.
- Jones, J.E., 2002. Coastal and shelf-sea modelling in the European context. *Oceanography and Marine Biology* 40, 37-141.
- Jones, J.E., Davies, A.M., 2005. An intercomparison between finite difference and finite element (TELEMAC) approaches to modelling west coast of Britain tides. *Ocean Dynamics* 55, 178-198.
- Kalnay, E., und 18 weitere Autoren, 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Projekt. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77, 437-471.
- Kistler, R., Kalnay, E., Collins, W., Saha, S., White, G., Woollen, J., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Kanamitsu, M., Kousky, V., van den Dool, H., Jenne, R., Fiorino, M., 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82, 247-267.
- Kraberg, A.C., Wasmund, N., Vanaverbeke, J., Schiedek, D., Wiltshire, K.H., Mieszkowska, N., 2011. Regime shifts in the marine environment: The scientific basis and political context. *Marine Pollution Bulletin* 62, 7-20.
- Kulkarni, A., von Storch, H., 1995. Monte Carlo experiments on the effect of serial correlation on the Mann-Kendall-test of trend. *Meteorologische Zeitschrift*, N.F. 4, 82-85.
- Lanzante, J.R., 1996. Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: Theory and examples, including applications to historical radiosonde station data. *International Journal of Climatology*, 1197-1226.
- Lees, K., Pitois, S., Scott, C., Frid, C., Mackinson, S., 2006. Characterizing regime shifts in the marine environment. *Fish and Fisheries* 7, 104-127.
- Lenhart, H.-J., Pohlmann, T., 1997. The ICES-boxes approach in relation to results of a North Sea circulation model. *Tellus A* 49, 139-160.
- Leterme, S., Pingree, R.D., Skogen, M.D., Seuront, L., Reid, P.C., Attrill, M.J., 2008. Decadal fluctuations in North Atlantic water inflow in the North Sea between 1958-2003: impacts on temperature and phytoplankton populations. *Oceanologica* 50, 59-72.
- Leyer, I., Wesche, K., 2007. *Multivariate Statistik in der Ökologie*. Springer Verlag, Berlin.

- Lund, J.W.G, Kipling, C., Le Cren, E.D., 1958. The inverted microscope method of estimating algal numbers and the statistical basis of estimations by counting. *Hydrobiologia* 11, 143-170.
- Mann, H.B., 1945. Non-parametric test against trend. *Econometrica* 13, 245-259.
- McQuatters-Gollop, A., Vermaat, J.E., 2011. Covariance among North Sea ecosystem state indicators during the past 50 years - Contrasts between coastal and open waters. *Journal of Sea Research* 65, 284-292.
- Meinke, I, von Storch, H., Feser, F., 2004. A validation of the cloud parameterization in the regional model SN-REMO. *Journal of Geophysical Research* 109, D13205, doi: 10.1029/2004JD004520.
- Menge, B.A., Chan, F., Nielsen, K.J., Di Lorenzo, E., Lubchenco, J., 2009. Climatic variation alters supply-side ecology: impact of climate patterns on phytoplankton and mussel recruitment. *Ecological Monographs* 79, 379-395.
- Möllmann, C., Diekmann, R., Müller-Karulis, B., Kornilovs, G., Plikshs, M., Axe., P., 2009. Reorganization of a large marine ecosystem due to atmospheric and anthropogenic pressure: a discontinuous regime shift in the Central Baltic Sea. *Global Change Biology* 15, 1377-1393.
- Mueter, F.J., Broms, C., Drinkwater, K.F., Friedland, K.D., Hare, J.A., Hunt jr., G.L., Melle, W., Taylor, M., 2009. Ecosystem responses to recent oceanographic variability in high-latitude Northern Hemisphere ecosystems. *Progress in Oceanography* 81, 93-110.
- Nicholls, K.H., 2011. Detection of regime shifts in multi-species communities: the Bay of Quinte phytoplankton example. *Methods in Ecology and Evolution* 2, doi: 10.1111/j.2041-210X.2011.00093.x
- Orvik, K.A., Skagseth, Ø., Mork, M., 2001. Atlantic inflow to the Nordic Seas: current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995-1999. *Deep-Sea Research I* 48, 937-957.
- Ottersen, G., Planque, B., Belgrano, A., Post, E., Reid, P.C., Stenseth, N.C., 2001. Ecological effects of the North Atlantic Oscillation. *Oecologia* 128, 1-14.
- Ottersen, G., Stenseth, N. C., Hurrell, J.W., 2005. Climatic fluctuations and marine systems: a general introduction to the ecological effects. In: Stenseth, N. C., Ottersen, G., Hurrell, J.W., Belgrano, A. (Hrsg), *Marine Ecosystems and Climate Variation*. Oxford University Press, Oxford, New York, 3-14.

- Otto, L., Zimmerman, J.T.F, Furnes, G.K., Mork, M., Sætre, R., Becker G., 1990. Review of the physical oceanography of the North Sea. *Netherlands Journal of Sea Research* 26, 161-238.
- Overland, J., Rodionov, S., Minobe, S., Bond, N., 2008. North Pacific regime shifts: Definitions, issues and recent transitions. *Progress in Oceanography* 77, 92-102.
- Overland, J.E., Alheit, J., Bakun, A., Hurrell, J.W., Mackas, D.L., Miller, A.J., 2010. Climate controls on marine ecosystems and fish populations. *Journal of Marine Systems* 70, 305-315.
- Pätsch J., Lenhart, H.-J., 2004. Daily loads of nutrients, total alkalinity, dissolved inorganic carbon and dissolved organic carbon of the European continental rivers for the years 1977-2002. *Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, Reihe B: Ozeanographie, Nr. 48*, pp 159.
- Pluß, A., 2004. Das Nordseemodell der BAW zur Simulation der Tide in der Deutschen Bucht. *Die Küste* 67, 83-127.
- Pohlmann, T., Puls, W., 1994. Currents and transport in water. In: Sündermann, J. (ed), *Circulation and contaminant fluxes in the North Sea*. Springer Verlag Berlin, pp 654.
- Raabe, T., Wiltshire, K.H., 2009. Quality control and analyses of the long-term nutrient data from Helgoland Roads, North Sea. *Journal of Sea Research* 61, 3-16.
- Radach, G, Bohle-Carbonell, M., 1990. Struktureigenschaften der meteorologischen, hydrographischen, Nährstoff- und Phytoplankton – Langzeitreihen in der Deutschen Bucht bei Helgoland. *Berichte der Biologischen Anstalt Helgoland* 7, 1-425.
- Radach, G., Pätsch, J., 2007. Variability of Continental Riverine Freshwater and Nutrient Inputs into the North Sea for the Years 1977-2000 and Its Consequences for the Assessment of Eutrophication. *Estuaries and Coasts* 30, 66-81.
- Reeves, J., Chen, J., Wang, X.L., Lund, R., Lu, Q., 2007. A Review and Comparison of Change-point Detection Techniques for Climate Data. *Journal of applied Meteorology and Climatology* 46, 900-915.
- Reid, P.C., Planque, B., Edwards, M., 1998. Is observed variability in the long-term results of the Continuous Plankton Recorder survey a response to climate change? *Fisheries Oceanography* 7, 282-288.
- Reid, P.C., de Fatima Borges, M., Svendsen, E., 2001. A regime shift in the North Sea circa 1988 linked to changes in the North Sea horse mackerel fishery. *Fisheries Research* 50, 163-171.

- Reid, P.C., Edwards, M., Beaugrand, G., Skogen, M., Stevens, D., 2003. Periodic changes in the zooplankton of the North Sea during the twentieth century linked to oceanic inflow. *Fisheries Oceanography* 12, 260-269.
- Rodionov, S.N., 2004. A sequential algorithm for testing climate regime shifts. *Geophysical Research Letters* 31, L09294, doi: 10.1029/2004GL019448.
- Rodionov, S.N., 2006. Use of prewhitening in climate regime shift detection. *Geophysical Research Letters* 33, L12707, doi: 10.1029/2006GL025904.
- Rodionov, S., Overland, J.E., 2005. Application of a sequential regime shift detection method to the Bering Sea ecosystem. *ICES Journal of Marine Science* 62, 328-332.
- Rudnick, D.L., Davis, R.E., 2003. Red noise and regime shifts. *Deep-Sea Research I* 50, 691-699.
- Sandén, P., Håkansson, B., 1996. Long – trend in Secchi depth in the Baltic Sea. *Limnol. Oceanogr.* 41, 346-351.
- Schlüter, M.H., Merico, A., Wiltshire, K.H., Greve, W., von Storch, H., 2008. A statistical analysis of climate variability and ecosystem response in the German Bight. *Ocean Dynamics* 58, 169-186.
- Schlüter, M.H., Kraberg, A., Wiltshire, K.H., 2012. Long-term changes in the seasonality of selected diatoms related to grazers and environmental conditions. *Journal of Sea Research* 67, 91-97.
- Schrum, C., 2001. Regionalization of climate change for the North Sea and Baltic Sea. *Climate Research* 18, 31-37.
- Schrum, C., Backhaus, J.O., 1999. Sensitivity of atmosphere-ocean heat exchange and heat content in the North Sea and Baltic Sea. *Tellus A* 51, 526-549.
- Shannon, C. E., Weaver, 1949. *The Mathematical Theory of Communication*. The University of Illinois Press, Urbana, IL, pp 19-27, 83-83, 104-107.
- Siegismund, F., 2001. Long-term changes in the Flushing Times of the ICES Boxes. *Senckenbergiana maritima* 31, 151-167.
- Siegismund, F., Schrum, C., 2001. Decadal changes in the wind forcing over the North Sea. *Climate Research* 18, 39-45.
- Smayda, T.J., 1998. Pattern of variability characterizing marine phytoplankton, with examples from Narragansett Bay. *ICES Journal of Marine Science* 55, 562-573.
- Smayda, T.J., Borkman, D.G., Beaugrand, G., Belgrano, A., 2005. Responses of marine phytoplankton populations to fluctuations in marine climate. In: Stenseth, N. C.,

- Ottersen, G., Hurrell, J.W., Belgrano, A. (Hrsg), Marine Ecosystems and Climate Variation. Oxford University Press, Oxford, New49-58.
- Sneyers, R., 1975. Sur l'analyse statistique des series d'observations. WMO Note technique, 143, 189 pp.
- Stenseth, N.C., Mysterud, A., Ottersen, G., Hurrell, J.W., Chan, K.-S., Lima, M., 2002. Ecological effects of climate fluctuations. *Science* 297, 1292-1296.
- Stenseth, N. C., Ottersen, G., Hurrell, J.W., Belgrano, A. (Hrsg), 2005. Marine Ecosystems and Climate Variation. Oxford University Press, Oxford, New York.
- Stockmann, K., Callies, U., Manly, B.F.J., Wiltshire, K.H., 2010. Long-term model simulation of environmental conditions to identify externally forced signals in biological time series. In: Müller, F., Baessler, C., Schubert, H., Klotz, S. (Hrsg) Long-term ecological research. Springer, Berlin, 155-162.
- Svendsen, E., Sætre, R., Mork, M., 1991. Features of the northern North Sea circulation. *Continental Shelf Research* 11, 493-508.
- Taylor, A.H., 2002. North Atlantic climate signals and the plankton of the European continental shelf. In: Sherman, K., Skjoldal, H.-R. (Hrsg) Large marine ecosystems of the North Atlantic – Changing states and sustainability. Elsevier Science, Amsterdam, 3-26.
- Tian., Y., Kidokoro, H., Watanabe, T., Iguchi, N., 2008. The late 1980s regime shift in the ecosystem of Tsushima warm current in the Japan East Sea: evidence from historical data and possible mechanisms. *Progress in Oceanography* 77, 127-145.
- von Storch, H., Zwiers, F.W., 1999. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Washington, H.G., 1984. Diversity, biotic and similarity indices. A review with special relevance to aquatic ecosystems. *Water Research* 18, 653-694.
- Weijerman, M., Lindeboom, H., Zuur, A.F., 2005. Regime shifts in marine ecosystems of the North Sea and Wadden Sea. *Marine Ecology Progress Series* 298, 21-39.
- Weisse, R., von Storch, H., Feser, F. 2005. Northeast Atlantic and North Sea storminess as simulated by a regional climate model 1958-2001 and comparison with observations. *Journal of Climate* 18, 465-479.
- Weisse, R., Plüß, A., 2006. Storm related sea level variations along the North Sea coast as simulated by a high-resolution model 1958-2002. *Ocean Dynamics* 56, 16-25.
- Weisse, R., von Storch, H., Callies, U., Chrastansky, A., Feser, F., Grabemann, I., Günther, H., Plüß, A., Stoye, T., Tellkamp, J., Winterfeldt, J., Woth, K., 2009. Regional

- meteorological-marine reanalyses and climate change projections. Results for Northern Europe and potential for coastal and offshore applications. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, 849-860.
- Wiltshire, K.H., Dürselen, C.-D., 2004. Revision and quality analyses of the Helgoland Reede long-term phytoplankton data archive. *Helgoland Marine Research* 58, 252-268.
- Wiltshire, K.H., Manly, B.F.J., 2004. The warming trend at Helgoland Roads, North Sea: Phytoplankton Response. *Helgoland Marine Research* 58, 269-273.
- Wiltshire, K.H., Kraberg, A., Bartsch, I., Boersma, M., Franke, H.-D., Freund, J., Gebühr, C., Gerds, G., Stockmann, K., Wichels, A., 2010. Helgoland Roads, North Sea: 45 Years of Change. *Estuaries and Coasts* 33, 295-310.
- Winther, N.G., Johannessen, J.A., 2006. North Sea circulation: Atlantic inflow and its destination. *Journal of Geophysical Research* 111, C12018, doi: 10.1029/2005JC003310.

## **Danksagung**

Mein herzlicher Dank gilt Prof. Dr. Hans von Storch für die Möglichkeit, diese Arbeit am Institut für Küstenforschung des Helmholtz-Zentrums Geesthacht zu erstellen.

Bei Prof. Dr. Karen H. Wiltshire (Biologische Anstalt Helgoland, Alfred-Wegener-Institut) bedanke ich mich für die Unterstützung bei der Verwendung des Helgoland Reede Datensatzes für diese Arbeit.

Weiterhin gilt mein Dank Dr. Walter Puls, Dr. Hartmut Kapitza, Dr. Jens Kappenberg und Dr. Jens Meywerk (Helmholtz-Zentrum Geesthacht) sowie Silvia Peters und Dr. Alexandra Kraberg (Biologische Anstalt Helgoland) für die häufige Inanspruchnahme ihres umfangreichen Wissens.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Ulrich Callies (Helmholtz-Zentrum Geesthacht), von dem ich zu jeder Zeit eine großartige Unterstützung erfahren habe.

Abschließend geht mein größter Dank an Ulrike für ihr Verständnis, ihre Rücksichtnahme und fortwährende Motivation.