

Sauerstoffdynamik der Nordsee - Untersuchungen mit einem drei-dimensionalen Ökosystemmodell

Dissertation

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

vorgelegt von
Larissa Müller
aus Naltschik

Hamburg

2008

Als Dissertation angenommen vom Department Geowissenschaften
der Universität Hamburg

Auf Grund der Gutachten von Prof. Dr. Jan Backhaus
und Dr. Wilfried Kühn

Hamburg, den

Prof. Dr. Kay-Christian Emeis
Leiter des Departments Geowissenschaften

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	5
2	Sauerstoff im Wasser	9
2.1	Löslichkeit von Sauerstoff im Wasser	9
2.1.1	Wasser als Lösungsmittel	9
2.1.2	Lösungsvorgang	10
2.2	Sauerstoffaustausch mit der Atmosphäre	11
2.2.1	Gasaustausch und Parametrisierung	12
2.2.2	Grenzflächenprozesse	13
2.2.3	Sauerstoffsättigung	17
2.2.4	Transfergeschwindigkeit	19
3	Das Ökosystemmodell ECOHAM2	30
3.1	Modellbeschreibung	32
3.2	Modellgebiet	38
3.3	Realisierung des Sauerstoffkreislaufes im Modell	46
4	Untersuchungen zum Gasaustausch	51
4.1	Anwendung verschiedener Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit und ihre Auswirkung auf die Sauerstoffkonzentration im Wasser	51
4.2	Abschätzung der jährlichen O ₂ -Flüsse für die Nordsee	66
4.3	Ein Gedankenexperiment	68
4.4	Diskussion der Modellergebnisse	70
5	Sauerstoff in der Nordsee – Ergebnisse des 3D-Ökosystem-Modells	74
5.1	Regionale Verteilung des Sauerstoffs	74
5.2	Sauerstoffdynamik	75
5.3	Sauerstoffhaushalt an ausgewählten Positionen	84
5.4	Diskussion	96
6	Vergleich der Modellergebnisse mit Messungen	99
6.1	Simulierte Sauerstoffprofile und ihr Vergleich mit gemessenen Konzentrationen im Jahr 1995	99

6.2	Simulierte Sauerstoffprofile und ihr Vergleich mit gemessenen Konzentrationen im Jahr 2000.....	103
6.3	Vergleich der simulierten mit gemessenen Sauerstoffkonzentrationen in Bodennähe	115
6.4	Analyse der biologischen und physikalischen Prozesse, die zum Sauerstoffmangel am Boden führen.....	119
7	Testlauf von ECOHAM2 im BSH-Modellsystem	127
8	Zusammenfassung und abschließende Betrachtungen	138
9	Danksagung	142
10	Literatur	143
11	Anhang	153

1 Einleitung

Die Wissenschaft der Ökologie ist im Vergleich zu den älteren klassischen Fachdisziplinen noch relativ jung. Die erste Definition des Begriffes stammt aus dem Jahr 1866 und wurde von Ernst Haeckel¹ geprägt:

Ökologie ist die Wissenschaft von den Beziehungen der Organismen untereinander und zur abiotischen Umwelt.

Entsprechend den Großlebensräumen der Erde lassen sich Meeresökologie (Marine Ökologie), Süßwasserökologie (Limnologie) und terrestrische Ökologie unterscheiden.

Die Meeresforschung gehörte wegen der unbestreitbaren Wichtigkeit der Meere zumindest in den vergangenen Jahrzehnten zu den Schwerpunktgebieten der deutschen Forschungslandschaft (Sommer, 2005). Es gibt viele entscheidende Gründe, warum man sich mit den marinen Ökosystemen² beschäftigen muss. Die Meere bedecken 71 Prozent der Erdoberfläche und sind für die Erhaltung des Lebens auf der Erde von großer Bedeutung. Etwa die Hälfte der weltweiten biologischen Primärproduktion findet im Meer statt (Sommer, 2005). Etwa 70 Prozent der Menschen leben an Küsten oder in Küstennähe. Die Küstenzonen sind diejenigen Bereiche des Meeres, die am stärksten vom Menschen beeinflusst werden. Der anthropogene Einfluss durch Stoffeinträge sowie durch zunehmende wirtschaftliche Nutzung liefert einen wichtigen Grund, die natürlichen und anthropogenen Veränderungen der Meere systematisch zu erfassen. Nur durch ein tiefes Verständnis dieser Systeme kann es gelingen, diese für Mensch und Natur gleichermaßen wichtigen Lebensräume funktionsfähig zu erhalten.

Ein entscheidender Indikator für die „Gesundheit“ eines Gewässers ist sein Gehalt an gelöstem Sauerstoff (Hupfer, 1984).

Der im Wasser gelöste Sauerstoff ist besonders wichtig für das Leben im Wasser. Sinkt die Konzentration des gelösten Sauerstoffs unter $3 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$, können viele Organismen, insbesondere Fische, Larven und Fischeier, nicht überleben.

¹ Ernst Heinrich Philipp August Haeckel (*1834 Potsdam, †1919 Jena) war ein deutscher Zoologe und Philosoph, der die Arbeiten von Charles Darwin in Deutschland bekannt gemacht und ausgebaut hat.

² Verschiedene Arten, die in einem Gebiet leben und sich gegenseitig und ihre Umwelt beeinflussen, bilden ein Ökosystem. Der Begriff wurde 1935 vom britischen Biologen und Geobotaniker Arthur George Tansley in die Ökologie eingeführt.

Die Mechanismen, die zur Bildung von sauerstoffarmen Zonen führen, sind allerdings sehr komplex. Es besteht daher Bedarf an Untersuchungen, die zum besseren Verständnis der Sauerstoffdynamik eines Gewässers beitragen. Im Gegensatz zur Meteorologie, wo zumindest über Land eine relativ große Datendichte gegeben ist, müssen Ozeanographie und Ökologie stärker auf die Simulationsergebnisse numerischer Modelle zurückgreifen, um die zeitliche und räumliche Dynamik der verschiedenen Prozesse erfassen und interpretieren zu können.

Ausgangspunkt und Motivation für diese Arbeit ist die Fragestellung nach der Untersuchung und Quantifizierung der regionalen und zeitlichen Variabilität der Sauerstoffkonzentration in der Nordsee, da solche systematischen Studien zur Sauerstoffdynamik in der Nordsee noch nicht existieren. Im Einzelnen geht es in dieser Arbeit darum, Charakteristika im Jahresgang des Sauerstoffs herauszuarbeiten und diese sowohl auf der Grundlage physikalischer und biologischer Zusammenhänge zwischen dem Sauerstoff und den anderen Zustandsgrößen des Ökosystems, als auch als Folge atmosphärischer und ozeanographischer Antriebsmechanismen zu erklären.

Der Sauerstoffgehalt im Wasser wird zum einen durch physikalische Prozesse bestimmt. So hängt seine Löslichkeit sehr stark von der Temperatur und vom Salzgehalt des Wassers ab.

Ein weiterer physikalisch gesteuerter Prozess besteht in dem Sauerstoffaustausch zwischen Meer und Atmosphäre. Von besonderer Bedeutung für das Leben der Organismen im Wasser ist die Fähigkeit des Wassers, atmosphärischen Sauerstoff aufzunehmen. Unter bestimmten Bedingungen kann der Sauerstoff aber auch wieder aus dem Wasser in die Atmosphäre entweichen. Wind und Wellen sind der Motor, der diese Vorgänge antreibt.

Der jährliche Verlauf der Sauerstoffkonzentration im Tiefenprofil wird durch die enge Wechselwirkung physikalischer (Schichtung vs. Durchmischung) und biologischer (Produktion vs. Verbrauch) Prozesse gesteuert. In der oberflächennahen durchleuchteten (euphotischen³) Zone wird durch die Photosynthese der Primärproduzenten⁴ Sauerstoff freigesetzt. Beim Abbau abgestorbener Phytoplankter, aber auch anderer organischer Partikel (Detritus⁵), wird hingegen Sauerstoff verbraucht. Diese Sauerstoffzehrung macht sich besonders in den tiefen, zumeist aphotischen⁶

³ Euphotische Zone ist definiert als die obere, durchleuchtete Schicht des Wassers, in der effektive Photosynthese möglich. Ihre Untergrenze liegt in der Tiefe, in der noch etwa 1 % der Oberflächeneinstrahlung vorhanden ist.

⁴ Primärproduzenten sind die im Wasser existierenden Lebewesen (Pflanzen, Blaualgen und autotrophe Bakterien), die mit Hilfe von Licht oder chemischer Energie aus anorganischen Substanzen Biomasse produzieren.

⁵ Detritus ist der, frei im Wasser schwebender, allmählich absinkender, unbelebter Stoff aus abgestorbenen, sich zersetzenden Tier- und Pflanzenresten.

⁶ Aphotische Zone ist dunkle Tiefenschicht, in der keine Photosynthese möglich ist.

Wasserschichten bemerkbar, da das Plankton nach seinem Absterben absinkt, und somit in der Tiefe durch den Konsumenten⁷ und Destruenten⁸ abgebaut wird. Da die tieferen Schichten im Sommer einerseits aufgrund der Diffusionsbarriere keinen Kontakt mit den darüberliegenden Schichten haben und andererseits durch anhaltenden Sauerstoffverbrauch charakterisiert sind, verarmen sie zunehmend an Sauerstoff. Erst die Durchmischung der Wassersäule kann die erforderliche Sauerstoffkonzentration wieder herstellen.

Seit mehr als 20 Jahren wird mit Besorgnis über die Eutrophierung⁹ in der Nordsee diskutiert, ein gravierendes Problem vor allem in der südlichen Nordsee. Eine mögliche Folge ist Sauerstoffmangel am Boden: mehr Nährstoffe, welche über die Flüsse und die Atmosphäre in die Nordsee gelangen, verursachen verstärktes Algenwachstum. Dann sinken mehr biogene Partikel zum Meeresboden. Das bedeutet mehr Nahrung für das Zooplankton und für die Bakterien, die in Bodennähe leben. Bei erhöhter Nahrungsaufnahme verbrauchen diese Organismen mehr Sauerstoff. Insbesondere dort, wo Schichtung und hohe Nährstoffzufuhr zusammen kommen, besteht eine erhöhte Wahrscheinlichkeit dafür, dass bei entsprechenden Wetterlagen Sauerstoffmangel am Boden entsteht. Unter extrem ungünstigen Umständen kann sich dieser Sauerstoffmangel so verstärken, dass „tote Zonen“ entstehen, wie sie etwa im Kattegat, im Schwarzen Meer und im nördlichen Adriatischen Meer beobachtet wurden.

Die im Rahmen dieser Arbeit vorgestellten und diskutierten Ergebnisse sollen zum besseren Verständnis der komplexen Sauerstoffdynamik in relativ flachen Schelfgebieten führen.

Im folgenden Kapitel 2 wird zunächst die Theorie der Löslichkeit¹⁰ von Sauerstoff im Wasser beschrieben. Hier werden auch der Austauschprozess von Sauerstoff mit der Atmosphäre sowie die im Modell verwendeten Parametrisierungen zu seiner Realisierung ausführlich behandelt.

Im Kapitel 3 wird das verwendete ökologische Modell ECOHAM2 vorgestellt. Weiterhin wird das Untersuchungsgebiet hinsichtlich seiner für die vorliegende Studie relevanten Eigenschaften charakterisiert. Für die Simulation wurden realistische

⁷ Konsumenten (Tiere, Pilze, viele Bakterien) verwenden die von Produzenten aufgebauten organischen, energiereichen Stoffe zu ihrer Ernährung. K.1. Ordnung sind Pflanzenfresser, K. 2., 3. und höherer Ordnung sind Fleischfresser.

⁸ Destruenten sind die Zersetzer, die innerhalb eines Nahrungsnetzes die abgestorbenen, organischen Rückstände der Produzenten und Konsumenten zu anorganischen Stoffen abbauen und sie wieder den Stoffkreisläufen zuführen.

⁹ Eutrophierung – eutroph, nährstoffreich kommt aus dem Griechischen und bedeutet „gut ernährt“. Damit wird die Zunahme an Nährstoffen, besonders von Phosphor- und Stickstoffverbindungen, in einem Gewässer und dadurch bedingtes übermäßiges Wachstum von Wasserpflanzen beschrieben.

¹⁰ Löslichkeit ist diejenige Stoffmenge, die unter zu definierenden Bedingungen im Lösungsmittel löslich ist. Die Löslichkeit gasförmiger Stoffe in Flüssigkeiten nimmt mit zunehmender Temperatur stets ab.

Antriebsdaten der Jahre 1995, 2000 und 2006 benutzt, um den Einfluss von physikalischen und biologischen Faktoren auf die Sauerstoffentwicklung zu erfassen. Um eine bessere Interpretation der Modellergebnisse zu erzielen, werden insbesondere die Modellgleichungen detailliert vorgestellt, die die Realisierung des Sauerstoffkreislaufes für das Untersuchungsgebiet ermöglichen.

Das Kapitel 4 befasst sich mit den Untersuchungen zum Gasaustausch zwischen Wasser und Atmosphäre. Hier wird insbesondere der Sauerstoff-Austausch näher betrachtet. Grundlage dieser Analyse sind die Modellergebnisse, die unter Verwendung der verschiedenen Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit erzielt wurden.

Der Kreislauf des Sauerstoffs hängt über die Photosynthese und über die Respiration¹¹ eng mit dem Kreislauf des Kohlenstoffs zusammen. Bei der Photosynthese entsteht soviel Sauerstoff, wie Kohlendioxid gebunden wird. Bei der Atmung verbrauchen die Lebewesen Sauerstoff, um organischen Kohlenstoff zu oxidieren. Entsprechend der Photosyntheseaktivität der Pflanzen sowie der Respiration der heterotrophen Lebewesen weisen somit die Sauerstoffkonzentrationen einen Jahresgang auf, der im Kapitel 5 dargestellt und diskutiert wird.

Aufgrund der räumlich variablen sommerlichen Schichtung sowie unterschiedlicher biologischer Prozesse oberhalb bzw. unterhalb der Sprungschicht treten regionale Differenzen zwischen den Oberflächen- und Bodenverteilungen der Sauerstoffkonzentration auf. Die regional unterschiedlichen Sauerstoffprofile sowie der Sauerstoffgehalt in Bodennähe werden anhand eines Vergleiches zwischen Modellrechnungen und vorhandenen Messungen in Kapitel 6 diskutiert.

Im Kapitel 7 werden die ersten Ergebnisse aus der Kopplung des Modells ECOHAM2 mit dem Ausbreitungsmodell BSHmod.E des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie vorgestellt.

Eine Zusammenfassung der in dieser Arbeit erhaltenen Ergebnisse in Kapitel 8 schließt die Arbeit ab.

2 Sauerstoff im Wasser

Sauerstoff¹² ist das am häufigsten vorkommende Element der Erdkruste. Die Luft besteht zu fast einem Fünftel (Volumen) aus Sauerstoff. Ungebundener gasförmiger Sauerstoff besteht normalerweise aus einem zweiatomigen Molekül (O_2), aber es gibt ihn auch in dreiatomiger Form (O_3) - besser bekannt unter dem Namen „Ozon“. Eine kleine Menge des Gases ist in Gewässern gelöst.

Der gelöste Sauerstoff im Wasser (DO - dissolved oxygen) ist ein Indikator für den Zustand eines Gewässers. Der DO – Wert gibt an, wie viel Sauerstoff sich ungebunden, also gelöst und somit verfügbar für Lebewesen, in dem Gewässer befindet.

2.1 Löslichkeit von Sauerstoff im Wasser

Der im Meer vorhandene Sauerstoff stammt entweder aus der Luft oder von den Wasserpflanzen, die bei der Photosynthese Sauerstoff abgeben. Er löst sich nicht in beliebiger Menge. Seine Löslichkeit hängt sehr stark von der Temperatur und vom Salzgehalt des Wassers ab. Allgemein gilt für die Löslichkeit von Sauerstoff in Wasser: je kälter und salzärmer das Wasser, desto größer ist seine Aufnahmefähigkeit für Sauerstoff.

2.1.1 Wasser als Lösungsmittel

Die molekulare Struktur verleiht dem Wasser seine besonderen Eigenschaften. Das Wassermolekül stellt mit seinen zwei Wasserstoffatomen und dem Sauerstoffatom einen Dipol dar. Dabei treten Wechselwirkungen zwischen den positiv polarisierten Wasserstoffatomen eines Moleküls einerseits und den leichtbindenden Elektronenpaaren am negativen Ladungsschwerpunkt des Sauerstoffs eines

¹¹ Respiration: Atmung, katabolische Oxidation von organischen Substanzen zur Energiegewinnung

¹² für mehr Information siehe Anhang

benachbarten Wassermoleküls auf. Diese Wasserstoffbrückenbindungen verbinden die Wassermoleküle zu großen Aggregaten (Clustern, siehe Abb. 2.1). Je nach Temperatur werden durch ständigen Auf- und Abbau der H-Brücken unterschiedlich große Cluster gebildet.

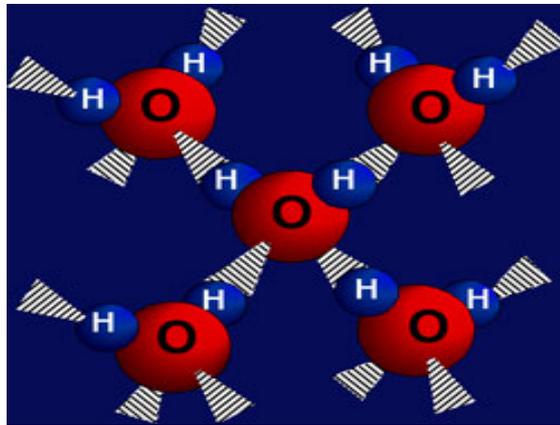


Abb. 2.1: Wassermoleküle bilden untereinander 3D-Brücken aus.

2.1.2 Lösungsvorgang

Polare Substanzen wie Salze lösen sich exzellent im Wasser. Fette und Öle hingegen werden vom Wasser abgestoßen. Lösung eines Stoffes im Wasser heißt nicht, dass sich der Stoff mit diesem verbindet oder mit ihm reagiert. Vielmehr bedeutet es, dass sich seine Moleküle zwischen die Wassermoleküle schieben.

Beim Lösungsvorgang geht es um die physikalische Wechselwirkung zwischen den zu lösenden Teilchen und den Teilchen des Wassers. Die Vorgänge laufen an den Phasengrenzen Kristall/Wasser bzw. Gas/Wasser ab. Egal ob es sich um die Lösung von Gasen oder Salzkristallen handelt: Grundsätzlich werden dabei die Teilchen des zu lösenden Stoffes von Wassermolekülen umhüllt (siehe Abb. 2.2). Diesen Vorgang nennt man Hydratation. Anschließend werden diese Aggregate durch Diffusion (beim Erwärmen unterstützt durch Konvektionsströme) wegtransportiert und gleichmäßig verteilt.

Die gute Wasserlöslichkeit vieler Salze beruht auf der elektrischen Ladung der Ionen und der Struktur der Wassermoleküle.

Die Dipolmoleküle des Wassers umlagern zunächst die Gitter-Ionen an den Ecken und Kanten des eingetauchten Kristalls (wo die Ionen den Wassermolekülen mehr Angriffsfläche bieten). Zwischen den Ionen und den Dipolmolekülen des Wassers

wirken elektrostatische Anziehungskräfte. Diese Kräfte sind relativ stark, besonders wenn das Ion klein ist und eine hohe Ladung besitzt.

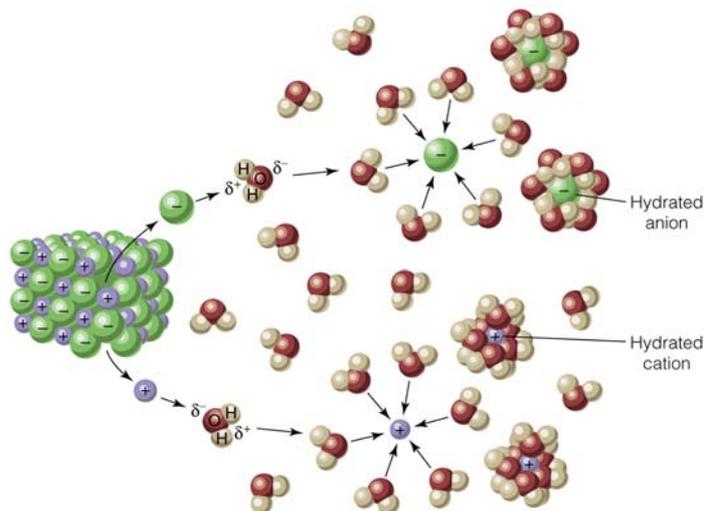


Abb. 2.2: Lösungsvorgang eines Ionenkristalls und Hydratation der Ionen.

Bei dem Lösungsvorgang werden die Ionen Schicht für Schicht aus dem Kristall herausgelöst. Die Wasser-Dipole umgeben die positiv geladenen Kationen und Anionen mit ihren schwach-negativ geladenen Sauerstoffatomen. Durch die Wechselwirkung zwischen Ionen und Dipolmolekülen bildet sich um jedes Ion eine kugelförmige Hydrathülle aus Wassermolekülen. Durch die Hydrathüllen sind die Ionen voneinander abgeschirmt. Sie können erst dann wieder einen Feststoff bilden, wenn nicht mehr genügend Wassermoleküle zwischen ihnen vorhanden sind. Dann entsteht ein unlöslicher Bodenkörper.

Auch um Gasmoleküle herum baut das Wasser eine Hydrathülle. Die sieht anders aus als diejenige bei den Ionkristallen oder etwa bei Zuckermolekülen. Die Gashydrathülle kann man sich wie einen Käfig aus Wassermolekülen vorstellen. Diese „Käfige“ sind der Grund dafür, weshalb bei Gasen das Lösen durch Erwärmen erschwert wird. Denn die Bindungen zwischen den gelösten und den Wassermolekülen sind gegenüber den oben erwähnten Ion/Dipol- Wechselwirkungen wesentlich schwächer. Deshalb reicht schon eine geringe Energiezufuhr durch Erwärmung zur Zerstörung der Hydrathüllen aus.

2.2 Sauerstoffaustausch mit der Atmosphäre

Eine wichtige Wechselwirkung zwischen Meer und Atmosphäre besteht in dem Stoffaustausch zwischen diesen beiden Subsystemen. Von besonderer Bedeutung für das Leben der Organismen im Wasser ist die Fähigkeit des Wassers, atmosphärischen O_2 aufzunehmen. Dabei kann kaltes Oberflächenwasser mehr Gas aufnehmen als warmes. Unter bestimmten Bedingungen kann der Sauerstoff wiederum aus dem Wasser in die Atmosphäre entweichen. Wind und Wellen sind der Motor, der diese Vorgänge antreibt.

Im Folgenden wird der Prozess des Gasaustausches zwischen Atmosphäre und Wasser erläutert. Der Gasaustausch erfolgt mit einer so genannter Transfergeschwindigkeit (engl. piston velocity). Sie ist entscheidend für den Stofftransport. Mit ihr lässt sich ausdrücken, wie schnell ein Gas (Sauerstoff) über die Grenzfläche Wasser-Luft transportiert wird. Ihre Bestimmung ist daher von besonderer Bedeutung. Es gibt viele verschiedene Parametrisierungen für diese Transfergeschwindigkeit. In diesem Abschnitt sollen zuerst die grundlegenden physikalischen Mechanismen des Gasaustausches erläutert und danach die Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit vorgestellt werden, die für die Modellsimulationen verwendet wurden.

2.2.1 Gasaustausch und Parametrisierung

Ein Transfer von Gasen erfolgt in beiden Richtungen, sowohl aus der Atmosphäre in das Meer wie auch umgekehrt. Die wichtigsten Faktoren, die diesen Austausch bestimmen, sind die Konzentrationsunterschiede des Gases zwischen Luft und Wasser und die Windgeschwindigkeit. Allerdings kennt man bislang nicht alle Faktoren, die den Transfer/Austausch von Gasen über die Meeresoberfläche kontrollieren.

Der Gasaustausch zwischen Luft und Wasser wird durch den Gasfluss F :

$$F = k(U, T, S) \cdot (\beta(T, S, P) \cdot C_L - C_W) \quad (2.1)$$

mit

U	=	Windgeschwindigkeit	$[m \cdot s^{-1}]$
T	=	Wassertemperatur	$[^{\circ}C]$
S	=	Salzgehalt	$[psu^{13}]$
P	=	atmosphärischer Druck	$[hPa]$

¹³ Practical Salinity Unit, 1 psu entspricht einem Salzgehalt von 0.1 %

beschrieben, der von der Transfargeschwindigkeit k [$m \cdot d^{-1}$], der dimensionslosen Löslichkeit β und dem Konzentrationsunterschied zwischen Luft und Wasser, $C_L - C_W$ [$mmol O_2 \cdot m^{-3}$] abhängt. Die Dimension des Flusses F ist $mmol O_2 \cdot (m^{-2} \cdot d^{-1})$.

2.2.2 Grenzflächenprozesse

Modelle, die den Austausch des Gases über die Oberfläche einer Flüssigkeit beschreiben, existieren schon seit den 20er Jahren. Bei einem Modell handelt es sich um ein Filmmodell, das im Folgenden vorgestellt wird. Entscheidend für die Transfergeschwindigkeit von Gasen über die Grenzfläche sind die Vorgänge in der Grenzschicht. Turbulenter Transport, der eine effektive Durchmischung bewirkt, kann über die Phasengrenze zwischen Luft und Wasser nicht stattfinden, da die freie Weglänge der Turbulenz bei Annäherung an die Wasseroberfläche immer kleiner wird. Bei Annäherung an diese Phasengrenze wird deshalb der Transport durch molekulare Diffusion überwiegen. Daher wird der Gasaustausch durch molekulare Diffusion in der Grenzschicht bestimmt.

Das Filmmodell

Für die Beschreibung des Gasaustausches wurde von Whitman (1923) ein Zwei-Schichten-Modell (engl. „two layer model“) entwickelt.

Im Zwei-Schichten-Modell setzt man die Existenz von zwei dünnen Schichten auf der Wasser- und Luftseite voraus, in denen keine Turbulenzen auftreten. In diesen Schichten gilt dann das Diffusionsgesetz. Der Modellansatz berücksichtigt das Henry-Dalton Gesetz und den Sauerstoff-Konzentrationsunterschied zwischen Luft und Wasser. Er ist unter anderem von Liss und Slater (1974) sowie von Liss und Merlivat (1986) zur Bestimmung des Gasaustausches verwendet worden. Abb. 2.3 skizziert die zu Grunde liegende Modellvorstellung. Das Modell besteht aus zwei Hauptschichten in der Luft und im Wasser (1 und 4), die gut durchgemischt sind und die jeweiligen Gaskonzentrationen C_L und C_W besitzen. Der Gastransfer zwischen Wasser und Atmosphäre wird durch das Konzentrationsgefälle zwischen beiden Phasen verursacht. Dabei treten zwei Mechanismen auf: molekulare Diffusion und turbulente Konvektion. Bei der Annäherung an die Phasengrenze überwiegt der Transport durch molekulare Diffusion. Dieser Bereich besteht aus zwei dünnen Filmschichten (in Abb. 2.3 als 2 und 3 gekennzeichnet). Die oberste beliebig dünne Wasserschicht (3) befindet sich stets im Gleichgewicht mit der untersten aufliegenden Luftschicht (2).

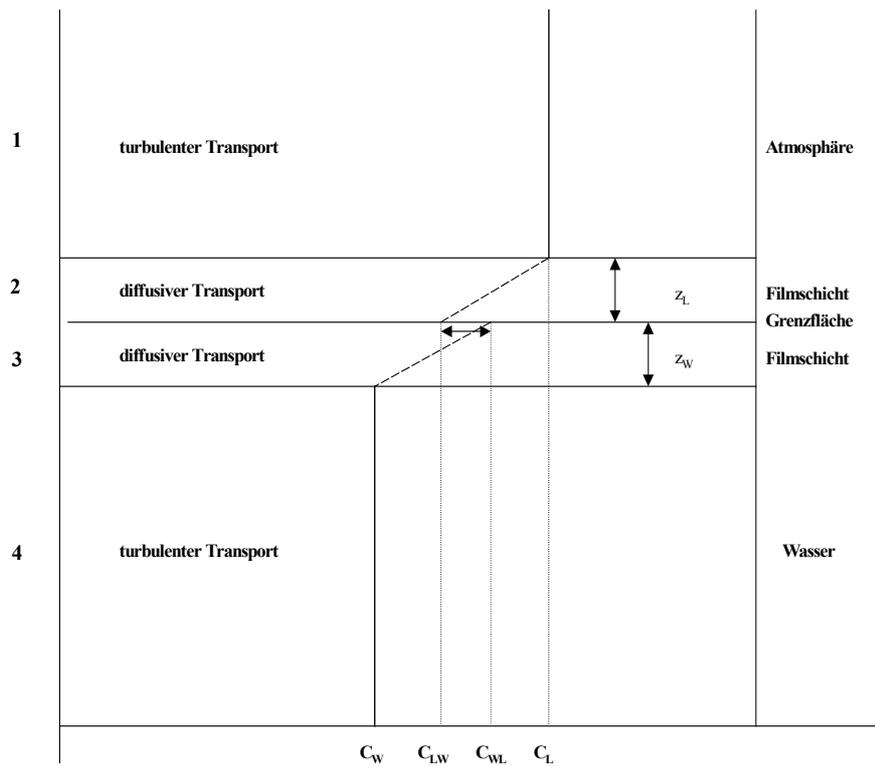


Abb. 2.3: Zwei-Schichten-Modell: Darstellung nach Whitman (1923) und Liss und Slater (1974).

Die Schichten auf der Wasser- und der Luftseite der Grenzfläche stellen zwei in Reihe geschaltete Widerstände für diffundierende Gasmoleküle dar (Whitman, 1923; Liss, 1974). Diffusiver Transport durch jede Filmschicht wird nach dem 1. Fickschen Gesetz (z. B. nach Alonso, 1980) durch den Gasfluss F ausgedrückt:

$$F = -D_{gas,mol} \frac{dC}{dz} \quad (2.2)$$

mit

$$\begin{aligned} D_{gas,mol} &= \text{molekularer Diffusionskoeffizient}^{14} && [m^2 \cdot s^{-1}] \\ dC/dz &= \text{Konzentrationsgradient} && [mol \cdot m^{-3} \cdot m^{-1}]. \end{aligned}$$

¹⁴ D_{gas} ist abhängig von der Temperatur und liegt für die meisten anorganischen Gase zwischen $2 - 5 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Süßwasser, 0 °C).

Für die diffusiven Schichten 2 (Luft) und 3 (Wasser) gilt somit nach Gleichung (2.2):

$$F_L = \frac{D_L}{z_L} \cdot (C_L - C_{LW}) = k_L \cdot (C_L - C_{LW}) \quad (2.3)$$

$$F_W = \frac{D_W}{z_W} \cdot (C_{WL} - C_W) = k_W \cdot (C_{WL} - C_W) \quad (2.4)$$

Die Dicken der viskosen Schichten z_L und z_W sind umgekehrt proportional zur Windgeschwindigkeit und Turbulenz. k_L und k_W sind die Transfargeschwindigkeiten durch die Luftschicht (2) bzw. durch den Wasserfilm (3). Beide haben die Einheit [Länge/Zeit]. Im Zwei-Schichten-Modell hängt die Transfargeschwindigkeit nur von der molekularen Diffusion und von der Dicke der Grenzschicht ab. Der Austausch zwischen der Konzentration C_{LW} ¹⁵ und C_{WL} ¹⁶ wird durch das Henry-Dalton-Gesetz beschrieben. Der Henry-Koeffizient K_H :

$$K_H = \frac{1}{\beta} = \frac{C_{LW}}{C_{WL}} \quad (2.5)$$

verknüpft diese beiden Konzentrationen miteinander und ist umgekehrt proportional zur Löslichkeit β . Im Zwei-Schichten-Modell gilt, dass im stationären Zustand der molekulare Gasfluss durch die Luftschicht (2) gleich dem Fluss durch die Wasserschicht (3) ist. Mit Hilfe von Gl. (2.5) ergibt sich dann folgende Beziehung:

$$F = F_L = F_W$$

$$k_L \cdot (C_L - C_{LW}) = k_W \cdot \left(\frac{C_{LW}}{K_H} - C_W \right) \quad (2.6)$$

Aus Gleichung (2.6) lässt sich die Konzentration C_{LW} bestimmen:

¹⁵ C_{LW} ist die atmosphärenseitige Konzentration direkt an der Grenzfläche Atmosphäre - Wasser

¹⁶ C_{WL} ist die wasserseitige Konzentration direkt an der Grenzfläche Atmosphäre-Wasser

$$C_{LW} = \frac{k_W \cdot C_W + k_L \cdot C_L}{k_L + \frac{k_W}{K_H}} \quad (2.7)$$

Mit Hilfe von Gl. (2.7) kann C_{LW} (bzw. C_{WL}) aus Gl. (2.6) eliminiert werden. Mit Gl. (2.5) folgt für den Gasfluss F :

$$F = \frac{k_L \cdot k_W}{k_L + \frac{k_W}{K_H}} \cdot \left[\frac{C_L}{K_H} - C_W \right] = \frac{k_L \cdot k_W}{k_L + \beta \cdot k_W} \cdot [\beta \cdot C_L - C_W] \quad (2.8)$$

Nach der Definition einer totalen Transfargeschwindigkeit k_{tot} :

$$k_{tot} = \frac{k_L \cdot k_W}{k_L + \beta \cdot k_W} \quad (2.9)$$

oder

$$\frac{1}{k_{tot}} = \frac{1}{k_W} + \frac{\beta}{k_L} \quad (2.10)$$

gilt endgültig:

$$F = k_{tot} \cdot (\beta \cdot C_L - C_W) \quad (2.11)$$

Die Transfargeschwindigkeit k_L durch die Luftschicht und k_W durch die Wasserschicht besitzt für verschiedene Gase unterschiedliche Größenordnungen. Sie ist für den Gasaustausch zwischen der Atmosphäre und Wasser von entscheidender Bedeutung. Sie lässt jedoch keine Aussage über die tatsächlichen Mechanismen des Transports, insbesondere die Struktur der Turbulenz zu. Als Messgröße jedoch hat sie eine große Bedeutung, da sie die mittlere Geschwindigkeit des Austausches von Gasen beschreibt.

Anhand der Gl. (2.10) lassen sich zwei Fälle unterscheiden:

1. $\frac{1}{k_W} \gg \frac{\beta}{k_L}$ (z.B. für O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , CH_4 , NO_x)

$$2. \quad \frac{\beta}{k_L} \gg \frac{1}{k_W} \quad (\text{z.B. für HCl, SO}_2, \text{SO}_3, \text{NH}_3)$$

Für Gase mit geringer Löslichkeit und geringer chemischer Reaktivität im Wasser (Fall 1) wird der Austausch durch die Wassergrenzschicht bestimmt. Hingegen wird bei Gasen mit hoher Löslichkeit und Reaktivität im Wasser der Gasaustausch durch die Luftgrenzschicht bestimmt.

Der Austausch von Sauerstoff ist also durch die Transfargeschwindigkeit k_W im Wasser bestimmt und k_L kann in Gleichung (2.10) vernachlässigt werden (Liss, 1983a). Mit $k_L \gg k_W$ folgt aus Gleichung (2.10) für die Transfargeschwindigkeit $k_{tot}=k_W=k$ und der Ausdruck für den Gasfluss lässt sich für Sauerstoff wie folgt vereinfachen:

$$F = k \cdot (\beta \cdot C_L - C_W) \quad . \quad (2.12)$$

2.2.3 Sauerstoffsättigung

Der Gasfluss hängt also von der Transfargeschwindigkeit $k [m \cdot d^{-1}]$, der dimensionslosen Löslichkeit β und dem Konzentrationsunterschied zwischen Luft und Wasser, $C_L - C_W [mmol O_2 \cdot m^{-3}]$ ab. Ein Produkt zwischen der Löslichkeit β und der Gaskonzentration C_L in der Atmosphäre ($C_{sat} = \beta \cdot C_L$) drückt die Sauerstoffsättigungskonzentration¹⁷ im Wasser aus. Bevor im nächsten Abschnitt die Transfargeschwindigkeit ausführlich behandelt wird, wird in diesem Abschnitt vorerst die Parametrisierung der Sauerstoffsättigungskonzentration vorgestellt.

Die Sauerstoffkonzentration im Wasser ist von der Löslichkeit abhängig, die eine Funktion des atmosphärischen Druckes, der Wassertemperatur und des Salzgehaltes ist. Sind die Konzentrationen von Sauerstoff im Wasser und in der Luft im Gleichgewicht, so ist das Meerwasser zu 100 % mit Sauerstoff gesättigt und seine maximale Aufnahmefähigkeit ist erreicht. Den bei einer bestimmten Temperatur und einem bestimmten Salzgehalt des Wassers maximal möglichen Sauerstoffgehalt des Wassers bezeichnet man als Sättigungswert. Zunehmende Wassertemperatur sowie die Zunahme des Salzgehalts bewirken eine Abnahme der Löslichkeit des Gases.

Die Sauerstoffsättigungskonzentration C_{sat} im Wasser wurde zuerst von Weiss (1970) für Süßwasser und Meerwasser in einem Temperaturbereich von 0 bis 40 °C bei einem Luftdruck von 1013.25 hPa (1 atm) untersucht. Aus diesen Messungen ist eine

¹⁷ Ist die maximale Lösungskonzentration, die sich aus der Löslichkeit β und der Gaskonzentration C_L in der Atmosphäre (siehe auch Gl. (2.12) $C_{sat} = \beta \cdot C_L$) ergibt.

Parametrisierung der Gleichgewichtskonzentration bestimmt worden. Benson und Krause (1984) korrigierten mit ihrem Bestimmungsverfahren die Sättigungsdaten um etwa 0.1 %. In dieser Arbeit wird die Sauerstoffsättigungskonzentration von Benson und Krause (1984) verwendet, da sie auch in die International Oceanographic Tables (UNESCO, 1986) übernommen wurde.

Nach Benson und Krause (1984) gilt für die Gleichgewichtskonzentration C_{sat} die folgende Beziehung:

$$\ln C_{sat}(T, S) = A_0 + \frac{A_1}{T} + \frac{A_2}{T^2} + \frac{A_3}{T^3} + \frac{A_4}{T^4} + S \cdot \left[B_0 + \frac{B_1}{T} + \frac{B_2}{T^2} \right] \quad (2.13)$$

mit

$$\begin{aligned} T &= \text{Wassertemperatur} && [\text{K}] \\ S &= \text{Salinität} && [\text{psu}]. \end{aligned}$$

Die Konstanten A_0 bis A_4 und B_0 bis B_2 sind im Anhang in der Tabelle 11.3 zu finden. Abb. 2.4 zeigt die Sättigungskonzentration von O_2 für Süß- und für Meerwasser in Abhängigkeit vom Salzgehalt und von der Wassertemperatur nach Benson und Krause (1984). Hier sieht man, dass die Zunahme der Wassertemperatur sich stärker auf die Sättigungskonzentration des Gases auswirkt als die Änderung des Salzgehaltes (siehe auch Tabelle 11.5 im Anhang).

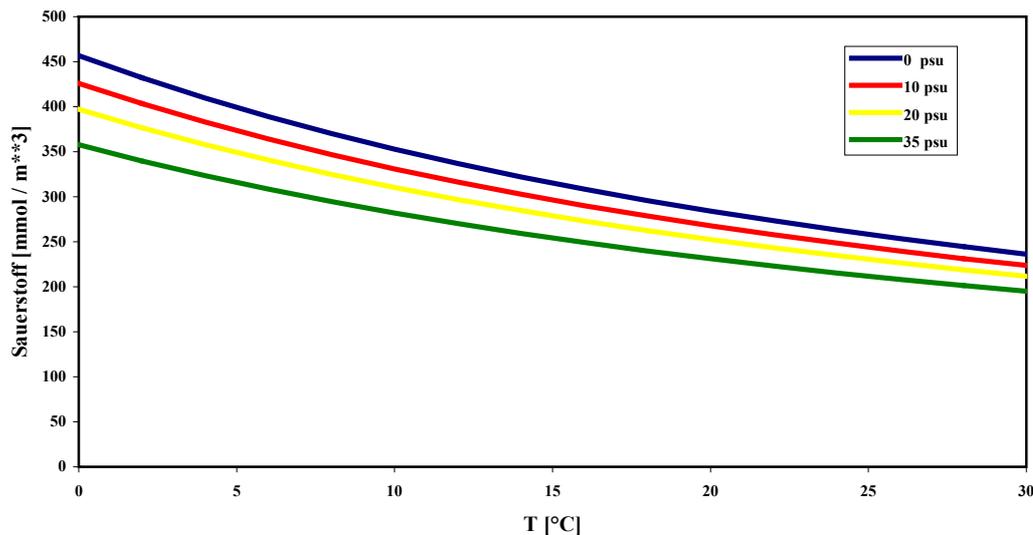


Abb. 2.4: Sauerstoff-Gleichgewichtskonzentration (Sättigung) nach Gleichung (2.13) bei $p\text{O}_2=0.2 \text{ atm}$; nach Benson und Krause (1984).

Bei Normaldruck (1013.25 hPa oder 1 atm), der einem Partialdruck des Sauerstoffes in der Atmosphäre von 0.2 atm entspricht, und 0 °C Wassertemperatur liegt seine Gleichgewichtskonzentration im Meer (S=35 psu) bei 358 mmol·m⁻³ oder 8.0 ml·l⁻¹. Erhöht sich die Temperatur auf 30 °C, so beträgt sie nur 195 mmol·m⁻³ oder 4.4 ml·l⁻¹, d.h. die Sättigungskonzentration reduziert sich um 45 %. Eine Zunahme des Salzgehaltes von 0 auf 35 psu bei konstanter Temperatur dagegen bewirkt eine Abnahme der Gleichgewichtskonzentration um maximal 22 %.

Je nach Wahl der Konstanten A_n und B_n ist die Gleichgewichtskonzentration auf das Volumen [$\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$] bzw. [$\text{mmol}\cdot\text{m}^{-3}$] oder auf das Gewicht des Wassers [$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$] bezogen. Sehr häufig wird sie auch in [$\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}$] oder in [$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$] angegeben.

Tabelle 11.6 im Anhang gibt die Sättigungskonzentrationen von O₂ für Meerwasser mit einem Salzgehalt von 35 psu in Abhängigkeit von der Wassertemperatur nach Benson und Krause (1984) wieder.

2.2.4 Transfargeschwindigkeit

Der Gasaustausch zwischen Atmosphäre und Wasser wird durch ein Zusammenspiel von diffusivem und turbulentem Transport kontrolliert. Direkt an der Wasseroberfläche verschwindet der turbulente Transport und der Gasaustausch erfolgt durch den molekular-diffusiven Transport. Der Fluss hier ist direkt proportional zum Diffusionskoeffizienten des Gases. Eine wichtige Größe zum Vergleich der Diffusionskonstanten verschiedener Gase ist die dimensionslose Schmidtzahl:

$$Sc = \frac{\nu}{D_{gas}} \quad . \quad (2.14)$$

Sie verknüpft die kinematische Zähigkeit ν (die Diffusionskonstante für den Impuls) [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$] des Wassers mit der gasspezifischen molekularen Diffusionskonstanten D_{gas} [$\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}$] und bestimmt den diffusiven Anteil der Transfargeschwindigkeit k . Mit der Schmidtzahl ist somit eine Größe gegeben, die das relative Verhältnis der Grenzschichtdicken (z_L und z_W , Abb. 2.3) widerspiegelt.

Messungen zur Bestimmung der Schmidtzahl für O₂ (Stigebrandt, 1991; Wanninkhof, 1992; Keeling et al., 1998; Garcia und Keeling, 2001) zeigten eine Abhängigkeit der Schmidtzahl von Temperatur und Salzgehalt des Wassers. Ihre Temperaturabhängigkeit wird z. B. nach Wanninkhof (1992) durch ein Polynom drittes Grades beschrieben:

$$Sc = a_0 - a_1 \cdot T + a_2 \cdot T^2 - a_3 \cdot T^3 \quad . \quad (2.15)$$

Die Konstanten a_0 bis a_3 für Sauerstoff in Süß- und Meerwasser (Salzgehalt von 35 *psu*) sind in der Tabelle 11.4 auf Seite 157 aufgeführt. In dieser Arbeit wird die Schmidtzahl für Sauerstoff O_2 ausgedrückt durch:

$$Sc_{O_2} = Sc_0 \cdot (1 + 3.14 \cdot 10^{-3} \cdot S), \quad (2.16)$$

wobei für Sc_0 gilt:

$$Sc_0 = 1800.6 - 120.1 \cdot T + 3.7818 \cdot T^2 - 0.047608 \cdot T^3 \quad . \quad (2.17)$$

Sc_0 ist die Schmidtzahl aus Gl. (2.15) für Süßwasser. Die Temperatur in den Gl. (2.15) und (2.17) wird in [$^{\circ}C$] angegeben. Der zweite Term auf der rechten Seite von Gl. (2.16) beschreibt die Salzabhängigkeit und wurde von Wissenschaftlern der Universität Utrecht¹⁸ formuliert. Die Schmidtzahl für den Sauerstoff (Abb. 2.5) gilt in einem Temperaturbereich von 0 bis 30 $^{\circ}C$, in dem sie sich vom maximalen Wert von etwa 2000 auf knapp 300 verringert. Die Unterschiede zwischen den Schmidtzahlen für Süß- und Seewasser liegen bei maximal 10 %. Auch hier ist die Wassertemperatur die entscheidende Einflussgröße. Allgemein gilt, je kälter und salzreicher das Wasser ist, desto größer wird die Schmidtzahl.

Wie schon am Anfang von Kapitel 2.2.2 erwähnt, geschieht der Transport von Gasen über die Grenze zwischen Wasseroberfläche und Atmosphäre durch zwei Mechanismen: Diffusion (Transport durch molekulare Grenzschicht) und turbulente Konvektion. Mit zunehmender Entfernung von der Wasseroberfläche nimmt der Einfluss der Turbulenz zu, die, ab einem bestimmten Abstand, eine dominierende Transportrolle übernimmt. Wie sieht jedoch die tatsächliche Struktur der Turbulenz an der Grenzfläche zwischen beiden Medien aus? Es zeigt sich, dass auch innerhalb der molekularen Grenzschicht Restturbulenz vorhanden ist und dort den Transport gegenüber der rein molekularen Diffusion stark beschleunigt. Im Gegensatz zur Diffusion hängt dieser turbulente Beitrag zum Gasaustausch stark von der Windgeschwindigkeit über der Wasseroberfläche U_{10} ¹⁹ [$m \cdot s^{-1}$] ab. Schon seit längerem ist bekannt, dass der Gasaustausch um so größer ist, je höher die Windgeschwindigkeit ist. Allerdings erweist sich der Zusammenhang zwischen diesen beiden Größen nicht als

¹⁸ Siehe auch Internetseite: www.geo.uu.nl

¹⁹ U_{10} ist die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe.

linear, sondern der Gasaustausch nimmt mit der zweiten bis dritten Potenz der Windgeschwindigkeit zu.

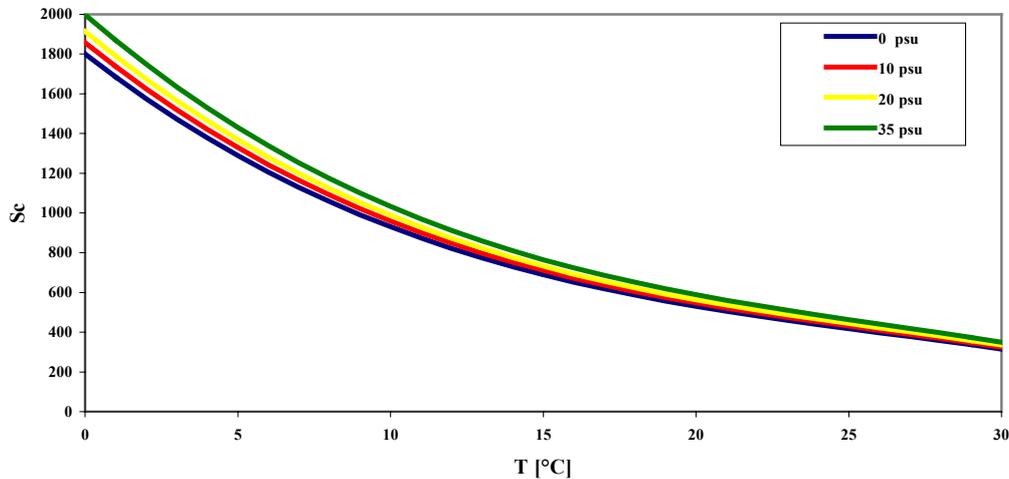


Abb. 2.5: Schmidtzahl für Sauerstoff O_2 nach Gleichung (2.16) bei $pO_2=0.2$ atm in Abhängigkeit von der Wassertemperatur und vom Salzgehalt des Wassers.

Mit Hilfe von Labor-Messungen und Messungen auf dem offenen Ozean ist die Transfargeschwindigkeit k auf verschiedene Weise parametrisiert worden. In den vergangenen Jahren wurde eine Reihe von Gleichungen formuliert, die versuchen den Zusammenhang zwischen der Transfargeschwindigkeit und dem Wind zu beschreiben (Deacon, 1980; Smethie et al., 1985; Liss und Merlivat, 1986; Wanninkhof et al., 1985, 1987; Wanninkhof, 1992; Tans et al., 1990; Jacobs et al., 1999; Nightingale et al., 2000b; Zemmeling et al., 2002). Die bekanntesten und am häufigsten verwendeten Parametrisierungen stammen von Liss und Merlivat (1986) und Wanninkhof (1992). Die meisten Ergebnisse lieferten eine quadratische Abhängigkeit der Transfargeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit. Aus der zeitlichen Veränderung des CO_2 -Budgets der Gotlandsee haben Schneider et al. (1999) eine Transfargeschwindigkeit bestimmt. Diese Parametrisierung gibt eine kubische Abhängigkeit der Transfargeschwindigkeit vom Wind. McGillis et al. (2001a), Wanninkhof und McGillis (1999) sowie Kuss et al. (2003) haben ebenfalls gezeigt, dass der Gasaustausch von CO_2 eine kubische Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit aufweist.

In einer neuen Arbeit beschreibt Woolf (2005) den Einfluss der Brechung von Wellen auf die Gastransfargeschwindigkeit. Seine Untersuchungen haben gezeigt, dass ein Zusammenhang zwischen den Transferraten und dem Grad der Bedeckung der Wasseroberfläche mit Schaumkronen besteht. Dieser ist nach Monahan und Spillane

(1984) proportional zur dritten und nach Zhao und Toba (2001) zur vierten Potenz der Windgeschwindigkeit.

Allgemein gilt: die Transfergeschwindigkeit eines beliebigen Gases im Wasser wird von der Windgeschwindigkeit, der Wassertemperatur und den Eigenschaften des betrachteten Stoffes, die sich in der Schmidtzahl ausdrücken, bestimmt:

$$k \sim U_{10}^m \cdot Sc^{-n} \quad . \quad (2.18)$$

Eine andere Formulierung der Transfergeschwindigkeit liefern das Oberflächenenergie- und das Diffusionsmodell:

$$k = \frac{I}{\chi} \cdot u^* \cdot Sc^{-n} \quad . \quad (2.19)$$

Die Schubspannungsgeschwindigkeit u^* gibt den Turbulenzeintrag in den Wasserkörper wieder und χ ist der dimensionslose Transferwiderstand des Impulses durch die molekulare Grenzschicht.

Die Konstanten m und n aus Gl. (2.18) und χ und n aus Gl. (2.19) müssen experimentell bestimmt werden. Die Laborexperimente von Jähne (1980) ergaben einen Anstieg des Exponenten m von 2 auf 3 bei einem Anwachsen der Windgeschwindigkeit von 3 auf 8 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Die Windgeschwindigkeit U_{10} sorgt für den windinduzierten Impulseintrag in das Wasser und ist somit für den turbulenten Anteil der Transfergeschwindigkeit k verantwortlich.

Die Umrechnung der Transfergeschwindigkeiten von einem Gas auf ein anderes gelingt über den Exponenten der Schmidtzahlverhältnisse. Die Division der Transfergeschwindigkeiten nach Gl. (2.18) für verschiedene Gase liefert den Zusammenhang:

$$\frac{k_{gas1}}{k_{gas2}} = \left(\frac{Sc_{gas2}}{Sc_{gas1}} \right)^n \quad . \quad (2.20)$$

Ist eine Transfergeschwindigkeit k_{gas2} für ein bestimmtes Gas (z.B. CO_2) bekannt, so kann mit Gleichung (2.20) die Transfergeschwindigkeit k_{gas1} eines beliebigen Gases (z.B. des Sauerstoffes) unter den gleichen Bedingungen berechnet werden, sofern deren Schmidtzahlen Sc_{gas2} und Sc_{gas1} und der Exponent n bekannt sind. Der Exponent n ist von den Randbedingungen an der Wasseroberfläche abhängig. Für die Randbedingung einer festen Wand (Jähne et al.; 1984) liegt n bei $2/3$. Weitere Laborexperimente von

Jähne et al. (1984, 1987) haben ergeben, dass sich der Schmidtzahl exponent n für Gase mit zunehmender Windgeschwindigkeit von $2/3$ auf $1/2$ reduziert. Dies entspricht einer Windgeschwindigkeit von $9-10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Vermutlich findet die Verstärkung des turbulenten Transportes durch die Bildung steiler Wellen statt. Untersuchungen von Ledwell (1984) und Wanninkhof und Bliven (1991) haben auch einen Schmidtzahl exponent $n=1/2$ für eine freie Wasseroberfläche ermittelt.

Obwohl eine Reihe von Studien zum Luft-Meerwasser-Gasaustausch in den letzten Jahren durchgeführt wurden, besteht nach wie vor eine Kontroverse darüber, wie der Zusammenhang zwischen der Transfargeschwindigkeit und der Windgeschwindigkeit $k(U_{10})$ zu formulieren ist und insbesondere darüber, ob die Beziehung einer quadratischen oder kubischen Funktion folgt²⁰. Es muss dabei berücksichtigt werden, dass die Untersuchungen für verschiedene Gase durchgeführt wurden und dass die Transfargeschwindigkeiten unter sehr unterschiedlichen Messbedingungen bestimmt wurden. Die Oberflächeneigenschaften im Windkanal und auf dem Ozean können selbst bei scheinbar sauberer Wasseroberfläche stark variieren. Außerdem können nicht alle Untersuchungen bei Starkwindperioden verwendet werden.

Um einen Temperatureffekt auszuschließen und eine noch bessere Vergleichbarkeit der Daten zu erhalten, wurden die ermittelten Transferraten k auf eine Schmidtzahl 600 (Kohlendioxid, bei einer Temperatur von $20 \text{ }^\circ\text{C}$ und für Süßwasser) oder 660 (Kohlendioxid, bei einer Temperatur von $20 \text{ }^\circ\text{C}$ und einem Salzgehalt von 35 psu) nach folgenden Formeln korrigiert:

$$k_{600} = k \cdot \left(\frac{Sc(T, S)}{600} \right)^{-n} \quad (2.21)$$

$$k_{660} = k \cdot \left(\frac{Sc(T, S)}{660} \right)^{-n} . \quad (2.22)$$

Im Folgenden werden die vier in dieser Arbeit verwendeten Parametrisierungen des Gasaustausches kurz erläutert:

Parametrisierung von Wanninkhof 1992

Von Wanninkhof (1992) ist ein Ansatz mit einer quadratischen Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit gewählt worden, basierend auf klimatologischen Winddaten. Bei

²⁰ Siehe Internetseite: www.io-warnemuende.de

diesem Ansatz wurden Messungen in Seen und im Ozean berücksichtigt. Die auf eine Schmidtzahl von 660 (Kohlendioxid, bei einer Temperatur von 20 °C und einem Salzgehalt von 35 psu) normierte Transfergeschwindigkeit lautet:

$$k_{660} = 0.31 \cdot U_{10}^2 \quad . \quad (2.23)$$

Mit der nach Gl. (2.16) ermittelten Schmidtzahl und der über die Formel (2.23) parametrisierten Transfergeschwindigkeit k_{660} ist die Transfergeschwindigkeit des Sauerstoffes für beliebige Temperaturen und beliebige Salzgehalte des Wassers berechenbar:

$$k_{O_2} = 0.31 \cdot U_{10}^2 \cdot \sqrt{\frac{660}{Sc_{O_2}}} \quad . \quad (2.24)$$

Die Beziehung zwischen der Transfergeschwindigkeit von Sauerstoff und der Windgeschwindigkeit ist in Abb. 2.7 (a, b) dargestellt.

Parametrisierung von Wanninkhof und Mc Gillis (1999)

In einer neueren Arbeit von Wanninkhof und McGillis (1999) wurde eine kubische Abhängigkeit der Transfergeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit ermittelt. Für den Sauerstoff (siehe Abb. 2.7 a, b) gilt demzufolge:

$$k_{O_2} = 0.0283 \cdot U_{10}^3 \cdot \sqrt{\frac{660}{Sc_{O_2}}} \quad . \quad (2.25)$$

Parametrisierung nach Nightingale et al. (2000b)

Nightingale et al. (2000b) fanden eine quadratische und lineare Abhängigkeit zwischen k und U_{10} . Die Parametrisierung wurde mit Daten aus Tracer-Experimenten in der südlichen Nordsee an zwei Substanzen (Helium ^3He und Schwefelhexafluorid SF_6)

durchgeführt. Die Transferraten wurden auf eine Schmidtzahl 600 normiert. Die Anwendung der Parametrisierung auf den Sauerstoff ergibt somit:

$$k_{O_2} = [0.333 \cdot U_{10} + 0.0022 \cdot U_{10}^2] \cdot \sqrt{\frac{600}{Sc_{O_2}}} \quad (2.26)$$

Die Abhängigkeit der Transfer- von der Windgeschwindigkeit ist ebenfalls in Abb. 2.7 (a, b) dargestellt.

Parametrisierung nach Woolf (2005)

Grundsätzlich wird also um so mehr Gas ausgetauscht, je stärker der Wind ist. Starke Winde erzeugen hohe Wellen und erhöhen die Rauigkeit der Meeresoberfläche. Wenn bei sehr hoher Windgeschwindigkeit die Wellen brechen, führen sie Milliarden von Luftbläschen in das Oberflächenwasser ein. Diese transportieren Gase aus der Atmosphäre in das Wasser. Außerdem führen die Luftbläschen aber auch zu einer Durchmischung des Wassers. Diese trägt zusätzlich dazu bei, dass Gase aus dem Wasser entweichen und in die Atmosphäre übergehen. Dieser Effekt wird als Bubble-Effekt bezeichnet.

Abb. 2.6 zeigt den Impuls eines Seegangsbrechers, mit dem Tonnen von Wasser mit hoher Geschwindigkeit in die oberflächennahe Meeresschicht hineinstürzen und dabei große Wolken mikroskopisch kleiner Blasen hinterlassen.



Abb. 2.6: Brechender Seegang. Quelle: www.bwb.org

Die Parametrisierungen der Transfargeschwindigkeit nach Woolf (1997) oder Woolf (2005) unterscheiden sich von den anderen, bereits erwähnten Parametrisierungen dadurch, dass die Transfargeschwindigkeit k explizit die Auswirkung der brechenden Wellen auf die Gastransfargeschwindigkeit durch einen additiven Term k_B berücksichtigt.

Nach dem Ansatz von Woolf setzt sich die totale Transfargeschwindigkeit k aus der Summe der zwei Komponenten zusammen:

$$k_{O_2} = k_0 + k_B \quad . \quad (2.27)$$

k_0 beschreibt den linearen Anstieg der Transfargeschwindigkeit bei schwachen Winden. Ihre Parametrisierung konnte mit Gl. (2.19) erfolgen und hat laut Jähne et al. (1987) für Sauerstoff die Form:

$$k_0 = 56.52 \cdot u^* \cdot \sqrt{\frac{600}{Sc_{O_2}}} \quad . \quad (2.28)$$

Da die Transfargeschwindigkeit k_0 [$cm \cdot h^{-1}$] meistens in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe U_{10} angegeben wird, wird die Schubspannungsgeschwindigkeit u^* im Allgemeinen über den von der Windgeschwindigkeit und der Oberflächenrauigkeit abhängigen Windschubspannungskoeffizienten C_D auf die Windgeschwindigkeit U_{10} umgerechnet. C_D ist laut Roedel (2000) oder Deacon (1977) definiert als:

$$C_D = \frac{u^{*2}}{U_{10}^2} \quad . \quad (2.29)$$

Ein typischer C_D -Wert für niedrige Windgeschwindigkeiten liegt bei $1.3 \cdot 10^{-3}$ (Roedel, 2000). Nach Deacon (1977) ist C_D eine Funktion der Windgeschwindigkeit U_{10} [$m \cdot s^{-1}$]. Diese Abhängigkeit lässt sich durch folgende Beziehung ausdrücken:

$$C_D = (0.95 + 0.05 \cdot U_{10}) \cdot 10^{-3} \quad . \quad (2.30)$$

Mit Hilfe von Gl. (2.29) lässt sich somit die Gl. (2.28) für den Sauerstoff umformen zu:

$$k_0 = 56.52 \cdot \sqrt{C_D \cdot \frac{600}{Sc_{O_2}}} \cdot U_{10} \quad . \quad (2.31)$$

Beim Übergang zu höheren Windgeschwindigkeit findet man ein exponentielles Anwachsen der Transfargeschwindigkeit. Woolf (1997) ermittelte eine empirische lineare Beziehung (für die Schmidtzahl $Sc=600$) zwischen der Bubble-Transfargeschwindigkeit k_B und dem dimensionslosen Bedeckungsgrad W der Wasseroberfläche mit Schaumkronen. Die Umrechnung dieser Beziehung auf den Sauerstoff ergibt:

$$k_B = 850 \cdot W \cdot \sqrt{\frac{600}{Sc_{O_2}}} \quad . \quad (2.32)$$

Zhao und Toba (2001) stellten einen Zusammenhang zwischen dem Schaumkronenbedeckungsgrad W und der Windgeschwindigkeit her. Danach ist W proportional zur vierten Potenz der Windgeschwindigkeit gemäß folgender Beziehung:

$$W = 2.98 \cdot 10^{-7} \cdot U_{10}^{4.04} \quad . \quad (2.33)$$

Durch Zusammenfassen von Gl. (2.31) bis Gl. (2.33) lässt sich die Gl. (2.19) für die Transfargeschwindigkeit von Sauerstoff ausdrücken durch:

$$k_{O_2} = \left[56.52 \cdot \sqrt{C_D} \cdot U_{10} + 2.5 \cdot 10^{-4} \cdot U_{10}^{4.04} \right] \cdot \sqrt{\frac{600}{Sc_{O_2}}} \quad (2.34)$$

Die Transfargeschwindigkeiten sind dabei in $[cm \cdot h^{-1}]$ und die Windgeschwindigkeiten U_{10} in $[m \cdot s^{-1}]$ angegeben.

Vergleich der Ansätze

Abb. 2.7 zeigt eine Zusammenstellung aller ausgewählten Parametrisierungen, die die empirische Abhängigkeit der Transfargeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit beschreiben.

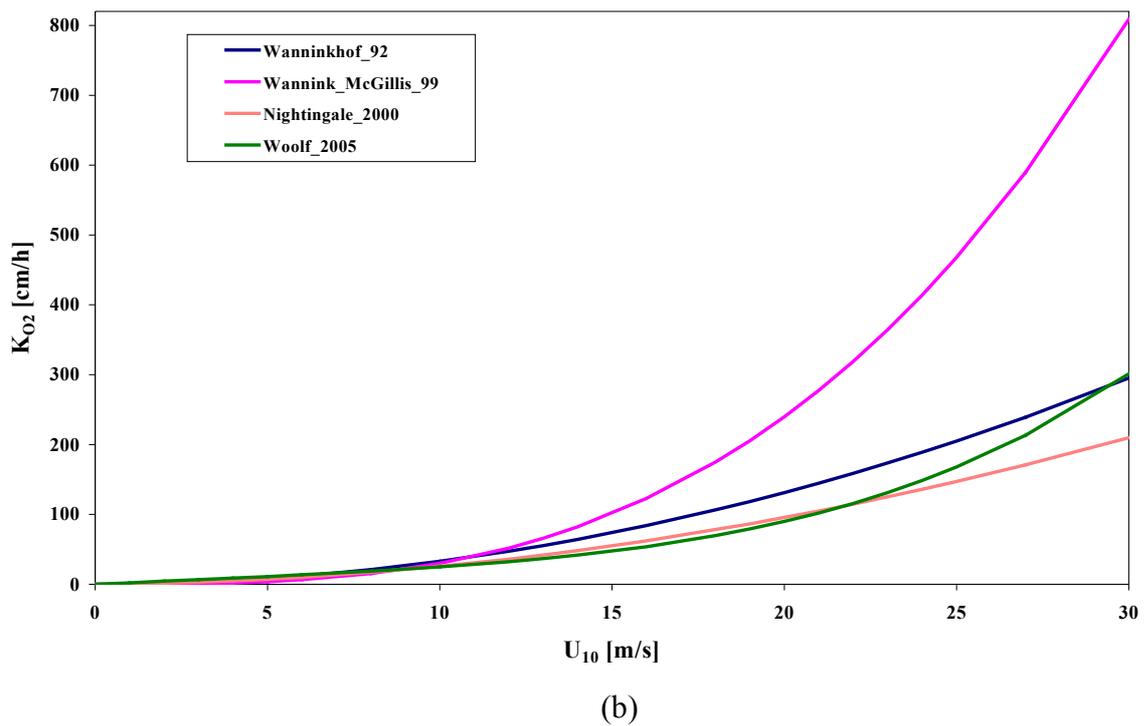
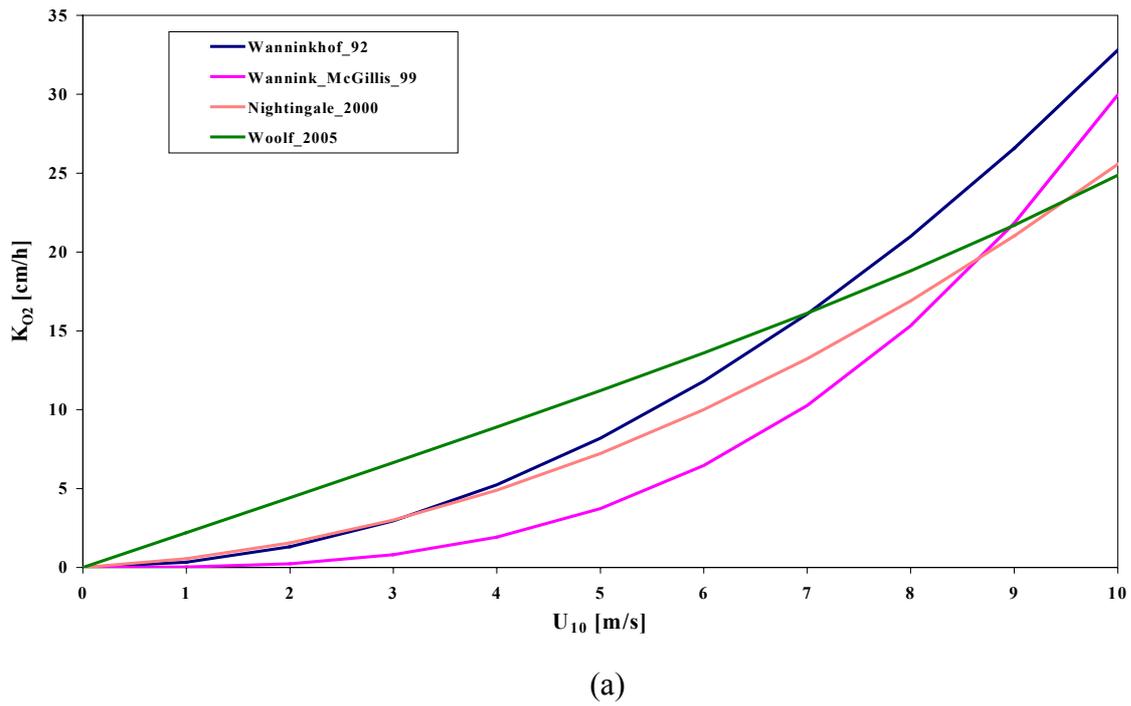


Abb. 2.7: Transfergeschwindigkeiten für Sauerstoff der Schmidtzahl ($Sc=589$, $T=20$ °C, $S=35$ psu) nach Wanninkhof (1992), aufgetragen über der Windgeschwindigkeit von: a) 0-10 $m \cdot s^{-1}$ und b) 0-30 $m \cdot s^{-1}$.

Die Transfergeschwindigkeiten sind für den Sauerstoff der Schmidtzahl 589 (für O₂ im Salzwasser mit 35 psu und einer Wassertemperatur von 20 °C) nach Wanninkhof (1992) über der Windgeschwindigkeit von 0 bis 10 m·s⁻¹ (Abb. 2.7 a) und von 0 bis 30 m·s⁻¹ (Abb. 2.7 b) aufgetragen.

Abb. 2.7 b zeigt, dass die Parametrisierung von Wanninkhof und McGillis (1999) bei Windgeschwindigkeiten über 20 m·s⁻¹ (entspricht einer Stärke von ca. 8 Bft) eine deutlich höhere Transfergeschwindigkeit als die der anderen Autoren ergibt. Unterhalb von 8 m·s⁻¹ dagegen (Abb. 2.7 a) ergibt diese Parametrisierung die niedrigsten Werte. Die Parametrisierung nach Woolf (2005) zeigt zuerst ein lineares Wachstum der Transfergeschwindigkeit bei niedrigen Windgeschwindigkeiten (deutlich in Abb. 2.7 a zu erkennen). Im Vergleich mit den anderen Parametrisierungen wird der Sauerstoff im Intervall von 0 bis 6 m·s⁻¹ deutlich schneller mit der Atmosphäre ausgetauscht. Erst bei höheren Windgeschwindigkeiten findet man ein exponentielles Anwachsen der Transfergeschwindigkeit (Woolf, 2005; Abb. 2.7 b) mit dem Wind. Die in der Abb. 2.7a dargestellten Transfergeschwindigkeiten nach Wanninkhof (1992) und nach Nightingale (2000) zeigen einen ähnlichen Verlauf für niedrige Windgeschwindigkeiten. Bei großen Windgeschwindigkeiten sind die Abweichungen zwischen diesen beiden Parametrisierungen, im Gegensatz zur Parametrisierung nach Wanninkhof und McGillis (1999) sowie derjenigen nach Woolf (2005) relativ gering.

Die Auswirkungen dieser Parametrisierungen auf die mit dem Ökosystemmodell ECOHAM2 berechnete Sauerstoffkonzentration werden im Kapitel 4 untersucht und diskutiert. Zuvor wird im folgenden Kapitel 3 das Modell ECOHAM2 und die für die Implementierung der Sauerstoffdynamik verwendeten Gleichungen vorgestellt.

3 Das Ökosystemmodell ECOHAM2

Ein numerisches Modell ist eine vereinfachte Darstellung eines komplexen realen Systems. Es führt nicht nur zu einem größeren Verständnis der ablaufenden Prozesse, sondern kann auch quantitative Ergebnisse und Prognosen liefern. Dazu werden die wesentlichen Kenntnisse, Informationen und Daten unter bestimmten Annahmen logisch verknüpft. Dies geschieht meistens mit einem Computerprogramm/-modell. Das Modell soll dabei so einfach sein, dass die wesentlichen Merkmale des Systems (definiert in Abhängigkeit vom Verwendungszweck) noch erkennbar sind. Ein ökologisches Modell ist die vereinfachte Darstellung eines Ökosystems. Da Ökosysteme meistens sehr komplex sind, können oftmals nur Teile davon in Modellen abgebildet werden. Ziel eines ökologischen Modells ist es, eine bestimmte Fragestellung zu untersuchen und zu verstehen. Diese Arbeit beschäftigt sich mit der Sauerstoffbilanz der Nordsee. Die im Meer bezüglich des Sauerstoffs beobachteten Phänomene und gesammelten Daten werfen Fragen auf, die mit Hilfe eines ökologischen Modells beantwortet werden können. In den letzten Jahrzehnten wurde eine Reihe von numerischen Modellen entwickelt, mit deren Hilfe das System Nordsee untersucht wurde. Moll und Radach (2003 a) und Radach und Moll (2006) haben den bisherigen Stand der Modellierung des Ökosystems der Nordsee zusammengefasst. Beispiele für 3-dimensionale Ökosystem-Modelle, die im vergangenen Jahrzehnt für die Nordsee angewendet wurden, sind: NORWECOM²¹, GHER²², ECOHAM1²³, ERSEM²⁴, ELISE²⁵, COHERENS²⁶, POL3dERSEM²⁷, ECOSMO²⁸. Abb. 3.8 zeigt beispielhaft die Komplexität der Prozesse, die von einem Ökosystemmodell der Nordsee zu berücksichtigen sind.

Zur Untersuchung der Sauerstoffdynamik in der Nordsee wurde das am IfM Hamburg entwickelte Modell ECOHAM2²⁹ gewählt, das die Wechselwirkungen zwischen

²¹ NORWegian ECOlogical Model System (Skogen et al., 1995).

²² Geo-Hydrodynamics and Environment Research Model (Delhez, 1998).

²³ ECOlogical North Sea Model, HAMBurg, Version 1 (Moll, 1998).

²⁴ European Regional Seas Ecosystem Model (Baretta et al., 1995).

²⁵ Ecological Modelling Software for interactive modelling (Menesquen, 1991).

²⁶ COupled Hydrodynamical Ecological model for REgioNal Shelf seas (Luyten et al., 1999).

²⁷ Proudman Oceanographic Laboratory 3d ERSEM Model (Allen et al., 2001).

²⁸ ECOSystem MOdel (Schrum et al., 2006).

²⁹ ECOlogical North Sea Model, HAMBurg, Version 2 (Pätsch et al., 2002; Pätsch & Kühn, 2007).

biologischen, chemischen und physikalischen Zustandsgrößen im marinen Ökosystem und darauf basierende Stoffkreisläufe speziell für die Nordsee beschreibt. Im Folgenden wird zuerst das ökologische Modell vorgestellt, danach erfolgt die Beschreibung des Untersuchungsgebietes. Seine für die vorliegende Studie relevanten Eigenschaften werden charakterisiert und beschrieben. In Rahmen dieser Arbeit wurde das Ökosystem-Modell ECOHAM2 um den Sauerstoffkreislauf erweitert. Die für die Simulation des Sauerstoffkreislaufes notwendigen Gleichungen werden am Ende dieses Kapitels dargestellt.

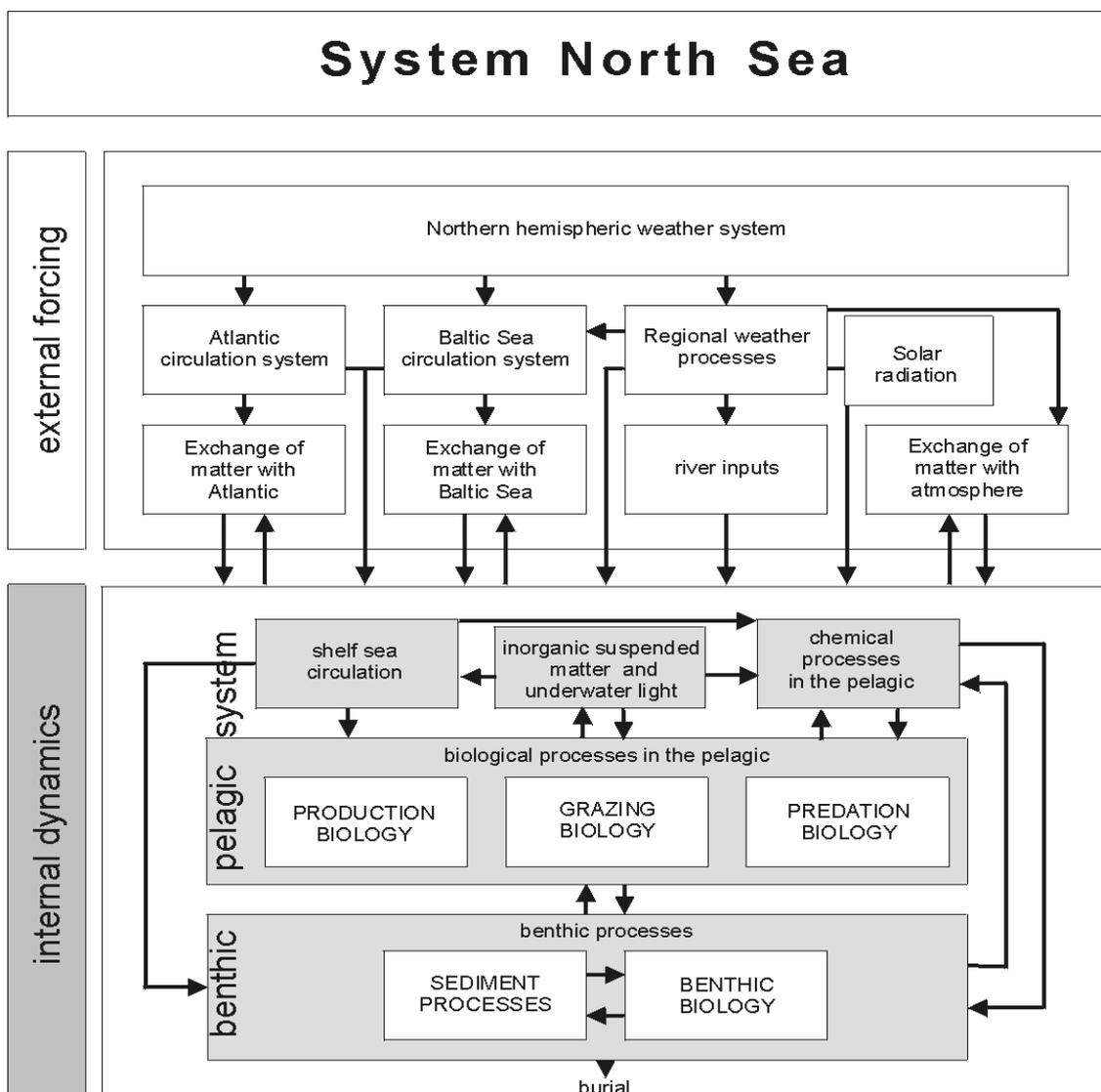


Abb. 3.8: Ökosystem Nordsee: Schematische Darstellung mit externem Antrieb und interner Dynamik – letztere unterteilt in pelagisches und benthisches System. Quelle: Moll und Radach, 2003a.

3.1 Modellbeschreibung

ECOHAM2 beschreibt die biologisch-chemischen Stoffumsätze von Kohlenstoff, Stickstoff und Sauerstoff in einem drei-dimensionalen physikalischen Feld. Es handelt sich dabei um ein ökologisches Modell, das am Institut für Meereskunde (IfM) der Uni Hamburg entwickelt wurde. Es entstand aus dem CN3-Modell (Pätsch et al., 2002), das für den Nordatlantik entwickelt wurde, und basiert auf dem N-Modell von Kühn und Radach (1997), erweitert um den Kohlenstoff-Kreislauf. Durch Hinzufügen eines Sediment-Moduls in Anlehnung an ECOHAM1 (Moll, 1998; Wei et al, 2004) wurde das Modell unter der Bezeichnung ECOHAM2 anwendbar auf die Nordsee (bzw. den Nordwesteuropäischen Schelf). Pätsch et al. (2002) und Moll et al. (2003b) geben eine detaillierte Beschreibung des Modells, die im Folgenden zusammengefasst wird.

Der Kohlenstoffkreislauf

Abb. 3.9 zeigt das Interaktionsdiagramm für den Kohlenstoffkreislauf, das die schematische Darstellung der Verknüpfung der Zustandsvariablen über die beteiligten Prozesse abbildet. Die Zustandsvariablen werden im Diagramm durch Kreise repräsentiert. Die beteiligten Prozesse sind durch nummerierte Pfeile gekennzeichnet. Die Kohlenstoffverbindungen CO_2 , CO_3^- , HCO_3^- sind in einer Zustandsvariable für gelösten anorganischen Kohlenstoff (DIC) zusammengefasst. Dies ist berechtigt, weil die relativen Verhältnisse der Kohlenstoffverbindungen zueinander einer Gleichgewichtsrelation entsprechen. D. h. bei Kenntnis der Gesamtmenge des gelösten anorganischen Kohlenstoffs und der Alkalinität ist der Anteil jeder einzelnen Kohlenstoffspezies bekannt (Zeebe und Gladrow, 2001).

Kohlenstoff wird in gelöster anorganischer Form (DIC) über den Austausch mit der Atmosphäre sowie den Eintrag über die Zuflüsse [19, 20] und angrenzenden Seegebiete eingetragen. Die anorganischen Kohlenstoffverbindungen werden durch die Photosyntheseaktivität der Primärproduzenten aufgenommen und assimiliert [3]. Auf diesem Weg erfolgt der Übergang des anorganischen Kohlenstoffs in den organischen Pool (partikulärer organischer Kohlenstoff POC), der durch alle im Wasser lebenden Organismen sowie durch tote organische Substanz (Detritus) repräsentiert wird. Zum größten Teil wird DIC im Zellgewebe der Phytoplankter in Form von Kohlenhydraten, Fetten und Proteinen eingelagert, ein kleiner Teil wird jedoch gleich wieder durch Exsudation als gelöster organischer Kohlenstoff (DOC) an das Wasser abgegeben [6]. Das Phytoplankton wird vom Zooplankton konsumiert [7] oder stirbt ab und sinkt als Detritus zu Boden [5, 8, 23]. Das abgestorbene Zooplankton zusammen mit dem von

Zooplanktern ausgeschiedenen festen Material bilden zusätzliche Stoffflüsse zum Detritus [9, 14]. Im Modell wird zwischen zwei Fraktionen von Detritus unterschieden, die mit verschiedenen Sinkgeschwindigkeiten absinken, also verschiedene Größenklassen repräsentieren ("größer" Detritus: $w = 100 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$; "kleiner" Detritus: $w = 4 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$).

Durch mikrobiellen Abbau wird POC in labile, also schnell abbaubaren DOC (gelöster organischer Kohlenstoff) überführt [11, 16]. Produktion von DOC erfolgt außerdem durch Exkretion der Organismen [17]. Der Verbrauch des DOC erfolgt in erster Linie durch die Aufnahme in Bakterienbiomasse [12]. Zusätzlich zum Phytoplankton bilden auch Bakterien und Detritus die Nahrungsgrundlage des Zooplanktons [10, 15].

Die Rückführung in den anorganischen Kohlenstoff-Pool DIC erfolgt über die Respiration sowie die benthische Regeneration [21]. Bei der Respiration werden die organischen Verbindungen abgebaut und die darin gebundene chemische Energie für den Bau- und Betriebsstoffwechsel genutzt. Durch die Atmung von Zooplankton [13] und Bakterien [4] wird Sauerstoff verbraucht und dem DIC-Pool Kohlendioxid CO_2 zugeführt.

Ein Teil des Kohlenstoffs wird für den Aufbau von Kalkschalen bestimmter Phytoplankter (Coccolithophoriden) genutzt [1]. Sterben diese Phytoplankter [18], so werden die Schalen teils unter Freisetzung von Karbonat (CO_3^{2-}) im Wasser gelöst [2], teils sinken sie zu Boden [23] und werden dort abgelagert. Auch am Meeresboden wird gelöster anorganischer Kohlenstoff bei der Zersetzung der Schalen freigesetzt [22].

Der Stickstoffkreislauf

Der Stickstoffkreislauf ist sehr eng mit dem Kohlenstoffkreislauf verknüpft. Abb. 3.10 zeigt das Diagramm für den Stickstoffkreislauf, der dem gleichen Stoffkreislaufschema wie für Kohlenstoff folgt. Nitrat (NO_3^-) und Nitrit (NO_2^-) werden innerhalb des Modells nicht getrennt betrachtet, sondern in einer Zustandsvariable „Nitrat“ zusammengefasst. Zusammen mit Ammonium (NH_4^+) bildet sie den gelösten anorganischen Stickstoff (DIN). Diesen braucht das Phytoplankton zum Aufbau des organischen Materials (PON) [1, 2]. Ammonium wird bevorzugt von Phytoplankter aufgenommen. Gelöster organischer Stickstoff (DON) wird durch Ausscheidungen von Organismen [17] und durch Zerfall von PON [11, 16] gebildet. Ein wesentlicher Unterschied zum Kohlenstoffkreislauf besteht in der Rückführung aus dem organischen Pool. Hier wird durch die Exkretion des Zooplanktons [13] und der Bakterien [4] Ammonium freigesetzt, das durch Nitrifizierung wieder in Nitrat überführt wird [18]. Ammonium wird weiterhin durch benthische Remineralisierung freigesetzt [21]. Anaerobe Bakterien reduzieren Nitrat zu molekularem Stickstoff (N_2) [22], der an die Atmosphäre abgegeben wird. Dieser Prozess wird als Denitrifizierung bezeichnet.

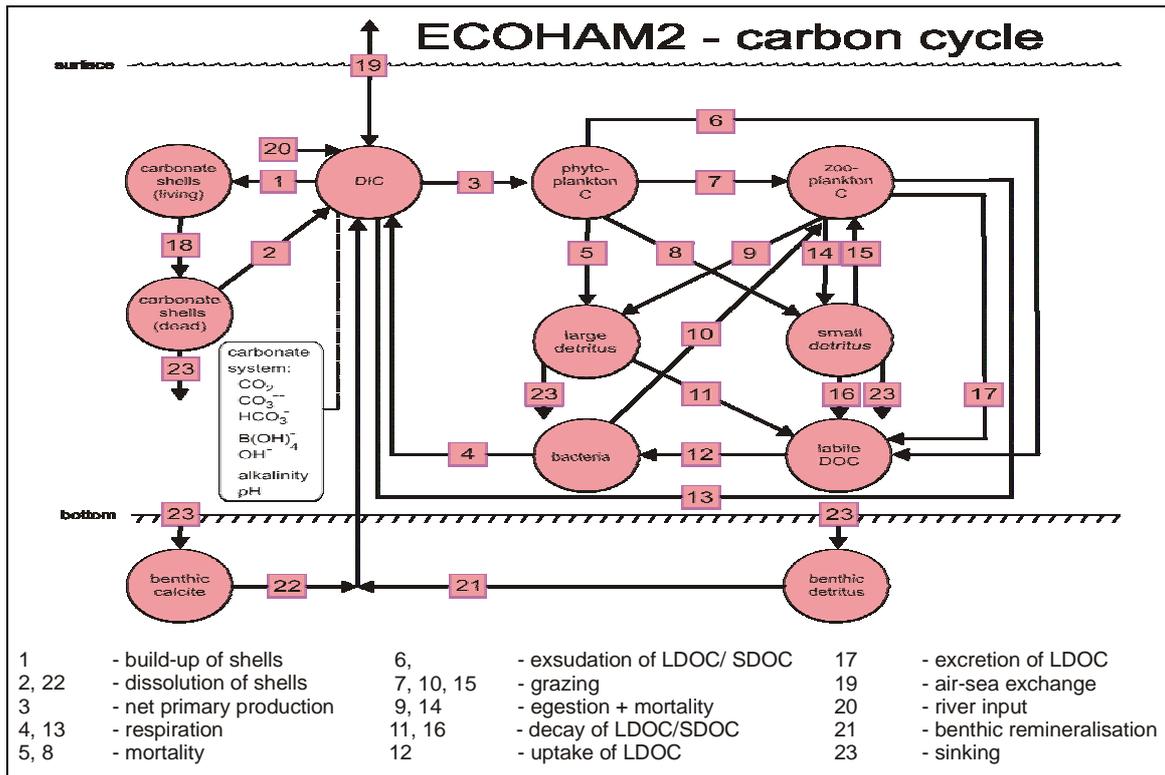


Abb. 3.9: Diagramm des Kohlenstoffkreislaufs in ECOHAM2.

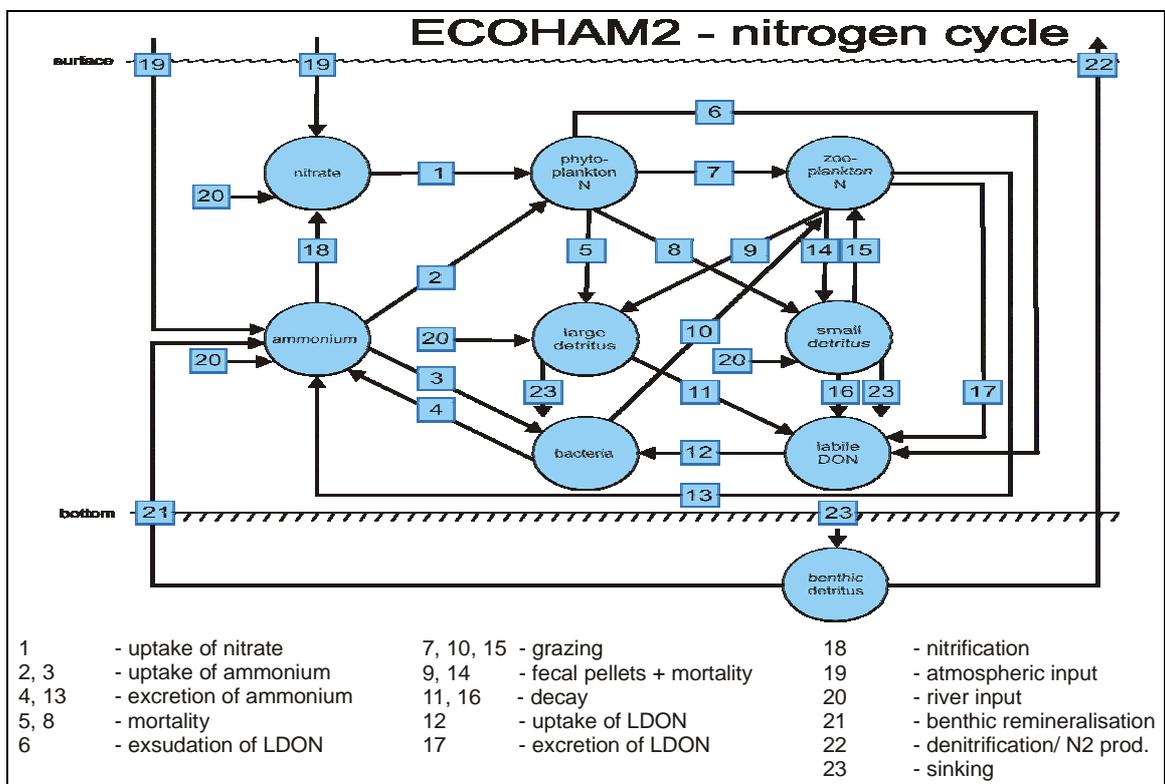


Abb. 3.10: Diagramm des Stickstoffkreislaufs in ECOHAM2.

Die biogeochemischen Stoffumsätze von Kohlenstoff, Stickstoff und Sauerstoff werden im Modell durch 17 prognostische pelagische und benthische Zustandsvariablen repräsentiert (s. Anhang Tabelle 11.7), für die jeweils Erhaltungsgleichungen formuliert sind (Tabelle 11.9). Koeffizienten, Parameterwerte sowie die zur Beschreibung der biologischen Prozesse erforderlichen Funktionen sind in Tabelle 11.13-11.15 zusammengefasst. Die horizontale und vertikale Advektion und die horizontale Diffusion im Ausbreitungsmodul für die biogeochemischen Zustandsvariablen werden mit einem Komponenten-upstream-Verfahren explizit formuliert, während die vertikale Diffusion und das Absinken von Detritus implizit berechnet werden. Der biogeochemische Modellteil arbeitet mit einem variablen Zeitschritt. Ausgehend von einem maximalen Zeitschritt von 60 min, wird der Zeitschritt gegebenenfalls solange halbiert, bis das Stabilitätskriterium erfüllt ist. Danach wird er wieder vergrößert.

Hydrodynamische und meteorologische Antriebe

Das ökologische Modell wird wesentlich durch physikalische Felder angetrieben. Die hydrodynamischen Bedingungen in der Nordsee werden seit Ende der 70er Jahre durch hydro-thermodynamische Modelle beschrieben (Maier-Reimer, 1977; Davies, 1982; Backhaus, 1985; Flather, 1987; Johannesen et al., 1989; Delhez und Martin 1992, Pohlmann, 1996; Dick et al., 2001). Die Datensätze, die ECOHAM2 antreiben, sind in der Tabelle 3.1 zusammengefasst. Die hydro-thermodynamischen Daten für die Jahre 1995 und 2000 wurden mit dem Zirkulationsmodell HAMSOM³⁰ (Pohlmann, 1996) berechnet. Dabei handelt es sich um die täglichen Mittelwerte des Wasserstandes [m], der Strömungskomponenten [$m \cdot s^{-1}$], der vertikalen und horizontalen Austauschkoefizienten [$m^2 \cdot s^{-1}$], sowie des Salzgehalts [psu] und der Wassertemperatur [$^{\circ}C$].

An der Wasseroberfläche werden solare Einstrahlung, Windgeschwindigkeit U_{10} sowie der atmosphärische Partialdruck von Kohlendioxid (pCO_2^a) vorgegeben. Die meteorologischen Antriebsdaten für die Jahre 1995 und 2000 stammen aus der Reanalyse der ERA40-Daten (ECMWF³¹). Für die solare Einstrahlung liegen die Daten in einer zeitlichen Auflösung von 6 Stunden vor. Zum Erfassen des Tagesganges wurden sie auf zweistündige Werte interpoliert. Die Winddaten liegen in Form täglicher Mittelwerte vor. Die eingelesenen hydrodynamischen sowie meteorologischen Antriebsdaten werden im Modell zeitlich zwischen den Stützstellen auf den aktuellen Simulationszeitpunkt linear interpoliert.

³⁰ HAMBURG Shelf Ocean Model, ausführliche Beschreibung bei Pohlmann (1996) und Backhaus (1985)

³¹ Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (engl. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts).

Forcing	Jahr	Quelle
Strömungen, Austausch	1995; 2000	HAMSOM (Pohlmann, 1996; Backhaus, 1985)
Wassertemperatur; Salzgehalt	1995; 2000	HAMSOM (Pohlmann, 1996)
Solare Einstrahlung; Wind	1995; 2000	ECMWF/ERA40 (Röske, 2001)
Schwebstoffe; Trübung	klimatologisch	ERSEM (Heath et al, 2002)

Tabelle 3.1: Datensätze, mit denen ECOHAM2 angetrieben wird. Angegeben ist jeweils das Jahr und die Datenquelle.

Randbedingungen und Initialisierung des Modells

Für alle pelagischen Zustandsvariablen außer für gelösten anorganischen Kohlenstoff DIC und Sauerstoff O_2 bildet die Wasseroberfläche eine geschlossene Grenze. Durch den Austausch von Kohlendioxid CO_2 bzw. O_2 mit der Atmosphäre ändern sich die Konzentrationen von DIC und O_2 in der Wassersäule. Das Sediment repräsentiert den unteren Rand des Modells und stellt für alle Zustandsvariablen, ausgenommen Detritus, eine geschlossene Untergrenze dar. Nach der Frühjahrsblüte sinkt tote organische Substanz zum Boden ab und füllt dort den Detrituspool auf. Durch Bodenremineralisation wird der Detritusbestand am Boden vermindert, und die Nährstoffe werden in die bodennahe Schicht diffundieren, wo sie sich im Sommer ansammelt.

Die Randbedingungen an den seeseitigen Berandungen werden außer für NO_3^- und DIC durch Vorgabe der internen Konzentrationen realisiert. Dies wird erreicht, indem die interne Konzentrationen auf den Rand gespiegelt werden.

Die Startkonzentrationen für den 1. Januar 1995 bzw. 1. Januar 2000 resultieren aus der Initialisierung mittel eines dreijährigen Vorlaufs („spin up“) mit den Antriebsdaten der Jahre 1995 bzw. 2000. Die Anfangswerte für das erste Vorlauf-Jahr entsprechen abgeschätzten typischen Winterkonzentrationen von zwölf Zustandsvariablen des Ökosystem-Modells (s. Tabelle 3.2). Ein zweites Vorlaufjahr wird mit den stark veränderten Konzentrationen angetrieben, die zum Ende des ersten Vorlaufjahres simuliert wurden. Im dritten „spin up“ Jahr ist das Modell eingeschwungen und weist keine systematische Drift mehr auf.

Die Anfangs- und Randwerte für die Zustandsgröße NO_3^- wurden aus Beobachtungsdaten abgeleitet (s. Tabelle 3.3). Die Nitratkonzentrationen liegen in Form klimatologischer monatlicher Mittelwerte vor. Die Konzentrationen von DIC wurden als Funktion des Salzgehaltes nach Kempe und Pegler (1991) berechnet.

Bezeichnung	Abkürzung	Einheit	Initialisierungswert („spinup“-Lauf)
Phytoplankton-C	phc	mmol C·m ⁻³	0.6225
Zooplankton-C	zoc	mmol C·m ⁻³	0.275
Detritus-1-C (langsam sinkend)	d1c	mmol C·m ⁻³	0.06625
Detritus-1-N (langsam sinkend)	d1n	mmol N·m ⁻³	0.01
Detritus-2-C (schnell sinkend)	d2c	mmol C·m ⁻³	6.625·10 ⁻⁴
Detritus-2-N (schnell sinkend)	d2n	mmol N·m ⁻³	0.0001
Detritus-Karbonat/Kalzit	dsc	mmol C·m ⁻³	9.464·10 ⁻⁴
gelöst. org. Kohlenstoff	doc	mmol C·m ⁻³	0.33
gelöst. org. Stickstoff	don	mmol N·m ⁻³	0.05
Bakterien-C	bac	mmol C·m ⁻³	0.2
Ammonium	n4n	mmol N·m ⁻³	0.2
Sauerstoff	o2o	mmol O ₂ ·m ⁻³	280

Tabelle 3.2: Anfangskonzentrationen der biologischen Modellvariablen für den 1. Januar, 0 Uhr.

Bezeichnung	Abkürzung	Einheit	Quelle
gelöst. anorg. Kohlenstoff	dic	mmol C·m ⁻³	Kempe und Pegler (1991)
Nitrat	n3n	mmol N·m ⁻³	WOA ³² 2001 (Conkright et al., 2002)

Tabelle 3.3: Initialisierungs- und Randdaten.

Flusseinträge

Die Einträge der größten Flusssysteme in die Nordsee sind bei Pätsch und Lenhart (2004) beschrieben. Für die Simulationen wurden die Nährstoffeinträge von Nitrat und Ammonium sowie die Einträge von gelöstem anorganischen Kohlenstoff berücksichtigt. Die Einträge der Flüsse wurden von Pätsch und Lenhart (2004) als tägliche Frachten berechnet und für diese Untersuchungen unverändert übernommen (s. Tabelle 3.4). Die größten Nährstoffeinträge erfolgen über den Rhein mit seinen Nebenarmen und über die Elbe. Die Einträge von partikulärem organischem Kohlenstoff sind nicht berücksichtigt worden.

³² World Ocean Atlas

Flusseinträge	Jahr	Menge	Quelle
Nährstoff: NO ₃ ⁻	1995	45.47 Gmol N·yr ⁻¹	(Pätsch und Lenhart, 2004)
Nährstoff: NO ₃ ⁻	2000	33.09 Gmol N·yr ⁻¹	(Pätsch und Lenhart, 2004)
Nährstoff: NH ₄ ⁺	1995	1.41 Gmol N·yr ⁻¹	(Pätsch und Lenhart, 2004)
Nährstoff: NH ₄ ⁺	2000	1.42 Gmol N·yr ⁻¹	(Pätsch und Lenhart, 2004)
Kohlenstoff: DIC	1995	364.5 Gmol C·yr ⁻¹	(Pätsch und Lenhart, 2004)
Kohlenstoff: DIC	2000	365.5 Gmol C·yr ⁻¹	(Pätsch und Lenhart, 2004)

Tabelle 3.4: Nährstoffeinträge in die Nordsee als Jahressummen für die Jahre 1995 und 2000.

Biologische Rolle der Temperatur

Die Wassertemperatur beeinflusst nicht nur die Löslichkeit von Gasen im Wasser, sie hat auch einen entscheidenden Einfluss auf die Geschwindigkeit chemischer Reaktionen und damit auch auf die Geschwindigkeit biochemischer Prozesse im Pelagial und Benthos. Entsprechend der Van't Hoff'schen Regel bewirkt eine Temperaturerhöhung um 10 °C eine Erhöhung der Reaktionsgeschwindigkeit um einen Faktor Q_{10} von 1.4 bis 4 (Sommer, 1994). Damit ergibt sich für die Temperaturabhängigkeit der biologischen Prozesse der dimensionslose Faktor:

$$T_{fac}(T) = Q_{10}^{(T-10)/10} \quad (3.1)$$

Für das Phytoplanktonwachstum wird diese Abhängigkeit der Stoffwechselaktivität von der Temperatur mit $Q_{10}=1.5$ berücksichtigt (siehe Abb. 3.11). Nimmt die Wassertemperatur von 10 °C auf 20 °C zu, steigt das Phytoplanktonwachstum um 50 %.

3.2 Modellgebiet

Die Nordsee ist ein flaches Randmeer des Atlantischen Ozeans mit einer durchschnittlichen Tiefe von ca. 90 m. Die Wassertiefe beträgt im südlichen Bereich weniger als 50 m. Nach Norden steigt sie allmählich auf ca. 200 m an der Schelfkante nördlich der Shetlandinseln an. Die größte Tiefe wird mit ca. 700 m in der Norwegischen Rinne am Übergang zum Skagerrak erreicht. Die Doggerbank im zentralen Teil der südlichen Nordsee hat eine Wassertiefe von nur 15-20 m (Walter, 1995).

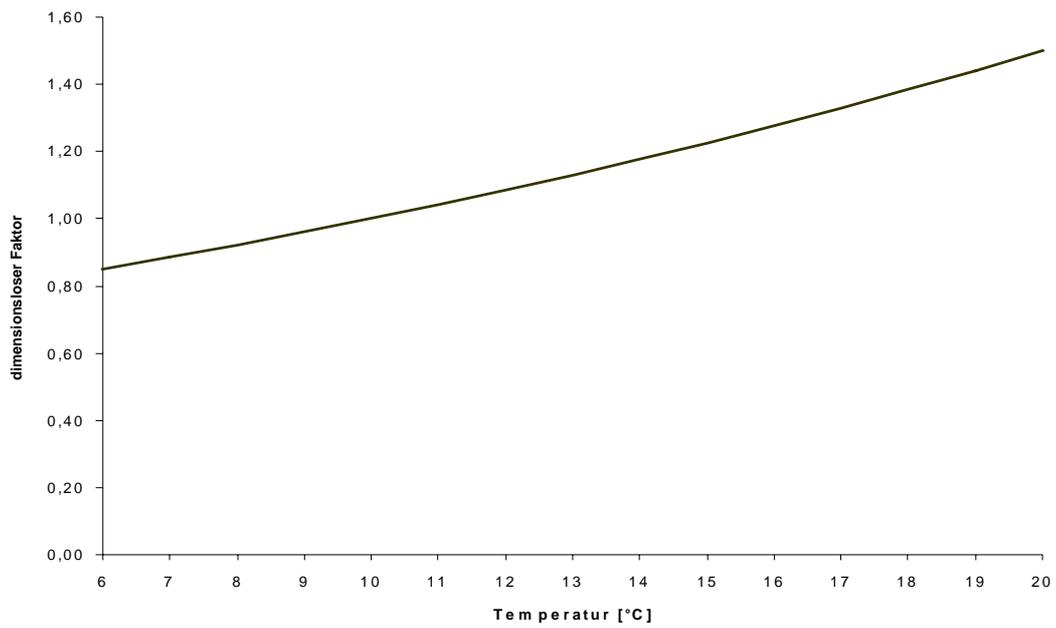


Abb. 3.11: Temperaturfaktor nach Gleichung (3.1)

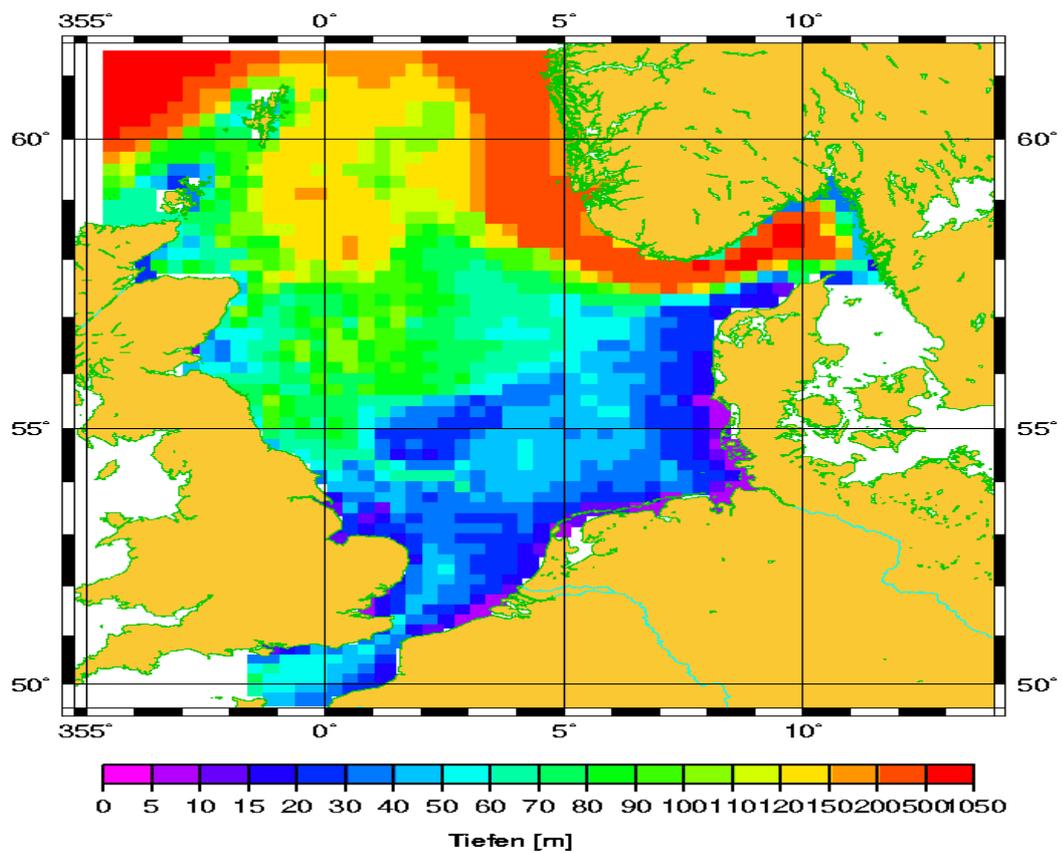


Abb. 3.12: Topographie des IfM - Nordseemodells. Auflösung 20 km. Dargestellt sind die Wassertiefen.

Durch diese bei numerischen Modellen häufig angewandte Verlagerung der Modellgrenzen nach außen wird dafür gesorgt, dass die an den offenen Modellrändern unvermeidlich auftretenden Störungen nur geringen Einfluss auf die Ergebnisse in der Nordsee selbst ausüben (Pohlmann, 2003).

Für das Ökosystem-Modell wurde das HAMSOM-Modellgitter von Pohlmann (1991) übernommen. Das im Modell berücksichtigte Nordseegebiet erstreckt sich in West-Ost-Richtung von $5^{\circ}05'$ W bis $13^{\circ}55'$ O und in Süd-Nord-Richtung von $48^{\circ}53'$ N bis $61^{\circ}41'$ N und umfasst somit, im Gegensatz zu den offiziell definierten Nordseegrenzen (OSPAR, 2001), zusätzlich einen Teil des Englischen Kanals, das Skagerrak, das Kattegat sowie einen Randbereich des Nordost-Atlantiks (Abb. 3.12).

Die Gitterabstände betragen $12'$ in meridionaler und $20'$ in longitudinaler Richtung, d.h. ca. 20 km. Das Modellgebiet umfasst 65×58 Gitterpunkte. Zur Diskretisierung der Modellvariablen wird ein Arakawa-C-Gitter (Arakawa und Lamb, 1977) benutzt. Für die Vertikale wird ein z-Koordinatensystem verwendet, bei dem die Wassersäule durch 19 Schichten aufgelöst wird, deren untere Begrenzungen bei 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 45, 50, 60, 75, 100, 150, 200, 250, 350, 600 und 1000 m liegen (Pohlmann, 2003). Die Oberflächenschicht beträgt nur im ungestörten Fall genau 5 m, sonst ist ihre Dicke räumlich und zeitlich variabel. Die Dicke der Bodenschicht variiert ebenfalls in Abhängigkeit von der am Ort vorliegenden Gesamtwassertiefe.

Hydrographische Charakteristika

Strömungen

Die dynamische Verhältnisse der Nordsee werden wesentlich durch die Topographie, durch die Gezeiten, die Dichteverhältnisse und die meteorologischen Antriebe beeinflusst. Die vorherrschenden Strömungen in der Nordsee bilden ein großräumiges zyklonales Zirkulationsmuster. Die stärksten Transporte finden am Kontinentalabhang des nordwesteuropäischen Schelfs statt. Im Bereich der Orkney und Shetland Inseln treten zu allen Jahreszeiten die größten Transporte auf. Das am nordwestlichen Rand mit dem Fair-Isle Strom eintretende atlantische Wasser durchströmt dabei das Nordseebecken entgegen dem Uhrzeigersinn, um es als Norwegischer Strom über die Norwegische Rinne wieder zu verlassen (Klein et al., 1994; Otto et al., 1990; Müller-Navarra und Mittelstaedt, 1987). Die stärksten Transporte finden am Kontinentalabhang des nordwesteuropäischen Schelfes statt. Im Bereich der Orkney und Shetland Inseln treten zu allen Jahreszeiten die größten Transporte auf. Von dem Wasser, das im Norden in die Nordsee eintritt, verlassen etwa 85 % die Nordsee wieder über ein

Rezirkulationssystem in der nördlichen Nordsee, den norwegischen Küstenstrom (Lenhart and Pohlmann, 1997).

Für die kontinentale Küste ist der Wassertransport durch den Englischen Kanal entscheidend, der zu allen Jahreszeiten einen Küstenstrom antreibt.

Bei Skagen strömt das salzärmere und leichtere Ostseewasser in einer mehrere Meter mächtigen Oberflächenschicht als sogenannter Baltischer Strom aus dem Kattegat zunächst nach Norden. Die Strömungsrichtung wird dabei durch den Küstenstrom bestimmt. Später werden diese Wassermassen durch den Verlauf der norwegischen Küste umgelenkt und fließen entlang dieser auch als Norwegischer Küstenstrom aus dem Skagerrak in die Nordsee.

Die Abb. 3.13 stellt die für das Jahr 1995 simulierte Stromlinien dar, die die Bahnen und Intensität der monatlich gemittelten Wassertransporte zeigen. Die Strömungsmuster im Winter zeigen ein für diese Jahreszeit infolge vorherrschender Winde aus Nord-West typisches zyklonales Zirkulationsmuster. Man erkennt einen deutlichen Einstrom im Norden als Fair-Isle und Shetland-Current sowie im Südwesten durch den Englischen Kanal sowie den Ausstrom über die Norwegische Rinne. In den Sommermonaten dagegen bildet sich aufgrund des schwachen Windantriebs kein großräumiges Muster aus, vielmehr bilden sich kleinskalige Strukturen. Ein ausgeprägter Einstrom im Nord-Westen ist nicht erkennbar. Die Strömung ist insgesamt schwach und variabel. Intensität und Richtungsstabilität der Strömungen sind im Winterhalbjahr stärker ausgeprägt als im Sommerhalbjahr. Zu allen Jahreszeiten ist ein Küstenstrom entlang der kontinentalen Küste zu erkennen. Die hier dargestellten Strömungsmuster zeigen, dass saisonale und kurzfristige Abweichungen vom allgemeinen zyklonalen Muster auftreten.

Salzgehalt

Der Salzgehalt der Nordsee wird durch unterschiedliche Faktoren bestimmt. Er hängt einerseits vom Einstrom salzreichen atlantischen Wassers östlich der Shetland Inseln sowie durch den Englischen Kanal im Südwesten und andererseits von den Süßwassereinträgen aus der Ostsee und aus den großen Flüssen wie Rhein und Elbe ab (siehe Abb. 3.14).

Den Einfluss von Atlantikwasser in der nördlichen bis in die zentrale Nordsee ist am Verlauf der 35 psu-Isohaline zu erkennen. Er ist im Winter stärker ausgeprägt als im Sommer. D. h. im Winter dringt das Atlantikwasser weiter in die Nordsee vor.

Auffällig ist, dass weder in den Wintermonaten noch in den Sommermonaten in der südlichen Bucht Salzgehalte über 35 psu auftreten. Ursache hierfür ist das Vermischen des Atlantikwassers mit dem Süßwasser der großen Flüsse (z. B. Themse und Rhein).

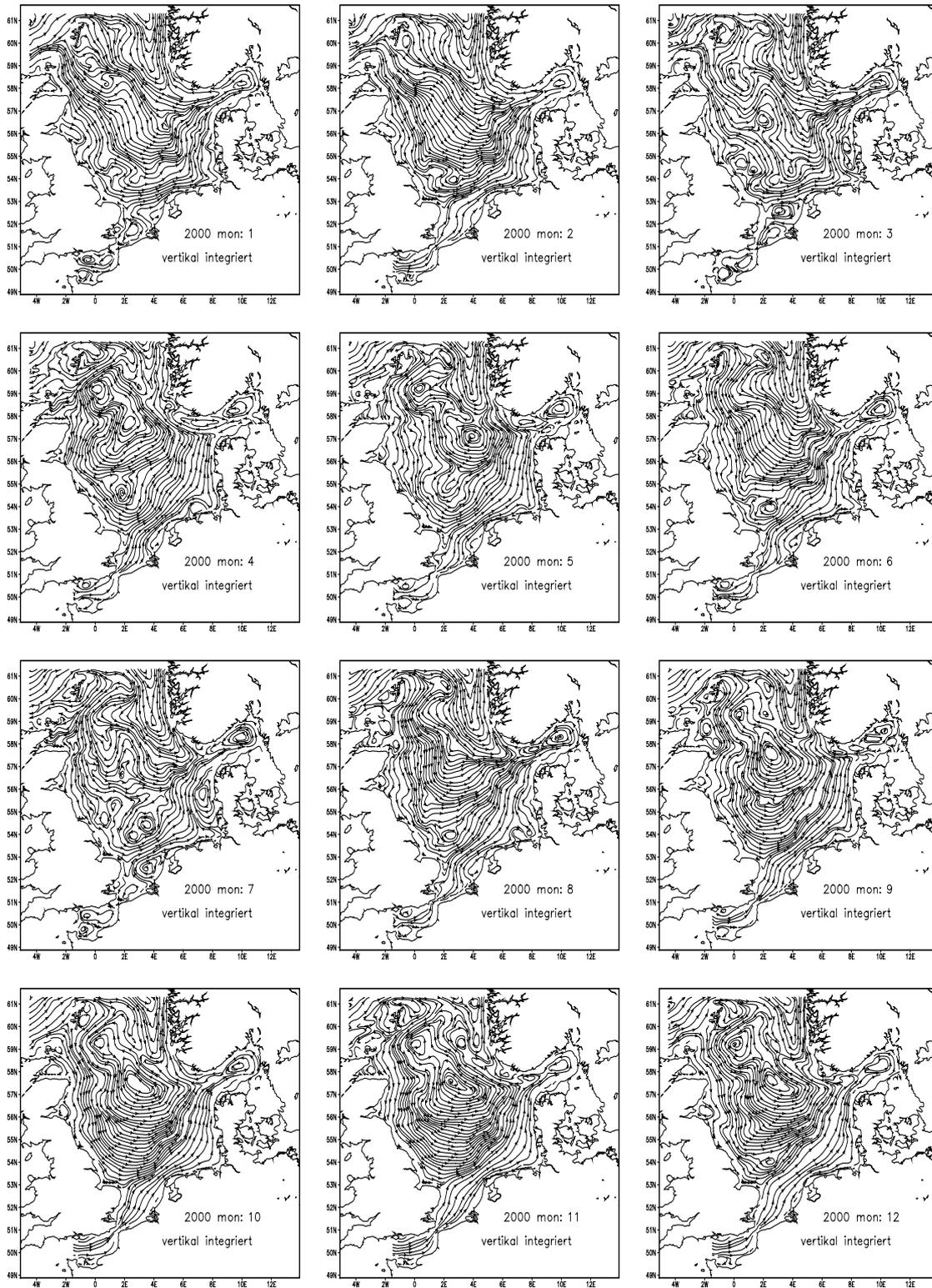


Abb. 3.13: Mittlere Stromlinien für das mit dem Modell HAMSOM simulierte Jahr 2000 in der Nordsee. Die Stromlinien wurden aus vertikal integrierten und monatlich gemittelten Strömungsdaten bestimmt.

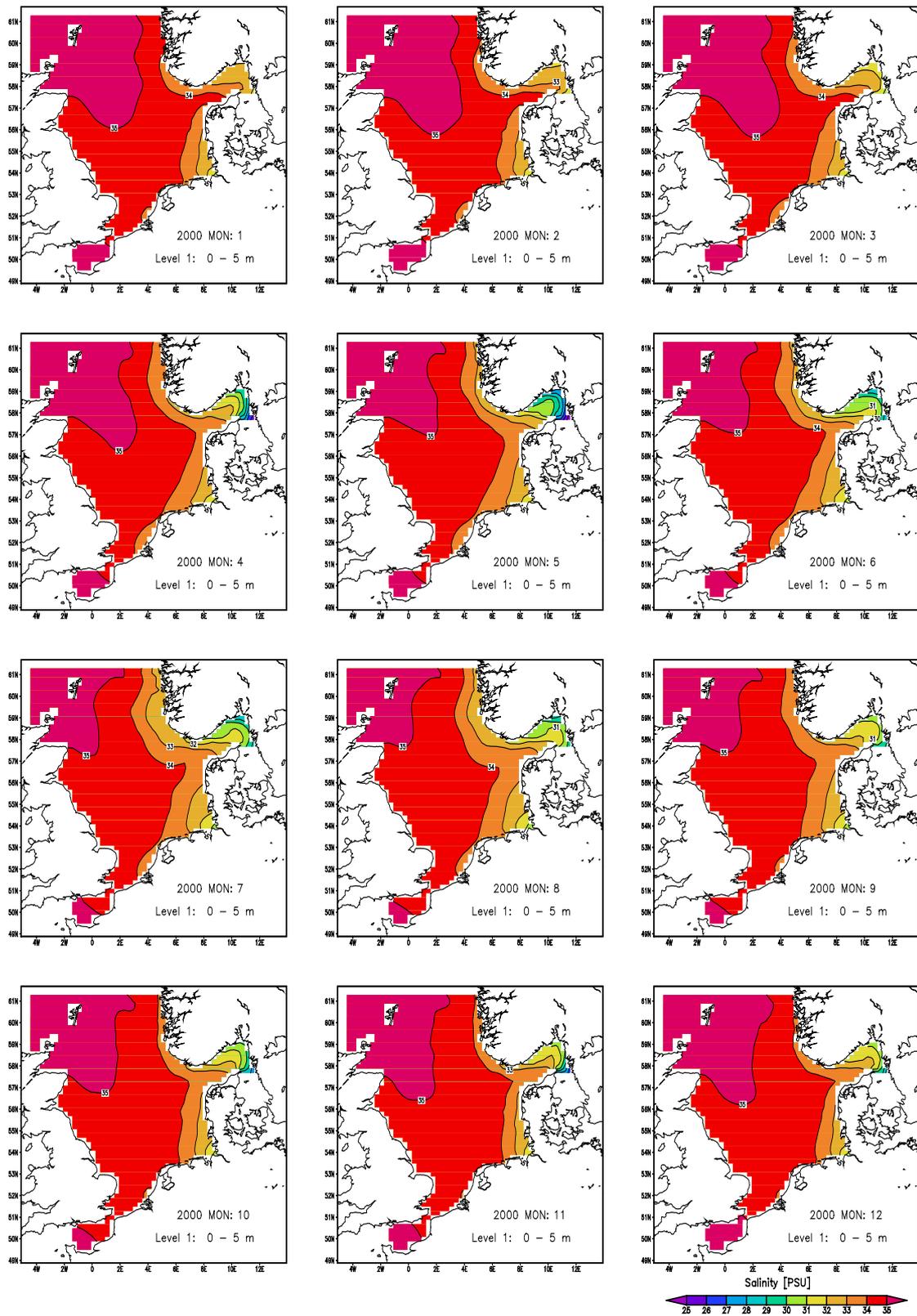


Abb. 3.14: Oberflächensalzgehalt der Nordsee simuliert mit HAMSOM. Dargestellt sind die monatlichen Mittelwerte für die Oberflächenschicht für das Jahr 2000.

Der nordöstliche Teil der Nordsee im Bereich des Skagerraks und der Norwegischen Rinne wird in der Oberflächenschicht durch den Zustrom des salzarmen Ostseewassers durch den Kleinen und Großen Belt und durch den Öresund geprägt. Das salzarme Wasser des Baltischen Ausstroms dringt im Sommer bis etwa 4 °E entlang 58 °N vor. Hier sieht man bedeutend geringere Salzgehalte, die unter 32 psu liegen. Die niedrigen Salzgehalte in der Deutschen Bucht zeigen den erhöhten Eintrag von Süßwasser in der zweiten Hälfte des Jahres 2000. Auf Grund der sich erheblich im Salzgehalt unterscheidenden Wassermassen bildet sich ein ausgeprägter Dichtegradient, der sich von den Küsten hin zur offenen Nordsee erstreckt und die horizontalen und vertikalen Austauschprozesse beeinflusst.

Wassertemperatur

Wie die Abb. 3.15 zeigt, schwankt die mittlere monatliche Oberflächentemperatur im Mittel zwischen 19 °C im Sommer und 3 °C im Winter. Die Temperatur variiert dabei regional beträchtlich, abhängig vom Wetter, vom Einfluss des Atlantiks und von der Wassertiefe. So sind Unterschiede in der Oberflächentemperatur zwischen dem zentralen Nordseewasser und dem kontinentalen Küstenwasser zu sehen. In dem Gebiet südlich und östlich der Shetlands, weist die Wassertemperatur durch das einströmende Atlantikwasser das ganze Jahr über nur geringfügige saisonale Variationen zwischen etwa 9 und 13 °C auf. Dagegen treten an der sehr flachen Kontinentalküste die größten Temperaturunterschiede zwischen 3 °C und 19 °C (Januar/August) auf. Hier kann es in sehr kalten Wintern auch zu Eisbildung kommen.

Die Temperaturschwankungen werden hauptsächlich durch den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre hervorgerufen. Durch sommerliche Einstrahlung wird das Wasser der Oberflächenschicht stärker erwärmt als das tiefer liegende. Die Oberflächenerwärmung im Sommer sorgt für die Entstehung einer vertikalen thermischen Schichtung, die die Austauschprozesse zwischen dem warmen Oberflächen- und dem kalten Bodenwasser stark reduziert. Die Schichtung wird im Herbst durch atmosphärische Abkühlung und durch zunehmende Durchmischung infolge von Stürmen abgebaut. Die horizontalen Temperaturgradienten besitzen typische ortsabhängige Jahresgänge, die im Sommer ausgeprägter sind als im Winter.

Eine thermische Schichtung kann sich nur in der zentralen und nördlichen Nordsee ausbilden. In Küstennähe und in flachen Seegebieten, wie z. B. der Doggerbank, führt die Gezeitenstromturbulenz zu einer vollständigen vertikalen Vermischung der Wassermassen, sodass die Temperaturschichtung nicht aufrecht erhalten werden kann. Die Wassersäule wird vertikal durchmischt.

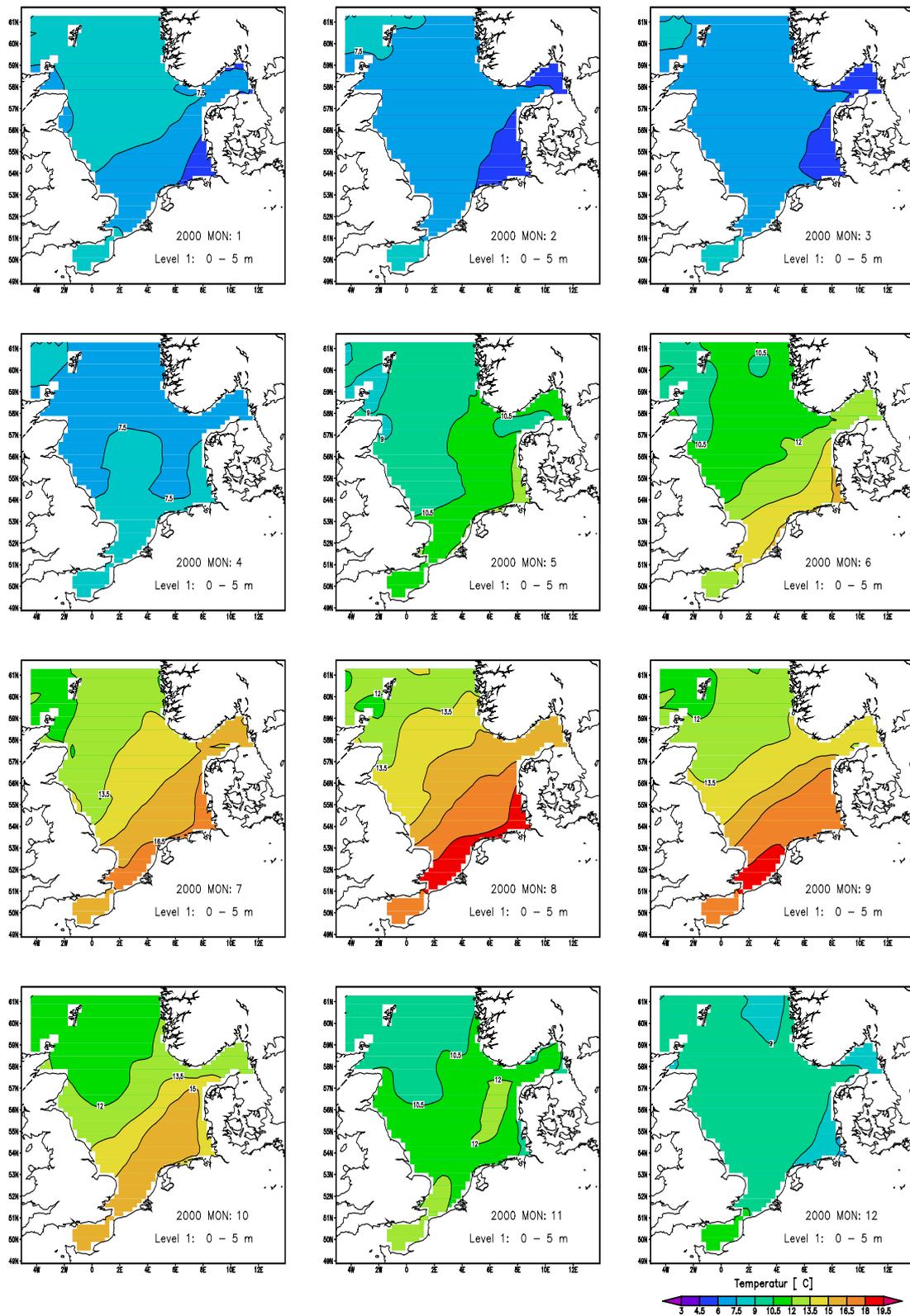


Abb. 3.15: Oberflächentemperatur der Nordsee simuliert mit HAMSOM. Dargestellt sind die monatlichen Mittelwerte für die Oberflächenschicht für das Jahr 2000.

3.3 Realisierung des Sauerstoffkreislaufes im Modell

Das Ökosystem-Modell besteht aus einem Gleichungssystem, das für jede Zustandsvariable C_i ($i=1\dots n$) eine Transportgleichung beinhaltet, die sich aus dem Erhaltungssatz für die Masse ergibt. Sie lautet in ihrer allgemeinen Form für die Konzentration C_i folgendermaßen:

$$\begin{aligned} \frac{\partial C_i}{\partial t} = & -U \cdot \frac{\partial C_i}{\partial x} - V \cdot \frac{\partial C_i}{\partial y} - W \cdot \frac{\partial C_i}{\partial z} \\ & + A_x \cdot \left(\frac{\partial^2 C_i}{\partial x^2}\right) + A_y \cdot \left(\frac{\partial^2 C_i}{\partial y^2}\right) + A_z \cdot \left(\frac{\partial^2 C_i}{\partial z^2}\right) + \sum_{j=1}^n I_j \end{aligned} \quad (3.2)$$

mit

U, V, W	=	Geschwindigkeitskomponenten	$[m \cdot s^{-1}]$
A_x, A_y	=	horiz. turbulente Diffusionskoeffizienten	$[m^2 \cdot s^{-1}]$
A_z	=	vert. turbulenter Diffusionskoeffizient	$[m^2 \cdot s^{-1}]$
I_j	=	biologisch-chemische Quell- und Senk-Terme.	

Die räumlichen und zeitlichen Änderungen der Zustandsvariablen in ECOHAM2 werden durch das in Tabelle 11.9 (Anhang) dargestellte System partieller Differentialgleichungen beschrieben. Die Ein- bzw. Austräge über die Ränder werden durch die Randbedingungen realisiert.

Die zeitliche Veränderung der lokalen Sauerstoffkonzentration in der Wassersäule (Pelagial) wird einerseits durch physikalische Transporte (horizontale und vertikale Advektion, turbulente Diffusion, Austausch mit der Atmosphäre), andererseits durch biologisch-chemische Prozesse (Photosynthese, Respiration, Remineralisation vom partikulären organischen Material) bestimmt.

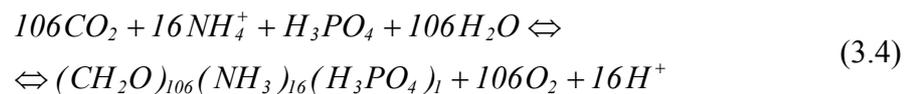
Der Kreislauf des Sauerstoffs hängt über die Photosynthese und die Respiration eng mit dem Kreislauf des Kohlendioxids zusammen. Die Photosynthese ist der wichtigste biochemische Prozess auf der Erde. Bei der Photosynthese von chlorophyllhaltigen grünen Pflanzen (Phytoplankton) und diversen Bakterienarten wird energiearmes Kohlendioxid (CO_2) und Wasser (H_2O) mit Hilfe der Sonnenenergie unter Freisetzung von Sauerstoff in Kohlenhydrate umgewandelt. Die vereinfachte Netto-Gleichung der Photosynthese lautet:



Diese chemische Gleichung fasst zusammen, welche Stoffe beteiligt sind und wie sie umgewandelt werden. 6 Moleküle Kohlendioxid und 6 Moleküle Wasser werden mit Hilfe von Lichtenergie zu einem Glucosemolekül und 6 Sauerstoffmolekülen umgewandelt. Auf dieser Weise entsteht aus Wasser genauso viel Sauerstoff, wie Kohlendioxid gebunden wird.

Bei der Photosynthese ist die Aufnahme mineralischer Nährstoffe aus dem Wasser und deren Einbau in die Biomasse eine weitere wesentliche Leistung der Primärproduzenten.

Neumann (2000) zeigt, wie Stickstoff und Phosphor in den Stoffwechselprozess eingeschlossen werden können. Der Prozess der Umwandlung des anorganischen Stickstoffs (Ammonium) in organischen Stickstoff verläuft folgendermaßen:



Aus Gl.(3.4) geht hervor, dass ein festes Verhältnis zwischen dem im Phytoplankton gebundenen Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor herrscht. Im Modell ist das C/N – Verhältnis fest vorgegeben. Nach Redfield³³ ist die Phytoplanktonbiomasse durch ein Kohlenstoff/Stickstoff-Verhältnis von 106 zu 16 (=6.625) charakterisiert. Außerdem sieht man, dass bei der Bindung von 106 Mol Kohlenstoff und 16 Mol Stickstoff 106 Mol Sauerstoff aus der Zelle ausgeschieden werden. Somit liegt das Verhältnis von freigesetztem Sauerstoff zu assimiliertem Kohlenstoff bzw. Stickstoff bei:

$$\begin{aligned} \frac{O_2}{C} = u_{o2:c(\text{Kohlendioxid})} &= \frac{106}{106} = 1 \\ \text{bzw.} & \\ \frac{O_2}{N} = u_{o2:n4n(\text{Ammonium})} &= \frac{106}{16} = 6.625 \end{aligned} \quad (3.5)$$

³³ Das Redfield – Verhältnis (engl. „Redfield Ratio“) beschreibt die atomare Zusammensetzung von marinem Phytoplankton. Das 1963 von Redfield, Ketchum und Richards empirisch gefundene und veröffentlichte Verhältnis ist: 1 Mol P: 16 Mol N: 106 Mol C. Das bedeutet, bei unbegrenzt zur Verfügung stehenden Nährstoffen enthält das Plankton pro 1 Mol Phosphor 16 Mol Stickstoff und 106 Mol Kohlenstoff.

ECOHAM2 - oxygen cycle

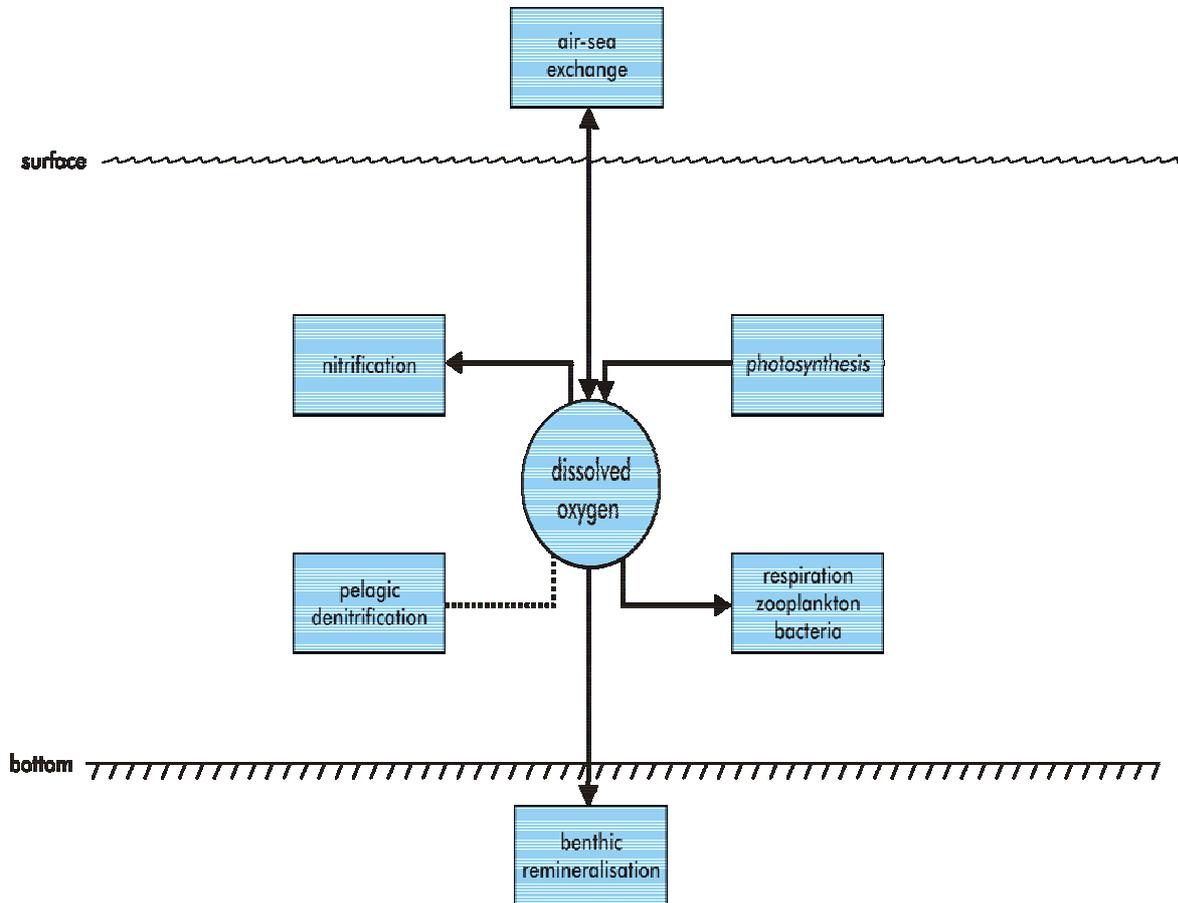
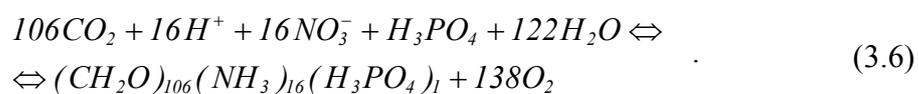


Abb. 3.16: Schematische Darstellung des Sauerstoff-Kreislaufs bzw. der ihn beeinflussenden Prozesse.

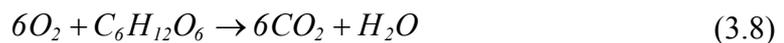
Die meisten Pflanzen können Luftstickstoff (N_2) nicht direkt verwenden, sondern benötigen ihn in einer chemisch aktiven Form, wie Ammonium (NH_4^+) und Nitrat (NO_3^-). Nitrat ist neben Ammonium ein weiterer Nährstoff, der als Stickstoff-Quelle für die Primärproduzenten dient. Der Prozess der Umwandlung des anorganischen Stickstoffes (aus Nitrat) in organischen Stickstoff kann dabei folgendermaßen beschrieben werden:



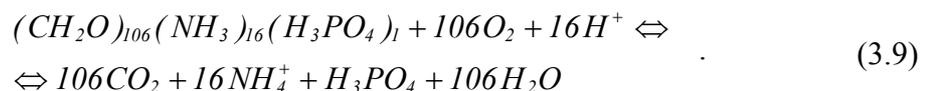
Im Gegensatz zu Gl. (3.4) entstehen hierbei statt 106 Mol 138 Mol Sauerstoff als Nebenprodukt. Bei der Spaltung des Nitrats in Sauerstoff und Stickstoff und des Wassers in Sauerstoff und Wasserstoff gewinnt die Zelle zusätzlichen Sauerstoff, der nicht weiter benötigt und aus der Zelle ausgeschieden wird. Das Verhältnis des organisch gebundenen Stickstoffes zum ausgeschiedenen Sauerstoff liegt jetzt hier nicht mehr bei 6.625, sondern beträgt:

$$\frac{O_2}{N} = u_{o:2:n3n(\text{Nitrat})} = \frac{138}{16} = 8.625 \quad (3.7)$$

Die umgekehrte Reaktion der Photosynthese ist die Respiration, bei der heterotrophe Lebewesen Sauerstoff für ihre Atmung verbrauchen, um ihn an Kohlenstoff zu binden. Bei der Respiration entsteht wieder Kohlendioxid, und Energie wird freigesetzt. Die chemische Netto-Gleichung lautet:



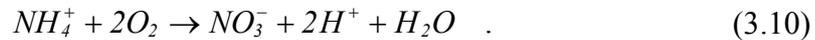
Die von den Primärproduzenten gebildete Biomasse dient höheren Organismen als Nahrung, die diese zu einem Teil zur Energieversorgung nutzen und zu einem anderen Teil in zelleigene Verbindungen umwandeln. Durch die Mineralisation werden Ausgangsverbindungen für die Primärproduktion regeneriert. Unter oxidischen Bedingungen ($O_2 > 0$) wird der von den Primärproduzenten in organischen Kohlenstoffverbindungen fixierte Kohlenstoff im Verhältnis $C/O_2 = 1$ oxidiert nach:



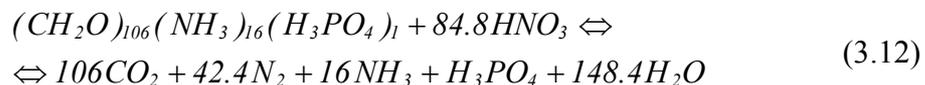
Das Verhältnis von freigesetztem anorganischen Stickstoff (in Form von Ammonium) zu verbrauchtem Sauerstoff liegt also bei $N/O_2 = 16/106$.

Eine weitere Senke für den Sauerstoff ist der Prozess der Nitrifikation, bei dem bestimmte Bakteriengattungen das in der Wassersäule befindliche Ammonium (NH_4^+) in Nitrat (NO_3^-) umsetzen. Die beteiligten Bakterien decken durch diesen Oxidationsvorgang ihren Energiebedarf. Die Nitrifikation wird von Mikroorganismen unter aeroben Bedingungen durchgeführt, d. h. bei Anwesenheit von Sauerstoff. Diese autotrophen Bakterien werden als Nitrifizierer bezeichnet. An der Oxidation sind zwei verschiedene Bakteriengruppen beteiligt. Zunächst ist dies die Gruppe der

Ammoniumoxidierer, die Ammonium zu Nitrit (NO_2^-) oxidieren. Ihr folgen die Nitritoxidierer, die das entstandene Nitrit in Nitrat umsetzen. Fennel et al. (2006) beschreiben den Prozess der Umwandlung von Ammonium zu Nitrat (im Verhältnis $\text{O}_2/\text{NO}_3^- = 2.0$) durch folgende vereinfachte chemische Reaktionsgleichung:



Unter Sauerstoffmangel benutzt eine Gruppe von Bakterien Nitrat anstelle des sonst bevorzugten Sauerstoffs als Oxidationsmittel beim Abbau von organischem Material. Dabei wird das (etwa durch Nitrifikation entstandene) Nitrat gemäß (3.11) in mehreren Schritten zu molekularem Stickstoff (N_2) umgesetzt, und organische Substanzen werden vollständig zu CO_2 oxidiert. Dieser Prozess wird als Denitrifikation bezeichnet.



Während Nitrifikation ein sauerstoffverbrauchender Vorgang ist, ist die Denitrifikation dagegen auf anaerobe Bedingungen angewiesen und wird also durch die Sauerstoffkonzentration gesteuert. Folglich ist die Denitrifikation auf besondere Orte beschränkt, sie läuft unter Abwesenheit von Sauerstoff (bzw. bei sehr geringen Sauerstoffkonzentrationen $< 0.05 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$; Riley und Skirrow, 1965) nur dort ab, wo anaerobe Zonen hinreichend mit Nitrat versorgt sind, genügend organische Materie verfügbar ist und sich dort geeignete Organismen befinden. Da im Wasser der Nordsee die Sauerstoffkonzentration kaum soweit absinkt, beschränkt sich hier die beschriebene Denitrifizierung auf das Sediment.

4 Untersuchungen zum Gasaustausch

4.1 Anwendung verschiedener Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit und ihre Auswirkung auf die Sauerstoffkonzentration im Wasser

Der Gasaustausch von Sauerstoff zwischen der Atmosphäre und dem Wasser wird in der Regel durch Parametrisierungen (s.a. Kapitel 2.2) beschrieben. Es gibt zahlreiche Ansätze, bei denen die Abhängigkeit des Gasaustausches von den entscheidenden Einflussgrößen, wie z. B. der Windgeschwindigkeit und der Wassertemperatur, berücksichtigt wird. Die Windgeschwindigkeit U_{10} (in 10 m Höhe über der Wasseroberfläche) ist jedoch der wichtigste äußere Faktor, der die Gasaustausch-Transfergeschwindigkeit k_W beeinflusst. In einer großen Zahl von Labor- und Felduntersuchungen wurde versucht, die Funktion $k_W(U_{10})$ zu bestimmen. Abb. 2.7 (a, b) zeigt Resultate aus einigen Experimenten (die k_W -Werte wurden jeweils auf eine für O_2 typische Schmidtzahl von 589 normiert). Diese Experimente liefern für kleine Windgeschwindigkeiten unterhalb von $4\text{--}6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ relativ kleine Austauschgeschwindigkeiten k_W zwischen 0.01 und $3.5\text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$. Oberhalb einer kritischen Windgeschwindigkeit von ca. $6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ steigt $k_W(U_{10})$ stärker an, was mit einer qualitativen Veränderung der Wasseroberfläche (Schaumkronen, Gischtbildung, signifikante Vergrößerung der Oberfläche zwischen Wasser und Luft) zusammenhängen dürfte. Die Abb. 2.7 zeigt, dass große Differenzen zwischen den verschiedenen Experimenten bestehen und unterschiedliche Fittungskurven für die Funktion $k_W(U_{10})$ abgeleitet worden sind. Diese Unterschiede in den Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit lassen Differenzen in den Sauerstoffkonzentrationen in der Wassersäule erwarten.

Die unterschiedlichen Ansätze für die Abhängigkeit des Gasaustausches von der Windgeschwindigkeit wurden auch in den verschiedenen Ökosystem-Modellen verwendet. ERSEM verwendet die lineare Abhängigkeit nach Liss und Merlivat (1986), COHERENS und GHER dagegen nutzen quadratische Windabhängigkeiten nach Liss (1988) bzw. Wanninkhof (1992). Jedoch nicht alle Ökosystem-Modelle berücksichtigen diese Windabhängigkeit. In den Ökosystem-Modellen ERGOM³⁴ für die Ostsee sowie ECOSMO wird eine konstante Transfergeschwindigkeit verwendet, also keine

³⁴ ERste Generation des Ostsee Modells, Version II (Neumann et al., 2002)

Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit berücksichtigt. Diese konstante Transfergeschwindigkeit wurde von Broecker und Peng (1982) für Sauerstoff abgeschätzt und mit $5 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$ ($= 20.83 \text{ cm}\cdot\text{h}^{-1}$) angesetzt. Die Untersuchungen von Badewien (2002) zum vertikalen Austausch von Sauerstoff zeigten jedoch, dass die Verwendung windabhängiger Parametrisierungen im Vergleich zum konstanten Ansatz eine bessere Übereinstimmung zwischen simulierten und gemessenen Sauerstoffkonzentrationen zur Folge hatte. Es erscheint daher sinnvoll, im Modell ECOHAM2 eine windabhängige Parametrisierung zu verwenden, um die Sauerstoffbilanz realistischer zu berechnen.

Ziel dieses Kapitels ist es, anhand der Berechnung des O_2 -Flusses mit den Transferkoeffizienten nach Wanninkhof (1992), Wanninkhof und McGillis (1999), Nightingale et al. (2000b), Woolf (2005) die Sauerstoffkonzentrationen der Nordsee zu bestimmen und diese mit gemessenen Daten zu vergleichen. Die hierfür notwendigen Modellrechnungen wurden zuerst exemplarisch für zwei Positionen der Nordsee durchgeführt. Im Folgenden werden die Parametrisierungen mit den in der Tabelle 4.1 definierten Abkürzungen bezeichnet.

Parametrisierung nach:	Abkürzung
Wanninkhof (1992)	W92
Wanninkhof und McGillis (1999)	WM99
Nightingale et al. (2000b)	N2000
Woolf (2005)	W05

Tabelle 4.1: Bezeichnung der Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit k_W .

Ausgewählte Positionen

Um die unterschiedlichen Regime der nördlichen und südlichen Nordsee zu beschreiben, wurden exemplarisch die Position A in der nördlichen Nordsee und die Position B in der südlichen Nordsee ausgewählt. Die Position A liegt bei $[58^\circ 53' \text{ N}; 0^\circ 15' \text{ O}]$, nahe der im Fladengrund-Experiment Flex'76 ausgiebig untersuchten Station (Wandschneider, 1983). Sie weist, aufgrund der relativ großen Wassertiefe von 138 m, eine sommerliche Schichtung auf. Die zweite Position B $[54^\circ 10' \text{ N}; 07^\circ 27' \text{ O}]$ liegt in der Deutschen Bucht und ist nur 39 m tief. Bevor die simulierten Sauerstoff-

konzentrationen beschrieben werden, werden zuerst die Jahresgänge der Windgeschwindigkeiten an beiden Stationen vorgestellt.

Jahresgang der Windgeschwindigkeit an der Position A und Position B

In Abb. 4.1 und Abb. 4.2 ist der Jahresgang der Windgeschwindigkeit für das Jahr 2000 an den zwei oben genannten Positionen dargestellt. Das Jahresmittel der Windgeschwindigkeit beträgt für die nördliche Position $7.39 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. An der Station B ergibt sich ein geringerer Mittelwert von $6.49 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Der Jahresgang an der Station A ist etwas ausgeprägter als an der südlichen Station. Erwartungsgemäß weisen die Wintermonate Dezember, Januar und Februar die höchsten Windgeschwindigkeiten auf. In diesen Monaten überqueren häufig Tiefausläufer mit stürmischem Wetter die Nordsee. Als Windspitzen traten für die nördliche Position auf: $19.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ am 29. Januar, $17.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ am 7. Januar und $17.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ am 3. Januar. Damit waren sie deutlich höher als die Spitzenwerte von $15.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ und $14.4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, die am 29. Januar und am 13. Dezember an der Station B erreicht wurden. Im März erreichten die Geschwindigkeiten im Norden ein lokales Maximum von 16.2 und $13.8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, fielen danach ab und blieben zwischen Mai und August auf einem niedrigen Niveau von etwa $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. In den Sommermonaten herrschten vielfach gradientschwache Wetterlagen vor, die normalerweise mit geringen Windgeschwindigkeiten einhergehen, so dass sich das geringste Monatsmittel an der Station B im August mit $4.52 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ einstellte.

Die geringsten Windgeschwindigkeiten im Jahresgang der nördlichen Position A traten allerdings im Monat Mai mit einem Monatsmittel von $4.87 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ auf. Ab Ende August stiegen die Geschwindigkeiten bis auf das Maximum im November/Dezember. Allgemein gilt: der Jahresgang der Windgeschwindigkeit hat ein Maximum im Winter und ein Minimum im Sommerhalbjahr.

Sauerstoffkonzentration an der Position A

In Abb. 4.3 sind die Ergebnisse der Modellrechnungen mit den entsprechenden Parametrisierungen der Gasflüsse für die Deckschicht (a, 0-5 m) und für die Bodenschicht (b, 100-138 m) dargestellt. Für die Sauerstoffkonzentrationen zeigen sich zwei Jahresgänge, die aufgrund der unterschiedlich stark ausgeprägten Intensität der einzelnen Prozessbeiträge in den jeweiligen Wassertiefen eine sehr unterschiedliche Entwicklung der Sauerstoffkonzentration zeigen. Für eine bessere Interpretation der Ergebnisse ist in Abb. 4.3 a, b jeweils die Gleichgewichtskonzentration des Sauerstoffs (graue Kurve), die aus der modellierten Temperatur und dem Salzgehalt nach Gl. (2.13) bestimmt wurde, dargestellt. Sie gibt die O_2 -Menge an, die bei gegebener Temperatur und gegebenem Salzgehalt gelöst werden kann, also zu einer Sättigung von 100 % führt.

Beide Darstellungen zeigen, dass die Sauerstoffsättigungskonzentration mit steigender Temperatur (Abb. 4.4) deutlich abnimmt. Aufgrund der geringen Änderungen des Salzgehaltes (Abb. 4.5) kann seine Auswirkung auf die zeitliche Veränderung der Sättigungskonzentration vernachlässigt werden.

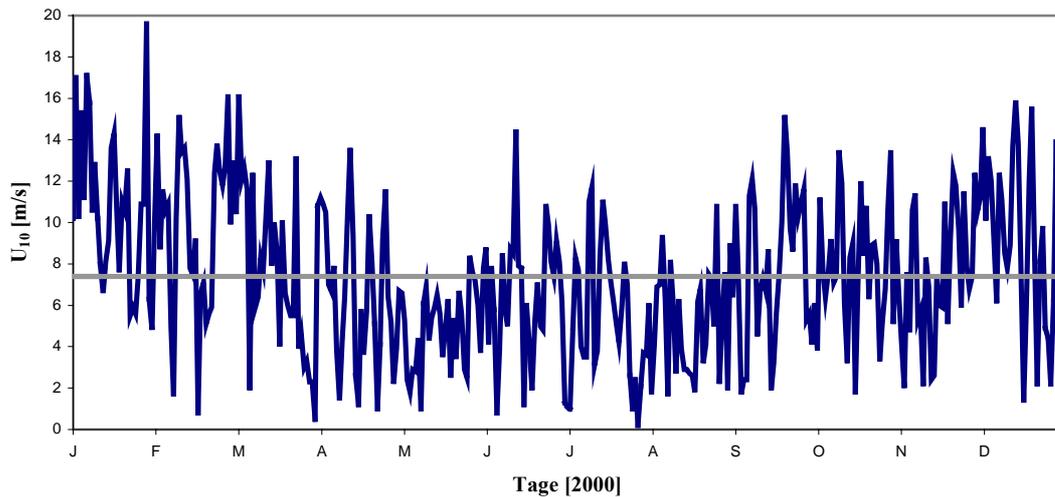


Abb. 4.1: Tagesmittelwerte der Windgeschwindigkeit für das Jahr 2000 aus dem ECMWF-Datensatz an der Position A [$58^{\circ}53' \text{ N}$; $0^{\circ}15' \text{ O}$] in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; Jahresmittelwert (graue Linie) $7.39 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.

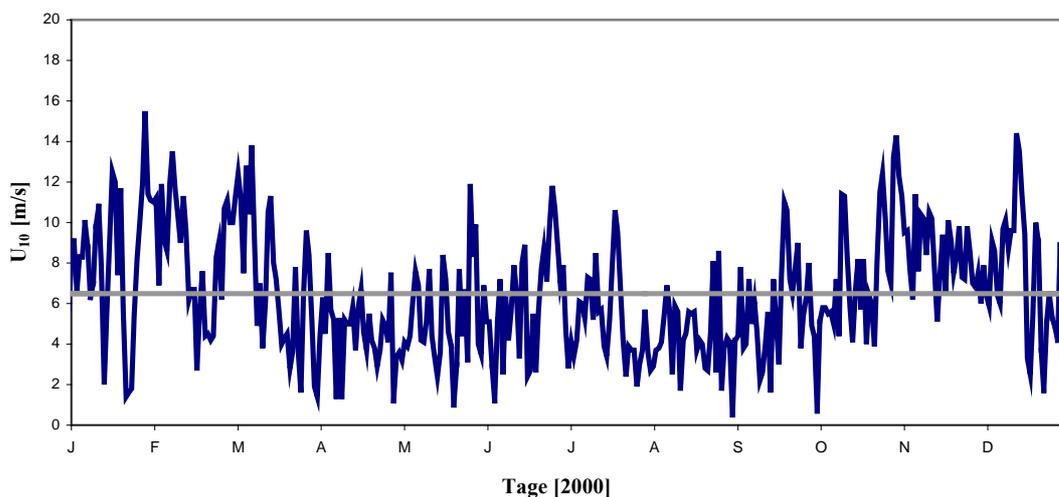
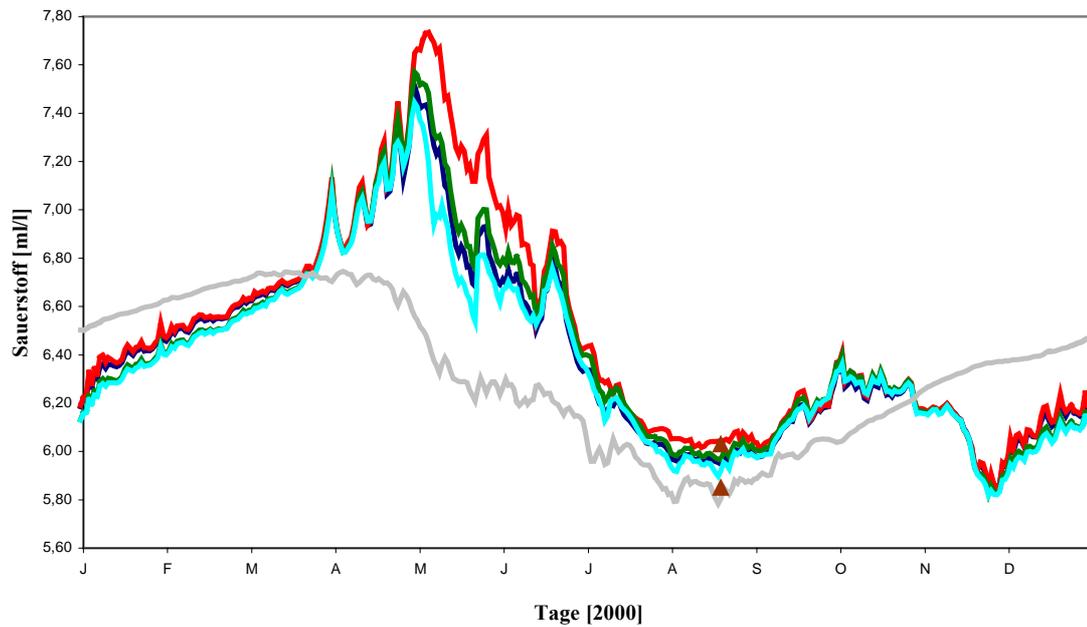
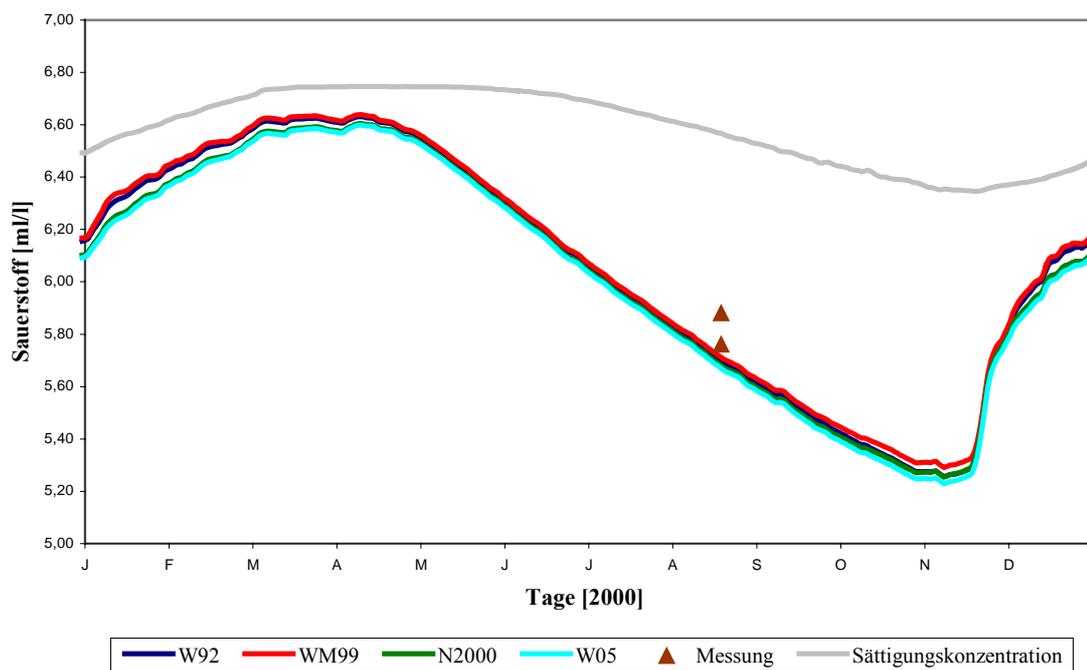


Abb. 4.2: Tagesmittelwerte der Windgeschwindigkeit für das Jahr 2000 aus dem ECMWF-Datensatz an der Position B [$54^{\circ}10' \text{ N}$; $7^{\circ}27' \text{ O}$] in $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; Jahresmittelwert (graue Linie) $6.49 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$.



(a)



(b)

Abb. 4.3: Vergleich der Sauerstoffkonzentrationen [$\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}$] aus Messungen und Modellrechnungen mit den angegebenen Parametrisierungen des Gasaustausches für das Jahr 2000 an der Position A [$58^{\circ}53' \text{ N}$; $0^{\circ}15' \text{ O}$] für die Wassertiefen: a) 0-5 m und b) 100-138 m. Die graue Kurve beschreibt die zeitliche Entwicklung der Sauerstoffsättigungskonzentration für die jeweiligen Wassertiefen. Zu beachten ist die unterschiedliche Skalierung der y-Achse.

Aus Abb. 4.4 folgt, dass die Wassertemperatur an der Position A zunächst bis Mitte März auf 7.0 °C abnahm. Danach stieg sie in der Oberflächenschicht, von leichten Schwankungen überlagert, bis Mitte August auf 14.2 °C an. Unterhalb der Sprungschicht wurden keine starken Temperaturänderungen simuliert. Die Temperatur variierte im Laufe des Jahres zwischen 7.0 und 9.7 °C und wies somit einen für die tiefere Wasserschicht charakteristischen geringen Schwankungsbereich auf. Folglich unterliegt die Sauerstoffsättigungskonzentration der Oberflächenschicht größeren Schwankungen als die der Bodenschicht. Sie bestimmt die Richtung des Gasflusses in der Deckschicht. So ist der Gasfluss in der Zeit von Anfang April bis Ende Oktober ausschließlich vom Wasser in die Atmosphäre gerichtet. Die Zeiträume Januar bis März sowie November bis Dezember sind hingegen durch O₂-Eintrag aus der Atmosphäre gekennzeichnet.

In den ersten vier Monaten (2000) zeigen die Simulationen für alle verwendeten Parametrisierungen übereinstimmend eine Zunahme der Sauerstoffkonzentration (s. Abb. 4.3 a, b). Die Unterschiede zwischen den errechneten Sauerstoffkonzentrationen sind gering. Betrachtet man die ersten drei Monaten, so stellt man fest, dass die Methoden von W05 und N2000 nahezu identische (niedrige) Ergebnisse liefern. Mit den Parametrisierungen von W92 und WM99 stellen sich etwas höhere Werte ein. Der Grund dafür liegt in der quadratischen bzw. kubischen Beziehung zwischen Wind- und Transfargeschwindigkeit, die einen schnelleren O₂-Eintrag gegenüber den anderen Methoden bei den in dieser Jahreszeit überwiegend auftretenden Windgeschwindigkeiten > 10 m·s⁻¹ zur Folge hat (s. Abb. 4.3 a). Die Differenzen zwischen den simulierten Sauerstoffkonzentrationen sind allerdings sehr gering. Sie weichen in diesem Zeitraum um max. 2 % voneinander ab.

Wie Abb. 4.3 a zeigt, wird in der Oberflächenschicht Ende März die Sättigungskonzentration erreicht. Von da an ändert sich die Richtung des Gasflusses, d. h. überschüssiger Sauerstoff wird an die Atmosphäre abgegeben. Im Mai und Juni sind die biologischen Produktionsraten, die hauptsächlich für die O₂-Übersättigung des Oberflächenwassers verantwortlich sind, hoch. Der Temperaturanstieg ab Ende Mai sorgt überdies für eine Abnahme der Sättigungskonzentration. Da der Gasaustausch (aufgrund der schwachen Winde, Abb. 4.1) nur langsam vor sich geht, entstehen große Differenzen zwischen der realen Sauerstoff- und der Sättigungskonzentration. Auffällig ist, dass die größten Unterschiede zwischen den verwendeten Parametrisierungen dann entstehen, wenn der Sättigungsgrad am höchsten ist, nämlich im Mai. Von Ende März bis Anfang Mai 2000 nehmen die berechneten Sauerstoffkonzentrationen in der Oberflächenschicht zu. Die stärkste Zunahme von 6.7 auf 7.7 ml·l⁻¹ ergibt sich bei Verwendung der kubischen Windabhängigkeit der Austauschgeschwindigkeit (WM99) bei Windgeschwindigkeiten < 5 m·s⁻¹, die zu verzögertem Ausgasen führt. Die Parametrisierung nach W05 führt im Gegensatz zu den anderen Methoden zur geringsten Zunahme und somit zum größten Gasfluss. Ein lineares Wachstum der Transfargeschwindigkeit bei schwachem Wind sorgt für intensiveren Austausch mit der Atmosphäre. Die maximale O₂-Konzentration beträgt nach W05 am 1. Mai 7.4 ml·l⁻¹,

danach nimmt die Konzentration wieder bis $6.5 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ ab. Diese Abnahme ist stärker als bei den anderen Methoden. Die Parametrisierung nach WM99 führt gegenüber den anderen Methoden zur geringsten Abnahme von Sauerstoff (bis $7.1 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$). Daraus kann man schließen, dass die unterschiedlich großen Transfargeschwindigkeiten sich direkt auf den Sauerstoffsättigungsgrad auswirken. Je größer die Transfargeschwindigkeit, desto schneller ist die Konzentration der Oberflächenschicht im Gleichgewicht mit der Atmosphäre.

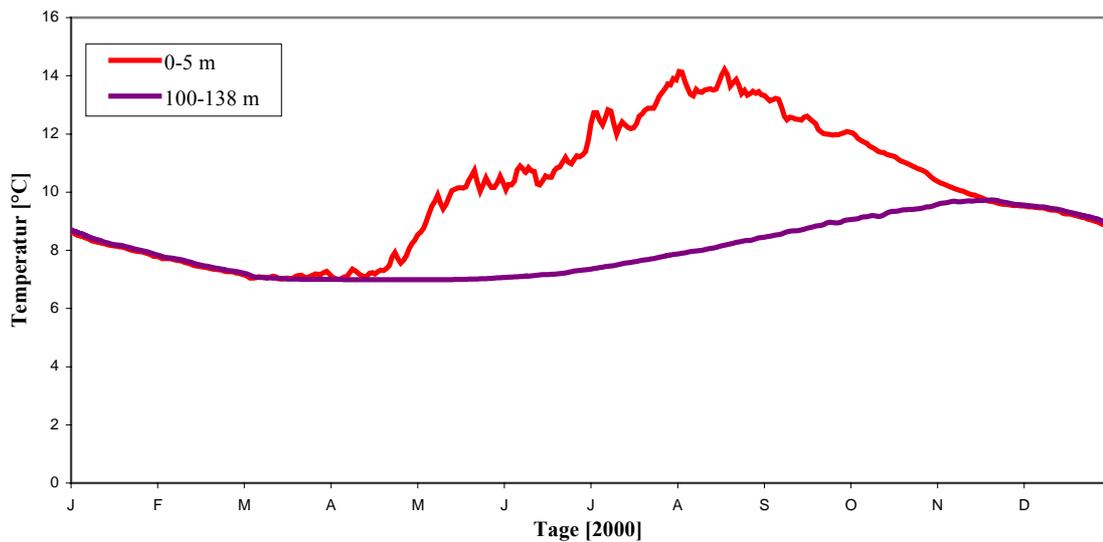


Abb. 4.4: Temperatur [°C] aus Modellrechnungen für das Jahr 2000 an der Position A [58°53' N; 0°15' O] für die Wassertiefen: a) 0-5 m und b) 100-138 m.

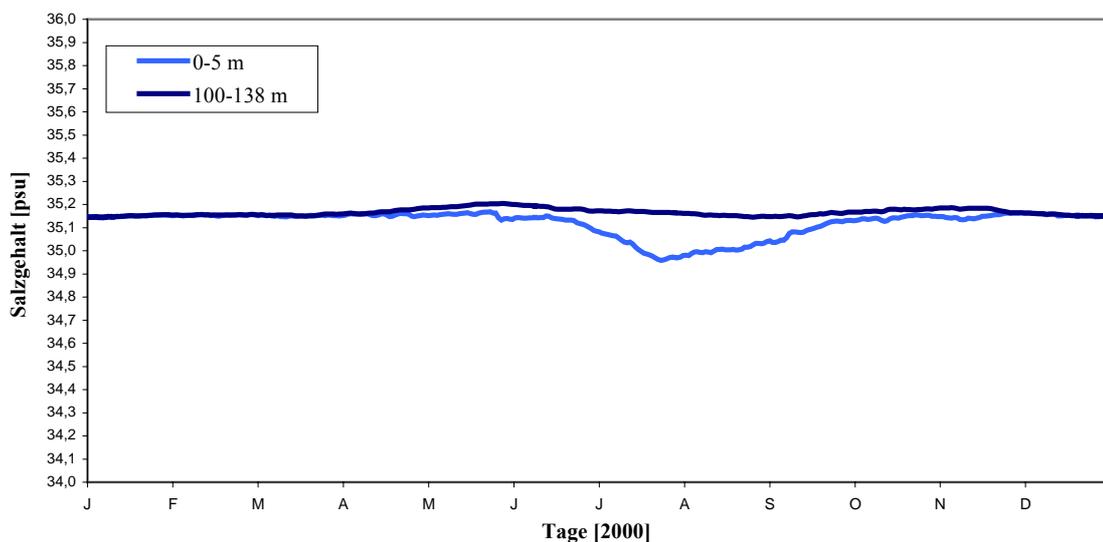


Abb. 4.5: Salzgehalt [psu] aus Modellrechnungen für das Jahr 2000 an der Position A : [58°53' N; 0°15' O] für die Wassertiefen: a) 0-5 m und b) 100-138 m

Die Transfergeschwindigkeit nach W05 ist bei niedrigen Windgeschwindigkeiten höher als bei WM99, was dazu führt, dass die Sauerstoffkonzentrationen dichter an der Sättigung von 100 % liegen. Die berechneten Konzentrationen weichen untereinander am stärksten während der Frühlingsblüte ab, für die betrachtete Station A und im betrachteten Zeitraum um max. 10 %. Von Anfang April bis Ende November sind nur geringfügige Unterschiede zwischen den Ansätzen von W92 und N2000 zu erkennen.

Zur Überprüfung der modellierten Sauerstoffkonzentrationen mit Werten aus Beobachtungen stehen Daten aus der Datenbank des DOD³⁵ zur Verfügung. Aus der Datenbank wurden zwei Stationen herangezogen, die sich in der Nähe der nördlichen Modellposition A befinden.

Die Sauerstoffkonzentrationen, die im Sommer 2000 gemessen wurden, lagen am 20. August in der Oberflächenschicht bei $5.85 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ bzw. $6.03 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$. Der Vergleich zeigt, dass alle simulierten Sauerstoffkonzentrationen im Bereich der gemessenen liegen. Die Abnahme des Sauerstoffs aufgrund der Erwärmung des Wassers und der damit verbundenen Reduzierung der Löslichkeit in der Deckschicht scheint gut erfasst zu sein.

In Abb. 4.3 b ist zu erkennen, dass in der Bodenschicht ganzjährig eine Untersättigung herrschte, die von April bis zum Herbst stetig zunahm. Mitte August lagen die modellierten Sauerstoffkonzentrationen bei $5.70 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$. Die gemessenen Werte im Bodenwasser liegen bei $5.76 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ bzw. $5.88 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$. Somit ist die Übereinstimmung zwischen Messungen und Simulation für die geschichtete nördliche Station A auch in der Tiefe außerordentlich gut.

Zwischendiskussion

Die Vorbetrachtung hat gezeigt, dass nur in der Zeit von Anfang Mai bis Ende Juni relativ große Unterschiede (bis zu 10 %) zwischen den verschiedenen simulierten Konzentrationen zu sehen sind, wobei die größten Unterschiede bei Verwendung der Methoden von WM99 und W05 entstehen. Dieser Zeitraum war durch geringe Windgeschwindigkeiten ($< 5.0 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) charakterisiert. Mehrere Perioden hoher Windgeschwindigkeiten mit Werten bis zu $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ gab es dagegen im Winter (die durchschnittliche Windgeschwindigkeit lag über $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Eine Zusammenstellung aller ausgewählten Parametrisierungen, die die empirische Abhängigkeit der Transfergeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit beschreiben (siehe Abb. 2.7 b), zeigt starke Differenzen für Windgeschwindigkeiten $> 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Da der O_2 -Fluss nach Gl. (2.12) proportional zur Transfergeschwindigkeit ist, wird seine Größe (bei identischer Übersättigung des Oberflächenwassers gegenüber der Atmosphäre)

³⁵ Das **D**eutsche **O**zeanographische **D**atenzentrum (**DOD**) ist der Knotenpunkt für den nationalen und internationalen Austausch ozeanographischer Daten.

wesentlich durch die Windgeschwindigkeit bestimmt. Demzufolge erfolgt der Gasaustausch intensiver bei starkem Wind, was wiederum für die schnellere Abnahme/Zunahme der Sauerstoffkonzentration in der Deckschicht sorgt. Allerdings bleibt die Frage offen: warum sind die Differenzen zwischen den simulierten Sauerstoffkonzentrationen gerade bei niedrigen Windgeschwindigkeiten um das 5-fache größer als die Differenzen, die in der Zeit der starken Winde zu verzeichnen sind.

Um diese Frage zu beantworten, werden im Folgenden die Sauerstoffbilanzen (s. Tabelle 4.2 a, b) für die Oberflächenschicht für drei ausgewählte Tage aus dem Jahr 2000 erstellt und näher untersucht. Es handelt sich dabei um den 29. Januar, 6. Mai und 13. Juni. An diesen Tagen traten deutliche Unterschiede zwischen den Modellsimulationen auf, wobei die biologisch-chemischen Prozessbeiträge, die zur Änderung der Sauerstoffkonzentration beitrugen, im Vergleich zu den physikalischen Beiträgen relativ gering (und für beide Modellläufe identisch) waren. Ausführliche Diskussion der Bilanzen erfolgt im Kapitel 5. Die über einen Tag gemittelten Windgeschwindigkeiten betragen $19.7 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ für den 29. Januar und $14.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ für den 13. Juni. Am 6. Mai dagegen herrschten schwache Winde von durchschnittlich $2.9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ vor.

Abb. 4.6 zeigt den Vergleich der nach Methode WM99 und W05 berechneten Sauerstoffkonzentration aufgrund des Gasaustausches mit der Atmosphäre. Wie deutlich zu erkennen ist, spiegeln die berechneten Ergebnisse die stärkere Windabhängigkeit des Ansatzes von WM99 gegenüber der von W05 wider. Aus der Tabelle 4.2 (a, b) ist beispielsweise zu entnehmen, dass die Parametrisierung nach WM99 am 29. Januar um den Faktor 2.6 und am 13. Juni um den Faktor 2 höhere Transfargeschwindigkeiten k_W als diejenige nach W05 liefert.

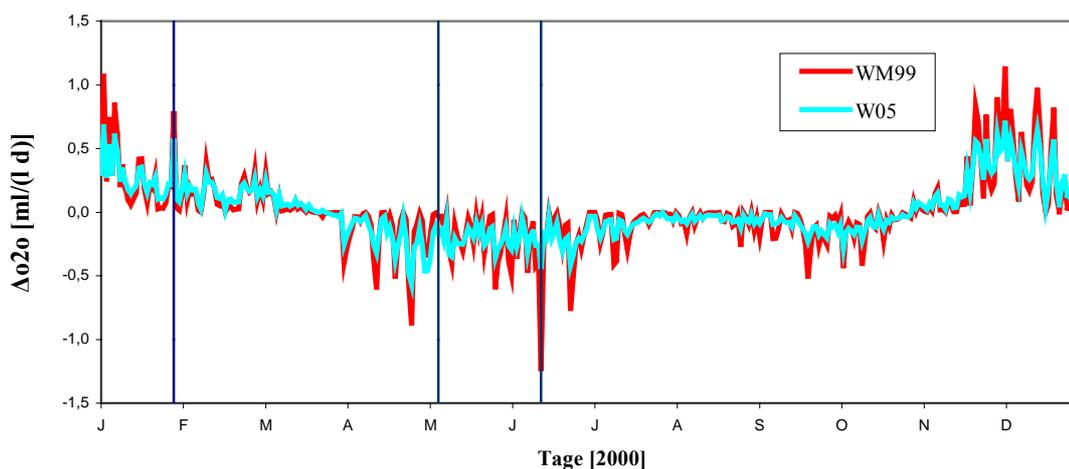


Abb. 4.6: Tägliche Änderung der Sauerstoffkonzentration (in $\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}$) in der Oberflächenschicht für das Jahr 2000 aufgrund des Gasaustausches mit der Atmosphäre für die Position A. Rote Kurve: Austauschgeschwindigkeit nach WM99; blaue Kurve: Austauschgeschwindigkeit nach W05.

Tag t_0	29.01.2000	06.05.2000	13.06.2000
Windgeschwindigkeit [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	19.7	2.9	14.5
Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]	7.84	9.26	10.25
k_w [$\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$]	159.9	0.6	70.3
$\text{o}_2\text{o}(t_0-1)$	6.46	7.73	6.77
phc-o2o	$6.19\cdot 10^{-3}$	$2.35\cdot 10^{-2}$	$7.50\cdot 10^{-2}$
o2o-zoc	$-1.84\cdot 10^{-4}$	$-4.49\cdot 10^{-3}$	$-4.00\cdot 10^{-3}$
o2o-bac	$-1.11\cdot 10^{-3}$	$-1.39\cdot 10^{-2}$	$-7.50\cdot 10^{-3}$
o2o-n4n	$-5.50\cdot 10^{-4}$	$-1.05\cdot 10^{-5}$	$-7.14\cdot 10^{-5}$
mix_o2o	-0.74	$1.53\cdot 10^{-3}$	0.96
adv-o2o	0.11	-0.27	-0.09
adh-o2o	-0.10	0.28	0.11
air-o2o	0.79	-0.03	-1.25
$\text{o}_2\text{o}(t_0)$	6.53	7.71	6.56
$\Delta\text{o}_2\text{o}(\text{o}_2\text{o}(t_0)-\text{o}_2\text{o}(t_0-1))$	0.07	-0.02	0.21
$\text{o}_2\text{o}_{\text{sat}}(t_0)$	6.62	6.41	6.27
$\Delta\text{o}_2\text{o}(\text{o}_2\text{o}_{\text{sat}}(t_0)-\text{o}_2\text{o}(t_0))$	0.09	-1.30	-0.29
Sättigungsgrad [%]	98.6	120.3	104.6
$(\text{o}_2\text{o}(t_0)/\text{o}_2\text{o}_{\text{sat}}(t_0)*100\%)$			

(a)

Tag t_0	29.01.2000	06.05.2000	13.06.2000
Windgeschwindigkeit [$\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$]	19.7	2.9	14.5
Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]	7.84	9.26	10.25
k_w [$\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$]	60.7	4.8	34.2
$\text{o}_2\text{o}(t_0-1)$	6.38	7.20	6.56
phc-o2o	$6.19\cdot 10^{-3}$	$2.35\cdot 10^{-2}$	$7.50\cdot 10^{-2}$
o2o-zoc	$-1.84\cdot 10^{-4}$	$-4.49\cdot 10^{-3}$	$-4.00\cdot 10^{-3}$
o2o-bac	$-1.11\cdot 10^{-3}$	$-1.39\cdot 10^{-2}$	$-7.50\cdot 10^{-3}$
o2o-n4n	$-5.50\cdot 10^{-4}$	$-1.05\cdot 10^{-5}$	$-7.14\cdot 10^{-5}$
mix_o2o	-0.54	-0.01	0.33
adv-o2o	0.11	-0.24	-0.09
adh-o2o	-0.10	0.25	0.11
air-o2o	0.58	-0.16	-0.45
$\text{o}_2\text{o}(t_0)$	6.44	7.05	6.52
$\Delta\text{o}_2\text{o}(\text{o}_2\text{o}(t_0)-\text{o}_2\text{o}(t_0-1))$	0.06	-0.15	-0.04
$\text{o}_2\text{o}_{\text{sat}}(t_0)$	6.62	6.41	6.27
$\Delta\text{o}_2\text{o}(\text{o}_2\text{o}_{\text{sat}}-\text{o}_2\text{o}(t_0))$	0.18	-0.64	-0.25
Sättigungsgrad [%]	97.3	110.0	104.0
$(\text{o}_2\text{o}(t_0)/\text{o}_2\text{o}_{\text{sat}}(t_0)*100\%)$			

(b)

Tabelle 4.2: Sauerstoffbilanz für die Oberflächenschicht für drei ausgewählte Tage. Die mit ECOHAM2 berechneten Sauerstoffkonzentrationen, die Sättigungskonzentrationen sowie die täglichen Konzentrationsänderungen aufgrund der aufgeführten Prozesse sind in $\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}$ angegeben. Die Transfergeschwindigkeit k_w wurde nach WM99 (a) und nach W05 (b) berechnet. Zur Bezeichnung der Prozesse s. Tabelle 11.10

Die Ergebnisse aus Abb. 4.6 und Tabelle 4.2 zeigen dagegen, dass die gasrastransferbedingte Änderungen (air-o2o) der Sauerstoffkonzentration nicht immer den Unterschieden in den Transfergeschwindigkeiten entsprechen. Der O₂-Eintrag betrug am 29. Januar 0.79 ml·l⁻¹ nach WM99 und lag damit um den Faktor 1.3 höher als der nach W05 berechnete (0.58 ml·l⁻¹). Am 13. Juni lag der O₂-Verlust bei 1.25 ml·l⁻¹ nach WM99 und bei 0.45 ml·l⁻¹ nach W05, d.h. der O₂-Verlust war bei der kubischen Windabhängigkeit der Transfergeschwindigkeit um den Faktor 2.7 höher. Daraus kann man schließen, dass die windabhängige Austauschgeschwindigkeit nicht allein den Gasaustausch bestimmt. Vielmehr hängt der Nettoaustausch eines Gases über die Wasseroberfläche von der Differenz ΔC zwischen der aktuellen O₂-Konzentration und der O₂-Sättigungskonzentration im Wasser ab, da der O₂-Eintrag/Verlust nur durch Diffusion entlang des Konzentrationsgradienten erfolgen kann. Der Konzentrationsunterschied ΔC ist aber seinerseits abhängig vom Netto-Austausch.

Im Falle der kubischen Parametrisierung (WM99) liegt die O₂-Konzentration am 29. Januar nahe bei der Gleichgewichtskonzentration. Die Abweichungen liegen bei etwa 1.4 %. Im Falle der anderen Parametrisierung (W05) ist die mittlere Varianz höher und beträgt 2.7 %. Einerseits ist die mittlere Transfergeschwindigkeit k_W nach W05 kleiner als der nach WM99, andererseits ist die mittlere Konzentrationsdifferenz ΔC größer. Ein Produkt dieser beiden Größen (und nicht die Transfergeschwindigkeit allein) bestimmt letztendlich die Höhe des Nettoflusses. Am 13. Juni ist nicht nur die Transfergeschwindigkeit k_W nach der kubischen Beziehung höher, sondern auch der Sättigungsgrad (um 0.6 %). Die Differenz zur anderen Methode wird somit größer, bis bei 14.5 m·s⁻¹ die Konzentrationsänderung aufgrund des Gasaustausches den 2.7-fachen Wert der nach W05 berechneten erreicht. Am 6. Mai herrschten schwache Winde von etwa 2.9 m·s⁻¹. Die relativ niedrigen ΔC -Werte von 0.64 ml·l⁻¹ und um das 8-fache größere k_W führen zu einer moderaten O₂-Abgabe an die Atmosphäre, die an diesem Tag nach W05 0.16 ml·l⁻¹ beträgt. Zwar sind die Differenzen ΔC nach WM99 um das 2-fache höher, die Änderung der O₂-Konzentration in der Oberflächenschicht aufgrund des Gasaustausches ist sehr klein und beträgt nur 0.03 ml·l⁻¹. Die Ursache für diese kleine Abnahme liegt jedoch in der Transfergeschwindigkeit, die bei der kubischen Beziehung der Windgeschwindigkeit so klein wird, dass der Austausch fast zum Erliegen kommt. Die lineare Beziehung nach W05 bei schwachem Wind führt zum stärkeren Ausgasen und baut somit schneller das Konzentrationsgefälle ab.

Trotz der Veränderung der oberflächennahen O₂-Konzentration am 29. Januar und am 13. Juni durch das Wechselspiel von O₂-Eintrag und O₂-Abgabe durch die Wasseroberfläche ist der Anstieg bzw. der Abfall der Gesamtkonzentration unerheblich. Die in Tabelle 4.2 a dargestellte Sauerstoffbilanz der Oberflächenschicht zeigt, dass die O₂-Produktion sowie der O₂-Verbrauch an dem ausgesuchten Wintertag nur geringfügige Beiträge leisten. Die wesentliche Sauerstoffquelle ist der O₂-Eintrag. Ihr gegenüber steht die Sauerstoffsinke aufgrund des vertikalen Austausches. Konvektion und windgetriebene Durchmischung im Winter führen zu einem vollständig durchmischten homogenen Wasserkörper. Wie die Tabelle 4.2 a verdeutlicht, würde

sich die Sauerstoffkonzentration der Oberflächenschicht ohne den Austausch mit den darunter liegenden Schichten am 29. Januar um $0.79 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ nach WM99 erhöhen, was zum schnelleren Ausgleich der Konzentrationsunterschiede führen würde.

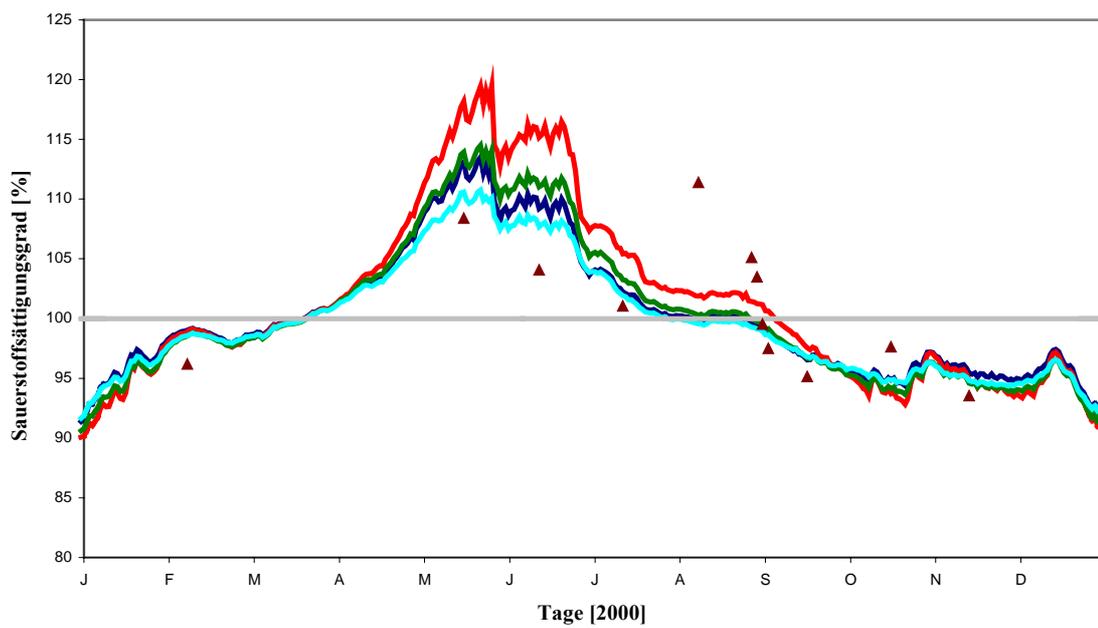
Die mittlere Konzentration steigt jedoch nur von $6.46 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ auf $6.53 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$, weil der größte Teil ($0.74 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$) durch vertikale turbulente Diffusion in tiefere Schichten transportiert wird. Am 13. Juni sind die Verhältnisse umgekehrt: starke Sauerstoffverluste von $1.25 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ werden durch den diffusiven Sauerstoffeintrag aus der Tiefe mit $0.96 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ beinahe ausgeglichen. Am 6. Mai sind die Verluste/Einträge durch die vertikale Diffusion so gering, dass sie kaum Beiträge zur O_2 -Bilanz leisten. Eine geringe Windgeschwindigkeit und die daraus resultierende Transfergeschwindigkeit nach WM99 haben am 6. Mai fast zu einem Erliegen der Austauschprozesse geführt. Aufgrund der linearen Beziehung zwischen Wind- und Transfergeschwindigkeit bewirken niedrige Windgeschwindigkeiten nach W05 einen stärkeren Gasaustausch als bei der nicht-linearen Beziehung nach WM99, was zur schnelleren Abnahme der Sauerstoffkonzentration führt. Allgemein gilt für die biologisch produktive und windschwache Zeit: je geringer der Gasverlust ist, desto langsamer wird die Übersättigung abgebaut und der Gleichgewichtszustand mit der Atmosphäre erreicht.

Sauerstoffkonzentration an der Position B

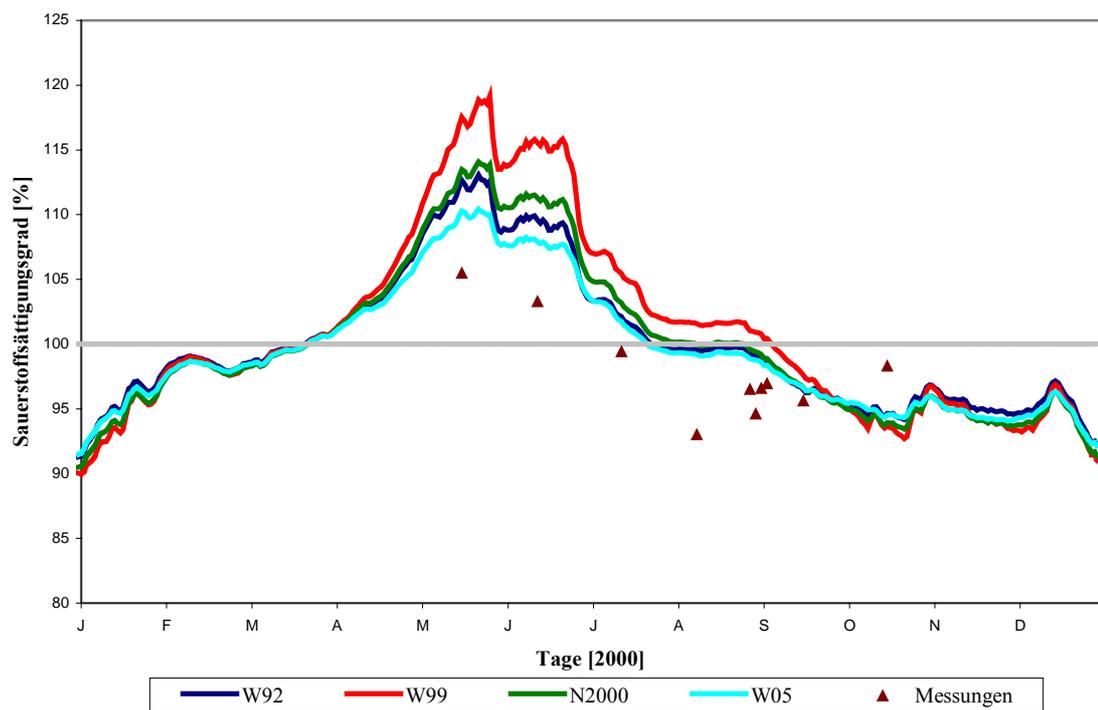
In Abb. 4.7 sind die berechneten und gemessenen Sättigungsgrade an der Position B für die verschiedenen Parametrisierungen der Gasflüsse in der Deckschicht (a, 0-5 m) und in der bodennahen Schicht (b, 30-35 m) dargestellt. Der Sättigungsgrad wird aus der Sättigungskonzentration nach Gl. (2.14) und der O_2 -Konzentration in der entsprechenden Wasserschicht berechnet. Bei einem Sättigungsgrad von 100 % (graue Linie) ist das Wasser in dynamischem Gleichgewicht mit der Atmosphäre. Durch den Bezug auf die Gleichgewichtskonzentration wird deutlich, dass das Wasser von April bis August permanent übersättigt ist und somit der Gasfluss vom Wasser in die Atmosphäre gerichtet ist.

Sowohl im Herbst als auch im Winter überwiegen sauerstoffverbrauchende Prozesse, so dass eine geringe Untersättigung auftritt. Die simulierte Sauerstoffuntersättigung beträgt im Februar nahezu übereinstimmend für die verschiedenen Parametrisierungen etwa 3 %, im Oktober etwa 7 %. Die am 8. Februar und am 17. Oktober gemessenen Sättigungsgrade liegen bei 96.2 % und 97.6 % und liefern untereinander vergleichbare Ergebnisse.

Der Zeitraum vom Mitte März bis Anfang September ist durch eine Übersättigung der gesamten Wassersäule charakterisiert. Ursache hierfür ist die intensive Primärproduktion und die gestiegene Wassertemperatur.



(a)



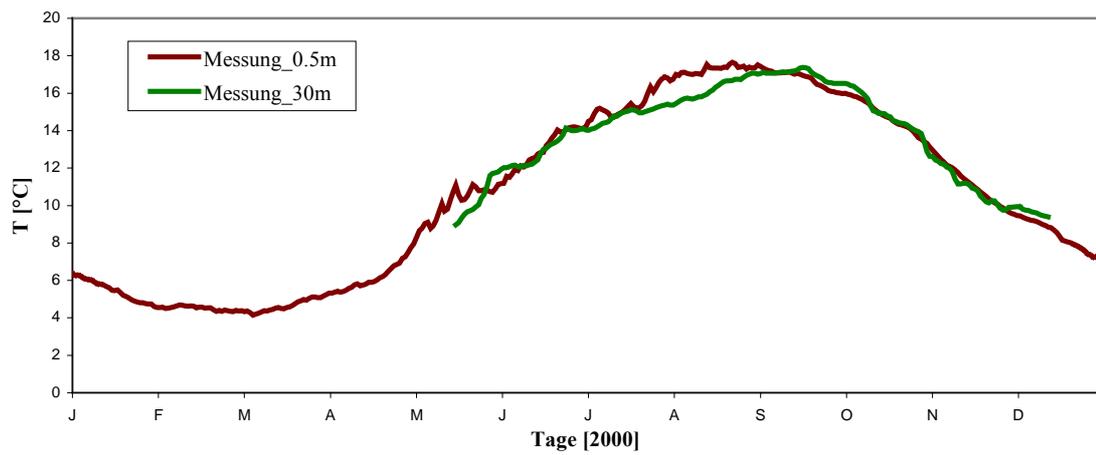
(b)

Abb. 4.7: Vergleich der Sauerstoffsättigungsgrade [%] aus Messungen und Modellrechnungen mit den angegebenen Gasaustauschparametrisierungen für das Jahr 2000 an der Position B [54°10' N; 07°27' O] für die Wassertiefen: a) 0-5 m und b) 30-35 m.

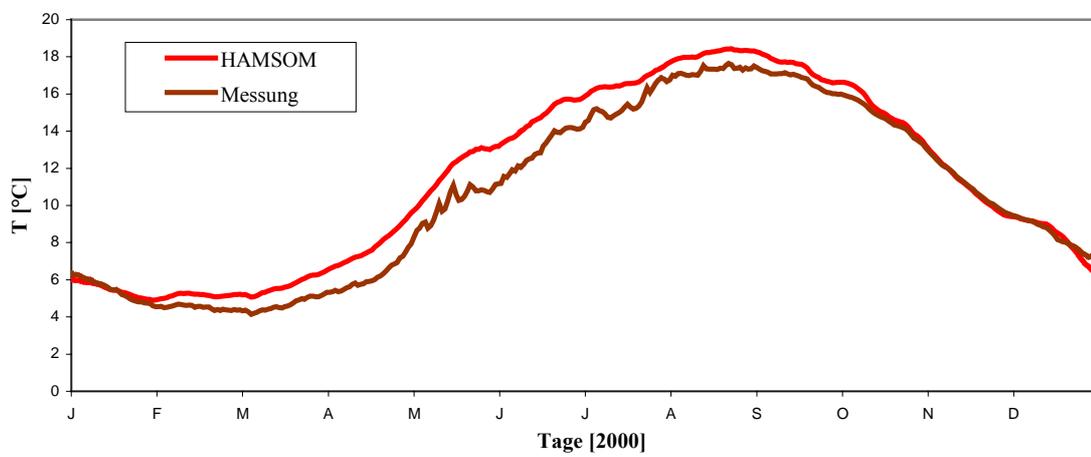
Auffällig ist auch die im Vergleich zur Station A deutlich größere Schwankungsbreite der simulierten Sättigungsgrade, da der Austausch mit der Atmosphäre je nach der verwendeten Parametrisierung mit unterschiedlich großen Transfergeschwindigkeiten erfolgt. Die Sättigungswerte lagen im Mitte Mai zwischen 108 % und 113 % und im Juni zwischen 107 % und 116 %. Die Maximalwerte wurden dabei im Mai und Juni nach der Methode von WM99 mit jeweils 120 % und 116 % erreicht. Die Parametrisierung nach W05 erlaubt bei schwachem Wind bis $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ einen schnelleren Austausch von Sauerstoff (im Vergleich zu den anderen Methoden) und liefert somit die niedrigsten Ergebnisse mit Spitzenwerten am 17. Mai und 11. Juni von 110 % bzw. 108 %. Beim Vergleich der berechneten Sättigungsgrade mit den Beobachtungen stellt sich heraus, dass in diesem Zeitraum die modellierten Werte schneller ansteigen als die gemessenen Sauerstoffsättigungsgrade. Die Parametrisierung nach W05 führt jedoch zur geringsten Zunahme und ergibt somit eine etwas bessere Übereinstimmung mit den Messungen. Auch hier sind die Unterschiede zwischen den Sättigungsgraden, die mit den Parametrisierungen nach W92 und N2000 berechnet wurden, relativ gering. Die Darstellung der Ergebnisse zeigt außerdem, dass die größten Abweichungen bei den Modellrechnungen nach WM99 auftreten.

Während die Simulationen die größten Übersättigungen im Mai und Juni ergaben, zeigen die Beobachtungen einen nochmaligen Anstieg des Sättigungsgrades in der Oberflächenschicht bis auf 111 % am 9. August. In Bodennähe dagegen wurden nur 93 % gemessen. Das deutet darauf hin, dass sich im Spätsommer eine kurzfristige thermische Schichtung ausgebildet hat, die vom hydrodynamischen Modell nicht reproduziert wurde.

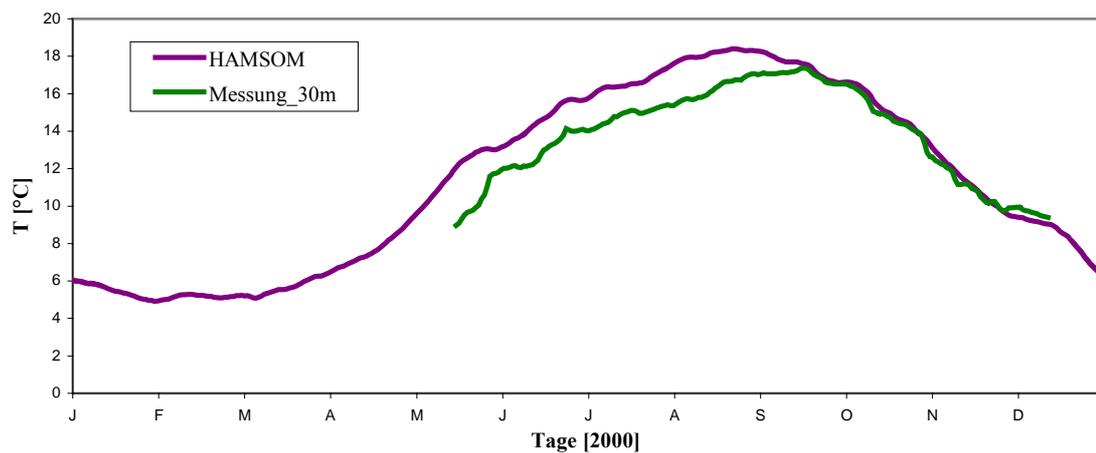
Einen Einblick in die jahreszeitliche Entwicklung der Temperaturschichtung in der Deutschen Bucht bieten die Messdaten der Marnet-Stationen (s. Abb. 11.1 im Anhang). Die an der Position B (Marnet-Station Deutsche Bucht) gemessenen Zeitreihen der Wassertemperatur in 3 m und 30 m Tiefe sind in Abb. 4.8 dargestellt. Diesen sind die mit HAMSOM berechneten Wassertemperaturen für die Oberflächenschicht (0-5 m) und für die Bodenschicht (30-35 m) gegenüber gestellt. Die gemessene Wassertemperatur steigt in der Oberflächenschicht bis Ende August auf rund $17.4 \text{ }^\circ\text{C}$ an. Danach sinkt sie zum Ende des Jahres kontinuierlich ab. Der Aufbau einer vertikalen Schichtung setzt etwa Mitte Juli ein (Abb. 4.8 c). Obwohl die gesamte Wassersäule von der sommerlichen Erwärmung erfasst wurde, bleibt die Schichtung, die insgesamt relativ schwach war, bis Anfang September erhalten. Ab Ende August vertieft sich die Deckschicht und die Sättigungswerte an der Oberfläche sinken durch die Vermischung mit dem Bodenwasser. Hingegen weisen die simulierten Temperaturen keine Unterschiede zwischen Oberflächen- und Bodentemperatur auf, die Wassersäule war das ganze Jahr über gut durchmischt. Als Folge dessen sind die vom Modell berechneten O_2 -Konzentrationen vertikal homogen.



(a)



(b)



(c)

Abb. 4.8: Vergleich der gemessenen Wassertemperaturen [°C] zwischen Oberflächen- und Bodenschicht a) und der Wassertemperaturen aus Messungen und der Modellrechnung für das Jahr 2000 an der Position B [54°10' N; 07°27' O] für die Wassertiefen: b) 0-5 m; c), 30-35 m.

4.2 Abschätzung der jährlichen O₂-Flüsse für die Nordsee

Die Abb. 4.9 (a, b) und Abb. 4.10 (a, b) zeigen die Regionalverteilungen der nach verschiedenen Parametrisierungen berechneten jährlichen O₂-Flüsse zwischen Wasseroberfläche und Atmosphäre. Zum besseren Vergleich der Ergebnisse wurde eine einheitliche Skalierung gewählt (negative Werte bedeuten O₂-Abgabe).

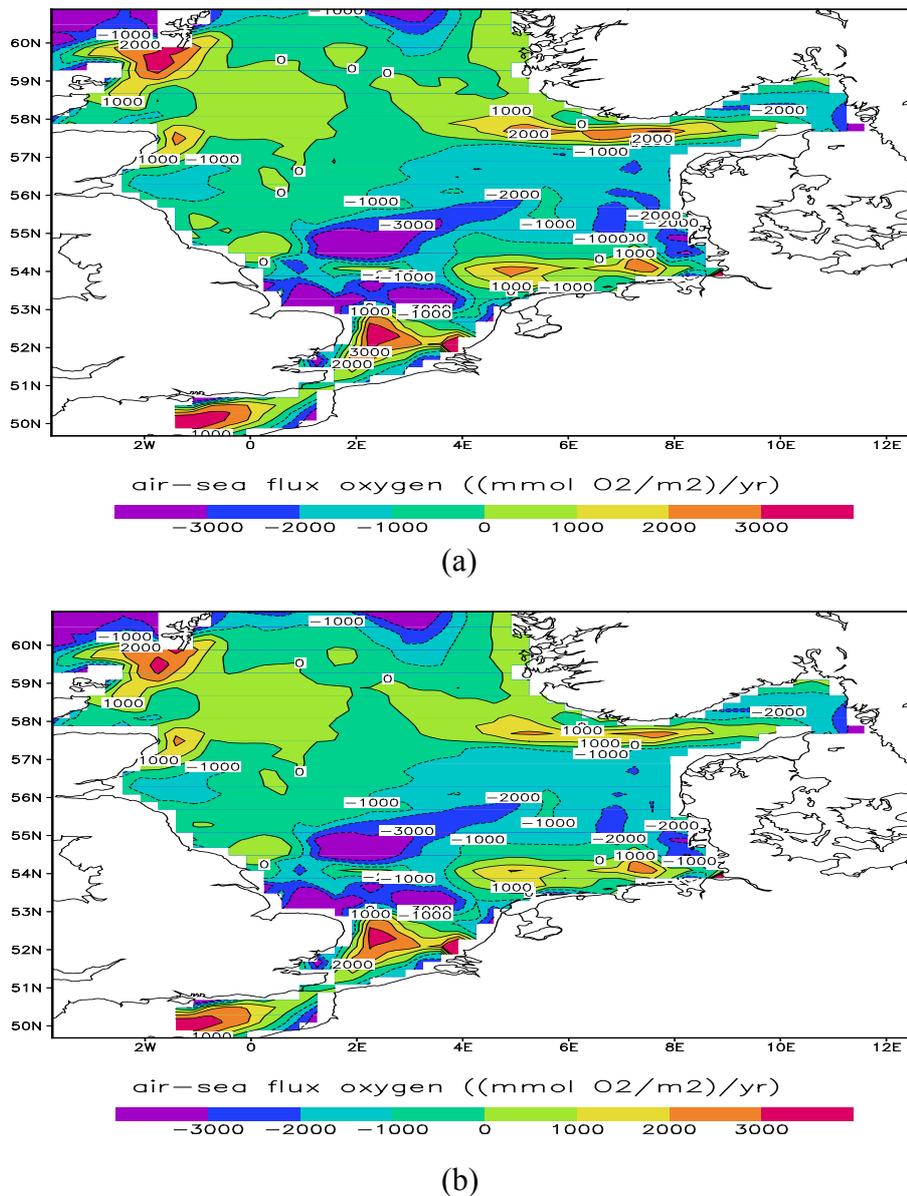
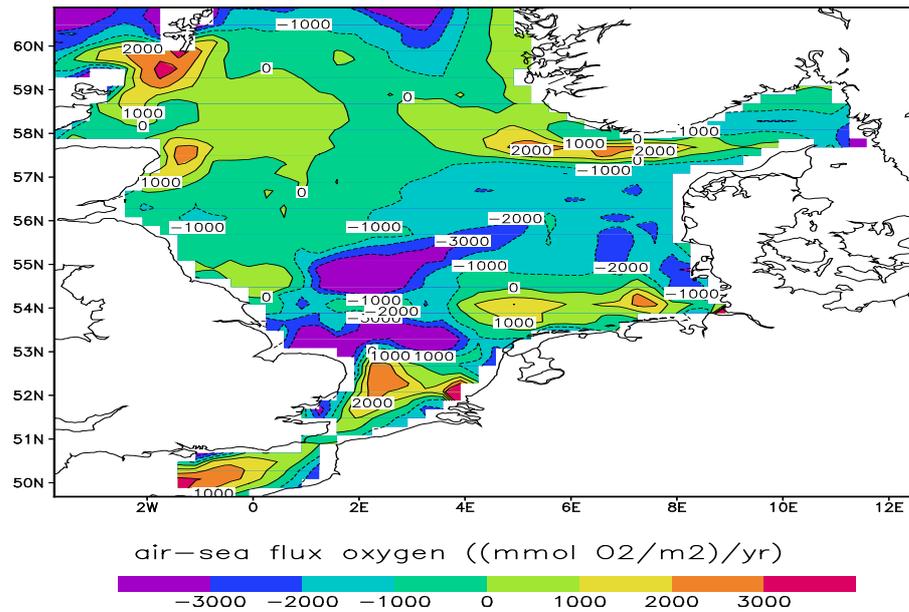
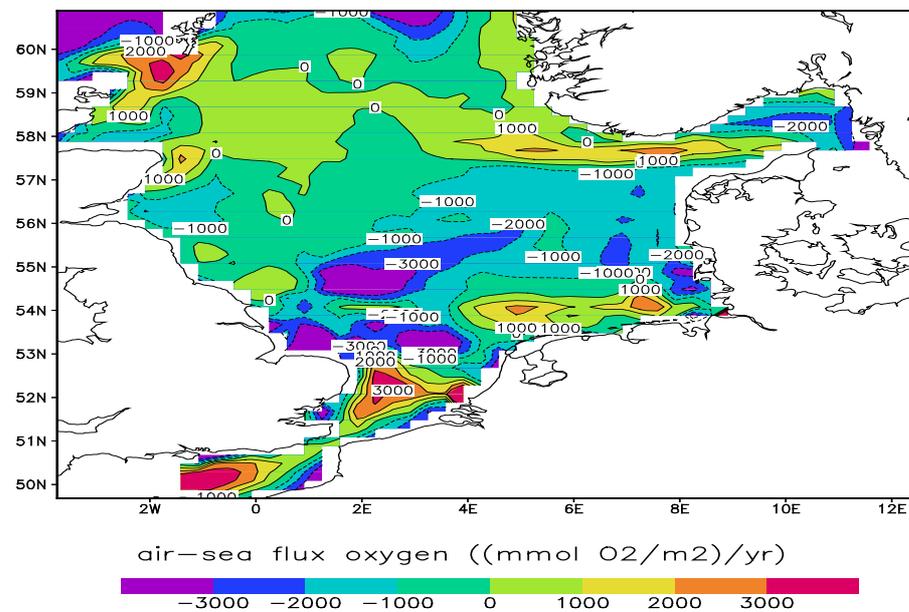


Abb. 4.9: O₂-Flüsse [mmol O₂m⁻²yr⁻¹] berechnet nach (a) Wanninkhof (1992) und (b) Nightingale et al. (2000b).

Die dargestellten räumlichen Muster der über ein Jahr integrierten Sauerstoff-Flüsse zeigen deutlich übereinstimmende Strukturen. Wie man leicht erkennt, sind die Abweichungen zwischen den berechneten Verteilungen jedoch äußerst gering. Leichte Unterschiede sind u. a. im Bereich der Norwegischen Rinne, in der Deutschen Bucht, im Englischen Kanal sowie im Gebiet der Doggerbank und der Südlichen Bucht zu erkennen.



(a)



(b)

Abb. 4.10: O₂-Flüsse [mmol O₂·m⁻²·yr⁻¹], berechnet nach (a) WM99 und (b) W05.

Der Eintrag bzw. das Ausgasen von Sauerstoff wird außer neben der Transfergeschwindigkeit wesentlich durch die Schichtungsverhältnisse und durch das Verhältnis zwischen Produktion und Verbrauch von Sauerstoff gesteuert. So erkennt man, dass einige Gebiete der Nordsee, wie z. B. die Norwegische Rinne, der Bereich südlich der Shetland-Inseln sowie die Südliche Bucht, im Jahresmittel $\geq 3 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ aus der Atmosphäre aufnehmen können.

Die zentrale und östliche Nordsee hingegen zeichnet sich gegenüber der nördlichen Nordsee durch starke O_2 -Abgabe in die Atmosphäre aus. Das stärkste Ausgasen von Sauerstoff (bis zu $0.55 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$) findet sich im Bereich der flachen Doggerbank. Dagegen zeigen die relativ flachen Gebiete nördlich der Ostfriesischen Inseln sowie die südliche Nordsee und Ärmelkanal eine beträchtliche O_2 -Aufnahme im Jahresmittel.

Die Größe der berechneten jährlichen O_2 -Flüsse variiert je nach der verwendeten Parametrisierung. Alle Simulationen zeigen aber insgesamt eine O_2 -Abgabe der Nordsee an die Atmosphäre, die nach W92 $0.524 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ ($16.8 \text{ g O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$); nach N2000 $0.545 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ bzw. $17.4 \text{ g O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$; nach WM99 $0.587 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ bzw. $18.8 \text{ g O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ und nach W05 $0.515 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ bzw. $16.5 \text{ g O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ beträgt. Nach diesen Modellergebnissen war die Nordsee während des Jahres 2000 eine O_2 -Quelle für die Atmosphäre. Für die meistens verwendete Parametrisierung nach W92 ergibt sich eine jährliche O_2 -Abgabe der Nordsee (bezogen auf die Gesamtfläche von 511.725 km^2) an die Atmosphäre von $268 \text{ Gmol O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$ ($8.6 \text{ Mt O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$). Die O_2 -Abgabe durch die Nordsee erhöht sich bei Verwendung der kubischen Beziehung zwischen Wind- und Transfergeschwindigkeit nach WM99 gegenüber der quadratischen Beziehung von W92 um ca. 12 % auf $300 \text{ Gmol O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$ ($9.6 \text{ Mt O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$). Die Parametrisierung nach W05 liefert $264 \text{ Gmol O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$ ($8.4 \text{ Mt O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$), also eine Abnahme gegen über W92 um ca. 2 %. Die Verwendung der Parametrisierung nach N2000 dagegen liefert eine Gesamtmenge von nur $279 \text{ Gmol O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$ ($8.9 \text{ Mt O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$), was einer Reduktion gegenüber W92 um 3 % entspricht.

In der letzten Zeit wurde eine Reihe von Modellrechnungen zur Abschätzung der zwischen Ozean und Atmosphäre ausgetauschten Menge von Sauerstoff durchgeführt. Nach Angaben verschiedener Autoren für den Weltozean liegt die an die Atmosphäre abgegebene Sauerstoffmenge zwischen $2 \cdot 10^4$ und $7 \cdot 10^4 \text{ Gmol O}_2 \cdot \text{yr}^{-1}$ (Sarmiento et al., 1998; Matear et al., 2000; Plattner et al., 2001; Plattner et al., 2002). Trotz ihres kleinen Anteils an der Gesamtfläche des Weltozeans (ca. 1.4 %) ist der Beitrag der Nordsee zur marinen Sauerstoffversorgung der Atmosphäre mit 0.3-1.5 % also beträchtlich.

4.3 Ein Gedankenexperiment

Um die Rolle der biologischen Aktivität für die Sauerstoffkonzentration und damit auch für den O_2 -Fluss zwischen Oberflächenwasser und Atmosphäre zu verdeutlichen, wurde

ein Szenario simuliert, in dem keine biologisch-chemischen Umsetzungen im Wasser stattfinden. Somit wird der Austausch nur durch die Wassertemperatur und die physikalischen Transporte gesteuert. Die Ergebnisse sind in Abb. 4.11 dargestellt. Die Berechnung des O_2 -Flusses wurde hier nach der kubischen Beziehung zwischen Wind- und Transfargeschwindigkeit (WM99) vorgenommen.

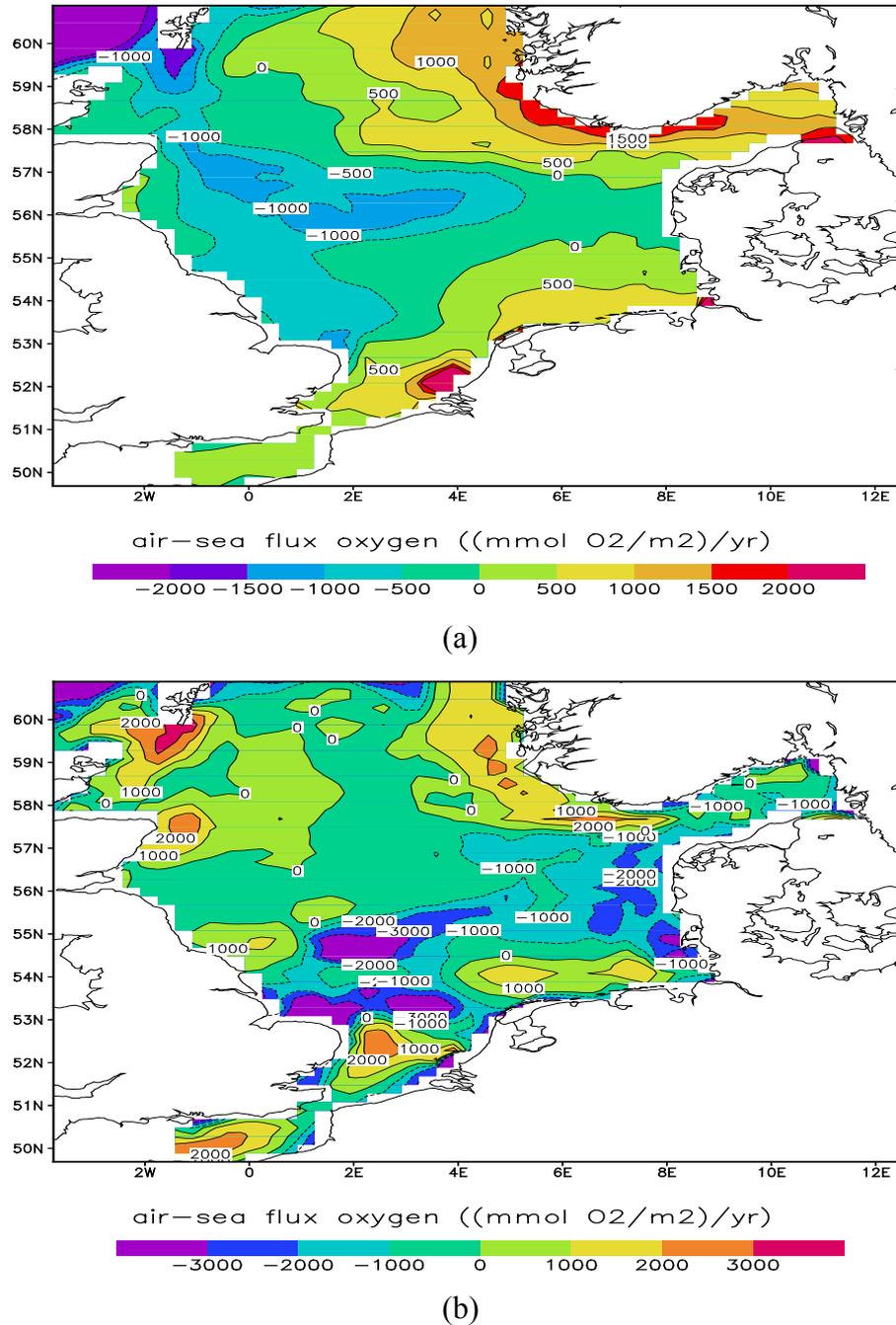


Abb. 4.11: O_2 -Flüsse [$\text{mmol } O_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$] berechnet nach WM99: a) ohne biologisch-chemische Umsetzungen im Wasser; b) Differenz zwischen der vollständigen biologisch-physikalischen Simulation und der Simulation ohne biologischen Prozesse.

Aus der Darstellung ist zu entnehmen, dass nun, im Gegensatz zu den "vollständigen" Modellläufen (Abb. 4.9 und Abb. 4.10), der gesamte südöstliche Küstenstreifen sowie der nordöstliche Bereich der Nordsee eine Senke für den atmosphärischen Sauerstoff bilden. Dagegen ist die zentrale sowie die westliche Nordsee durch physikalisch bedingte O_2 -Flüsse in die Atmosphäre von $\leq 1.5 \text{ mol } O_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ gekennzeichnet. Die Entstehung solcher Verteilungsmuster ist allerdings sehr komplex und nur schwer zu erklären. Das Zusammenspiel von Wassertiefe, Schichtungsverhältnissen, Wassertemperatur und Windregime bestimmt letztendlich die Richtung und Stärke des Gesamtflusses.

Generell zeigte der rein physikalische Lauf deutlich niedrigere O_2 -Flüsse. Vor allem aber ändert sich die Richtung des Gesamtflusses. Das Szenario ohne biologische Prozesse ergibt eine schwache Netto-Aufnahme von Sauerstoff durch die Nordsee von lediglich $22 \text{ Gmol } O_2 \cdot \text{yr}^{-1}$ (bei Verwendung einer Transfergeschwindigkeit nach WM99).

Abb. 4.11 b zeigt die Differenz zwischen dem physikalisch und biologisch gesteuerten und dem rein physikalisch bedingten O_2 -Fluss zu sehen. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Subtraktion der Simulationsergebnisse eine lineare Näherung darstellt, die ermöglichen soll, beide Effekte von einander zu trennen. Ziel dieser Darstellung ist es, die Wirkung der Temperatur auf den Gasaustausch weitgehend auszuschließen und den Effekt der biologischen Aktivität zu veranschaulichen. Ein Vergleich der Abb. 4.11 b und Abb. 4.10 zeigt, dass die regionalen Strukturen, die in Abb. 4.10 zu erkennen sind, wesentlich durch die biologischen Aktivitäten bestimmt werden. Starke Unterschiede zwischen beiden Simulationen zeigen sich vor allem im Bereich westlich der Nordfriesischen Inseln, vor der dänischen Küste sowie im Gebiet der Doggerbank. Sowohl die Größe als auch die Richtung des Flusses wird stark von der hohen O_2 -Produktion geprägt, die in diesen Bereichen der Nordsee zwischen 17 und $28 \text{ mol } O_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ (s. Abb. 4.12) liegt und den O_2 -Verbrauch von ca. 15 bis $25 \text{ mol } O_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ (s. Abb. 4.13) deutlich überwiegt. In den tieferen Seegebieten der nördlichen Nordsee und südlich der Schottischen Inseln dominieren dagegen die sauerstoffzehrenden Prozesse. Die dadurch entstandenen Ungleichgewichte in den Sauerstoffkonzentrationen werden durch den Sauerstoffeintrag aus der Atmosphäre ausgeglichen. Ein Vergleich der Abb. 4.10 mit Abb. 4.11 zeigt jedoch, dass die räumlichen Muster der O_2 -Flüsse durch die Wirkung der Temperatur intensiviert werden.

4.4 Diskussion der Modellergebnisse

Die Sauerstoffkonzentration im Wasser, die Wassertemperatur und die Windstärke sind die bestimmenden Parameter für den Austausch dieses Gases zwischen Atmosphäre und Wasser. Die Konzentrationsunterschiede zwischen Wasser und Luft sowie die

Wassertemperatur und der Salzgehalt bestimmen die Gleichgewichtskonzentration, die Windstärke beeinflusst die Dynamik an der Grenzfläche, d. h. die Austausch- oder Transfargeschwindigkeit. Der Austausch kann dabei diffusiv oder turbulent sein. Den ersten Vorgang beschreibt das Diffusionsgesetz (siehe Kapitel 2.2).

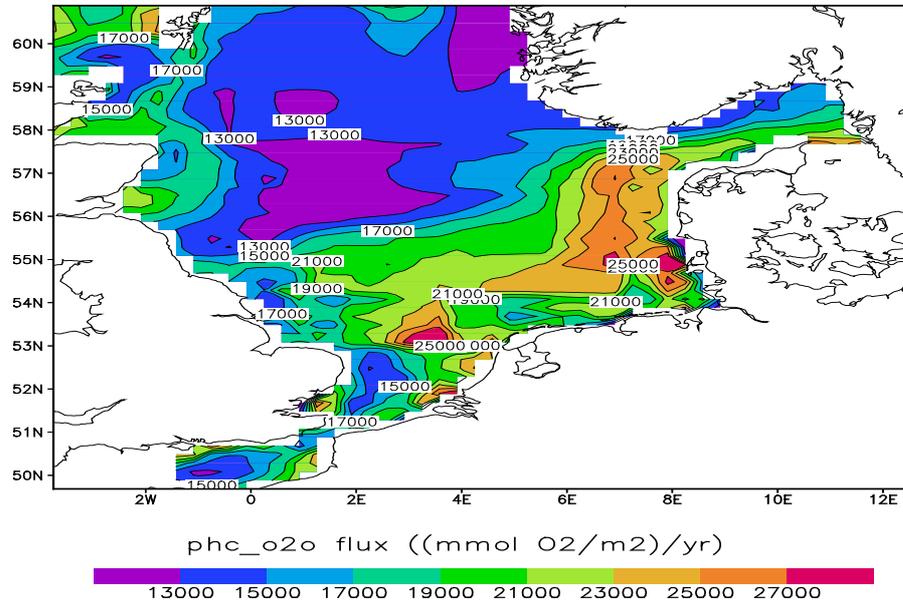


Abb. 4.12: Für das Jahr 2000 simulierte jährliche Produktion von Sauerstoff [$\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$] für die gesamte Nordsee (vertikal integriert).

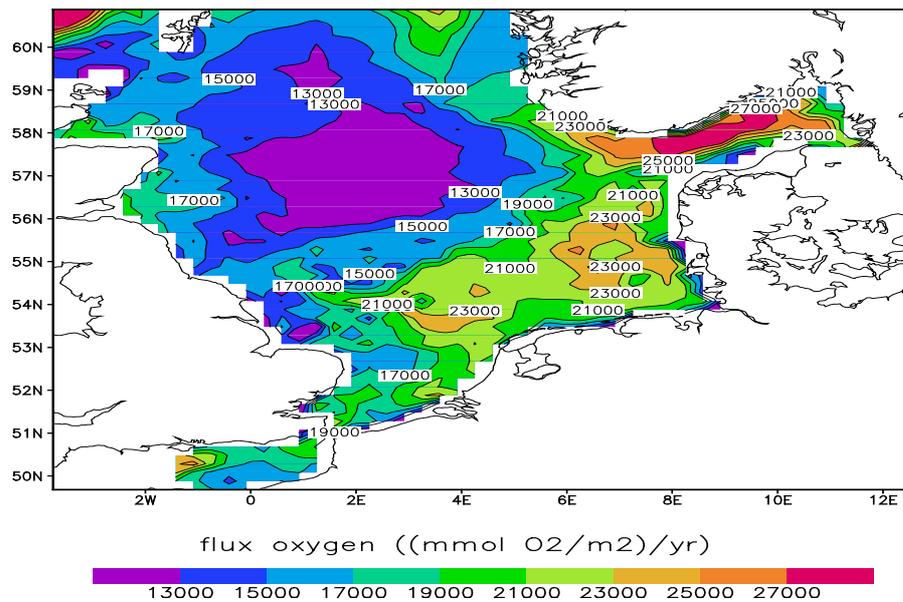


Abb. 4.13: Für das Jahr 2000 simulierter jährlicher Verbrauch von Sauerstoff [$\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$] für die gesamte Nordsee (vertikal integriert).

Im Labor lässt sich der rein diffusive Vorgang durch besondere Bedingungen erzeugen. In der natürlichen Umwelt wird er dagegen selten an der Grenzfläche Wasser-Atmosphäre zu beobachten sein, da sowohl Meer als auch Atmosphäre durch Wind in turbulenter Bewegung gehalten werden. Bei der Beschreibung dieser komplexen Vorgänge mit einem Modell werden von verschiedenen Autoren unterschiedliche Voraussetzungen gemacht, die dann zu verschiedenen Betrachtungsweisen der Phänomene führen. Die Autoren gehen davon aus, dass der O₂-Austausch zwischen Atmosphäre und Wasseroberfläche bei niedrigen Windgeschwindigkeiten durch die Bildung von organischen Filmen (Frew, 1997) an der Wasseroberfläche verzögert und bei stärkerem Wind durch den Eintrag von Gasblasen beschleunigt wird (Asher et al., 1996; Woolf, 1997; Asher & Wanninkhof, 1998a).

Zahlreiche Studien haben gezeigt, dass eine starke Abhängigkeit der Transfargeschwindigkeit von der Windgeschwindigkeit besteht, die allgemein nach Gl. 2.19 ausgedrückt werden kann (u.a. Liss, 1983a; Merlivat und Memery, 1983; Jähne et al., 1984; Liss und Merlivat, 1986; Wanninkhof und Bliven, 1991; Wanninkhof, 1992; Wanninkhof et al., 1993; Wanninkhof und McGillis, 1999; Nightingale et al., 2000b; Frost und Upstill-Goddard, 2002; Woolf, 2005). Ziel dieses Abschnittes war es, mit Hilfe der im Kapitel 2 vorgestellten Parametrisierungen der Transfargeschwindigkeit die O₂-Sättigungsgrade zu bestimmen und mit den gemessenen O₂-Sättigungen zu vergleichen.

Für die Untersuchung wurde eine Position in der südlichen Nordsee bei der Marnet-Station „Deutschen Bucht“ ausgesucht. An dieser Station werden u.a. Temperatur und Salzgehalt in unterschiedlichen Tiefen stündlich gemessen. Wegen technischer Probleme waren die Zeitreihen im Jahr 2000 lückenhaft. Seit 2000 wird auf der Station auch Sauerstoff mit zwei Sensoren jeweils in 6 m und 30 m Tiefe quasi-kontinuierlich gemessen. Eine Auswertung der gemessenen Daten zeigte, dass die von den beiden Sensoren aufgenommenen Sauerstoffzeitreihen teilweise bis zu 40 % von einander abweichende Sättigungsgrade lieferten. Die Ursache dafür lag in der im Jahr 2000 verwendeten Methode (pers. Mitteilung von Machoczek, BSH). Aufgrund der großen Streuung der Meßwerte wegen der methodischen Probleme bei der Bestimmung der Sättigungsgrade konnten somit diese Daten in die Untersuchungen nicht mit einbezogen werden. Alternativ wurden diskrete Proben titrierter Sauerstoffsättigungswerte sowie die in der DOD-Datenbank erfassten Beobachtungen benutzt.

Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die unterschiedlichen Transfargeschwindigkeiten sich direkt auf den Sauerstoff-Sättigungsgrad der Oberflächenschicht auswirken. Besonders ist dies in der Zeit erhöhter Produktivität der Fall. Je kleiner die Transfargeschwindigkeit ist, desto langsamer stellt sich das Gleichgewicht der Konzentration der Oberflächenschicht mit der Atmosphäre her. Weiterhin konnte gezeigt werden, dass die Abnahme der gemessenen Sauerstoffkonzentration an der Oberfläche, die aus der sommerlichen Erwärmung des Wassers folgt, mit Hilfe aller parametrisierten Gasflüsse gut simuliert werden konnte. Insgesamt liefern diese

verschiedenen windabhängigen Parametrisierungen in dem betrachteten Zeitraum ähnliche Ergebnisse.

Anhand der Darstellung in Abb. 4.7 für die südliche Station wird deutlich, dass die geringsten Unterschiede zwischen den Beobachtungen und den Modellrechnungen mit der Parametrisierung nach W05 auftreten. Allerdings muss bei diesem Vergleich beachtet werden, dass die gemessenen O₂-Sättigungsgrade während der Produktionszeit langsamer als die modellierten ansteigen. Ein Grund hierfür kann die Überschätzung der simulierten Temperatur bis zu 2 °C im Vergleich mit den Messungen (s. Abb. 4.8) gewesen sein. Eine Überschätzung der Wassertemperatur führt zu einer systematischen Unterschätzung der Sättigungskonzentration und damit zu einer Überschätzung des Sättigungsgrades. Ein weiterer Grund für die Überschätzung kann daran liegen, dass in diesem Modelllauf keine Einträge von partikulärem organischen Material durch die Flüsse berücksichtigt wurden, dessen Abbau für zusätzlichen Sauerstoffverbrauch sorgt. Außerdem weisen die gemessenen Sauerstoffsättigungsgrade keine hohe zeitliche Auflösung auf. Es steht also nur eine lückenhafte Datenreihe zu Verfügung. Das erschwert den Vergleich mit den Daten hinsichtlich der Sauerstoffentwicklung in den einzelnen Zeitintervallen. Demzufolge kann keine eindeutige Aussage darüber getroffen werden, welche Parametrisierung im untersuchten Zeitraum an der ausgewählten Position B am besten mit den Beobachtungen übereinstimmende Konzentrationen liefert.

Alle diskutierten Parametrisierungen geben den Prozess des physikalischen Gasaustausches qualitativ richtig wieder. Generell kann festgestellt werden, dass das Modell die Entwicklung des Sauerstoffs im Jahresverlauf an der ausgewählten Position B gut wiedergibt. Bei einzelnen starken Abweichungen im August bleibt offen, inwieweit sie sehr lokale und damit schlecht modellierbare Ereignisse darstellen oder ob eine ungenügende Simulation der Schichtungsverhältnisse zur Verfälschung der Modellergebnisse geführt hat.

Weiterhin wurde aus den Flüssen für das Zeitintervall eines Jahres und die gesamte Fläche der Nordsee die Sauerstoffmenge berechnet, die das Meer aus der Atmosphäre aufnahm oder an die Atmosphäre abgab. Demnach wurden in der Nordsee während des Jahres 2000 je nach der verwendeten Parametrisierung zur Bestimmung der Transfargeschwindigkeit zwischen 264 und 300 Gmol O₂·yr⁻¹ freigesetzt. Damit war die Nordsee dem Modell zufolge während des Jahres 2000 eine O₂-Quelle für die Atmosphäre. Dabei muss berücksichtigt werden, dass es sich hierbei um ein quantitatives Modellergebnis handelt, für dessen Verifizierung die Datenmenge derzeit bei weitem nicht ausreicht.

5 Sauerstoff in der Nordsee – Ergebnisse des 3D-Ökosystem-Modells

Im Kapitel 2.2 wurden verschiedene Berechnungen des O_2 -Flusses mit den Transferkoeffizienten nach Wanninkhof (1992), Wanninkhof und McGillis (1999), Nightingale et al. (2000b), Woolf (2005) zur Bestimmung der Sauerstoffkonzentration in der Nordsee durchgeführt und untersucht. Aufgrund des Mangels an Vergleichsdaten konnte keine eindeutige Aussage getroffen werden, welche Parametrisierung im untersuchten Zeitraum am besten mit den Beobachtungen übereinstimmende Konzentrationen liefert. Obwohl in der einschlägigen Literatur meist die Berechnung nach Wanninkhof (1992) Verwendung findet, werden im weiteren Verlauf der Arbeit nur die mit der Parametrisierung von Nightingale et al. (2000b) ermittelten Ergebnisse vorgestellt und diskutiert. Die Wahl fiel auf Nightingale et al. (2000b), weil sie für ihre Parametrisierung Daten benutzt haben, die in der (südlichen) Nordsee gewonnen wurden.

5.1 Regionale Verteilung des Sauerstoffs

In diesem Abschnitt wird die simulierte Dynamik des Sauerstoffs für das Jahr 2000 für die gesamte Nordsee beschrieben und diskutiert. Die Abb. 5.1 zeigt räumliche Verteilungsmuster der tiefenintegrierten Primärproduktion sowie der Sauerstoffkonzentration und der Temperatur in der Oberflächenschicht (0-5 m Wassertiefe). Das Verteilungsmuster der Primärproduktion im April 2000 (Abb. 5.1 a) zeigt eine starke Algenentwicklung sowohl in der gesamten östlichen als auch in der zentralen Nordsee. Infolge der Primärproduktion wurden in den oberen Wasserschichten Sauerstoffkonzentrationen bis zu $330 \text{ mmol } O_2 \cdot \text{m}^{-3}$ (Abb. 5.1 b) erreicht. Bei der Betrachtung der räumlichen Verteilung der Primärproduktion und des Sauerstoffs für den Monat April ist die starke Korrelation zwischen den Bereichen erhöhter Sauerstoffkonzentration und den Gebieten starker biologischer Produktivität zu erkennen. Zu dieser Zeit lag die Oberflächentemperatur der Nordsee zwischen 5 und 9 °C (Abb. 5.1 c).

Die Küstengewässer sind nährstoffreicher, im Sommer aber wärmer (Abb. 5.1 f, i), als die zentrale und nördliche Nordsee. Daraus ergeben sich Entwicklungsvorteile für das Phytoplankton. Das spiegelt sich in der Verteilung der Primärproduktion, die im

Sommer in der südlichen Nordsee höher wegen erhöhter Temperatur ist. Abweichungen zwischen den Verteilungsmustern der Primärproduktion (Abb. 5.1 d, g) und des Sauerstoffs (Abb. 5.1 e, h) sind vor allem im Küstenbereich zu erkennen. Die Bereiche mit geringen Sauerstoffkonzentrationen können auf die erhöhte Wassertemperatur zurückgeführt werden: die Temperatur steigt bis auf 19 °C und vermindert somit die Aufnahmefähigkeit des Wassers für Sauerstoff (siehe Kapitel 2.2.3). Der überschüssige Sauerstoff wird an die Atmosphäre abgegeben.

Das Oberflächenwasser der Nordsee kühlte sich bis zum Dezember 2000 auf ca. 9 °C ab (Abb. 5.1 l). Obwohl ein Rückgang der Primärproduktion erfolgte, ist ein Anstieg der Sauerstoffkonzentration von 240 bis auf 290 mmol O₂·m⁻³ für die gesamte südliche Nordsee zu erkennen (Abb. 5.1 j, k). Daraus kann geschlossen werden, dass es eine weitere Quelle für den gelösten Sauerstoff im Wasser gab, nämlich den Eintrag aus der Atmosphäre. Auf die Sauerstoffkonzentrationen wirken dabei indirekt insbesondere der Wind und die Diffusion. Ihre Rolle sowie die Bedeutung der Temperatur wird in den nächsten Abschnitten verdeutlicht.

5.2 Sauerstoffdynamik

In diesem Abschnitt werden exemplarisch an drei Stationen der Nordsee mit unterschiedlicher Wassertiefe die Unterschiede in der Sauerstoffdynamik beschrieben. Es handelt sich dabei um die Position A in der nördlichen Nordsee, die Position C in der zentralen Nordsee und die Position D in der östlichen Nordsee. Die Position A bei 58°53' N und 0°15' O liegt im sogenannten Flex'76-Bereich (Kühn et al., 1997) und hat eine Wassertiefe von 138 m. Die zweite Position C (56°53' N; 4°15' O), 2° südlicher und 4° östlicher gelegen als die Position A, liegt im Bereich der Großen Fischerbank. Ihre Wassertiefe beträgt 60 m. Noch weiter südöstlich, nordwestlich von Sylt, liegt die dritte Position D (55°5' N; 7°55' O). Im Gegensatz zu den anderen Stationen ist sie sehr flach. Die Gezeitenstromturbulenz ist in diesem Bereich der Nordsee relativ stark und hat somit starke Auswirkungen auf die nur 19 m tiefe Wassersäule.

Aufgrund der unterschiedlichen geographischen Lage der Positionen A, C und D sind Unterschiede in der Entwicklung der Sauerstoffkonzentration zu erwarten. Die simulierten Zeitreihen sind als Isolinien-Diagramme dargestellt, in denen die zeitliche Entwicklung einiger Zustandsgrößen tiefenaufgelöst dargestellt ist (Abb. 5.2, Abb. 5.3 und Abb. 5.4).

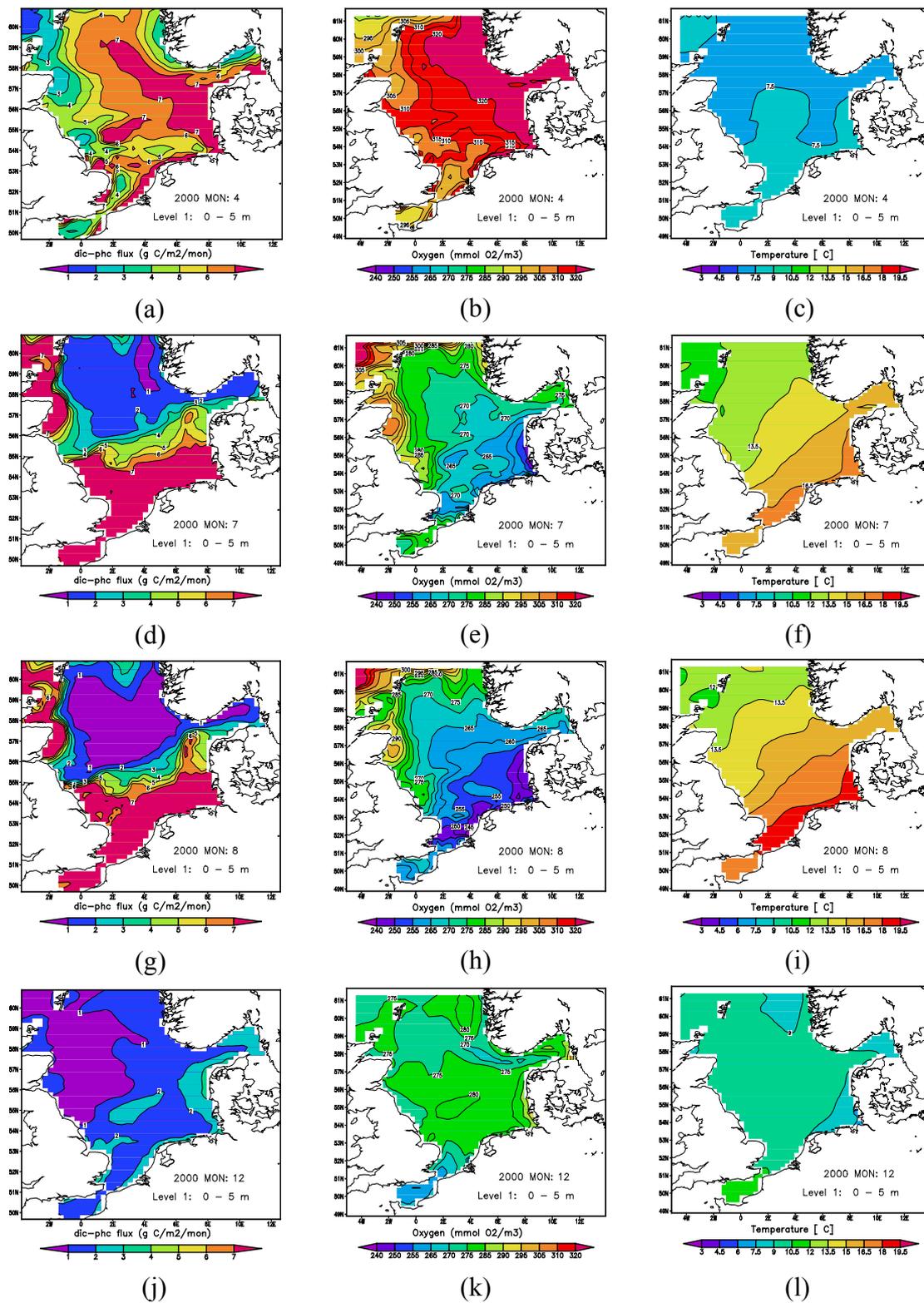


Abb. 5.1: Monatliche Mittelwerte der Primärproduktion (a, d, g, j), Sauerstoffkonzentration (b, e, h, k) und Temperatur (c, f, i, l) für die Oberflächenschicht für die Monate April, Juli, August und Dezember 2000 in $g\ C\cdot m^{-2}\cdot mon^{-1}$; $mmol\ O_2\cdot m^{-3}$; $^{\circ}C$.

Jahresgang an der Position A

Die Simulation der Wassersäule wurde mit meteorologischen und hydrodynamischen Antriebsdaten für das Jahr 2000 durchgeführt. Die oberen Grafiken (Abb. 5.2 a, b) zeigen die physikalischen Antriebe Temperatur und vertikaler Austausch, die als Vertikalprofile dargestellt sind. Darunter folgen links (Abb. 5.2 c, e) die Vertikalverteilungen von Phytoplankton und Zooplankton sowie rechts (Abb. 5.2 d, f) von Sauerstoff und Detritus. Unten links und rechts (Abb. 5.2 g, h) sind die Jahresgänge der Konzentrationen von Ammonium und Nitrat abgebildet, um die Entwicklung des Sauerstoffs besser zu erklären.

Die Simulationen beginnen mit dem Tag 1 am 01.01.2000 um 0 Uhr. In der Oberflächenschicht entwickelt sich allmählich das Phytoplankton (Abb. 5.2 c). Am 123. Tag (Ende April) erreicht der Phytoplankton-Bestand mit $19 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-3}$ in Oberflächennähe sein Maximum. Die Zunahme der Phytoplanktonbiomasse ist mit einer Zehrung der Nährstoffe verbunden. Anfang Mai, wie aus Abb. 5.2 a zu sehen ist, bildet sich eine thermische Schichtung aus, die durch die Erwärmung der Wasseroberfläche verursacht wurde. Gleichzeitig geht der vertikale Austausch (Abb. 5.2 b) auf ein minimales Niveau zurück. Die sommerliche Sprungschicht unterbricht die Zufuhr von Nährstoffen in die Deckschicht, so dass die Nährstoffe (Abb. 5.2 g, h) in der oberen Schicht schnell aufgebraucht werden. Aus der Abb. 5.2 d lässt sich erkennen, dass die Sauerstoffsättigung in den oberen 40 m in der Zeit vom 25. März bis zum 28. Oktober über 100 % beträgt, was ein deutliches Indiz für das Vorhandensein von Phytoplankton ist. 100 % ist das Maximum der Sättigung, die durch Eintrag von Sauerstoff aus der Luft erreicht werden kann; nur wenn im Wasser außerordentlich viel Sauerstoff erzeugt wird, kann sie über 100 % steigen. Maximale Sauerstoffsättigung von 118 % wird am 131. Tag erreicht.

Ab dem 110. Tag nimmt das Zooplankton (Abb. 5.2 e) zu, dessen wichtigste Nahrungsgrundlage das Phytoplankton bildet. Seine Biomasse erreicht etwa 14 Tage nach der Phytoplanktonblüte, am 138. Tag, ihr Maximum mit $3.6 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-3}$. Der Fraß durch das Zooplankton führt zum Rückgang der Phytoplanktonbiomasse auf etwa $3\text{-}4 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-3}$ Ende August/Anfang September. Der Rückgang des Phytoplanktons hat wiederum die Verminderung der Zooplanktonbiomasse bis auf $1 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-3}$ zur Folge. Der Zooplankton-Bestand sorgt nicht nur für die Abnahme von Phytoplankton, sondern ist über die Respiration auch eine wichtige Senke für den Sauerstoff.

Im Frühsommer kommt es zu einem zweiten Maximum der Phytoplanktonbiomasse. Der Grund dafür sind die sommerlichen leichten Stürme im Juni, die die oberen 20 m der Wassersäule vollständig durchmischen und somit für die Nachlieferung von Nährstoffen aus darunter liegenden Wasserschichten sorgen. Diese werden wiederum schnell aufgebraucht, da das Sonnenlicht noch eine effektive Photosynthese erlaubt.

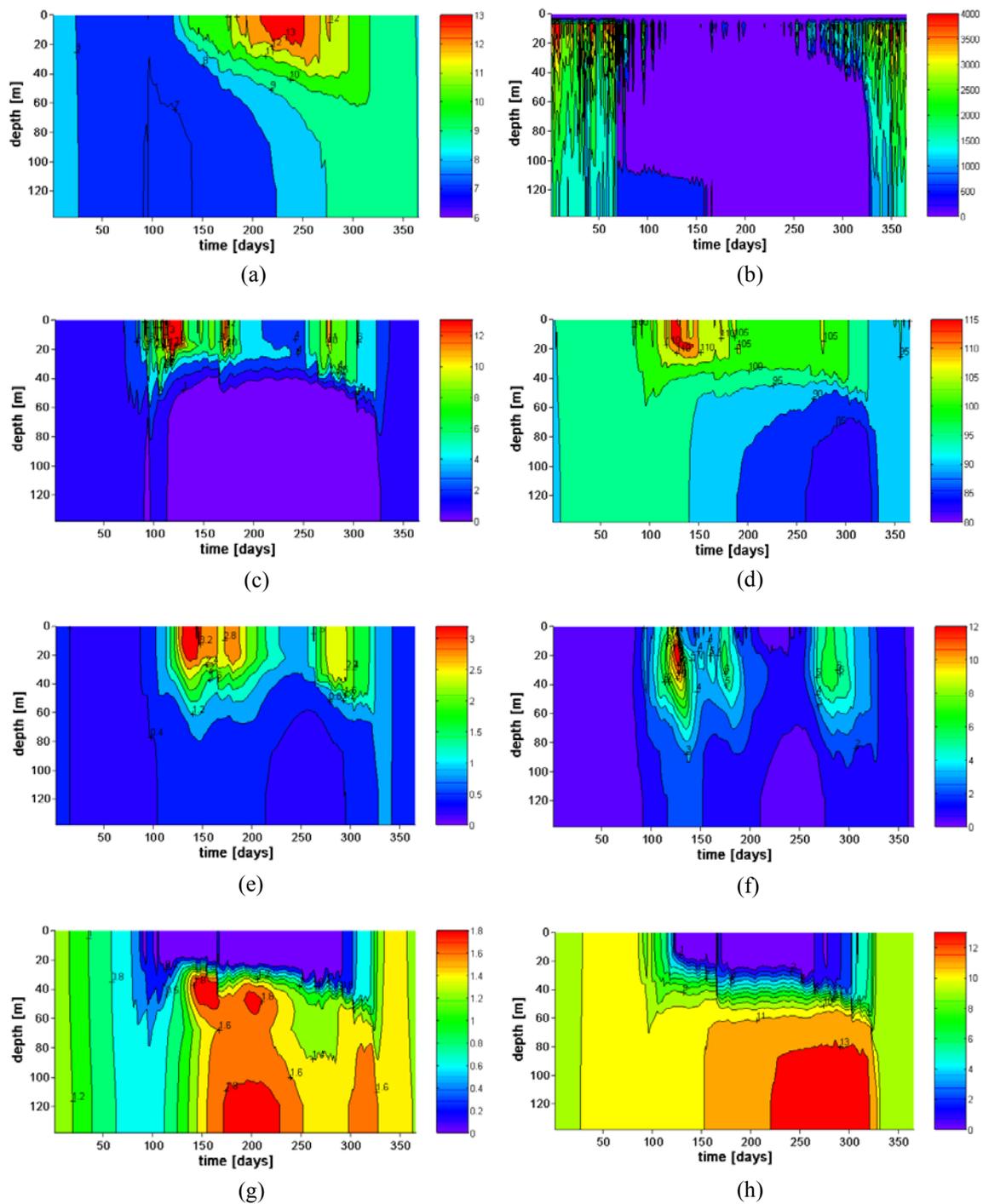


Abb. 5.2: Simulationsergebnisse des 3D-hydrodynamischen Modells HAMSOM und des 3D-Ökosystem-Modells ECOHAM2 für das Jahr 2000 an der Position A [58°53' N; 0°15' O] mit einer Wassertiefe von 138 m: (a) Wassertemperatur [°C]; (b) Austauschkoeffizient [$m^2 \cdot d^{-1}$]; (c) Phytoplankton [$mmol C \cdot m^{-3}$]; (d) Sauerstoff-Sättigungsgrad [%]; (e) Zooplankton [$mmol C \cdot m^{-3}$]; (f) Detritus-1 [$mmol C \cdot m^{-3}$]; (g) Ammonium [$mmol N \cdot m^{-3}$]; (h) Nitrat [$mmol N \cdot m^{-3}$].

Im Oktober (Abb. 5.2 a) sinkt die Oberflächentemperatur bis auf 10 °C ab, gleichzeitig nimmt die vertikale Diffusion (Abb. 5.2 b) zu. Die Sprungschicht wird nach und nach abgebaut und die gesamte Wassersäule vollständig durchgemischt. Nach dem Einsatz der herbstlichen Durchmischung steigen die Nährstoffkonzentrationen (Abb. 5.2 g, h) in der Oberflächenschicht wieder an. Das führt zu einer Herbstblüte Ende September bis Anfang November.

Parallel mit der Biomasse ändert sich auch die Menge des Detritus (Abb. 5.2 f), der absinkt und in der Tiefe durch Organismen unter Verbrauch von Sauerstoff remineralisiert wird. Der Prozess der Zersetzung des organischen Materials ist eine Quelle für Ammonium (NH_4^+) und Nitrat (NO_3^-). Ammonium wird außerdem durch Exkretion, vor allem durch das Zooplankton, wieder aufgefüllt und hat somit nicht nur in Bodennähe, sondern auch zwischen 40-60 m Tiefe ein Maximum von etwa $2 \text{ mmol N}\cdot\text{m}^{-3}$. Wenn die respiratorischen Sauerstoffverluste in der Tiefe nicht durch Photosynthese und/oder Austausch mit der Atmosphäre ausgeglichen werden können, nimmt der Grad der Sauerstoffsättigung mit der Tiefe ab. Da sich in diesem Fall eine stabile sommerliche Schichtung ausgebildet hat und somit die Zufuhr von Sauerstoff aus den oberen Schichten unterbrochen wurde, können die Sauerstoff-Zehrungsprozesse nicht kompensiert werden. Dadurch erklären sich die leichten Untersättigungen zwischen 80-85 %, die sich unterhalb der Sprungschicht ausgebildet haben.

Die vertikale Sauerstoffabnahme hängt stark von der Produktion des organischen Materials in der euphotischen Zone ab. Wird viel organische Biomasse gebildet, kann viel in tiefere Wasserschichten absinken und steht dort für den Stoffwechsel der heterotrophen³⁶ Organismen zur Verfügung. Die Sauerstoffzehrung in der Tiefe wird daher stärker sein und der vertikale Konzentrationsgradient steiler. Ein Überwiegen der respiratorischen Prozesse bei anhaltendem Vorhandensein einer Schichtung kann im Tiefenwasser sogar zum vollständigen Verbrauch von Sauerstoff führen. Die vollständige Durchmischung des Wassers im Oktober bringt den Sauerstoffgehalt wieder auf 90-95 % der Sättigung.

Jahresgang an der Position C

Ein Vergleich mit der nördlichen Position A zeigt, dass der Beginn der Blüte im Bereich der Großen Fischerbank (Abb. 5.3 c) etwa 3 Wochen früher erfolgt. Das Maximum der

³⁶ Heterotrophe Organismen (*heteros* (griech.) = anders, ungleichartig; *trophe* (griech.) = Nahrung) sind nicht in der Lage, durch Photo- oder Chemosynthese anorganische Verbindungen in körpereigene organische Substanzen umzuwandeln. Vielmehr sind sie bei ihrer Ernährung auf die Zufuhr organischer Substanzen angewiesen und damit von anderen Lebewesen abhängig.

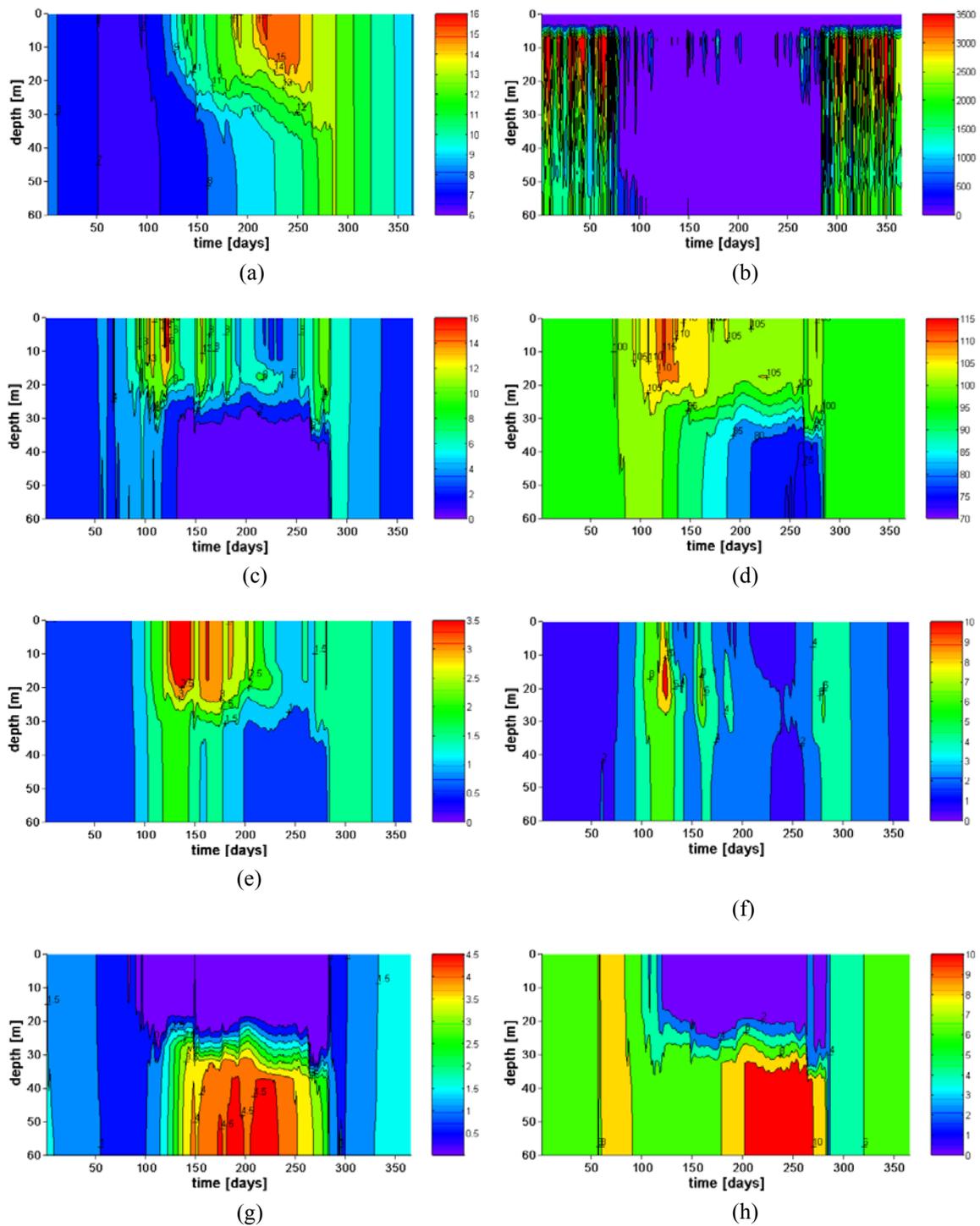


Abb. 5.3: Simulationsergebnisse des 3D-hydrodynamischen Modells HAMSOM und des 3D-Ökosystem-Modells ECOHAM2 für das Jahr 2000 an der Position C [56°53' N; 4°15' E] mit einer Wassertiefe von 60 m: (a) Wassertemperatur [°C]; (b) Austauschkoeffizient [$m^2 \cdot d^{-1}$]; (c) Phytoplankton [$mmol C \cdot m^{-3}$]; (d) Sauerstoff-Sättigungsgrad [%]; (e) Zooplankton [$mmol C \cdot m^{-3}$]; (f) Detritus-I [$mmol C \cdot m^{-3}$]; (g) Ammonium [$mmol N \cdot m^{-3}$]; (h) Nitrat [$mmol N \cdot m^{-3}$].

Phytoplankton-Bestände wird Ende April mit $17.5 \text{ mmol C}\cdot\text{m}^{-3}$ erreicht. Zum gleichen Zeitpunkt wird eine Sauerstoffübersättigung von über 117 % erreicht.

Vergleicht man die in Abb. 5.2 c, d und Abb. 5.3 c, d dargestellten Phytoplanktonkonzentrationen, so stellt man fest, dass das Phytoplankton an der Position C Anfang Frühling und Ende Herbst durch turbulente Vermischung (Abb. 5.3 b) über die ganze Wassertiefe verteilt ist. Gute Durchmischung sorgt dafür, dass Sauerstoffübersättigungen auch im Tiefenwasser auftreten. Im Sommer dagegen konzentrieren sich die Algen und dementsprechend die Sauerstoffübersättigungen nur in der Deckschicht. Die nördliche Position A zeigt deutlich, dass das Phytoplankton im Sommer im Wesentlichen nur in den oberen Wasserschichten bis 40 m Tiefe existieren kann. Aus diesem Grund wird nur dort das Wasser mit Sauerstoff gesättigt.

Infolge des Temperaturkontrastes zwischen Oberflächen- (ca. $16 \text{ }^\circ\text{C}$) und Bodenwasser (ca. $9 \text{ }^\circ\text{C}$) bildet sich im Sommer eine stabile Deckschicht aus (Abb. 5.3 a). Die dadurch ermöglichte lange Aufenthaltszeit des Phytoplanktons im Oberflächenwasser führt dazu, dass hier unter optimalen Lichtbedingungen die Nährstoffe (Abb. 5.3 g, h) bis zu einer Tiefe von 20 m fast vollständig verbraucht werden (Konzentrationen unter $0.05 \text{ mmol N}\cdot\text{m}^{-3}$).

Durch die Stabilität der Schichtung wird die vertikale Sauerstoffversorgung (Abb. 5.3 d) unterbrochen. Es kommt zu einem Sauerstoffdefizit: der Sauerstoffgehalt in Bodennähe sinkt und bleibt bis zu drei Wochen unter 75 % des Sättigungswertes ($6.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$).

Abbauprozesse am Boden spiegeln sich nicht nur in Sauerstoffuntersättigungen, sondern auch in erhöhten Nährstoffkonzentrationen (Abb. 5.3 g, h).

Mit den ersten Herbststürmen wird die Schichtung (Abb. 5.3 b) schnell aufgebrochen und das Sauerstoffdefizit in Bodennähe behoben.

Jahresgang an der Station D

In den flachen Küstengebieten der Nordsee herrscht das ganze Jahr über vollständige Durchmischung der Wassersäule (Abb. 5.4 a). Dadurch findet permanent ein Temperatúrausgleich mit dem Oberflächenwasser statt. Das im Winter bis auf $4 \text{ }^\circ\text{C}$ abgekühlte Wasser ist bis Ende August von der sommerlichen Erwärmung erfasst. Seine Temperatur steigt kontinuierlich und erreicht ihr Maximum von $18.4 \text{ }^\circ\text{C}$ am 236. Tag.

Die Phytoplanktonentwicklung (Abb. 5.4 c) setzt auf Grund der ausreichenden Lichtverhältnissen schon im Februar ein, in der nördlichen und zentralen Nordsee dagegen erst Anfang bzw. Ende März. Der maximale Phytoplankton-Bestand wird Ende Mai/Anfang Juni erreicht. Infolge des zunehmenden Zooplanktonfraßes (Abb. 5.4 e) nimmt er danach wieder ab. Der Abfall erfolgt aber langsamer als der Anstieg und zieht sich bis in den Oktober hin.

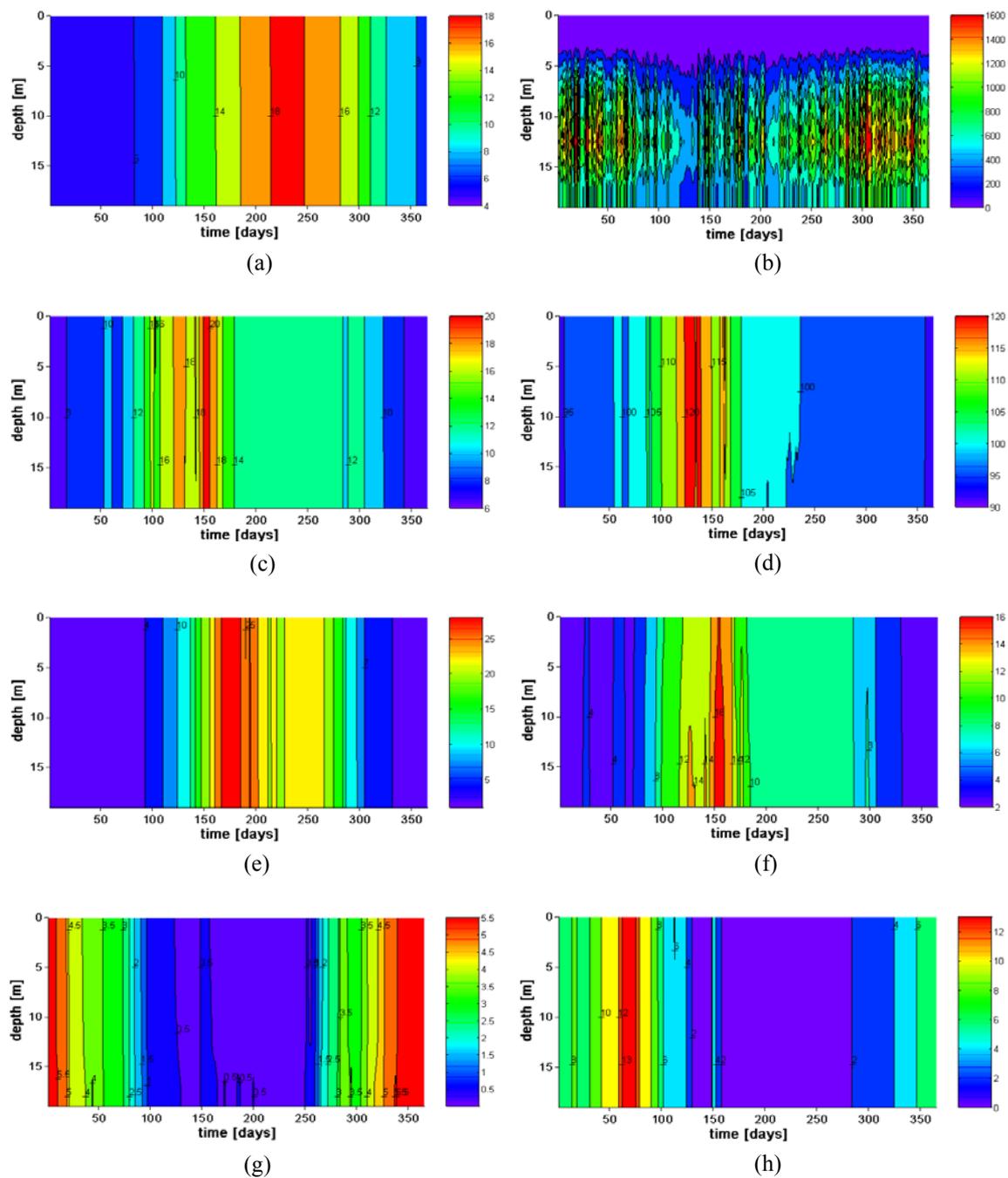


Abb. 5.4: Simulationsergebnisse des 3D-hydrodynamischen Modells HAMSOM und des 3D-Ökosystem-Modells ECOHAM2 für das Jahr 2000 an der Position D [55°5' N, 7°55' O] mit einer Wassertiefe von 19 m: (a) Wassertemperatur [°C]; (b) Austauschkoeffizient [$\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$]; (c) Phytoplankton [$\text{mmol C} \cdot \text{m}^{-3}$]; (d) Sauerstoff-Sättigungsgrad [%]; (e) Zooplankton [$\text{mmol C} \cdot \text{m}^{-3}$]; (f) Detritus-1 [$\text{mmol C} \cdot \text{m}^{-3}$]; (g) Ammonium [$\text{mmol N} \cdot \text{m}^{-3}$]; (h) Nitrat [$\text{mmol N} \cdot \text{m}^{-3}$].

Die Nährstoffkonzentrationen (Abb. 5.4 g, h) haben einen ausgeprägten Jahresgang, der durch die Entwicklung des Phytoplanktons bestimmt wird. Die maximalen Nährstoffkonzentrationen werden im Winter infolge des Ungleichgewichts zwischen höher Remineralisierung und geringer Primärproduktion einerseits und des effektiven Vertikalaustauschs andererseits erreicht. Die Konzentrationen sinken sehr schnell wegen der Zehrung durch das Phytoplankton auf nahe Null ab und bleiben den ganzen Sommer über auf dem niedrigen Niveau. Im Spätherbst steigen die Nährstoffkonzentrationen in Folge der fortschreitenden Remineralisierung wieder an.

Starke biologische Produktivität und niedrige Wassertiefe sorgen dafür, dass viel organisches Material (Abb. 5.4 f) aus der Wassersäule auf den Boden sinkt und sich dort ansammelt. Die Anreicherung von Ammonium und Nitrat beim Abbau sedimentierter Biomasse am Boden ist nicht erkennbar. Das ist ein deutliches Indiz dafür, dass die Nährstoffe vom Phytoplankton sofort wieder aufgenommen werden, begünstigt durch ausgezeichnete Versorgung mit Licht und die permanente Durchmischung der Wassersäule.

Der Sauerstoff (Abb. 4.19 d) ist das ganze Jahr über die gesamte Wassersäule homogen verteilt. Der Sauerstoffsättigungsgrad lag von Ende Februar bis Ende August für die gesamte Wassertiefe über 100 %. Sein Maximum wurde am 127. Tag (Anfang Mai) mit 123 % erreicht.

Obwohl sich die Primärproduktion bis in den November hin erstreckt, sind ab Anfang September keine Sauerstoffübersättigungen mehr zu bemerken. Der Grund dafür ist die starke Erwärmung der Wasserschichten und die damit verbundene Abnahme der Löslichkeit des Sauerstoffs. Aufgrund der ständigen vertikalen Durchmischung und somit guten Versorgung der unteren Schichten mit Sauerstoff kommt es zu keinem Sauerstoffmangel am Boden.

Zusammenfassung:

- Die Phytoplanktonbestände der Positionen A und C sind im Sommer durch die Ausbildung der Deckschicht und die Lichtverhältnisse auf die oberen 30-40 m begrenzt. Sauerstoffübersättigungen treten dementsprechend nur in den oberen 30-40 m auf. Der Phytoplanktonbestand der flachen Position D ist über die gesamte Wassersäule verteilt.
- Durch die Beschränkung der Photosynthese auf die euphotische Zone und die Verteilung der Respiration und anderer Zehrungsprozesse über die gesamte Wassertiefe entsteht in thermisch geschichteten Gebieten der Nordsee ein charakteristisches Vertikalprofil des Sauerstoffs mit höheren Konzentrationen

im Oberflächen- und niedrigeren Konzentrationen im Tiefenwasser. Die Station D im flachen Küstenbereich zeigt kein derartiges Sauerstoffprofil.

- Sauerstoffmangel kann unterhalb der sommerlichen Sprungschicht (Diffusionsbarriere) in Bodennähe auftreten.
- Sauerstoffzehrung am Boden ist von der biologischen Produktivität oberhalb der Sprungschicht und der Ventilation abhängig. Flache Küstenregionen weisen keinen Sauerstoffmangel am Boden auf, da der bei der Remineralisierung verbrauchte Sauerstoff durch turbulente Diffusion ständig nachgeliefert wird.
- Die Wassertemperatur reguliert den Sauerstoffgehalt im Wasser und somit den Austausch über die Wasseroberfläche. Überschüssige Mengen von Sauerstoff werden an die Atmosphäre abgegeben.

5.3 Sauerstoffhaushalt an ausgewählten Positionen

Die aktuelle Sauerstoffkonzentration eines Gewässers ist vom Zusammenspiel zahlreicher physikalischer, biochemischer und biologischer Prozesse gesteuert. Für ein verbessertes Systemverständnis ist es daher notwendig, die Bedeutung einzelner Prozesse zu quantifizieren. Hinsichtlich des Sauerstoffhaushalts muss daher ermittelt werden, mit welchen Umsatzraten einzelne Prozesse zur Produktion bzw. zum Verbrauch von Sauerstoff beitragen. Diese Sauerstoffumsatzraten wurden mit ECOHAM2 simuliert und werden im Folgenden dargestellt und beschrieben. Für die Darstellung wurden dieselben drei Stationen ausgewählt, die als repräsentativ für die im Modellgebiet auftretenden Extreme angesehen werden können: Position A in der nördlichen Nordsee, mit vergleichsweise großer Wassertiefe von 138 m; die 60 m tiefe Position C im zentralen östlichen Bereich und die Küstenstation D, mit vergleichsweise geringer Tiefe von 19 m.

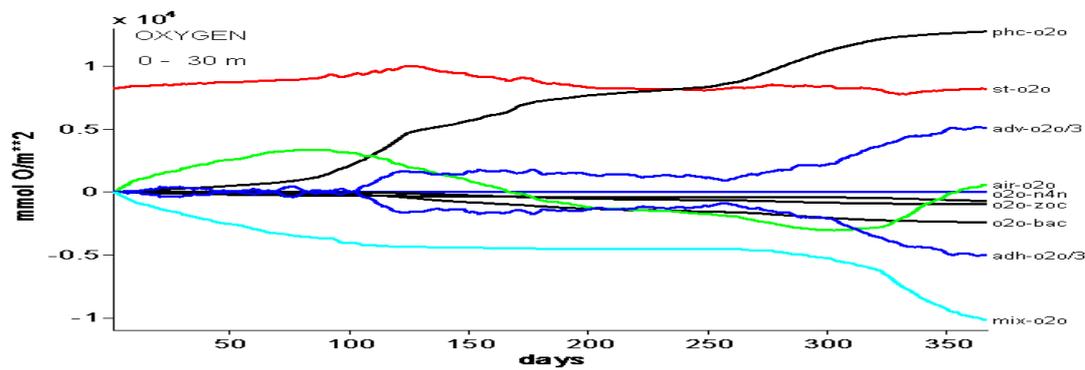
Sauerstoffbilanz an der Station A

Eine geeignete Form der Darstellung der Ergebnisse sind die Bilanzplots. Diese Diagramme stellen nicht nur die Zustandsvariablen selbst, sondern auch sämtliche Prozesse (tiefenintegriert) dar. Die Prozesse sind zusätzlich zeitlich aufintegriert dargestellt. Positive und negative Prozessbeiträge sind getrennt aufgetragen.

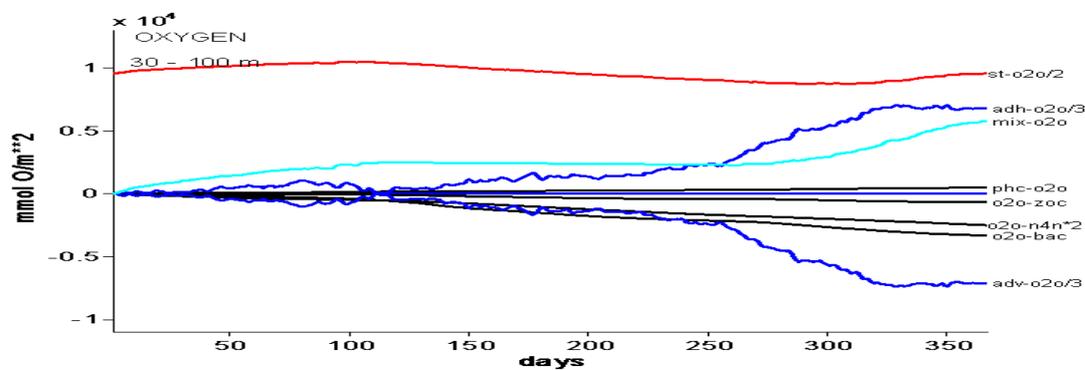
Abb. 5.5 stellt also nicht nur die zeitliche Entwicklung der Sauerstoffmenge für die nördliche Station A dar, sondern auch alle Prozesse, die diese O_2 -Konzentration im Wasser bestimmen. Die nördliche Nordsee ist durch das Ausbilden der saisonalen Schichtung charakterisiert, die die zeitliche Entwicklung der Sauerstoffkonzentration beeinflusst. Aus diesem Grund wird die Wassersäule mit der Wassertiefe von 138 m in drei Bereiche aufgeteilt. In Abb. 5.5 sind die Flüsse und Sauerstoffmengen in der euphotischen Zone (a, 0-30 m), in der mittleren Zone (b, 30-100 m) und in der Bodenzone (c, 100-138 m) dargestellt. Für den Sauerstoff (rote Kurve) zeigen sich drei Jahresläufe, die aufgrund der verschiedenen Wassertiefe (30 m; 70 m und 38 m) mit unterschiedlichen Anfangsgehalten starten.

Wie die Abb. 5.5 a zeigt, wird der Sauerstoffgehalt nicht nur durch die biologischen Prozesse, sondern unter anderem durch den physikalischen Austausch mit der Atmosphäre (grüne Kurve) beeinflusst, der allerdings auf die euphotische Zone begrenzt ist. Seine Richtung hängt vom Sättigungsgrad des Sauerstoffs in der Oberflächenschicht ab. Wird die physikalisch mögliche Sättigung von 100 % erreicht, so wird kein Sauerstoff aus der Atmosphäre mehr eingetragen. Übersteigt der Sauerstoffsättigungsgrad aufgrund der Photosynthese oder der Temperaturerhöhung 100 %, diffundiert der Sauerstoff aus dem Wasser hinaus. Für den Gasaustausch ist wie bereits oben gezeigt die Windgeschwindigkeit von Bedeutung. Ihre Rolle wurde im Kapitel 4 dargestellt und diskutiert.

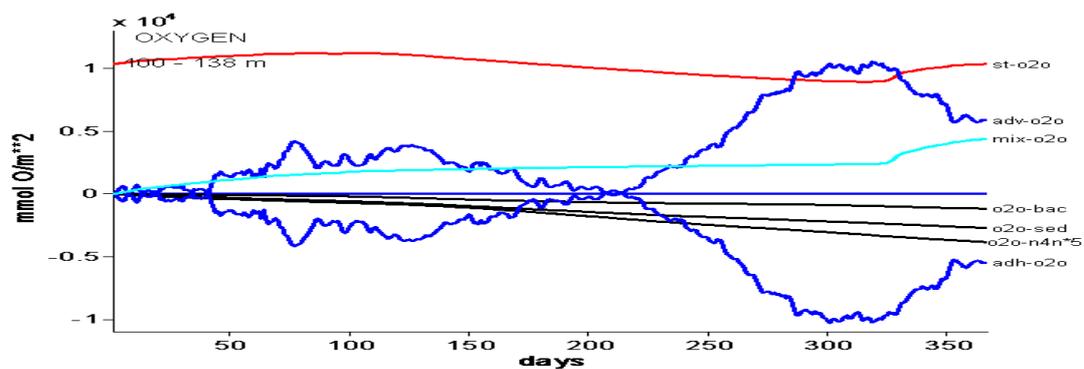
Abb. 5.5 a zeigt, dass bis zum Ende März Sauerstoff aus der Atmosphäre eingetragen wird. Gleichzeitig werden die darunter liegenden Wassermassen aufgrund der vollständigen Durchmischung ($mix_o_2o > 0$ für b und c) gut mit Sauerstoff versorgt. Die Zunahme der Phytoplanktonbiomasse, die hauptsächlich auf die Oberflächenschicht begrenzt ist, ist zusätzlich für den schnellen Anstieg der Sauerstoffmenge (Abb. 5.5 a) verantwortlich, der Sauerstoffgehalt der darunter liegenden Schichten (Abb. 5.5 b, c) dagegen steigt in den ersten vier Monaten nur aufgrund der Diffusion an. Obwohl die Sättigung in der Oberflächenschicht schon Ende März erreicht wird, steigt die Konzentration weiter aufgrund der hohen Rate der Photosynthese an. Der maximale Sauerstoffgehalt mit etwa $10 \text{ mol } O_2 \cdot \text{m}^{-2}$ wird am 127. Tag erreicht. Bis zu diesem Tag überwiegt die O_2 -Produktion (phc_o_2o) den O_2 -Verbrauch durch die Atmung des Zooplanktons (o_2o_zoc), die Respiration der Bakterien (o_2o_bac) sowie den Sauerstoffverbrauch im Sediment (o_2o_sed). Die Sauerstoffmenge bleibt während der Wachstumsphase des Phytoplanktons in der euphotischen Zone nach leichtem Abfall im Mai/Juni relativ konstant. Der Grund dafür ist das Gleichgewicht zwischen der O_2 -Produktion, dem O_2 -Verbrauch und dem O_2 -Verlust über die Wasseroberfläche (unterstützt durch die sommerliche Erwärmung des Wassers). Ab Ende April bildet sich die thermische Schichtung aus (dies zeigen die z.T. starken Temperaturunterschiede in den einzelnen Schichten bis zum Oktober, s. Abb. 5.2 a). Die große Sauerstoffmenge in der Deckschicht kann nicht in die tieferen Schichten gelangen.



(a)



(b)



(c)

Abb. 5.5: Zeitliche Entwicklung der Sauerstoffmenge (rote Linie) [$\text{mmol O}_2/\text{m}^2$] und der kumulierten Prozesse [$\text{mmol O}_2/(\text{m}^2 \cdot \text{Zeit})$] an der **Position A** [$58^\circ 53' \text{ N}$; $0^\circ 15' \text{ O}$] für die Wassertiefen: a) 0-30 m; b), 30-100 m; c), 100-138 m.

Zu beachten: die Transportterme (adh_o2o , adv_o2o in a, b) sind durch den Faktor 3 dividiert; die Sauerstoffproduktion durch Phytoplankton (phc_o2o in b) ist durch den Faktor 2 dividiert; der Sauerstoffverbrauch bei der Nitrifikation (o2o_n4n in b, c) ist mit dem Faktor 2 bzw. 5 multipliziert und st_o2o in b durch Faktor 2 dividiert. Zur Bezeichnung der Prozesse s. Tabelle 11.10.

Die Versorgung der unteren Schichten mit Sauerstoff ($\text{mix_o2o} \sim \text{const}$) wird somit unterbrochen. Jetzt müssen die lichtarme Zwischenschicht und vor allem die Bodenschicht fünf Monate mit dem Sauerstoff, der im Frühjahr bei der letzten Volldurchmischung aufgenommen wurde, auskommen. Obwohl der Sauerstoffbestand auch durch Transportprozesse (adv_o2o bzw. adh_o2o) verändert werden kann, zeigt die Abb. 5.5 (a, b, c), dass Advektion für die betrachtete Wassersäule nur für geringfügige Veränderungen der Sauerstoffmenge sorgt.

Da es keine zusätzlichen Quellen für den Sauerstoff im Bodenwasser gibt, sinkt der Sauerstoffgehalt bereits kurz nach dem Einsetzen der thermischen Schichtung. Danach nimmt er kontinuierlich bis Mitte November weiter ab, was auf das Überwiegen der Zehrung beim Abbau des in der Deckschicht erzeugten organischen Materials zurückzuführen ist.

Im Herbst wird die Sprungschicht langsam abgebaut. Nach dem Einsetzen der herbstlichen Durchmischung steigen die Nährstoffkonzentrationen in der Oberflächenschicht an (Abb. 5.2 g, h). Ihre Zunahme sowie die in dieser Jahreszeit noch ausreichende Lichtversorgung der Phytoplankter sorgen für die herbstliche Blüte. Das Ausgasen an der Oberfläche nimmt wieder zu, da die in der Deckschicht erzeugte Sauerstoffmenge ausreichend ist, um den kontinuierlich steigenden O_2 -Verbrauch zu kompensieren. Anfang November wird die thermische Schichtung vollständig abgebaut. Die Lichtintensität ist in dieser Jahreszeit für das Phytoplankton zu gering, um Photosynthese in der Deckschicht betreiben zu können. Daher wird die Sauerstoffproduktion unterbrochen. Der Abbau der im Jahreslauf produzierten organischen Substanz setzt sich in der gesamten Wassersäule kontinuierlich fort.

Gut zu erkennen ist die Zunahme des diffusiven Eintrags ab Mitte November, die die Abnahme des Sättigungsgradienten zwischen Deckschicht und darunter liegenden Wassermassen zur Folge hat. Der Konzentrationsausgleich sowie die abnehmende Wassertemperatur führen dazu, dass der Sättigungsgrad der Oberflächenschicht unter 100 % bleibt. Jetzt kann wieder Sauerstoff aus der Atmosphäre aufgenommen werden.

Sauerstoffbilanz an der Positionen C und D

Abb. 5.6 stellt die Beiträge der am lokalen Sauerstoffumsatz an den Positionen C und D für das Jahr 2000 beteiligten Prozesse dar. Ein typischer Sauerstoffjahresgang im Oberflächenwasser ist in Abb. 5.6 a dargestellt. Er wird durch die Temperatur und die Primärproduktion des Phytoplanktons geprägt. Die niedrigen Temperaturen im Winter (s. Abb. 5.3 a) ermöglichen eine hohe Sauerstofflöslichkeit, die Produktivität ist dagegen gering. Im Frühjahr verharren die Temperaturen noch auf niedrigem Niveau, die Frühjahrsblüte führt jedoch zu einem zusätzlichen Sauerstoffeintrag. Das spiegelt sich in deutlichen Übersättigungen ab Ende März wieder.

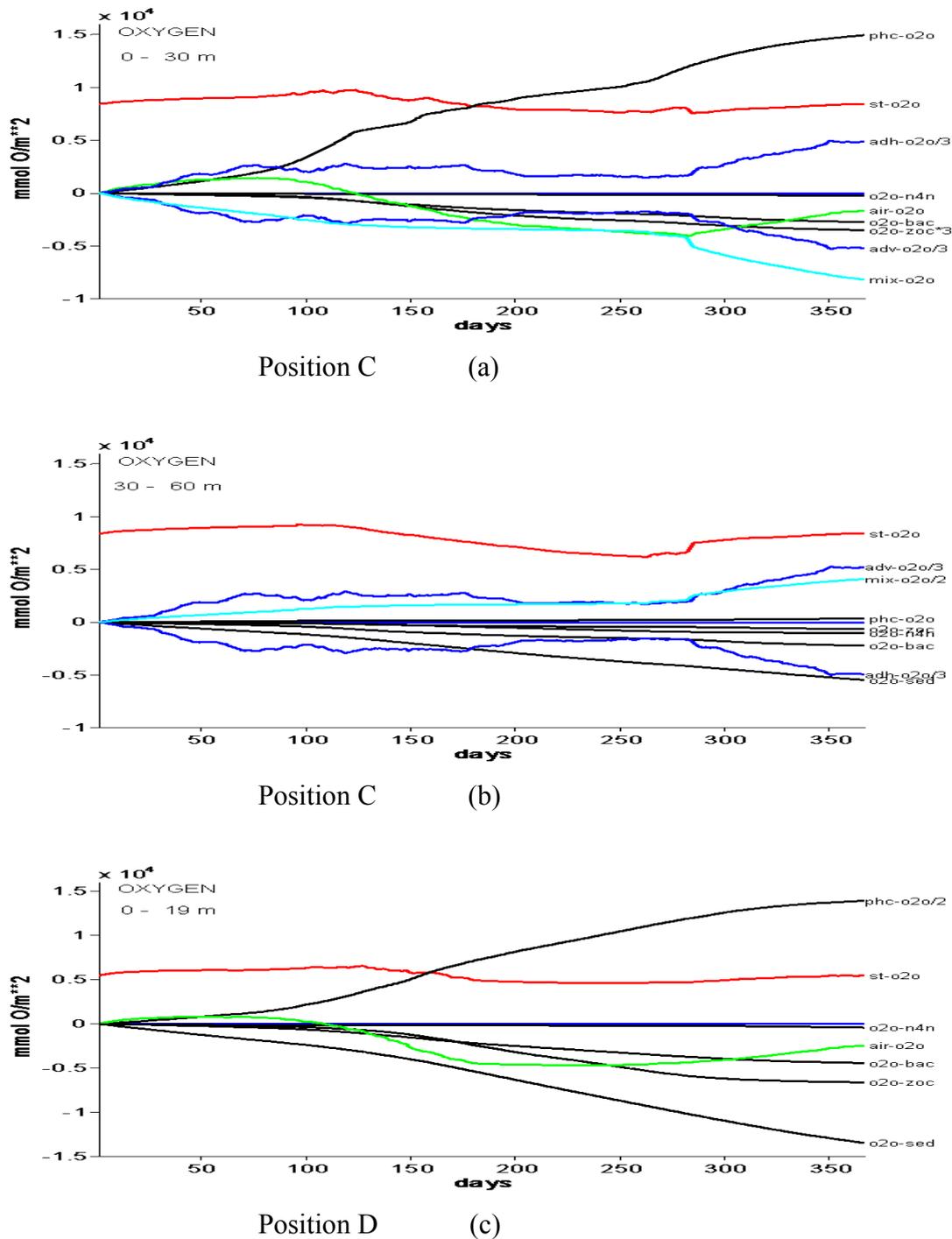


Abb. 5.6: Zeitliche Entwicklung der Sauerstoffmenge (rote Linie) [mmol O₂/m²] und der kumulierten Prozesse [mmol O₂/(m²·Zeit)] an der **Position C** [56°53' N; 4°15' O] für die Wassertiefen : **a**), 0-30 m und **b**), 30-60 , sowie an der **Position D** [55°05' N; 7°55' O]: **c**), 0-19 m. Zu beachten: die Transportterme (adv_o_{2o}, adv-o_{2o} in a, b und mix_o_{2o} in b) sind durch den Faktor 3 bzw. 2 dividiert; die Sauerstoffproduktion durch Phytoplankton (phc_o_{2o} in c) ist durch den Faktor 2 dividiert; die Respiration durch Zooplankton (o_{2o}_zoc in b) ist mit dem Faktor 3 multipliziert. Bitte unterschiedliche Skalierung beachten. Zur Bezeichnung der Prozesse s. Tabelle 11.10

Zu dieser Zeit wird der Deckschicht durch Diffusion ständig Sauerstoff entzogen, aber da die O₂-Produktion enorm hoch, überwiegt sie diese Verluste von Sauerstoff und führt zu einem weiteren Anstieg der Sauerstoffmenge. Der rasche Temperaturanstieg ab Mitte Mai verringert die Löslichkeit, was eine leichte Abnahme der Sauerstoffmenge zur Folge hat. Die herbstliche Abkühlung führt zu einer erneuten Zunahme des Sauerstoffgehaltes.

In die Tiefe (Abb. 5.6 b) kann nicht genug Licht für die Photosynthese vordringen, folglich sind die Produktionsraten dort vernachlässigbar klein. Obwohl im Winter und Herbst die Sauerstoffverhältnisse durch die Volldurchmischung ausgeglichen sind, kompensiert während der sommerlichen Schichtung (Mai bis Oktober) der O₂-Eintrag den Verbrauch durch Atmung und Abbau bei weitem nicht (die vertikale Diffusion würde zu lange benötigen, um ein Gleichgewicht herzustellen). Daher nimmt das Sättigungsdefizit in der Bodenschicht von Ende April bis Ende September zu. Im Oktober ist die Erhöhung des diffusiven Eintrags durch die Durchmischung zu erkennen, was die rasche Zunahme der Sauerstoffkonzentration bewirkt.

Die flache Küstenstation (Abb. 5.6 c) war von einem Sauerstoffdefizit nicht betroffen. Durch die Wirkung der Gezeiten bildet sich in diesem Bereich der Nordsee keine Temperaturschichtung. Die Sauerstoffmenge ist deshalb über das ganze Jahr über die gesamte Wassertiefe homogen verteilt. Im Dezember und Januar tritt aufgrund der noch anhaltenden sauerstoffzehrenden benthischen Remineralisierung leichte Untersättigung auf. Diese wird durch den atmosphärischen Eintrag schnell wieder ausgeglichen. Der Zeitraum von März bis August ist generell durch eine Übersättigung (mit dem Maximum im Mai) charakterisiert. Der Sauerstoffbestand steigt bis auf 6.5 mol O₂·m⁻² im Mai, fällt aber in Folge der abnehmenden Löslichkeit bis auf 4.5 mol O₂·m⁻² im Juni. Danach bleibt er bis in den November hinein nahezu konstant, was durch das Gleichgewicht zwischen Sauerstoffproduktion und Eintrag aus der Atmosphäre einerseits und Sauerstoffverbrauch andererseits zu erklären ist.

Umsatzraten der an der Sauerstoffdynamik beteiligten Prozesse

Um näheren Einblick in das Zusammenspiel der Prozesse zu gewinnen, die in den ausgewählten Wassersäulen für den Gewinn bzw. Verlust von Sauerstoff verantwortlich sind, werden in diesem Abschnitt noch einmal die Sauerstoffumsatzraten als monatliche Mittel dargestellt und diskutiert.

Um die Ergebnisse besser zu veranschaulichen, sind in Abb. 5.7 die monatlichen Beiträge einzelner Prozesse zum lokalen Sauerstoffumsatz im Jahr 2000 an der Station A dargestellt. Für diese Darstellung wurden die über einen Monat aufsummierten und über die gesamte Tiefe aufintegrierten Änderungsraten der Sauerstoffkonzentration in mol O₂·m⁻² mon⁻¹ an der Station A zusammengefasst. Wie leicht zu erkennen ist, werden die positiven Terme der Sauerstoffbilanz hauptsächlich durch den Eintrag von

Sauerstoff aus der Atmosphäre und durch die Primärproduktion gebildet. Kleine Änderungen der O₂-Konzentration aufgrund der Advektion haben für diese Station im betrachteten Zeitraum praktisch keine Bedeutung. Negative Bilanzterme, d. h. sauerstoff-verbrauchende Prozesse, sind Atmung, Abbau und Remineralisierung organischer Stoffe sowie der Verlust an die Atmosphäre. Außerdem wird Sauerstoff bei der Nitrifikation verbraucht. Ihr Anteil zum Sauerstoffverbrauch wächst im Laufe des Jahres relativ und absolut. Wie nachfolgend in Tabelle 5.1 gezeigt wird, sind die jährlichen Verluste durch die Nitrifikation z.B. für die nördliche Station höher als die Verluste infolge der Respiration des Zooplanktons und fast genauso hoch wie die Sauerstoffverluste im Sediment. Daher trägt der stark sauerstoffzehrende Prozess der Nitrifikation zumindest in den lichtarmen tieferen Zonen der Nordsee deutlich zur negativen Sauerstoffbilanz bei.

Die dargestellten Ergebnisse zeigen, dass das Maximum des Sauerstoffverbrauches mit einer zeitlichen Verzögerung gegenüber der Sauerstoffproduktion durch die Primärproduktion auftritt. Das liegt partiell daran, dass der Hauptteil des abgestorbenen Materials erst auf dem Boden remineralisiert wird. Aufgrund der relativ großen Wassertiefe braucht der langsam sinkende Detritus fünf Wochen, um den Boden zu erreichen. In den ersten Wintermonaten findet daher noch Abbau der im Vorjahr produzierten organischen Substanz statt, der durch Sauerstoffeintrag aus der Atmosphäre kompensiert wird. Generell sind die biologisch-chemischen Umsetzungsraten im Winter gering, die Sauerstoffbilanz ist jedoch infolge des Eintrags von Sauerstoff aus der Luft positiv. Der April weist aufgrund der überwiegenden Sauerstoffproduktion eine positive Sauerstoffbilanz auf. Der Zeitraum Mai bis Oktober dagegen ist durch eine negative Sauerstoffbilanz gekennzeichnet. Einerseits dominieren in dieser Jahreszeit sauerstoffzehrende Prozesse, andererseits wird infolge der reduzierten Sauerstofflöslichkeit in der Oberflächenschicht Sauerstoff an die Atmosphäre abgegeben. Die Summe aller negativen Prozessbeiträge überwiegt deutlich die Produktionsrate und sorgt somit für die negative Bilanz. Demnach ist die Sauerstoffbilanz um so „besser“ (d.h. positiver), je intensiver der atmosphärische Eintrag und die Photosyntheseaktivität der Phytoplankter sind und je geringer die Stoffwechsellleistungen der Mikroorganismen sind.

Abb. 5.8 stellt die Änderungsraten der Sauerstoffkonzentration ohne Berücksichtigung der biologisch-chemischen Prozesse, ebenfalls für die Position A, dar. Im Gegensatz zur Abb. 5.7 sind die Variationen des Sauerstoffgehaltes über das ganze Jahr sehr gering. Ihre Größe hängt von der Intensität der Austauschvorgänge mit der Atmosphäre ab, die im Wesentlichen durch den Jahresgang der Temperatur bestimmt wird. Entsprechend dem physikalischen Lösungsverhalten von Sauerstoff im Wasser führt der Sauerstoffeintrag in den ersten vier Monaten zu einer positiven Sauerstoffbilanz. Aufgrund der steigenden Wassertemperatur und der dadurch reduzierten Sauerstoffsättigungskonzentration ändert sich das Vorzeichen und die Sauerstoffbilanz bleibt bis zum Ende des Jahres, mit Ausnahme von Oktober, immer negativ.

Um näheren Aufschluss über die relative Bedeutung einzelner Prozesse während typischer Bedingungen zu erlangen, wurden auch die relativen Umsatzraten für die Position C ermittelt. Die Ergebnisse sind getrennt für die Oberflächenschicht (0-30 m) und die Bodenschicht (30-60 m) dargestellt (Abb. 5.9 a, b).

Die Sauerstoffbilanz der Oberflächenschicht wird sowohl durch die positiven Bilanzterme (O_2 -Produktion, Gasaustausch) und durch die negativen Terme (O_2 -Verbrauch, Diffusion, Gasaustausch) bestimmt. Für die Bodenschicht dagegen ist weder die Primärproduktion noch der Gasaustausch von erheblicher Bedeutung. Die einzige Sauerstoffquelle bildet der Sauerstoffeintrag aufgrund des vertikalen Austauschs. Konvektion und windgetriebene Durchmischung führen im Winter zu einem weitgehend homogenen Wasserkörper. Die Sauerstoffversorgung der Bodenschicht ist relativ gut. Mikrobielle Abbauprozesse sind zu dieser Jahreszeit noch relativ gering, so dass die Sauerstoffbilanz, wie auch in der Deckschicht, positiv bleibt.

Mit Beginn der sommerlichen Erwärmung kommt es zur Herausbildung der Temperatursprungschicht, die die unteren Wasserschichten vom vertikalen Austausch ausschließt. Daher ist die Versorgung der tieferen Wasserschichten mit Sauerstoff stark eingeschränkt. Der Abbau des organischen Materials dagegen nimmt weiter zu. Die unterschiedlichen Beiträge der Sauerstoffzehrung zur negativen Sauerstoffbilanz kommen deutlich zum Ausdruck. Im Herbst wird die Schichtung aufgebrochen und die turbulente Durchmischung verschiebt das Gleichgewicht trotz hoher Verlustraten wieder zu Gunsten einer guten Sauerstoffversorgung der Bodenschicht.

Die Änderungsraten der Sauerstoffkonzentration infolge der beteiligten Prozesse an der Position D während des Jahres 2000 sind in Abb. 5.10 dargestellt. Die Primärproduktion ist der einzige sauerstoffproduzierende Prozess, dem stehen vier abbauende Prozesse gegenüber. Es ist eine deutliche Dominanz der O_2 -Produktion gegenüber dem O_2 -Verbrauch in der Zeit von März bis Juni zu erkennen. So entstehen Sauerstoffüberschüsse, die durch Ausgasen abgebaut werden. Im März und April gleicht die O_2 -Senke (Respiration plus Ausgasen) in etwa der O_2 -Produktion, so dass der Sauerstoffgehalt unverändert bleibt. In der Zeit von Mai bis Juli dagegen überwiegen die negativen Prozessbeiträge und führen somit zur Abnahme des Sauerstoffbestandes. Danach bleibt der Sauerstoffgehalt bis Oktober nahezu konstant. In dieser Phase sind die Sauerstoffproduktion durch Phytoplankton und die Zehrungsprozesse in einem annähernden Gleichgewicht, das nachfolgend von den überwiegenden Zehrungsprozessen leicht verschoben wird. Das dadurch entstehende Ungleichgewicht wird schnell über den Prozess des Gasaustauschs ausgeglichen. Im Winter (November bis Januar) ist die O_2 -Bilanz positiv, weil die O_2 -Quelle (Produktion plus Eintrag aus der Atmosphäre) den O_2 -Verbrauch überwiegt.

In Abb. 5.11 sind die entsprechenden Ergebnisse des rein-physikalischen Modelllaufs für die Position D dargestellt. Insgesamt treten geringe Sauerstoffumsatzraten, die praktisch durch den Gasaustausch an der Oberfläche bestimmt sind, auf.

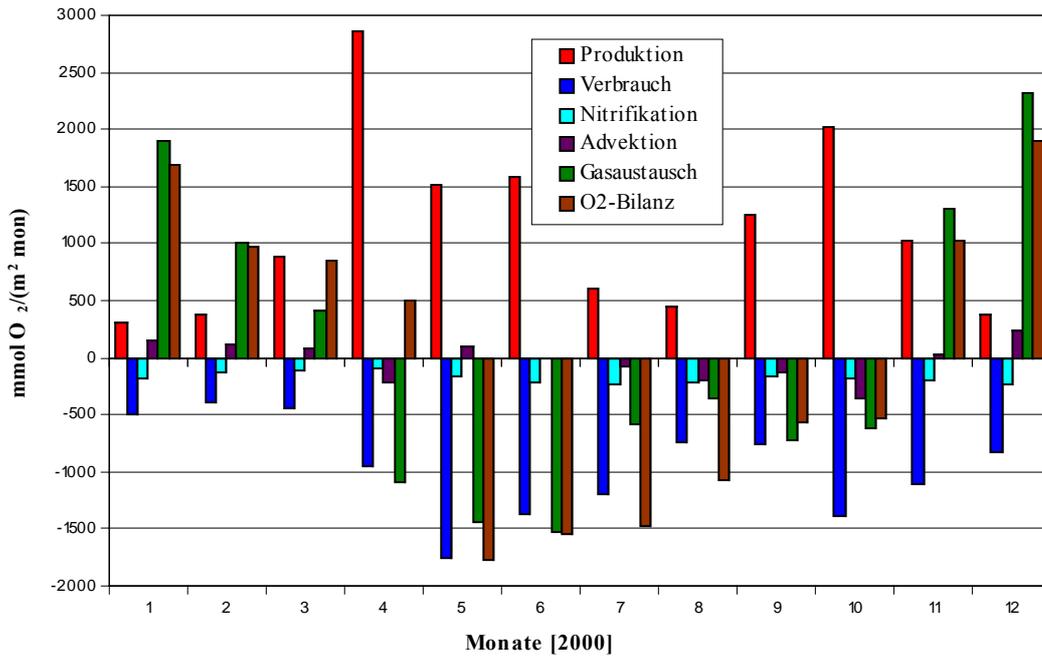


Abb. 5.7: Monatliche Prozessbeiträge [$\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mon}^{-1}$] zum lokalen Sauerstoffumsatz an der Position A [$58^\circ 53' \text{ N}$; $0^\circ 15' \text{ O}$] für die Gesamtwassertiefe von 138 m. Die blaue Säule bildet die Summe folgender Zehrungsraten: Veratmung durch Zooplankton bzw. Bakterien und benthische Remineralisierung; die braune Säule stellt die Summe aller Sauerstoffein- und -austräge dar.

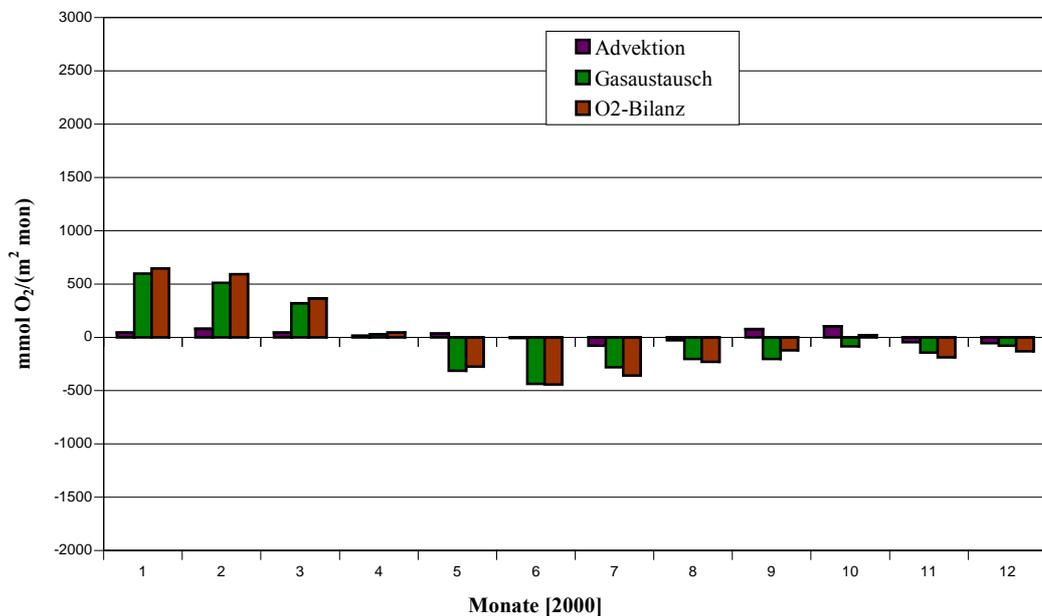
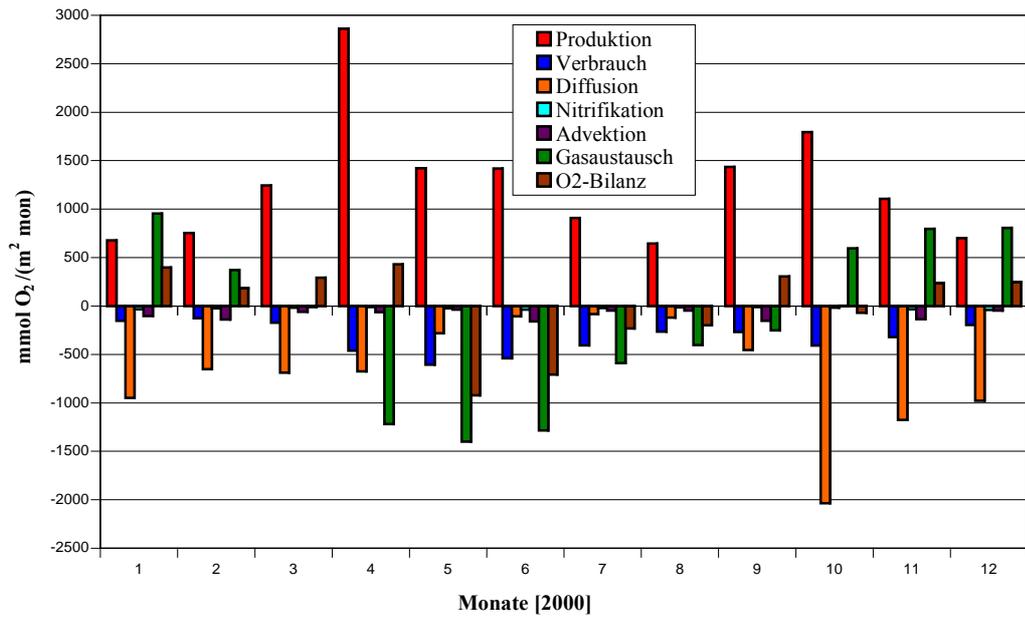
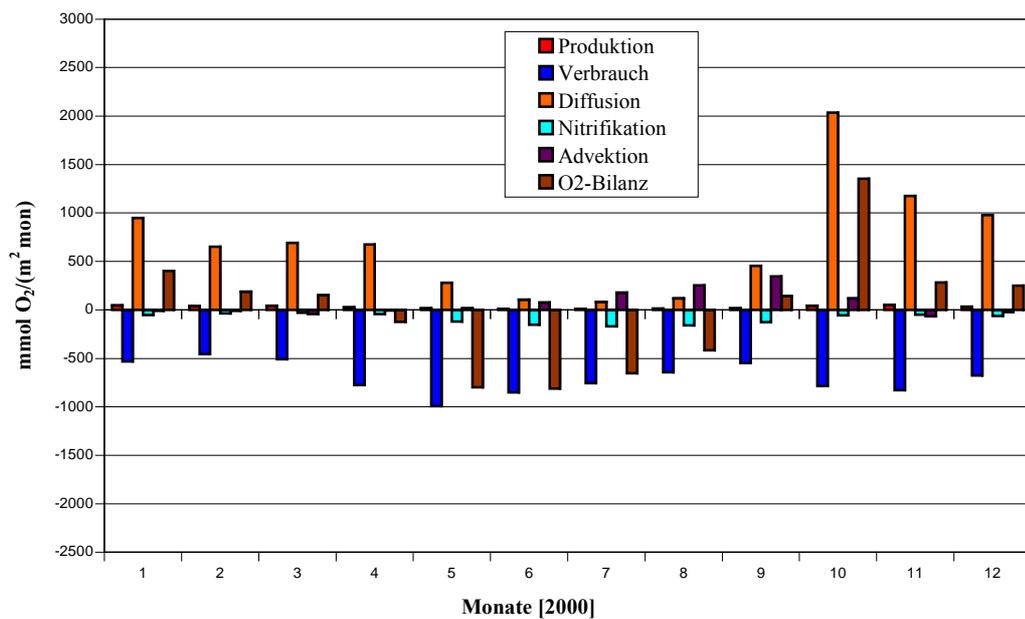


Abb. 5.8: Monatliche Prozessbeiträge [$\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mon}^{-1}$] zum lokalen Sauerstoffumsatz (ohne biologisch-chemische Umsätze) an der Position A [$58^\circ 53' \text{ N}$; $0^\circ 15' \text{ O}$] für die Gesamtwassertiefe von 138 m.



(a)



(b)

Abb. 5.9: Monatliche Prozessbeiträge [$\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mon}^{-1}$] zum lokalen Sauerstoffumsatz an der Position C [$56^\circ 53' \text{ N}$; $4^\circ 15' \text{ O}$] für die Wassertiefen: a) 0-30 m und b) 30-60 m. Die blaue Säule („Verbrauch“) bildet die Summe folgender Zehrungsraten: Veratmung durch Zooplankton bzw. Bakterien und benthische Remineralisierung; die orange-farbige Säule beschreibt die physikalische Diffusion; die braune Säule stellt die Summe aller Sauerstoffein- und -austräge dar.

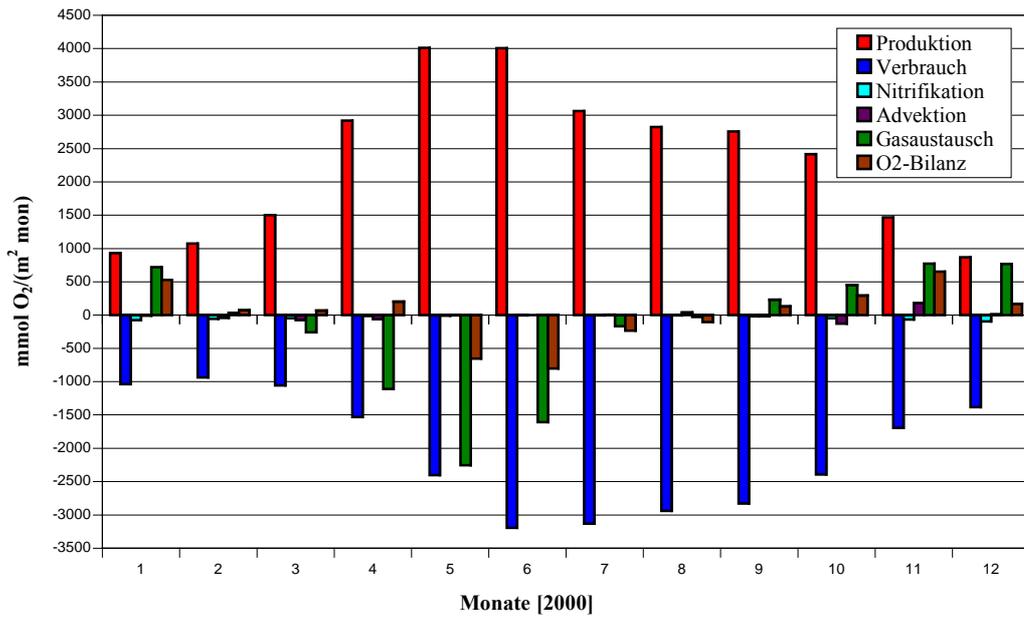


Abb. 5.10: Monatliche Prozessbeiträge [$\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mon}^{-1}$] zum lokalen Sauerstoffumsatz an der Position D [$55^\circ 05' \text{ N}$; $7^\circ 55' \text{ O}$] für die Gesamtwassertiefe von 19 m. Die blaue Säule bildet die Summe folgender Zehrungsraten: Veratmung durch Zooplankton bzw. Bakterien und benthische Remineralisierung; die braune Säule stellt die Summe aller Sauerstoffein- und -austräge dar.

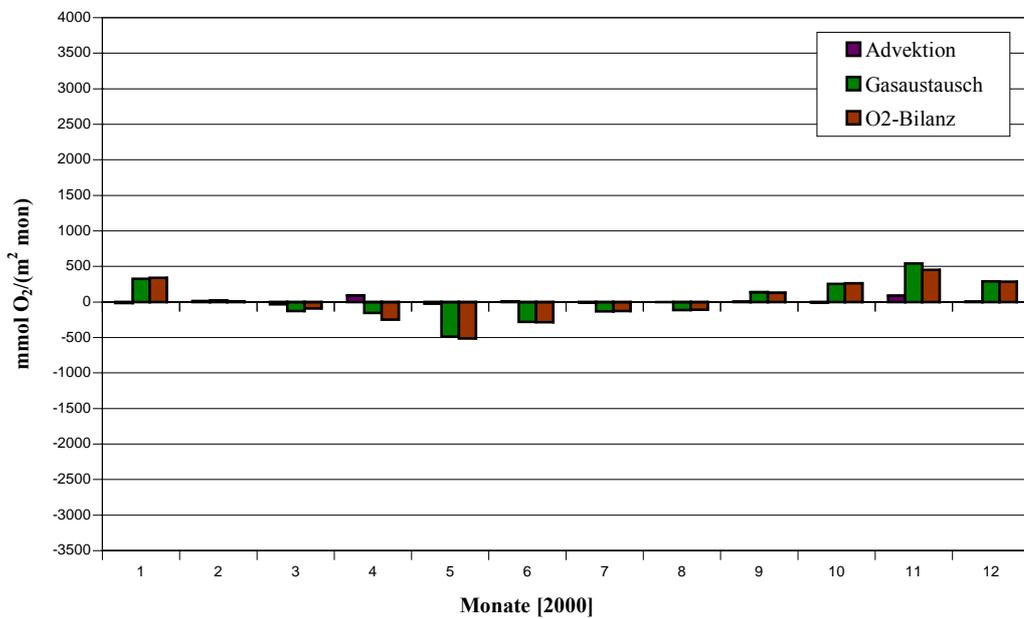


Abb. 5.11: Monatliche Prozessbeiträge [$\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{mon}^{-1}$] zum lokalen Sauerstoffumsatz (ohne biologisch-chemische Umsätze) an der Position D [$55^\circ 05' \text{ N}$; $7^\circ 55' \text{ O}$] für die Gesamtwassertiefe von 19 m.

Der Sauerstoffhaushalt ist somit wesentlich stabiler als im vollständigen physikalisch-biologischen Modelllauf mit seinen hohen biologisch verursachten Umsatzraten, wie sie während einer Algenblüte auftreten. Entsprechend dem physikalischen Lösungsverhalten von Sauerstoff im Wasser liegen die Maxima des Sauerstoffbestandes zu Zeiten minimaler Wassertemperatur im Winter, die Minima hingegen im Sommer, wenn die Wassertemperatur am größten ist.

Tabelle 5.1 fasst noch mal die Resultate der der physikalisch-biologischen Simulation der drei Jahresläufe für die drei ausgewählten Wassersäulen zusammen. Die Prozessbeiträge sind zeitlich und vertikal über die gesamte Wassertiefe integriert und in komprimierter Form als jährliche Summen dargestellt. Die Tabelle erklärt außerdem die Sauerstoffbestände zum Jahresanfang sowie zum Jahresende.

Die Gesamtsauerstoffmenge, die durch das Phytoplankton im Jahr 2000 produziert wurde, beträgt insgesamt für die nördliche Position A $13.2 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$. Im Bereich der Großen Fischerbank (Position C) ist die O_2 -Produktion um etwa $2 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ größer als an der Position A und beträgt $15.3 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$. Im Küstenbereich mit geringerer Wassertiefe (Position D) ist die Jahresproduktion mit $27.8 \text{ mol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ deutlich höher.

Prozesse	Position A	Position C	Position D
Tiefe [m]	138	60	19
o2o (t=0)	37660	16865	5496
phc-o2o	13236	15307	27835
o2o-zoc	-1793	-1803	-6613
o2o-bac	-6913	-4979	-4446
o2o-n4n	-2163	-1307	-425
o2o-sed	-2717	-5477	-13465
adv-o2o	-129	-4	-1
adh-o2o	-139	-128	-457
air-o2o	588	-1631	-2447
o2o(t=366)	37630	16843	5477
$\Delta\text{o}_2\text{o}$	-30	-22	-19

Tabelle 5.1: Sauerstoffbilanz für das Jahr 2000 für die drei ausgewählten Positionen. Die mit ECOHAM2 berechneten tiefenintegrierten Sauerstoffmengen sind in $\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2}$, die Umsätze in $\text{mmol O}_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ angegeben.

Der Verbrauch von Sauerstoff durch Respiration des Zooplanktons und durch benthische Remineralisierung weist die größten Raten an der östlichen Station D auf. Diese beiden Prozessbeiträge werden besonders stark von der Größe der Primärproduktion der Phytoplankter bestimmt. In Bereichen mit hoher Produktivität erreicht mehr organische Substanz den Boden als anderswo, deren Abbau höhere O_2 -Verluste im Sediment zur Folge hat.

Ein Zusammenhang mit der Wassertiefe ist allerdings bei der Veratmung von Sauerstoff durch Bakterien deutlich zu erkennen. Mit wachsender Wassertiefe nimmt die Größe dieser Beiträge in der zentralen und nördlichen Nordsee zu. Auffallend sind die unterschiedlichen Beiträge zum Sauerstoffverbrauch durch Nitrifikation. Im Vergleich zu der östlichen Position D mit etwa $0.4 \text{ mol } O_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ ist der O_2 -Verlust durch Nitrifikation für die Position A mit $2.1 \text{ mol } O_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ deutlich höher. Dies ist vor allem auf das bessere Lichtangebot im flacheren Bereich zurückzuführen, das hemmend auf den Prozess der Nitrifikation wirkt.

Für die physikalischen Transporte gilt, dass die Sauerstoffverluste aufgrund der Advektion nur geringfügige Beiträge im Vergleich zu den biologisch-chemischen Umsätzen leisten. Ein Vergleich der Bestände von Sauerstoff am Ende und zum Anfang des Jahres zeigt, dass trotz der enormen Sauerstoffumsätze die Jahresbilanz weitgehend ausgeglichen ist. Für die Positionen C und D ist aus der Tabelle 5.1 zu entnehmen, dass die O_2 -Produktion den O_2 -Verbrauch übersteigt. Die Überschüsse von Sauerstoff werden über Gasaustausch an die Atmosphäre abgegeben. An der Position A dagegen kann die Sauerstoffproduktion den Verbrauch nicht ausgleichen, so dass etwa $0.6 \text{ mol } O_2 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$ aus der Atmosphäre aufgenommen werden.

5.4 Diskussion

Die Sauerstoffversorgung der Nordsee im Oberflächenwasser wird durch photosynthetische Prozesse und intensive Austauschvorgänge mit der Atmosphäre bestimmt. Jährliche Variationen des Sauerstoffgehaltes werden wesentlich durch den Jahresgang der Temperatur und die jahreszeitlich unterschiedlich stark ausgeprägte Intensität von Produktions- und Zehrungsprozessen verursacht. Zusätzlich können hydrodynamische Prozesse, wie Advektion und vertikale Durchmischung, eine Rolle spielen. In der Regel ist das Oberflächenwasser der Nordsee gut mit Sauerstoff versorgt. In den Wintermonaten liegen die Sauerstoffkonzentrationen leicht unter dem Sättigungsgrad, in der Produktionszeit dagegen ist das Oberflächenwasser sogar O_2 -übersättigt. Wesentlich problematischer kann die Sauerstoffzufuhr in die tieferen Wasserschichten sein. Im Sommer sind große Bereiche der Nordsee durch die Ausbildung einer thermischen Schichtung charakterisiert, die den vertikalen Transport von Sauerstoff weitgehend verhindert. Unterhalb der Thermokline überwiegen

Sauerstoff verbrauchende Prozesse, so dass es zu einer deutlichen Abnahme des Sauerstoffs kommt. Flache Küstengebiete, die keine sommerliche Schichtung aufweisen, sind von der Problematik des Sauerstoffmangels im Bodenwasser – dem Modell zufolge - nicht betroffen.

Ein Vergleich des Sauerstoffhaushalts ausgewählter Gebiete zeigt, dass die Umsatzraten einzelner Prozesse, die zur Produktion bzw. zum Verbrauch von Sauerstoff beitragen, zeitlich und räumlich variabel sind. Hohe Sauerstoffumsatzraten entstehen zwischen April und November und werden generell durch die an das Phytoplankton gekoppelten Prozesse verursacht. Prinzipiell streben alle im Wasser gelöste Gase jener druck- und vor allem temperaturabhängigen Konzentration entgegen, bei der sie im Gleichgewicht mit der Atmosphäre stehen. Eventuell vorhandene Ungleichgewichte können über den Prozess des Gasaustauschs ausgeglichen werden. Allerdings ist der Gasaustausch auf die Oberflächenschicht begrenzt. Dementsprechend werden sowohl Sauerstoffüber- als auch Sauerstoffuntersättigungen nur in der Deckschicht abgebaut. Der Gasaustausch findet dabei durch Diffusion über die Wasseroberfläche statt. Die Diffusion erfolgt allerdings bei fehlender Turbulenz (wie es z. B. im Sommer aufgrund der schwachen Winde meistens der Fall ist) so langsam, dass die Oberflächenschicht lange Zeit übersättigt bleiben kann. Die Sauerstoffzehrung des Wassers unterhalb der Thermokline dagegen ist aufgrund der beträchtlichen Mengen abbaubarer organischer Substanz relativ hoch, so dass die O₂-Produktion den O₂-Verbrauch bei weitem nicht kompensieren kann. Daher nimmt der Sauerstoffgehalt im Bodenwasser ab und die Sättigungsdefizite nehmen zu. Die Schichtung des Wassers hat somit einen ganz entscheidenden Einfluss auf den Sauerstoffgehalt in Bodennähe.

Zwischen den drei ausgewählten Wassersäulen gibt es grundsätzliche Unterschiede: Während die vertikale Verteilung der Sauerstoffsättigung an der flachen Position D recht ausgeglichen war, sinkt die Sauerstoffsättigung im abgeschlossenen Bodenwasser der nördlichen Position A unter 85 % (7.6 mg·l⁻¹) und im Bereich der Großen Fischbank sogar unter 75 % (6.5 mg·l⁻¹). Obwohl die Produktivität der Deckschicht in beiden geschichteten Gebieten etwa gleich stark war, kam es zu einer stärkeren Untersättigung an der Position C. Ein wichtiger Faktor zur Erklärung dieses Unterschieds ist die Wassertiefe bei beiden Positionen: die Position A in der nördlichen Nordsee liegt bei über 138 m, die Position C in der zentralen Nordsee dagegen nur bei 60 m Tiefe. Hierdurch lässt sich auch begründen, warum das Sättigungsdefizit in der Schichtungszeit im tieferen Gebiet geringer ist als im flachen Gebiet: die tiefere Position A hat eine ausgedehnte Mittelschicht, in der eine größere Menge von Sauerstoff gelöst werden kann, die zum Abbau des biologischen Materials zur Verfügung steht. Daraus kann man schließen, dass es in geschichteten Gebieten der Nordsee mit geringer Wassertiefe – sofern die Sprungschicht stabil bleibt und die in der Deckschicht produzierte Sauerstoffmenge annähernd gleich groß ist – wegen des geringen Volumens des Wasserkörpers unterhalb der Thermokline eher zu einer Untersättigung als in tieferen Gebieten kommen kann.

Weiterhin ist festzuhalten, dass die O₂-Erzeugung durch Primärproduktion in der nördlichen und zentralen Nordsee nur etwa halb so groß ist wie an der flachen östlichen Position. Dies ist vor allem auf die stärkere Nährstoffversorgung im flacheren Bereich zurückzuführen. Der Einfluss der Wassertiefe kommt darüber hinaus auch dadurch zum Ausdruck, dass aufgrund der geringen Wassertiefe ständig windbedingte Durchmischung der gesamten Wassersäule herrscht. Sie sorgt dafür, dass die Nährstoffe, die am Boden remineralisiert wurden, schneller in die Oberflächenschicht gelangen und so für die anhaltende Algenproduktion sorgen. Die Menge an produziertem Sauerstoff reichte vollkommen aus, um die gesamte im Jahr 2000 produzierte Biomasse abzubauen. Der Überschuss an Sauerstoff wurde an die Atmosphäre abgegeben.

Obwohl im Küstenbereich die Sauerstoffumsätze aufgrund der starken Primärproduktion und der Respiration des Zooplanktons sowie der hohen benthischen Remineralisierung im Vergleich mit den anderen Stationen deutlich höher ausfallen, sind die Netto-Umsatzraten (Produktion minus Verbrauch) an der Position D wesentlich kleiner als die der geschichteten Gebiete. Offensichtlich entstehen diese niedrigeren Umsatzraten dadurch, dass die entgegengesetzt wirkenden Prozesse nahezu gleich groß sind und im Jahresgang keine Phasenverschiebung zwischen O₂-Verbrauch und O₂-Erzeugung auftritt (wie aus dem Vergleich der Abb. 5.7 und Abb. 5.10 zu erkennen ist). Ausgeprägte Änderungen eines Prozesses können somit durch die regulierende Wirkung der anderen Prozesse ausgeglichen werden, was bei der tieferen Positionen aufgrund der Schichtung sowie der größeren Wassertiefen deutlich erschwert ist.

6 Vergleich der Modellergebnisse mit Messungen

In diesem Kapitel werden lokale Vertikal-Profile sowie regionale Verteilungen der O₂-Konzentrationen mit Messungen verglichen und diskutiert. Um die zeitliche Entwicklung des Sauerstoffs besser nachvollziehen zu können, wurde zusätzlich das Jahr 1995 simuliert, da im Gegensatz zum Jahr 2000 (hier lagen Sauerstoffprofile nur für den Monat August vor) auch Beobachtungsdaten für andere Monate des Jahres zur Verfügung standen. Zur Überprüfung der modellierten Sauerstoffkonzentrationen mit Werten aus Beobachtungen werden wiederum Daten aus der Datenbank des DOD herangezogen. Zur besseren Interpretation der Sauerstoffentwicklung werden zusätzlich Vergleiche zwischen simulierten und gemessenen Temperaturen herangezogen.

6.1 Simulierte Sauerstoffprofile und ihr Vergleich mit gemessenen Konzentrationen im Jahr 1995

Ein Vergleich zwischen modellierten und gemessenen Sauerstoff- und Temperaturprofilen erfolgt am Beispiel der Position [54°19' N, 7°08' O] in der Deutschen Bucht. Dazu wurden Konzentrationsprofile herangezogen, die anhand der zur Verfügung stehenden Tage die zeitliche Entwicklung der Sauerstoffkonzentration im Zeitraum von Ende April bis Mitte September 1995 zu verfolgen erlauben.

In Abb. 6.1 a-d sind die Temperaturprofile für die ausgewählten Tage dargestellt, die anschaulich die jahreszeitlichen Änderungen der Temperaturschichtung und die Vertikalverschiebung relativ warmer und kalter Horizonte zeigen. Die Herausbildung der Schichtung im Frühjahr und deren Auflösung im Herbst sind gut erkennbar.

Die Wassersäule war saisonal thermisch geschichtet. Im Frühjahr bildete sich die Thermokline aus, die das wärmere Wasser der Deckschicht vom kalten Bodenwasser trennt. Am 26. April (Abb. 6.1 a) zeigen die Beobachtungen die Durchmischung der Wassersäule bis 11 m Wassertiefe mit beinahe konstanter Temperatur von 8.1 °C. Dieser homogenen Deckschicht schließt sich eine 3 m breite Übergangsschicht mit nahezu konstantem Gradient an. Darunter liegt die durchmischte Bodenschicht mit Temperaturen von etwa 6.5 °C. Während die Temperatur der Oberflächenschicht von Ende April bis Anfang Mai um 2 °C anstieg (Abb. 6.1 b), wurden unterhalb der Sprungschicht keine Temperaturänderungen beobachtet. Ab Anfang Mai setzte eine Erwärmungsphase ein. Als Folge nahm die simulierte Oberflächentemperatur von 9.6

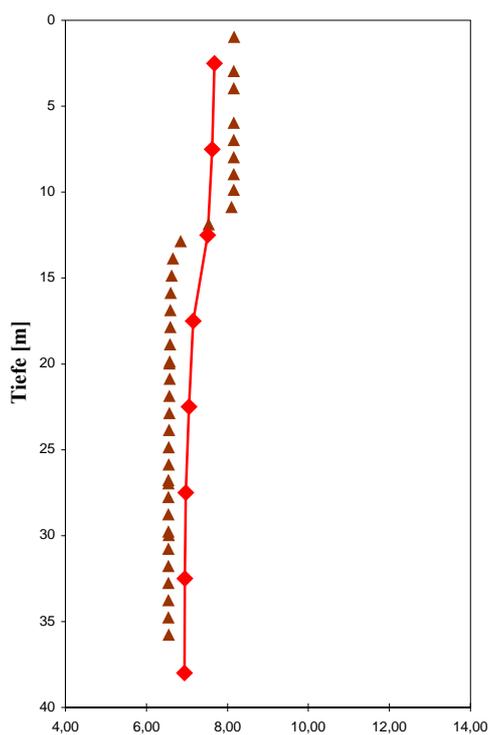
°C am 3. Mai auf 17.7 °C am 26. Juli zu. In der Tiefe lag die Temperatur zum gleichen Zeitpunkt bei 14.5 °C (Abb. 6.1 c). Am 13. September war keine thermische Stratifizierung zu beobachten, d. h. die Wassersäule war gleichmäßig durchmischt (Abb. 6.1 d). Sowohl die simulierten als auch die gemessenen Temperaturen waren homogen über die gesamte Wassersäule und lagen bei ca. 17.4 °C.

Die vom hydrodynamischen Modell simulierten Temperaturen weisen im Allgemeinen eine gute Übereinstimmung mit den Messungen auf, allerdings sind vor allem im Mai und Juli Abweichungen zu bemerken. Die Unterschiede sind besonders deutlich am 26. Juli in Bodennähe zu sehen. An diesem Tag lag die Bodentemperatur im Modell mehr als 2 °C über dem Messwert. Weil für die anderen Monate des Jahres 1995 keine Daten vorhanden sind, können keine entsprechenden Aussagen für das ganze Jahr gemacht werden.

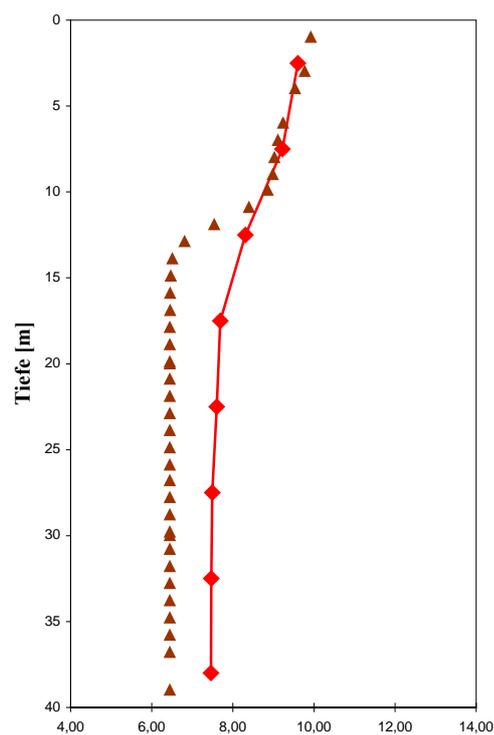
Als Folge der thermischen Stratifizierung findet man eine Schichtung der Wassersäule auch hinsichtlich der vertikalen Sauerstoffverteilung. Sie variiert jahreszeitlich und tiefenabhängig stark (Abb. 6.2). Während des Beobachtungszeitraums war nach der Frühljahrsdurchmischung das Wasser sauerstoffgesättigt. Die Sauerstoffwerte lagen im gesamten Profil am 26. April bei $7.5 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$, mit einer leichten Abnahme gegen $7.0 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ am Meeresboden (Abb. 6.2 a). Das gemessene Sauerstoffprofil von Mai 1995 (Abb. 6.2 b) zeigt, wie der Sauerstoffgehalt unter 20 m Tiefe beinahe unverändert blieb, während in der Deckschicht als Folge der Photosynthese der Primärproduzenten ein Anstieg der O_2 -Konzentration gemessen wurde. Die höchsten Sauerstoffwerte wurden am 3. Mai mit fast $9 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ in der Deckschicht registriert.

Die vertikalen, saisonalen Schwankungen des Sauerstoffgehalts sind eng mit der biologischen Produktion von organischem Kohlenstoff im Wasser verknüpft. Absinkende organische Partikel werden unter Sauerstoffverbrauch oxidiert. Während in der Deckschicht über den ganzen Sommer hinweg Sauerstoff nachgeliefert wird und dieser Bereich oxisch bleibt, wird der Sauerstoff im tieferen Bereich gezehrt. So wurde der minimale Wert von $4.2 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ am 26. Juli gemessen (Abb. 6.2 c). Trotzdem blieb das Auftreten anoxischer Verhältnisse im unteren Wasserkörper aus. Das vom Modell simulierte Sauerstoffprofil vom 26. Juli zeigt identisch mit den Beobachtungen nicht nur den Rückgang der Sauerstoffkonzentration am Boden, sondern auch ihre Abnahme im Oberflächenwasser. Diese Abnahme während des Sommers erklärt sich durch den zunehmenden Verbrauch von Sauerstoff durch Respiration, sowie durch die Tatsache, dass bei höherer Wassertemperatur weniger Sauerstoff gelöst werden kann. Im O_2 -übersättigten Frühjahr hingegen ist die Photosynthesetätigkeit dominant und kann in das noch kalte Wasser relativ viel Sauerstoff abgeben.

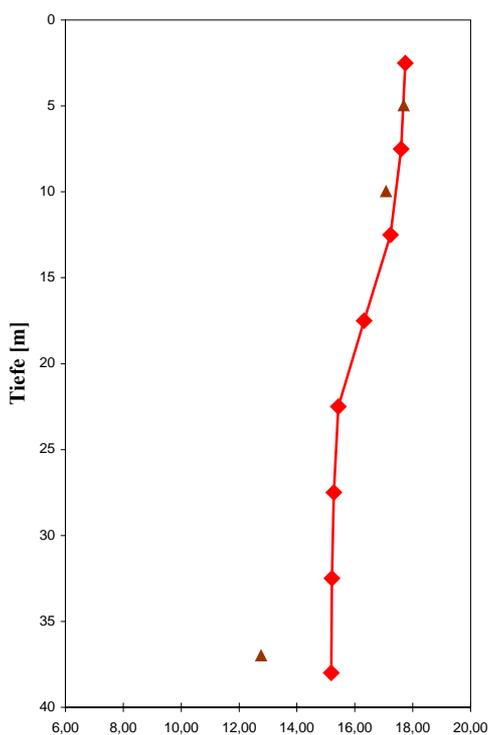
Die isothermen Verhältnisse im Herbst ermöglichten bereits bei niedrigen Windstärken ein Durchmischen der gesamten Wassersäule und führten damit zu einer homogenen Sauerstoffverteilung von etwa $5 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ (Abb. 6.2 d).



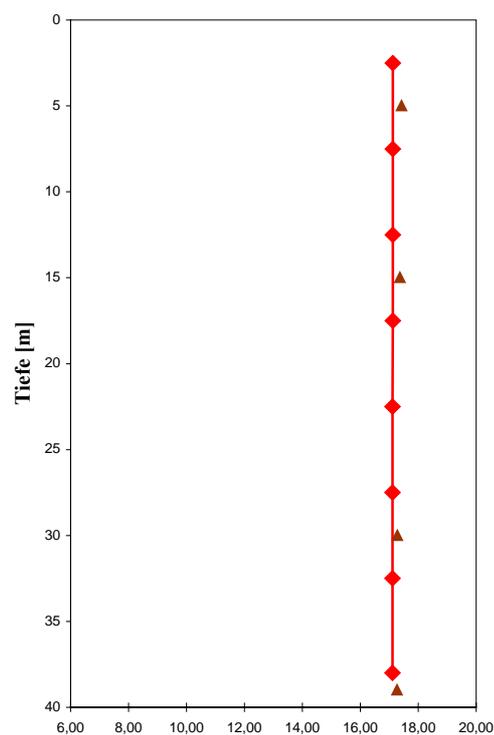
(a)



(b)



(c)



(d)

Abb. 6.1: Vergleich der Temperatur [$^{\circ}\text{C}$] aus Messungen (Dreiecke) und Modellergebnisse (Rhomben) für das Jahr 1995 an der Position $[54^{\circ}19' \text{ N}, 7^{\circ}08' \text{ O}]$ am: a) 26.04.95; b) 03.05.95; c) 26.07.95 und d) 13.09.95. Unterschiedliche Skalierung der x-Achse für a, b und c, d beachten.

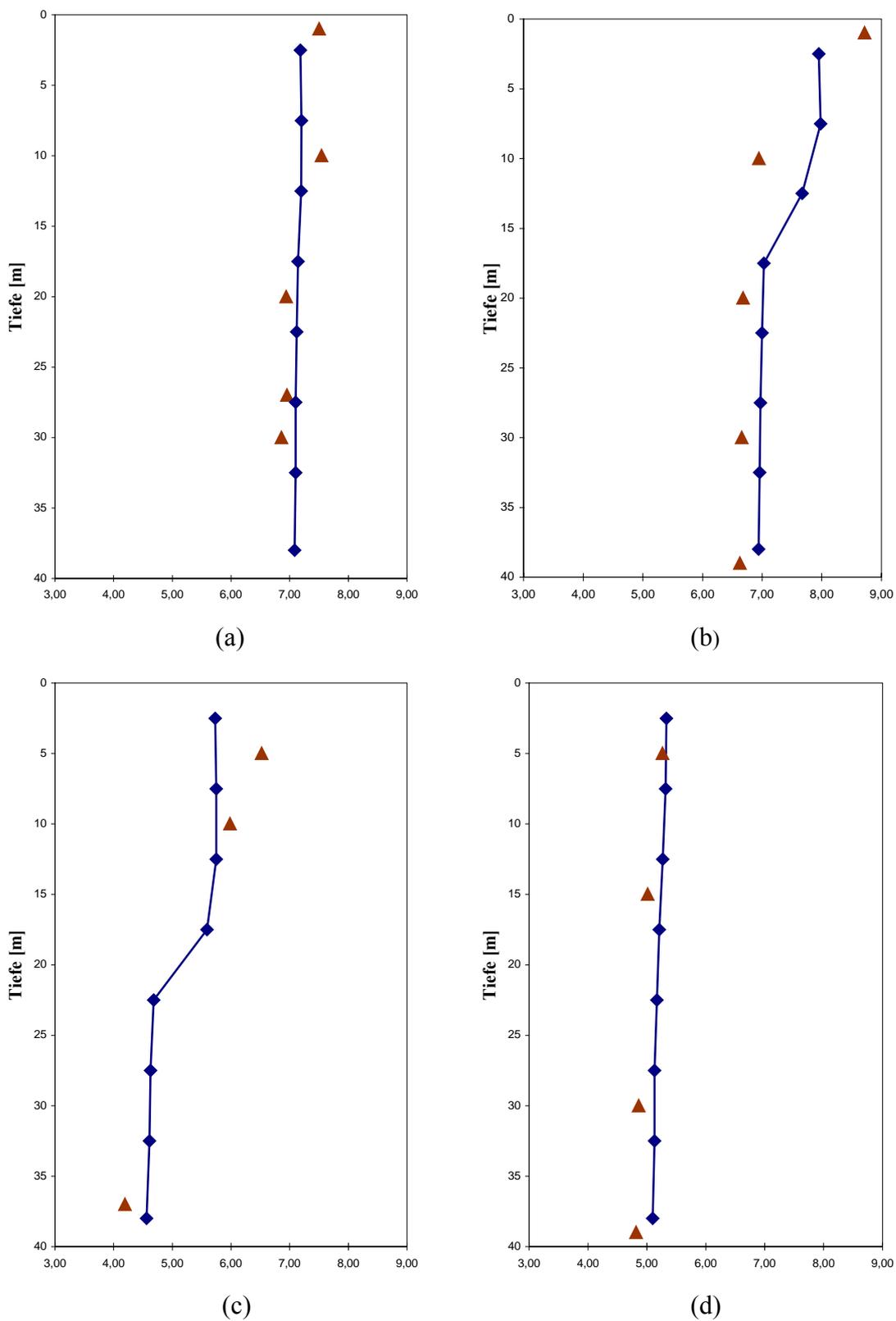


Abb. 6.2: Vergleich der Sauerstoffkonzentrationen $[\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}]$ aus Messungen (Dreiecke) und Modellergebnisse (Rhomben) für das Jahr 1995 an der Position $[54^{\circ}19' \text{ N}, 7^{\circ}08' \text{ O}]$ für ausgewählte Tage: a) 26.04.95; b) 03.05.95; c) 26.07.95 und d) 13.09.95.

Wie in Abb. 6.2 a-d zu sehen ist, kommen die simulierten Sauerstoffkonzentrationen den Beobachtungen sehr nahe. Die am 3. Mai und am 26. Juli gemessenen Konzentrationen in der Oberflächenschicht mit 8.7 bzw. 6.5 ml·l⁻¹ wurden vom Modell allerdings nicht erreicht. Die Abweichungen von etwa 0.7-0.8 ml·l⁻¹ können dadurch erklärt werden, dass es sich bei den Messungen um sehr lokale und damit kaum (aufgrund der groben Auflösung des Modellgitters) modellierbare Ereignisse handelt. Die Messungen zeigten, dass in Bodennähe zwischen April und Juli'95 die Sauerstoffkonzentration von 6.8 bis 4.2 ml·l⁻¹ abgenommen hat. Diese Tendenz wird vom Modell gut wiedergegeben. Die Gegenüberstellung der gemessenen und simulierten Sauerstoffkonzentrationen zeigt somit, dass das Modell eine gute Abbildung der Realität leistet. Generell hat das Modell die vertikale Verteilung des Sauerstoffs sowie seine Entwicklung im Zeitraum von April bis September 1995 in der Deutschen Bucht gut wiedergegeben.

6.2 Simulierte Sauerstoffprofile und ihr Vergleich mit gemessenen Konzentrationen im Jahr 2000

Als Ergänzung zu den Sauerstoffprofilen des Jahres 1995 an der Position [54°19' N, 7°08' O] in der Deutschen Bucht werden in diesem Abschnitt Profile von Modell- und Messdaten für den Monat August vorgestellt und miteinander verglichen. Der Monat August ist aus zwei Gründen interessant. Zum einen fand vom 9.8.-23.8.2000 eine Monitoringfahrt mit dem Forschungsschiff Gauss (Nr. 353³⁷) statt, während der unter anderem die Sauerstoffbestimmung an ausgewählten Stationen in der Nordsee erfolgte. Zum anderen wird diese Jahreszeit als kritisch für die Sauerstoffversorgung des Bodenwassers angesehen, da aufgrund der fortschreitenden Sauerstoffzehrung in Bodennähe und der Unterbrechung der Sauerstoffzufuhr in die tieferen Wasserschichten infolge der thermischen Schichtung zu dieser Zeit viele Bodenbereiche der Nordsee potentiell vom Sauerstoffmangel betroffen sind. Im Gegensatz zum Jahr 1995 werden elf weitere Positionen verglichen, um eine (ansatzweise) geographische Validierung zu ermöglichen. Eine Übersicht über die für die Validierung herangezogenen Positionen sowie deren Bezeichnungen enthält Tabelle 6.1. Begleitend wurden die Wassertemperaturen verglichen. Abb. 6.3, Abb. 6.5 und Abb. 6.7 zeigen die Vergleiche zwischen den gemessenen Temperaturprofilen und entsprechenden Modellergebnissen.

³⁷ Die 353. Reise des FS GAUSS diente der ozeanographischen Überwachung der Deutschen Bucht und der Nordsee mit dem geschleppten CTD-System Delphin (inclusive Sauerstoff-, Trübungs- und Chlorophyllsensoren) zum Zeitpunkt der maximalen Schichtung. Die gemessenen Daten sind in der DOD - Datenbank erfasst.

Position	Datum	Koordinaten
1	09.08.2000	54°11' N, 7°26' O
2	12.08.2000	55°00' N, 4°00' O
3	13.08.2000	55°00' N, 8°00' O
4	13.08.2000	56°00' N, 6°00' O
5	10.08.2000	53°00' N, 4°00' O
6	11.08.2000	53°23' N, 1°40' O
7	11.08.2000	55°00' N, 0°00' O
8	14.08.2000	56°00' N, 2°00' O
9	15.08.2000	57°00' N, 1°00' W
10	17.08.2000	57°00' N, 5°00' O
11	20.08.2000	58°59' N, 0°02' O
12	21.08.2000	59°40' N, 4°00' O

Tabelle 6.1: Bezeichnung, Datum und Koordinaten der Positionen.

Östliche Nordsee

In Abb. 6.3 und Abb. 6.4 ist der Vergleich der Modellsimulationen und der Daten für die Positionen 1, 2, 3 und 4 dargestellt, die in der östlichen Nordsee liegen. Am 9. August betrug die Wassertemperatur an der Position 1 an der Oberfläche 16.7 °C. Während sich im Sommer 1995 eine starke Thermokline ausbildete, fiel die Temperaturschichtung im August 2000 sehr schwach aus. Der Vergleich mit dem simulierten Temperaturprofil zeigt allerdings, dass diese schwache Schichtung durch das hydrodynamische Modell nicht – zumindest nicht zu diesem Zeitpunkt – wiedergegeben wurde (Abb. 6.3 a). Die simulierte Wassertemperatur betrug 18 °C sowohl an der Oberfläche als auch in der bodennahen Schicht. Weiter westlich (Abb. 6.3 b) geht die Sprungschicht in ein zweistufiges System über.

Die Temperaturverteilung zeigt eine homogene Deckschicht mit einer Mächtigkeit von 14 m, daran schließt sich eine 3 m breite Übergangsschicht an. Zwischen 17 und 30 m Tiefe lag die gemessene Wassertemperatur bei etwa 13.8 °C. Eine zweite Übergangsschicht ist zwischen 30 und 33 m Tiefe zu erkennen. Darunter lag die durchmischte Bodenschicht mit einer Temperatur von etwa 10 °C. Somit existierte ein starker Temperaturgradient, der 16 °C warmes Deckschichtwasser von 10 °C kaltem Bodenwasser trennte. Während die simulierte Oberflächentemperatur gut mit den Beobachtungen übereinstimmt, treten in den Bodenschichten signifikante Unterschiede auf: die Abweichung beträgt hier 5 °C.

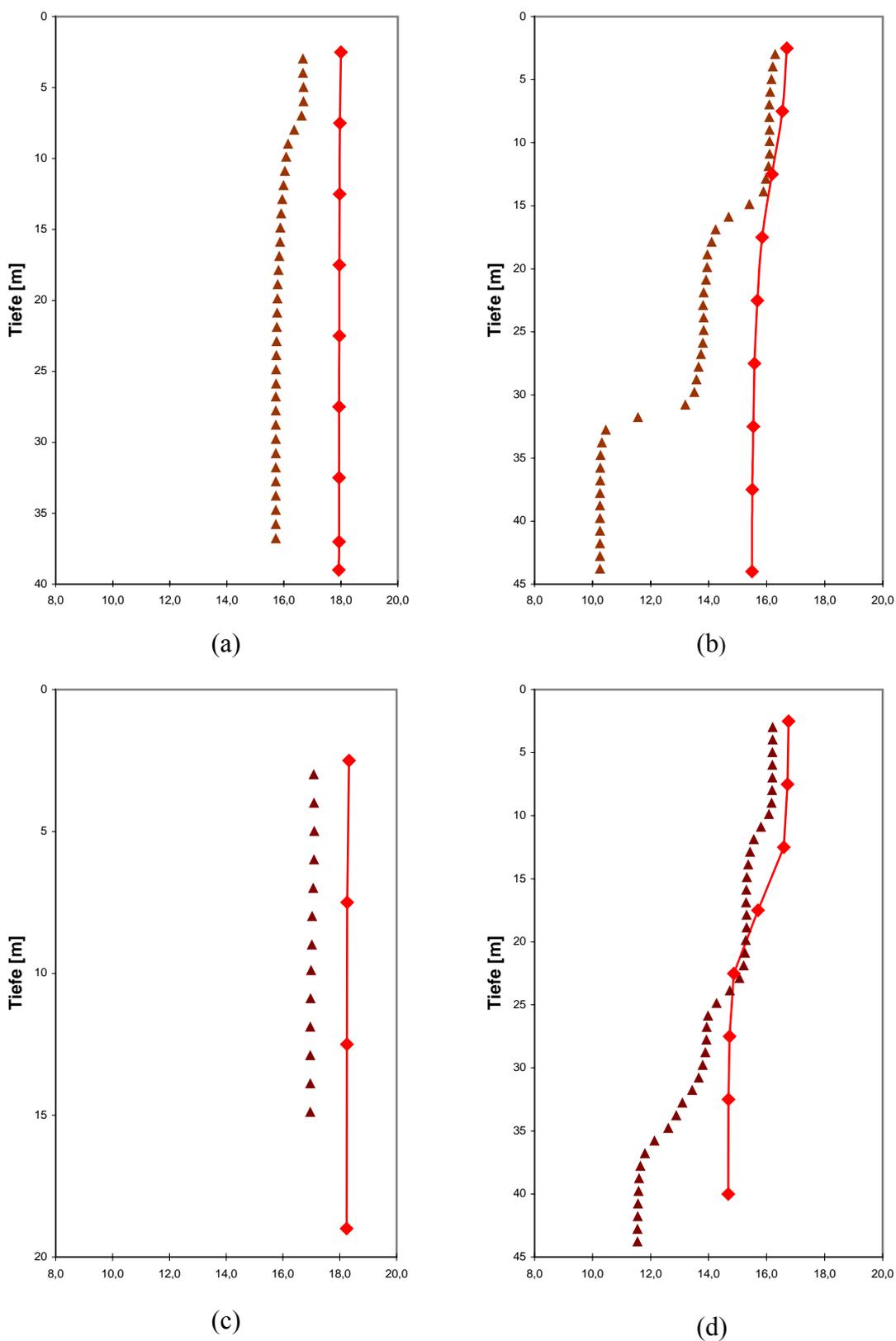
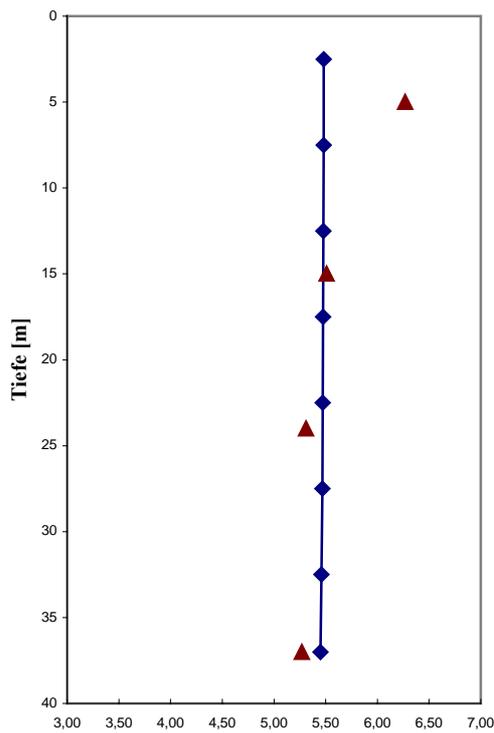
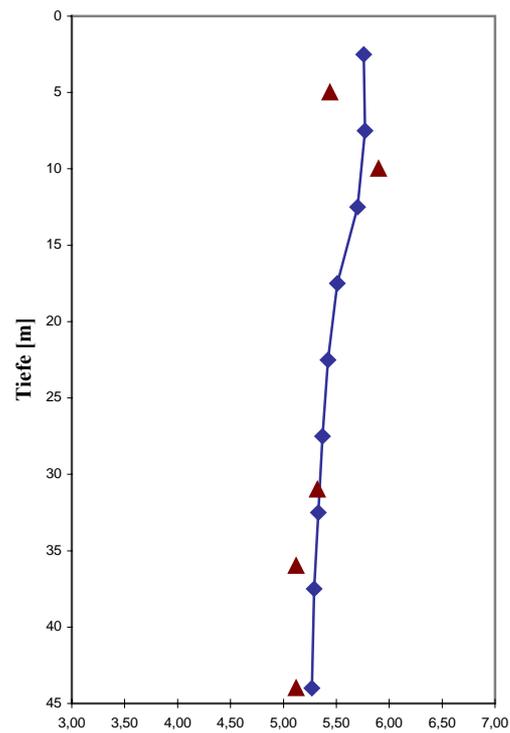


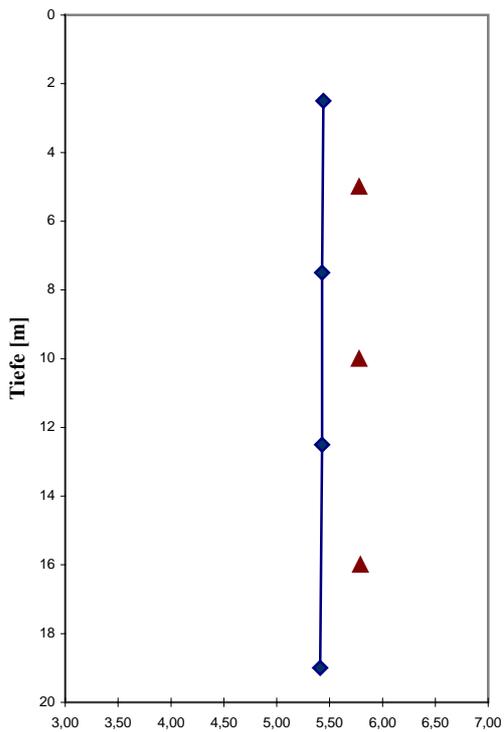
Abb. 6.3: Vergleich der Temperatur [$^{\circ}C$] aus Messungen (Dreiecke) und Modellergebnisse (Rhomben) für das Jahr 2000 an folgenden Positionen und Tagen: a) $[54^\circ 11' N, 7^\circ 26' O]$ am 09.08.00; b) $[55^\circ N, 4^\circ O]$ am 12.08.00; c) $[55^\circ N, 8^\circ O]$ am 13.08.00; d) $[56^\circ N, 6^\circ O]$ am 13.08.00.



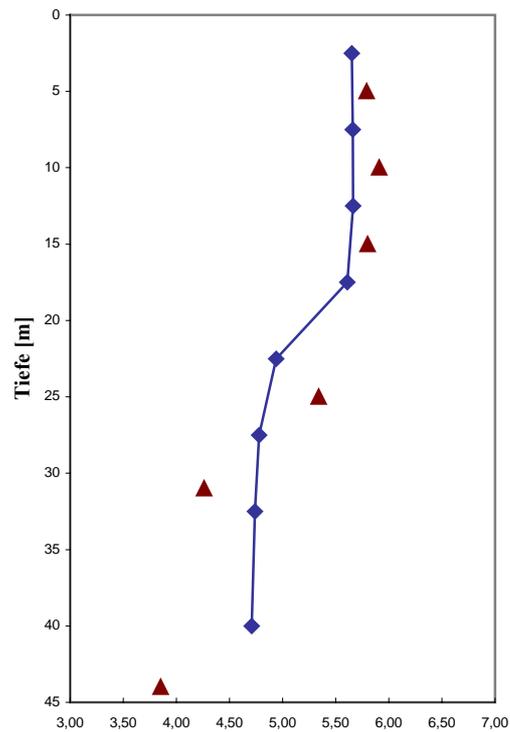
(a)



(b)



(c)



(d)

Abb. 6.4: Vergleich der Sauerstoffkonzentrationen $[\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}]$ aus Messungen (Dreiecke) und Modellrechnungen (Rhomben) für das Jahr 2000 an folgenden Positionen und Tagen: a) $[54^\circ 11' \text{ N}, 7^\circ 26' \text{ O}]$ am 09.08.00; b) $[55^\circ \text{ N}, 4^\circ \text{ O}]$ am 12.08.00; c) $[55^\circ \text{ N}, 8^\circ \text{ O}]$ am 13.08.00; d) $[56^\circ \text{ N}, 6^\circ \text{ O}]$ am 13.08.00.

Die sehr flache Position 3 wies am 13. August keine Schichtung auf (Abb. 6.3 c). Möglicherweise wurde die nur 19 m tiefe Wassersäule durch zwischenzeitliche stürmische Winde durchmischt. Die simulierten Werte zeigten um 1 °C erhöhte Wassertemperaturen gegenüber den Messungen. Die Sprungschicht an der Position 4 (Abb. 6.3 d) begann in 10 m Wassertiefe. Ihr folgte eine zweite Sprungschicht in etwa 22 m Tiefe. Darunter nahm die Temperatur von 15 °C auf 11.5 °C in 44 m Tiefe ab. Das hydrodynamische Modell zeigte im Gegensatz zur Messung kaum eine Abnahme der Temperatur unter 22 m und lieferte somit auch an dieser Position bis zu 4 °C von der Realität abweichende Ergebnisse.

Die gemessenen O₂-Konzentrationen an den ausgewählten Positionen im östlichen Bereich der Nordsee lagen zwischen 3.85 und 6.3 ml·l⁻¹ (s. Abb. 6.4). Diese temperaturbedingt relativ niedrigen Konzentrationen sind charakteristisch für den Spätsommer. Im Bodenwasser der geschichteten Gebiete, infolge der Dominanz sauerstoffzehrender Prozesse, ist sogar mit starken Untersättigungen zu rechnen. So zeigen die simulierten Kurvenverläufe (Abb. 6.4 b, d) eine generelle Abnahme des Sauerstoffgehalts ab 10 m Wassertiefe, die qualitativ auch in den Daten zu sehen ist.

Am 9. August (Abb. 6.4 a) weichen die simulierten O₂-Konzentrationen ab 15 m Wassertiefe kaum von den Messungen ab. Dagegen ist die Differenz in der Oberflächenschicht beträchtlich, hier wurde die Konzentration durch das Modell unterschätzt. Die Abweichung gegenüber dem gemessenen Oberflächenwert ist u.a. auf die Durchmischung der gesamten Wassersäule im Modell zurückzuführen.

Die stärkste Zehrung in Bodennähe wurde an der Position 4 (Abb. 6.4 d) mit einer Sauerstoffsättigung von 63 % gemessen. Die simulierte Konzentration wird vom Modell im Vergleich zu den Messungen in Bodennähe um 0.86 ml·l⁻¹ überschätzt, in den mittleren Schichten (bei etwa 25 m) dagegen um 0.56 ml·l⁻¹ unterschätzt. Beim Vergleich fällt auf, dass der in den Daten zu erkennende relativ scharfe Übergang in die Sauerstoffminimumzone vom Modell nicht entsprechend wiedergegeben wird. Vielmehr erkennt man eine fast homogene O₂-Verteilung ab ca. 22 m Wassertiefe bis zum Boden. Diese Differenzen könnten durch Unzulänglichkeiten bei der Simulation der Sprungschicht (die als Barriere für den vertikalen Sauerstofftransport dient) durch das hydrodynamische Modell hervorgerufen sein.

Betrachtet man weiter in Abb. 6.4 c die Simulationen der Sauerstoffkonzentration an der Position 3, so stellt man fest, dass die berechneten Werte kaum einen Unterschied zu den Messungen aufweisen. Geringfügige Abweichungen entstanden etwa durch die Überschätzung der Wassertemperatur (Abb. 6.3 c), was wiederum Auswirkung auf die Löslichkeit des Sauerstoffs im Wasser hatte.

Südliche, westliche und zentrale Nordsee

In Abb. 6.5 und 6.6 ist der Vergleich der Temperaturprofile aus den Modellsimulationen mit den Daten für die Positionen 5, 6, 7 und 8 dargestellt, die in der südlichen, westlichen und zentralen Nordsee liegen. Während sich in der westlichen und in der zentralen Nordsee eine starke Temperaturschichtung ausgebildet hat (Abb. 6.5 c, d), ist im südlichen Bereich der Nordsee keine Schichtung festzustellen (Abb. 6.5 a, b). Hier liefern starke Tidenströme die notwendige Energie für eine gute Durchmischung der Wassersäule. Sowohl die Simulationen als auch die Beobachtungen zeigen in der südlichen Nordsee eine vertikale homogene Verteilung der Temperatur. Allerdings sind geringe Abweichungen bis zu 1 °C zwischen Modell und Daten zu sehen.

Die vom hydrodynamischen Modell berechnete Temperatur an der westlichen Position 7 (Abb. 6.5 c) nimmt nur schwach von 14.6 °C in der Deckschicht bis auf 12.7 °C in Bodennähe ab, d.h. die Schichtung wird vom Modell zu schwach reproduziert. Sowohl die Form des Profils als auch die Größenordnung stimmen nicht mit den Daten überein. Vor allem im Bereich der starken Temperatur-Gradienten sind beträchtliche Unterschiede zu sehen. Die dort ermittelten Werte liegen um ca. 4.6 °C niedriger als die des Modells. An der Position 8 (Abb. 6.5 d) wurde die Bodentemperatur modellseitig um ca. 3 °C überschätzt, während sie in den oberen 40 m der Wassersäule weitgehend übereinstimmte.

Die vertikale Differenzierung der Sauerstoffgehalte an den Positionen 5 und 6 (Abb. 6.6 a, b) spiegelt die thermische Schichtung (s. Abb. 6.5 a, b) wider. An den ausgewählten Tagen im August 2000 sind die Sauerstoffkonzentrationen vertikal relativ homogen. Die Simulationen geben das gut wieder. Bei den gegebenen Temperaturen entspricht hier (nahezu übereinstimmend mit den Beobachtungen) der Sauerstoffgehalt einer etwa 105-107 %-igen Sättigung. Die starken Abweichungen zwischen den simulierten und gemessenen Temperaturen ab 32 m Tiefe an der Position 7 und ab 42 m Tiefe an der Position 8 (s. Abb. 6.5 c, d) spiegeln sich in den entsprechenden Sauerstoffprofilen nicht wider. Jedoch könnte die Unterschätzung der modellierten Oberflächentemperatur und deren Auswirkung auf die Löslichkeit des Sauerstoffs im Wasser als Ursache für die Überschätzung der simulierten O₂-Konzentration in der Deckschicht (Abb. 6.6 c, d) angesehen werden.

Nördliche und zentrale östliche Nordsee

Die Vergleiche der simulierten Temperatur- und Sauerstoffprofile mit den Beobachtungen für die ausgewählten Positionen 9, 10, 11 und 12 (nördliche und zentrale östliche Nordsee) sind in den Abb. 6.7 und Abb. 6.8 dargestellt.

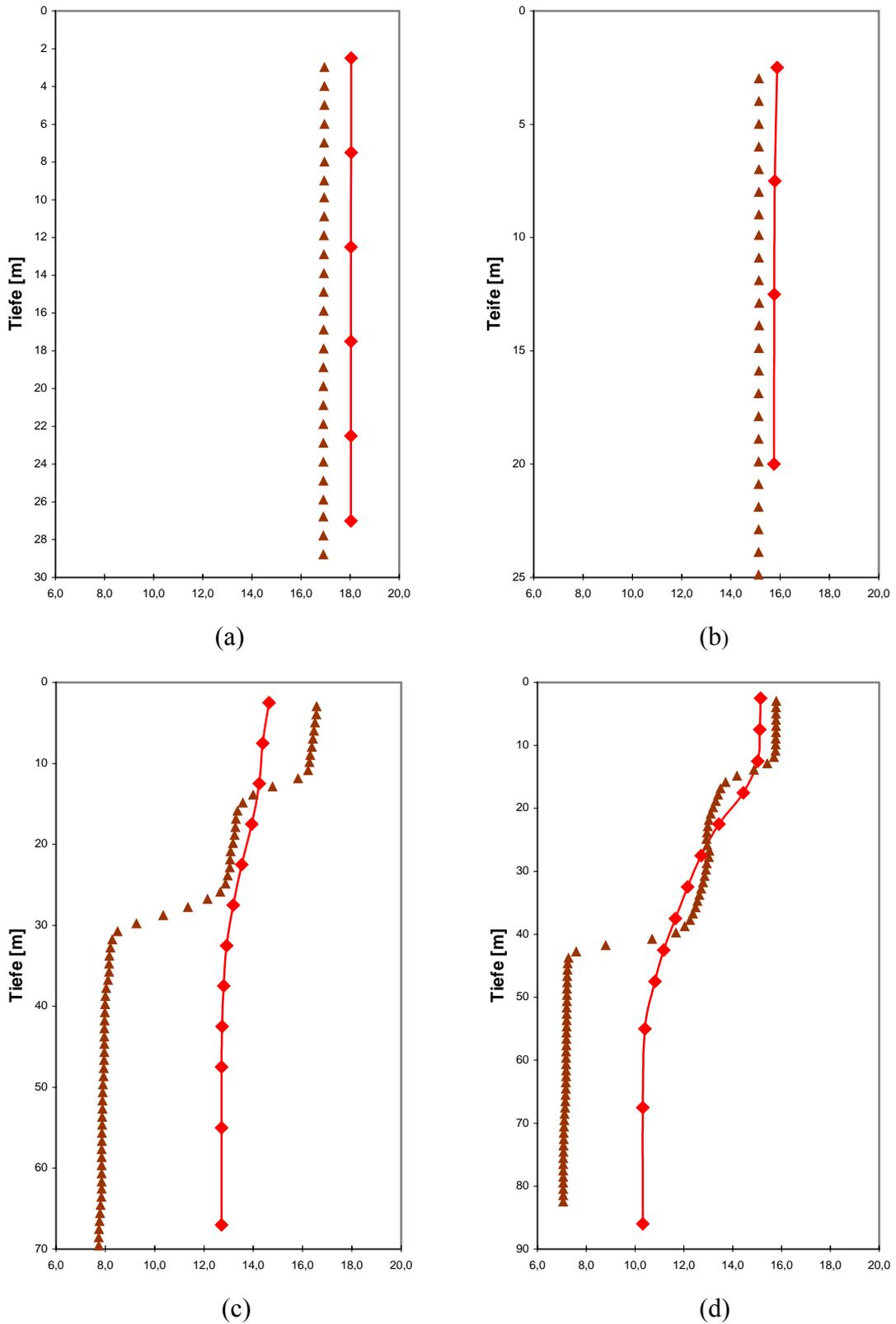
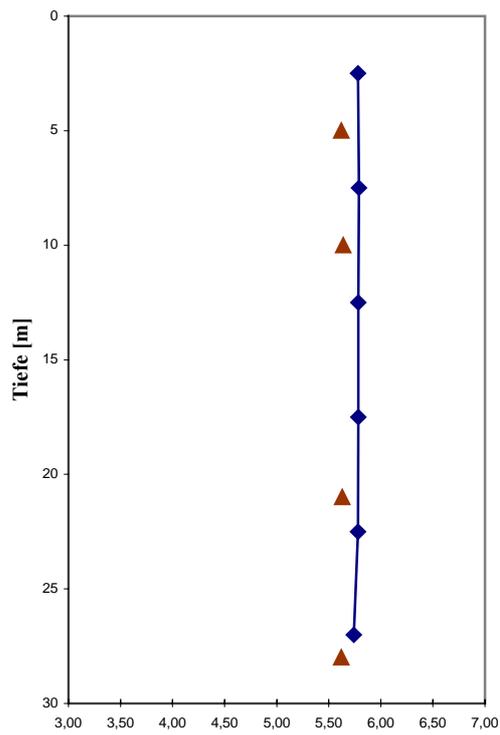
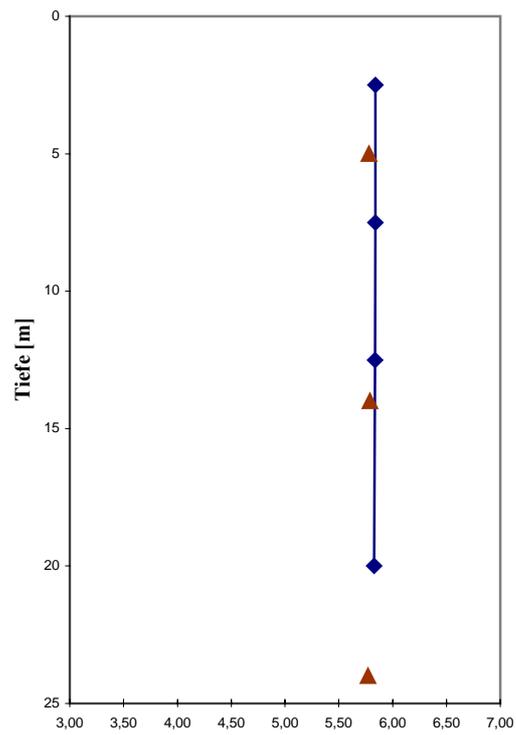


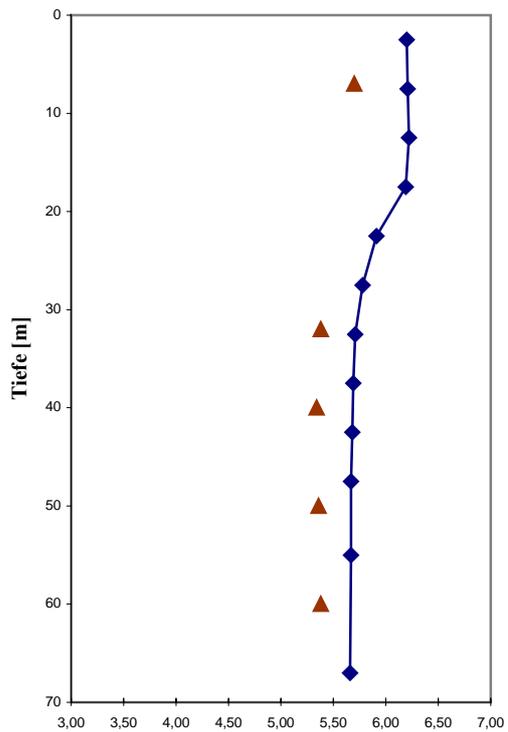
Abb. 6.5: Vergleich der Temperatur [°C] aus Messungen (Dreiecke) und Modellergebnisse (Rhomben) für das Jahr 2000 an folgenden Positionen und Tagen: a) [53° N, 4° O] am 10.08.00. b) [53° 23' N, 1° 40' O] am 11.08.00; c) [55° N, 0° O] am 11.08.00; d) [56° N, 2° O] am 14.08.00.



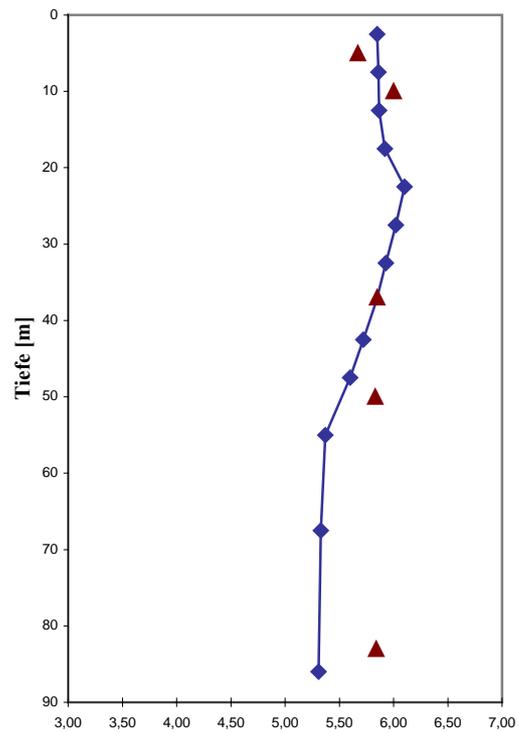
(a)



(b)



(c)



(d)

Abb. 6.6: Vergleich der Sauerstoffkonzentrationen $[\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}]$ aus Messungen (Dreiecke) und Modellrechnungen (Vierecke) für das Jahr 2000 an folgenden Positionen und Tagen: a) $[53^\circ \text{ N}, 4^\circ \text{ O}]$ am 10.08.00. b) $[53^\circ 23' \text{ N}, 1^\circ 40' \text{ O}]$ am 11.08.00; c) $[55^\circ \text{ N}, 0^\circ \text{ O}]$ am 11.08.00; d) $[56^\circ \text{ N}, 2^\circ \text{ O}]$ am 14.08.00.

Hervorzuheben ist die gute Übereinstimmung zwischen den berechneten und gemessenen Temperaturen für das nördliche Gebiet der Nordsee (Abb. 6.7 a, c, d). An der zentralen östlichen Position 10 dagegen sind wieder Differenzen im Bodenwasser zu erkennen (Abb. 6.7 b).

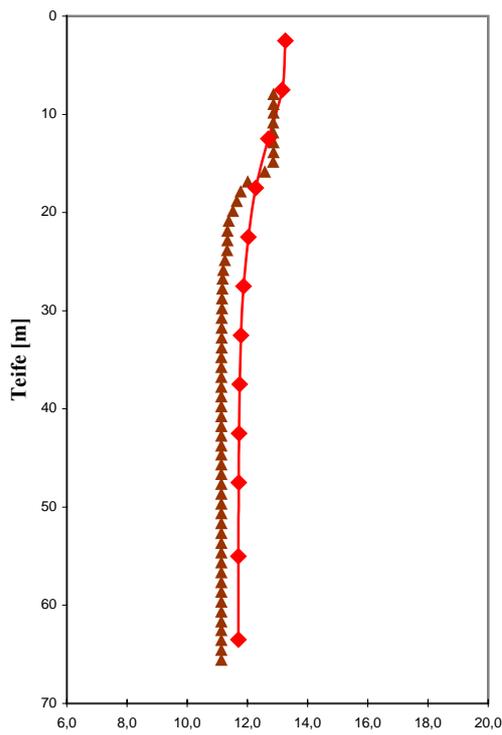
Die Ausbildung einer stabilen Schichtung, die Ursache für die Isolation zwischen den oberen und unteren Schichten, ist an der Verteilung des Sauerstoffs erkennbar (Abb. 6.8). Besonders ist dies an der Position 10 zu sehen. Der gemessene Sauerstoffgehalt liegt zwischen 4.6 und $6.3 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ (Abb. 6.8 b). Bis zu einer Tiefe von 22 m werden die Werte größer und gehen dann stark zurück bis auf einen Wert von $4.6 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$.

An der Position 9 lagen die berechneten Sauerstoffwerte in der Deckschicht am 15. August bei $6.6 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ und waren damit um $0.4 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ erhöht gegenüber den Messungen (Abb. 6.8 a). Eine leichte Konzentrationsabnahme auf $6.1 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ ab einer Wassertiefe von etwa 8 m korreliert mit der schwachen Temperaturschichtung.

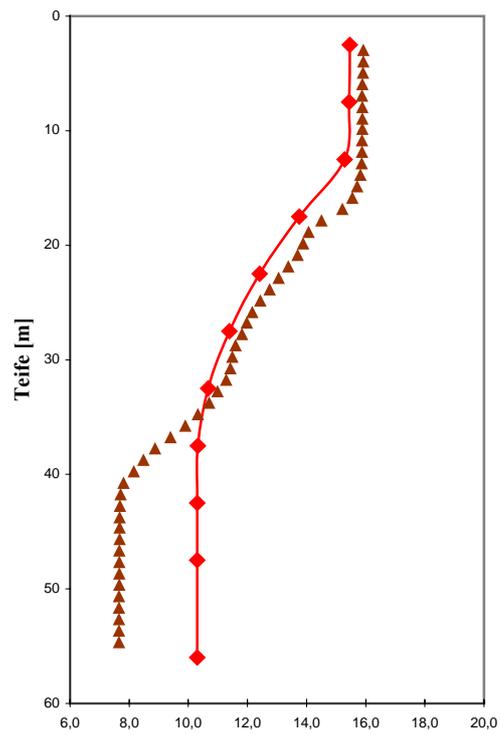
Übereinstimmend mit dem Modell nahm die gemessene Sauerstoffkonzentration mit der Tiefe ab. Beim Vergleich fällt auf, dass das in den Daten zu erkennende schwache Sauerstoffmaximum in etwa 15 m Tiefe vom Modell nicht wiedergegeben wird.

In Abb. 6.8 d lässt sich ein konstantes O_2 -Profil in den oberen 12 m feststellen. Zwischen 12 und 22 m steigt der Sauerstoffgehalt deutlich an, um bis in 47 m Tiefe wieder abzusinken. In noch größerer Tiefe ist der Verlauf wieder relativ konstant. Auffällig sind die unterschiedlichen Sauerstoffverhältnisse in Bodennähe an den Positionen 10 und 12 (Abb. 6.8 b, d). Während die gemessene bodennahe Sauerstoffkonzentration an der Position 10 um knapp 30% zurückging, sank sie an der Position 12 nur um 7% . Das simulierte und gemessene Sauerstoffprofil an der Position 12 am 21. August – mit Sauerstoffsättigungen über 80% – weist auf eine vergleichsweise geringe Primärproduktion hin (s. Abb. 6.9). Eine weitere Erklärung besteht darin, dass der Sauerstoffgehalt über dem Sediment jedoch nicht nur von der Höhe der Primärproduktion abhängig ist, sondern auch von der Wegstrecke, die für den Abbau der absinkenden organischen Substanz zur Verfügung steht, d.h. von der Tiefe der Wassersäule. Tiefe Bereiche, zu denen die nördliche Position 12 mit einer Tiefe von 280 m gehört, besitzen ein großes Sauerstoffreservoir. Dieses ist ausreichend, um die organische Substanz aus der – im Verhältnis zum gesamten Volumen – relativ kleinen Produktionszone abzubauen, ohne größere Sauerstoffdefizite zu erzeugen.

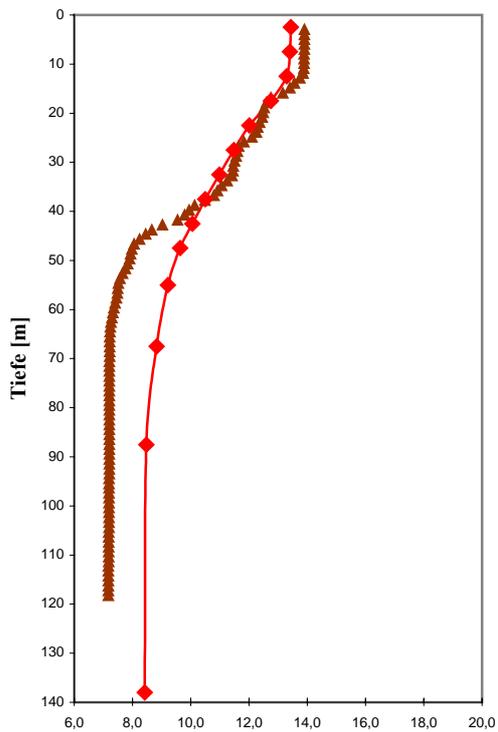
Auch in Abb. 6.8 c, welche die Sauerstoffverhältnisse an der nördlichen Position 11 für den Tiefenbereich von 0 - 138 m darstellt, fällt das deutliche Sauerstoffmaximum in etwa 20 m Tiefe auf. Die Ausbildung eines lokalen O_2 -Konzentrationsmaximums unterhalb der Oberfläche ist typisch für diese Jahreszeit. Seine Ausbildung wird kontrolliert durch Einstrahlungsintensität, Windtätigkeit und Verfügbarkeit an Nährstoffen. Die Stärke der vertikalen Schichtung kontrolliert den Nährstoffeintrag der im Sommer infolge der Primärproduktion an Nährstoffen verarmten Deckschicht aus dem nährstoffreichen Bodenwasser.



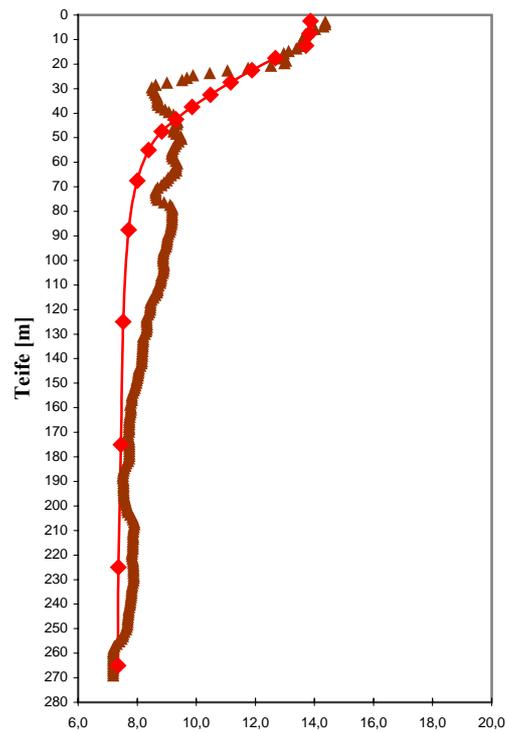
(a)



(b)



(c)



(d)

Abb. 6.7: Vergleich der Temperatur[°C] aus Messungen (Dreiecke) und Modellrechnungen (Rhomben) für das Jahr 2000 an folgender Positionen und Tagen: a) [57° N, 1° W] am 15.08.00; b) [57° N, 5° O] am 17.08.00; c) [58°59' N, 0°02' O] am 20.08.00; d) [59°40' N, 4° O] am 21.08.00.

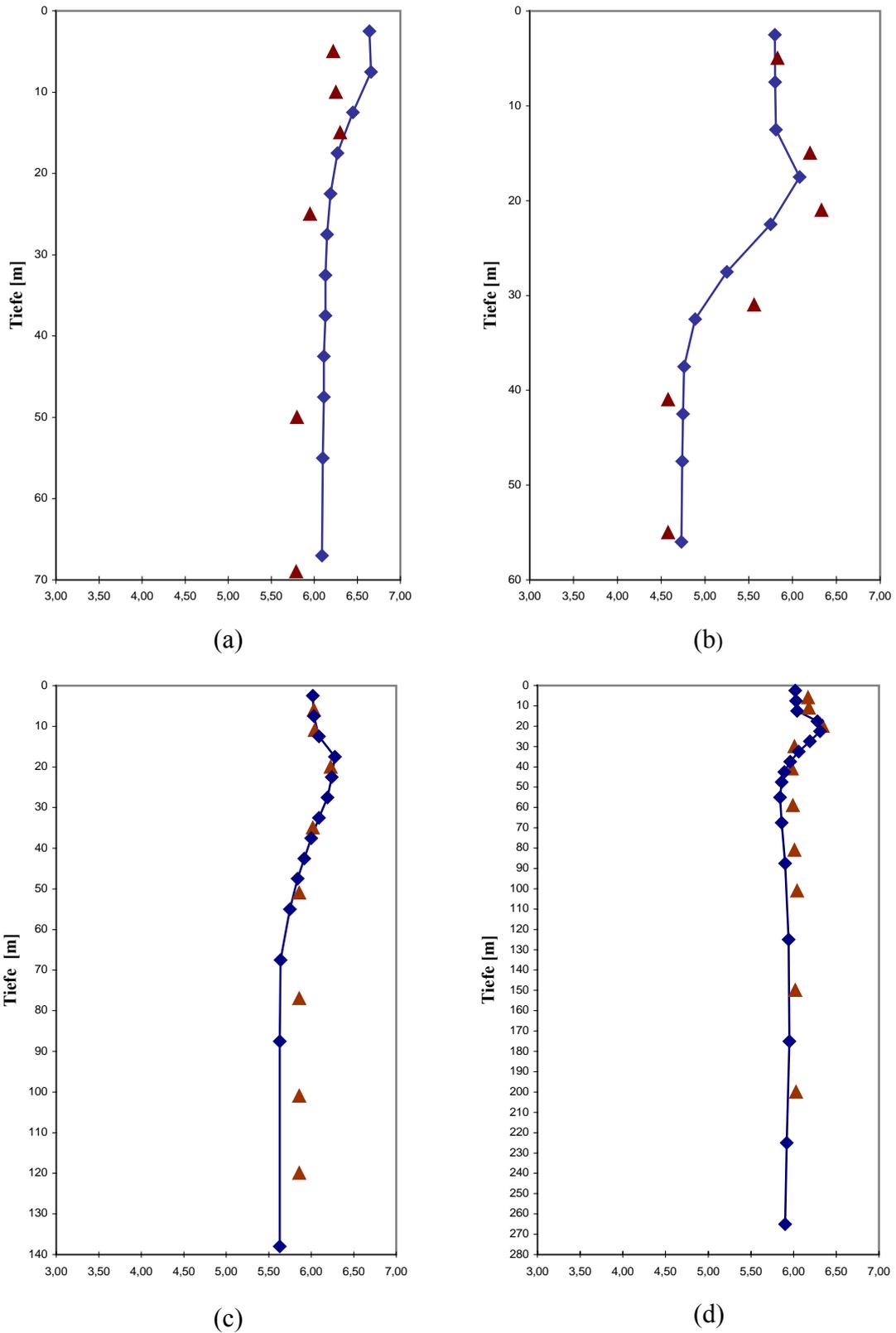


Abb. 6.8: Vergleich der Sauerstoffkonzentrationen $[ml \cdot l^{-1}]$ aus Messungen (Dreiecke) und Modellrechnungen (Rhomben) für das Jahr 2000 an folgenden Positionen und Tagen: a) $[57^\circ N, 1^\circ W]$ am 15.08.00; b) $[57^\circ N, 5^\circ O]$ am 17.08.00; c) $[58^\circ 59' N, 0^\circ 02' O]$ am 20.08.00; d) $[59^\circ 40' N, 4^\circ O]$ am 21.08.00.

Während die Nährstoffe in der Oberflächenschicht (ca. 20 m) in geschichteten Bereichen der Nordsee im Sommer weitgehend verbraucht sind, gibt es im Bereich der Dichtesprungschicht noch einen schwachen Eintrag an Nährstoffen. Das Chlorophyllmaximum wird deshalb im Bereich der Dichtesprungschicht angetroffen, wo einerseits schon hinreichende Nährstoffkonzentrationen vorliegen und andererseits noch ausreichende Lichtverhältnisse herrschen (s. Abb. 6.9).

Prinzipiell fördert die Schichtung bei Erwärmung der Wassersäule die Entwicklung des Sauerstoffmaximums und dessen Verbleib in entsprechender Tiefe, da infolge der Dichteunterschiede keine nennenswerten Vertikalbewegungen möglich sind.

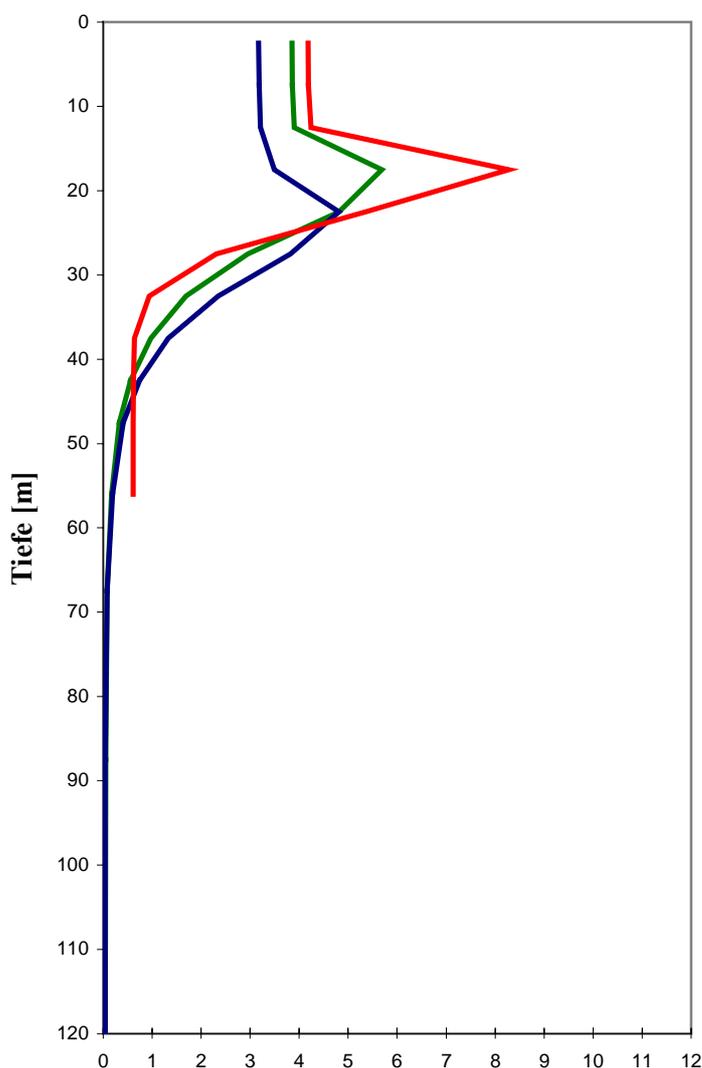


Abb. 6.9: Phytoplanktonkonzentrationen $[\text{mmol C}\cdot\text{m}^{-3}]$ aus Modellrechnungen für das Jahr 2000 an folgenden Positionen und Tagen: $[57^\circ \text{N}, 5^\circ \text{O}]$ am 17.08.00 (rote Kurve); $[58^\circ 59' \text{N}, 0^\circ 02' \text{O}]$ am 20.08.00 (blaue Kurve); $[59^\circ 40' \text{N}, 4^\circ \text{O}]$ am 21.08.00 (grüne Kurve).

Die dargestellten Sauerstoffprofile zeigen große Übereinstimmung zwischen Simulationen und Beobachtungen. Insbesondere die Lage der maximalen Konzentration stimmt gut zwischen Modell und Messung überein. Aus dem Vergleich mit den Beobachtungen geht hervor, dass das Ökosystem-Modell ECOHAM2 in der Lage ist, sowohl die räumlichen Transporte als auch die lokalen Transformationen von Sauerstoff zu reproduzieren. Weil für die anderen Monate im Jahr 2000 keine Daten vorhanden sind, können keine entsprechenden Aussagen für das ganze Jahr gemacht werden.

6.3 Vergleich der simulierten mit gemessenen Sauerstoffkonzentrationen in Bodennähe

Der Verlauf der Sauerstoffkonzentration im Tiefenprofil über das ganze Jahr steht in engem Zusammenhang mit der thermischen Schichtung des Meeres. In der oberflächennahen durchleuchteten Zone wird durch die Photosynthese des Phytoplanktons Sauerstoff freigesetzt. Beim Abbau dieser Phytoplankter, aber auch anderer organischer Partikel wird hingegen Sauerstoff verbraucht. Diese Sauerstoffzehrung macht sich besonders in den tiefen Wasserschichten bemerkbar, da das Plankton nach seinem Absterben absinkt, und somit in der Tiefe abgebaut wird. Da die tieferen Schichten der Nordsee im Sommer aufgrund der thermischen Schichtung keinen Kontakt mit der Atmosphäre haben und dort Photosynthese aufgrund von Lichtmangel nicht möglich ist, verarmen sie zunehmend an Sauerstoff.

In den letzten Jahren wurde bei Forschungsfahrten bzw. Überwachungsfahrten gelegentlich Sauerstoffmangel im Bodenwasser der Deutschen Bucht festgestellt (s. Abb. 6.10). Im Sommer 1981 war nordwestlich von Helgoland die O_2 -Konzentration dicht über dem Meeresboden nur halb so hoch wie im Oberflächenwasser. Die gemessenen Konzentrationen lagen unter $4 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Bei derart niedrigen Sauerstoffgehalten wird es für Lebewesen kritisch.

Eine O_2 -Konzentration von $6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (dies entspricht einer O_2 -Sättigung von etwa 70-75 % bei Bodentemperaturen zwischen 12-16 °C und einem Salzgehalt von 35 psu) gilt im Bodenwasser als Grenzwert zwischen guter und mäßiger Sauerstoffversorgung. Bei Gehalten unter $6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ ist eine Beeinträchtigung des Wachstums der Fische möglich, bei Gehalten unter $4 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ wird der Stoffwechsel am Boden lebender Organismen negativ beeinflusst (Diaz, 1985). Sauerstoffkonzentrationen unter $2 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ können eine Abwanderung bzw. ein Massensterben der am Boden lebenden Tiere zur Folge haben. In den Sommern 1982, 1983 und 1989 wurde ebenfalls Sauerstoffmangel am Meeresboden in der östlichen Nordsee beobachtet. Während einer Forschungsfahrt in der Deutschen Bucht im Juli/August 1994 konnte erstmals die Entwicklung einer Sauerstoffmangelsituation drei Wochen lang verfolgt werden.

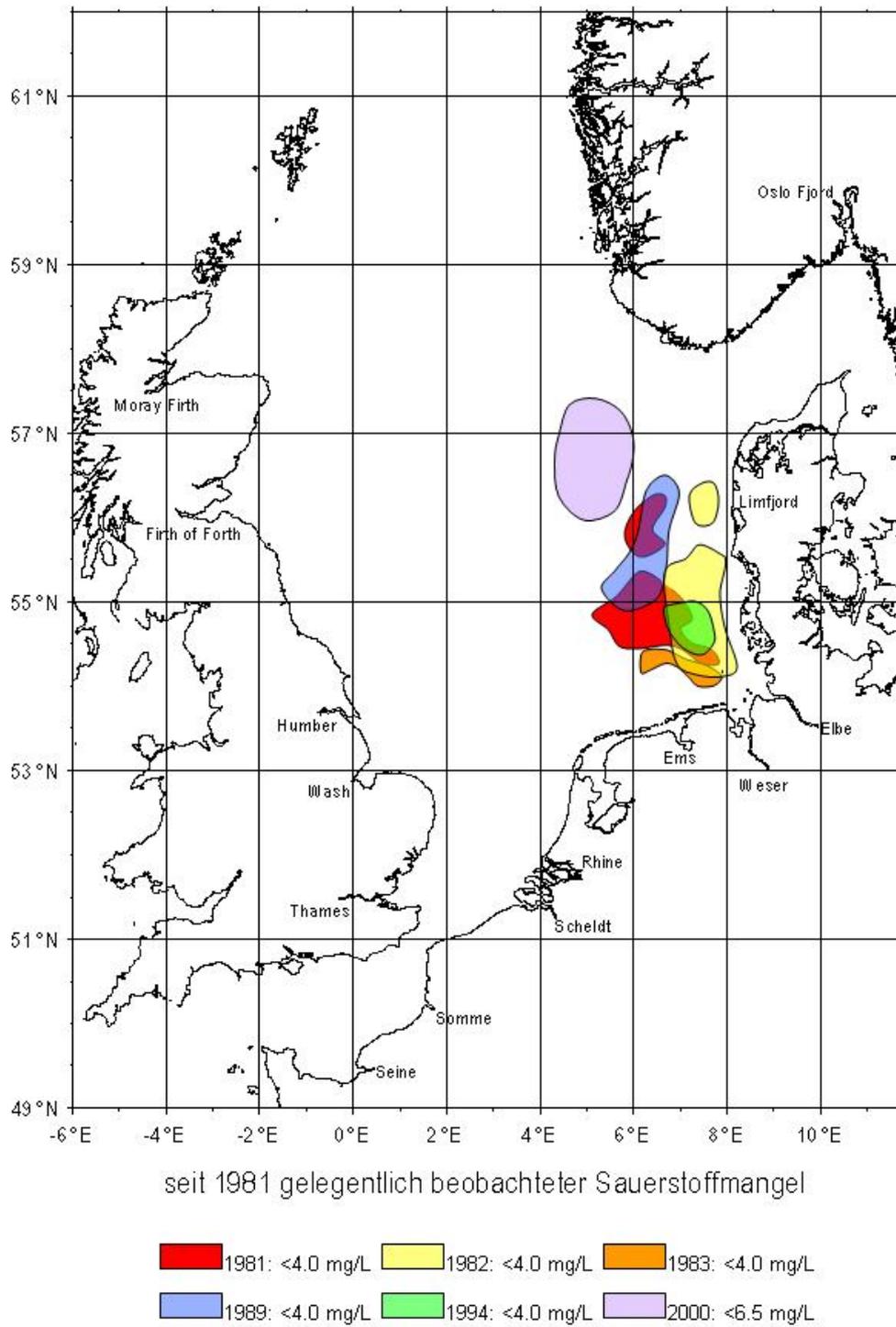


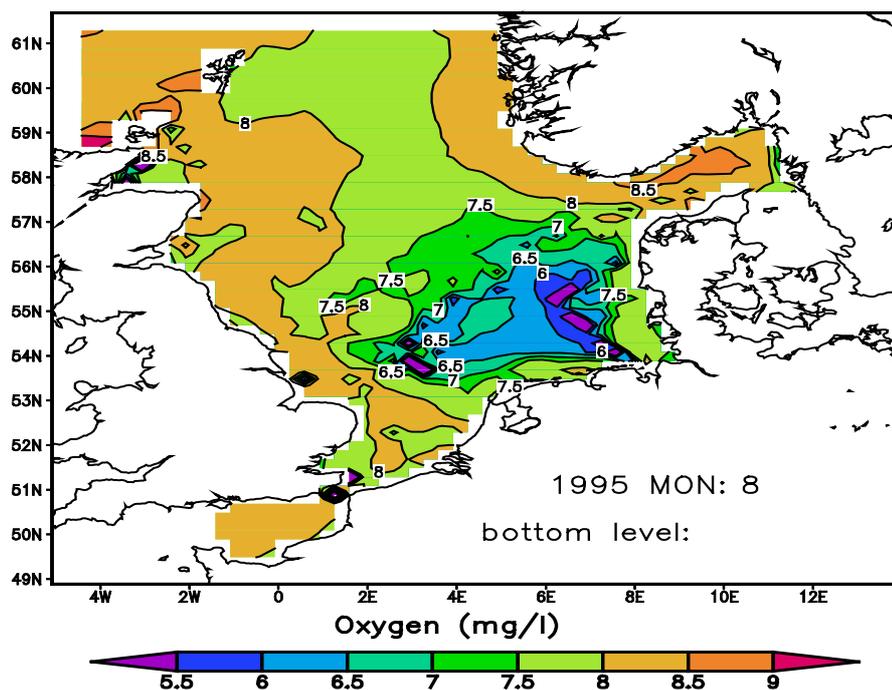
Abb. 6.10: Sauerstoffmangelgebiete in der Deutschen Bucht. Quelle: van Beusekom et. al. (2003).

Abb. 6.11 (a, b) zeigt die berechnete Horizontalverteilung der bodennahen O_2 -Konzentration für die Monate August (a) und September (b) 1995. Aus Abb. 6.11 sind die großen regionalen Unterschiede in der Verteilung des Bodensauerstoffs ersichtlich. Abgesehen vom östlichen und südöstlichen Bereich der Nordsee, in dem die simulierten Sauerstoffgehalte überwiegend unter $6.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ liegen, herrschen im Tiefenwasser der nördlichen und westlichen Nordsee sehr günstige Sauerstoffverhältnisse. Die vom Modell berechneten O_2 -Konzentrationen liegen im August 1995 in diesen Regionen zwischen 7.5 und $9 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Nur wenig niedriger sind sie in der zentralen Nordsee sowie im Bereich des kontinentalen Küstenwassers vor der ostfriesischen und nordfriesischen Küste. Am westlichen Rand der Deutschen Bucht sinken die modellierten O_2 -Konzentrationen im Spätsommer allerdings auf Werte unter $5.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Eine niedrige Bodenkonzentration ist außerdem südlich der Doggerbank im Bereich des Silver Pit-Beckens deutlich zu erkennen. Dagegen weist die südliche Nordsee (im Englischen Kanal sowie im Gebiet der Südlichen Bucht) bis zu $8.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ hohe O_2 -Konzentrationen auf, was u.a. auf gute Belüftung der Bodenschichten zurück zu führen ist.

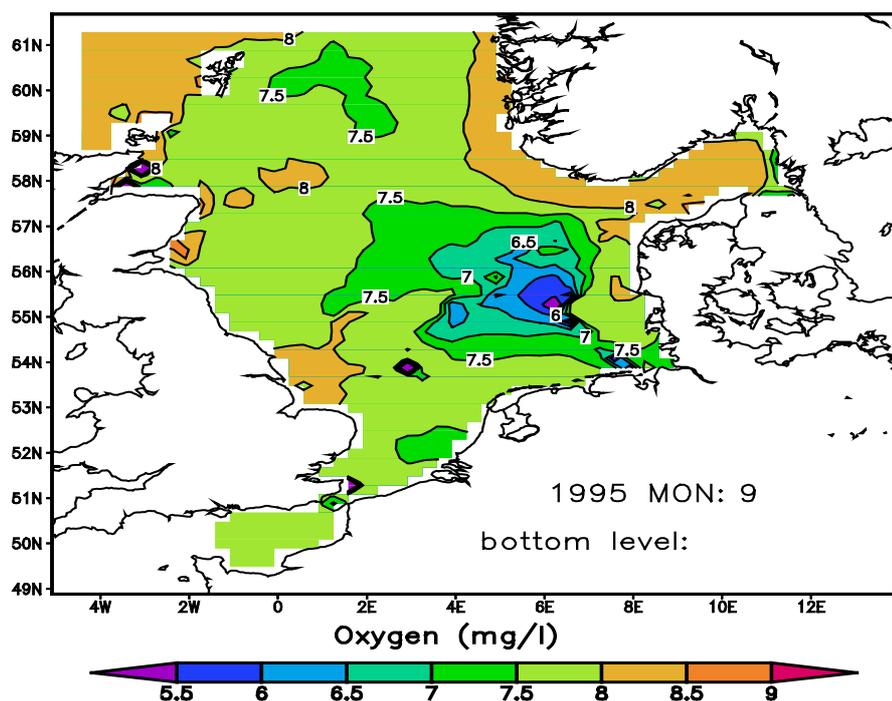
Anhand der mittleren Konzentrationsverteilungen von August und September erkennt man, wie schnell der bodennahe Sauerstoffmangel im östlichen Bereich, durch zunehmende Versorgung der Bodenschichten mit Sauerstoff, abgebaut wird. Die simulierte Sauerstoffverteilung vom September 1995 (Abb. 6.11 b) zeigt einen Anstieg der Bodenkonzentration bis zu $7.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ am südlichen und westlichen Rand der Deutschen Bucht. Betrachtet man die Lage der Sauerstoffmangelgebiete in der östlichen Nordsee genauer, stellt man fest, dass die Ausdehnung des betroffenen Gebietes (im Vergleich zum Spätsommer) deutlich abgenommen hat. Die niedrigsten Konzentrationen unter $5.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ sind nur noch am nördlichen Rand der Deutschen Bucht sowie im Bereich des Silver Pit-Beckens zu erkennen. Während die östliche Nordsee durch einen Anstieg der Bodenkonzentration Anfang Herbst charakterisiert ist, zeigen Simulationen eine O_2 -Abnahme in der nördlichen, westlichen und südlichen Nordsee. Hier kommt die fortschreitende Remineralisierung zum Ausdruck, da aufgrund der relativ großen Wassertiefen das abgestorbene Material erst mit einer zeitlichen Verzögerung den Boden erreicht, wo es unter O_2 -Verbrauch abgebaut wird.

Leider sind 1995 keine bodennahen O_2 -Konzentrationen gemessen worden. Ein Vergleich mit den anderen Jahren zeigt aber, dass die Lage der beobachteten Sauerstoffmangel-Gebiete vom Modell gut getroffen wird.

Die Verteilung der spätsommerlichen Sauerstoffkonzentration im Bodenwasser im Jahr 2000 zeigt gegenüber derjenigen von 1995 weniger starke regionale Gradienten. Deutlich lassen sich die, gegenüber 1995 erhöhten, bodennahen O_2 -Konzentrationen in der Deutschen Bucht erkennen. Während die simulierten Konzentrationen dort im Jahr 1995 teilweise unter $5.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ absanken (Abb. 6.11 a, b), lagen die berechneten Konzentrationen für das Jahr 2000 (Abb. 6.12 a, b) deutlich oberhalb dieses Niveaus. Das Modell gibt für die beiden Monate August und September Werte von $7.4 - 8.2 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ an.



(a)



(b)

Abb. 6.11: Monatliche Mittelwerte der Sauerstoffkonzentration für die Bodenschicht für die Monate August (a) und September (b) 1995 in $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Beachten: die Tiefe der Bodenschicht variiert räumlich.

Damit war die bodennahe O₂-Versorgung im Jahr 2000 deutlich besser, was auf eine effektive vertikale Durchmischung des Wasserkörpers im Jahr 2000 zurückzuführen ist. Die niedrigsten berechneten Konzentrationen traten im Gegensatz zum Jahr 1995 in der zentralen Nordsee auf (Abb. 6.12 a, b). Hier erkennt man die Ausbildung einer sauerstoffarmen Zone im August und ihre Verlagerung weiter nach Westen in die zentrale Nordsee im September.

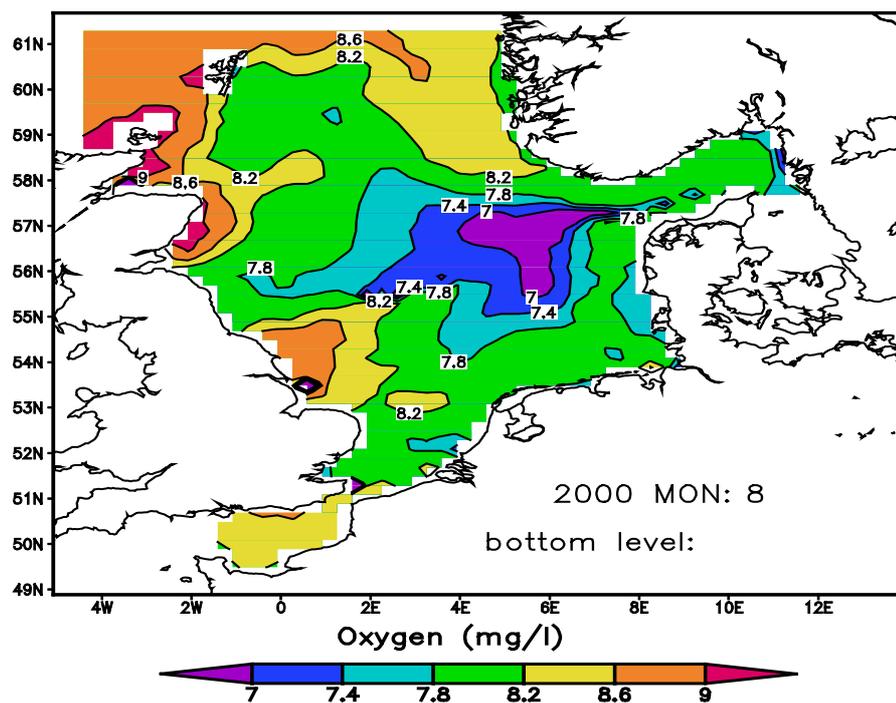
In der nördlichen, westlichen und südlichen Nordsee sind die berechneten Konzentrationen relativ hoch (vergleichbar mit 1995). Die Simulationen zeigen O₂-Konzentrationen, die in diesen Gebieten für August 2000 zwischen 7.8 und 9 mg·l⁻¹ lagen und im September durchschnittlich um 0.4 mg·l⁻¹ abgenommen haben. Auch in den flachen Gewässern vor der deutschen und dänischen Küste kommt es in der Zeit der Schichtung im Bodenbereich zu keinen nennenswerten Sauerstoffdefiziten. Abbauprozesse im Bodenwasser werden nicht nur durch Sauerstoffdefizite, sondern auch durch erhöhte Ammoniumkonzentrationen angezeigt. Wie die Abb. 6.13 zeigt, steigen die Nährstoffkonzentrationen in Bodennähe im Spätsommer bzw. Anfang Herbst im Bereich des kontinentalen Küstenwassers, vor der englischen Ostküste und in der zentralen Nordsee als Folge des Abbaus sedimentierter Biomasse an.

Der während der Monitoringfahrt Nr. 353 (9.8.-23.8.2000) mit FS Gauss beobachtete Sauerstoffmangel in Bodennähe ist in Abb. 6.10 dargestellt. Die niedrigsten Konzentrationen wurden in der zentralen östlichen Nordsee in Tiefen über 60 m mit unter 6.5 mg·l⁻¹ (ca. 70 % der Sättigung bei einer Bodentemperatur von 10 °C) gemessen. Es wurden somit keine kritischen Sättigungswerte beobachtet. Selbst 50 % der Sauerstoffsättigung zu dieser Zeit liegen noch im natürlichen Bereich.

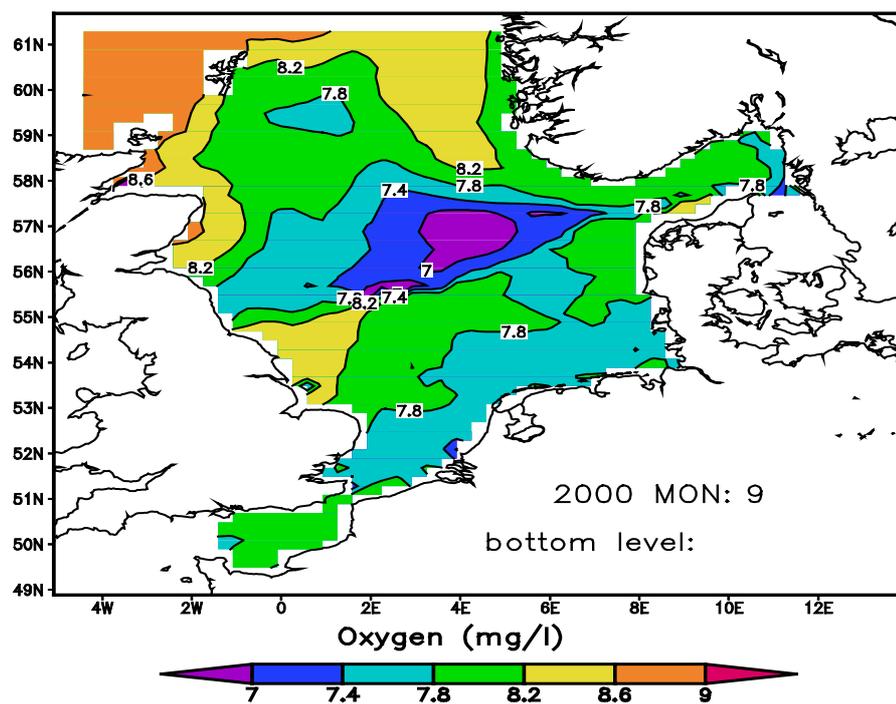
Aus dem Vergleich der Modellsimulation mit den Daten für das Jahr 2000 ist zu entnehmen, dass die Lage sowie die Ausdehnung der sauerstoffarmen Zone gut vom Modell erfasst wird. In den Modelldaten sind ebenfalls niedrigere Bodenkonzentrationen zu erkennen, jedoch sind sie etwa um 0.5 mg·l⁻¹ erhöht gegenüber der Beobachtungen.

6.4 Analyse der biologischen und physikalischen Prozesse, die zum Sauerstoffmangel am Boden führen

Wie in Kapitel 6.3 dargestellt wurde, sind Sauerstoffmangelgebiete hauptsächlich in der östlichen Nordsee im Spätsommer festzustellen sind. Die Lage dieser Gebiete und die Größe der niedrigsten Sauerstoffkonzentrationen sind jedoch variabel. Nach wie vor bleibt die Frage offen: warum kommt es nur in bestimmten Regionen der Nordsee zu Sauerstoffmangel in Bodennähe und warum bleiben andere, oft benachbarte, Gebiete davon verschont?

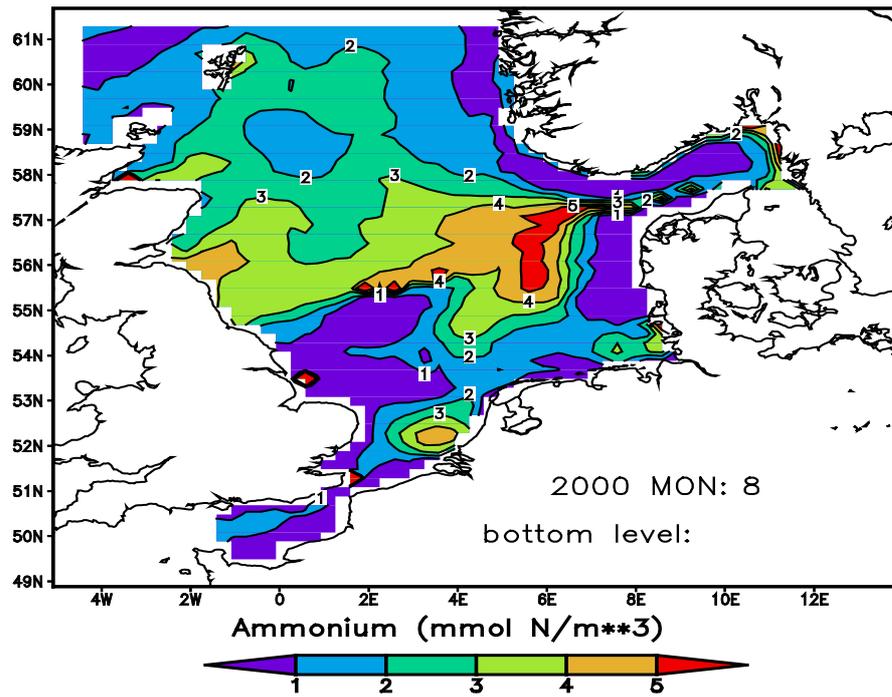


(a)

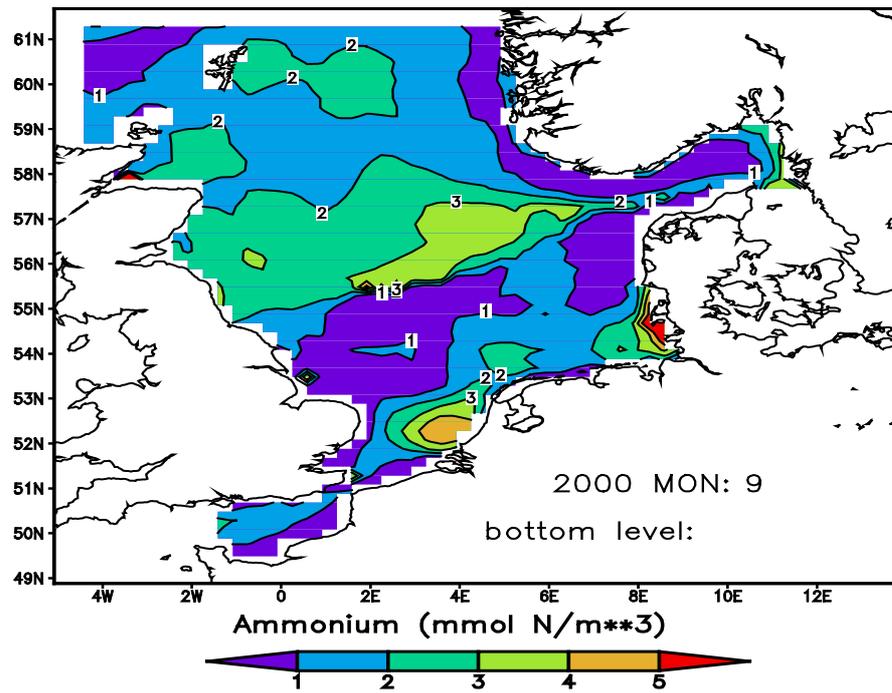


(b)

Abb. 6.12: Monatliche Mittelwerte der Sauerstoffkonzentration für die Bodenschicht für die Monate August (a) und September (b) 2000 in $\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Beachten: die Tiefe der Bodenschicht variiert räumlich.



(a)



(b)

Abb. 6.13: Monatliche Mittelwerte der Ammoniumkonzentration für die Bodenschicht für die Monate August (a) und September (b) 2000 in $\text{mmol N}\cdot\text{m}^{-3}$. Beachten: die Tiefe der Bodenschicht variiert räumlich.

Wie schon erwähnt, wird die aktuelle Sauerstoffkonzentration im Wasser durch das Zusammenspiel zahlreicher physikalischer, biochemischer und biologischer Prozesse gesteuert, wobei die Beiträge einzelner Prozesse zur Produktion bzw. zum Verbrauch von Sauerstoff zeitlich und räumlich variabel sind. Im Kapitel 4 wurden bereits am Beispiel von drei ausgewählten Positionen Unterschiede in der Entwicklung der bodennahen O₂-Konzentration dargestellt und diskutiert. Die Dominanz einzelner Prozesse, die für die O₂-Produktion bzw. den O₂-Verbrauch sorgen, sowie die Rolle der Sprungschicht und der Wassertiefe wurden ausführlich diskutiert. In diesem Abschnitt werden noch einmal exemplarisch an zwei Stationen die Unterschiede in der bodennahen Sauerstoffdynamik beschrieben. Allerdings handelt es sich dabei um zwei Positionen, die relativ nahe zu einander liegen und fast die gleichen Wassertiefen besitzen. Durch die gezielte Auswahl dieser Wassersäulen wird die Wirkung der Wassertiefe auf die vertikale Sauerstoffverteilung eliminiert. Mit Hilfe des Ökosystem-Modells wird die Sauerstoffbilanz der Bodenschicht erstellt und anhand der Prozessanalyse die Dominanz einzelner Prozesse, die den Sauerstoff am Boden steuern, genauer untersucht und diskutiert. Es handelt sich dabei um die Position I (55 °N; 4°O) und die Position II (56 °N; 6°O). Die Position I liegt in der zentralen Nordsee und hat eine Wassertiefe von 44 m. Die Position II liegt 1° nördlicher und 2° östlicher als Position I und hat eine ähnliche Wassertiefe (40 m).

In Abb. 6.14 a, b erfolgt die Gegenüberstellung der mit ECOHAM2 berechneten O₂-Konzentrationen für die Bodenschicht beider Wassersäulen. In den ersten vier Monaten des Jahres nimmt der bodennahe Sauerstoff an beiden Positionen beinahe identisch zu. Dies ist auf die gute Belüftung der tieferen Wasserbereiche zurückzuführen. Die tiefreichende Konvektion führt in diesem Zeitraum zu einem weitgehend homogenen Wasserkörper, was durch die Vertikalverteilung der Wassertemperatur belegt werden kann (Abb. 6.15 a, b). Hierbei kommt es zu einer intensiven Sauerstoffversorgung in Sedimentnähe, so dass die Konzentrationen identische Werte von etwa 7 ml·l⁻¹ annehmen. Mit Beginn der sommerlichen Erwärmung kommt es zur Ausbildung der Temperaturschichtung an beiden Stationen. Diese Schichtung verhindert einerseits den vertikalen Austausch und somit die Sauerstoffzufuhr zum Boden, andererseits führen mikrobielle Abbauprozesse in Bodennähe zu O₂-Verbrauch. Als Folge tritt eine kontinuierliche Abnahme der Sauerstoffgehalte ab Mitte/Ende April ein. Insgesamt sind im ersten Halbjahr keine signifikanten Unterschiede in der zeitlichen Entwicklung der bodennahen Sauerstoffkonzentrationen an den ausgewählten Positionen feststellbar. Trotzdem zeigen die Simulationen relativ große Differenzen (bis zu 11 %) zwischen den berechneten Konzentrationen in der Zeit von Anfang Juli bis Ende August, wobei die größten Differenzen Mitte August auftreten. Während die bodennahe O₂-Konzentration an der Position I am 13. August 2000 bis auf 5.27 ml·l⁻¹ abgesunken ist, fällt sie im abgeschlossenen Bodenwasser der Position II auf 4.72 ml·l⁻¹ (s. Abb. 6.4 b, d). Die O₂-Abnahme in Bodennähe an der östlichen Position II ist also im Spätsommer deutlich stärker ausgeprägt. Kenntnisse über ihre Ursachen führen zum besseren

Verständnis der O_2 -Bodendynamik und werden daher für die Zeitspanne von 46 Tagen (28.06.-13.08.2000) genauer untersucht.

Aus Abb. 6.14 a, b folgt, dass die Sauerstoffkonzentration der Bodenschicht an der Position I von $6.07 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ am 28. Juni bis zum 13. August um $0.8 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ abnimmt. An der Position II dagegen verringert sie sich im gleichen Zeitraum von $6.05 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$ um $1.33 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$. Das Sauerstoffdefizit beträgt an der Position I am 13. August im Mittel 7 %, während es an der Position II bei 18 % liegt. Folglich unterliegt die O_2 -Konzentration an der zweiten Station größeren Schwankungen als an der Position I. Durch Vergleich der Sauerstoffumsatzraten, die für den Gewinn bzw. Verlust von Sauerstoff in Bodennähe sorgen, können Aussagen über die Ursachen getroffen werden, die für die stärkere O_2 -Abnahme in der Bodenschicht der Position II verantwortlich sind.

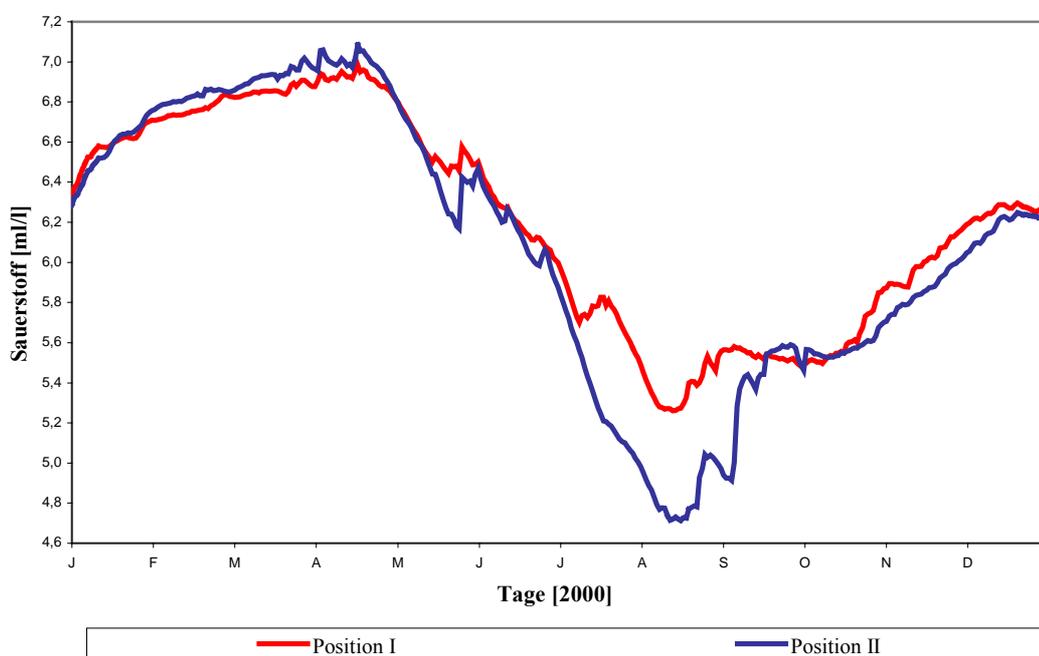


Abb. 6.14: Sauerstoffkonzentration [ml l^{-1}] in der Bodenschicht aus Modellrechnungen für das Jahr 2000 an den Positionen I [55° N , 4° O] (rot) und II [56° N , 6° O] (blau).

Um die Ergebnisse zu veranschaulichen, sind in Tabelle 6.2 die Beiträge einzelner Prozesse zum lokalen Sauerstoffumsatz in der Bodenschicht an den ausgewählten Positionen I und II dargestellt. Wie leicht zu erkennen ist, werden die positiven Terme der Sauerstoffbilanz fast ausschließlich durch den diffusiven O_2 -Eintrag aus den oberen Wasserschichten bestimmt. Die Produktionsraten sind vernachlässigbar klein, da in der Tiefe nicht genug Licht für die Photosynthese vorhanden ist. Der Verbrauch von Sauerstoff durch bakterielle Veratmung, Respiration des Zooplanktons sowie Nitrifizierung weist in der Summe für beide Gebiete den gleichen Wert von $0.97 \text{ ml}\cdot\text{l}^{-1}$

auf und ist somit für die unterschiedliche Abnahme des Sauerstoffgehalts nicht verantwortlich. Kleine Änderungen der Sauerstoffkonzentration aufgrund der Advektion haben für beide Stationen im betrachteten Zeitraum praktisch keine Bedeutung. So werden die negativen Terme der Sauerstoffbilanz durch die Dominanz der Bodenzehrung bestimmt.

Die Sauerstoffzehrung des Bodenwassers ist generell aufgrund der großen Mengen abbaubarer organischer Substanz (da beide Positionen zu den Bereichen erhöhter Produktivität gehören) sehr hoch. Da die Sauerstoffabnahme im Bodenbereich der Position II stärker (im Vergleich zur Position I) ist, sollte daher hier mit deutlich höheren Zehrungsraten gerechnet werden. Die Simulationen zeigen jedoch, dass der O₂-Verbrauch durch benthische Remineralisierung an der Position I die größere Rate mit 8.22 ml·l⁻¹ aufweist. An der Position II ist er um etwa 30 % niedriger und liegt bei 6.34 ml·l⁻¹. Dieser Prozess hängt stark von der Primärproduktion in der euphotischen Zone ab: Die stärkere Mineralisation mit höherem Sauerstoffverbrauch am Boden der Position I kann als Folge einer größeren planktischen Produktion in der euphotischen Schicht erklärt werden. Nur dort, wo die Primärproduktion hoch ist, erreicht viel organisches Material den Boden (da die Wassertiefen vergleichbar groß sind). Daraus kann man schließen, dass die Position I vor allem in der ersten Hälfte des simulierten Zeitraums um einiges produktiver (im Vergleich zu Position II) war.

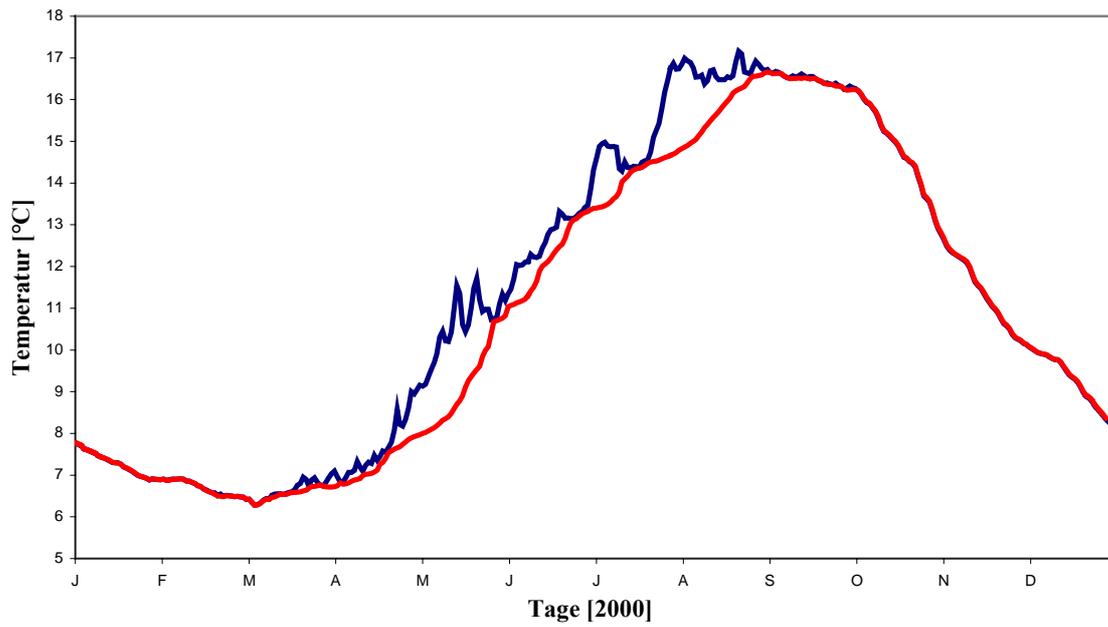
Aus der Tabelle 6.2 ist jedoch ein entscheidender Unterschied zu entnehmen, nämlich die unterschiedliche O₂-Versorgung der Bodenschicht durch vertikale turbulente Diffusion. Die starken Sauerstoffverluste von 8.22 ml·l⁻¹ am Boden der Position I werden durch den diffusiven Sauerstoffeintrag von 8.44 ml·l⁻¹ komplett ausgeglichen. Obwohl die O₂-Verluste aufgrund der bodennahen Zehrung an der Position II im Vergleich zur Position I niedriger sind, kann die vertikale Diffusion hier diese Verluste nicht ausgleichen.

Die Temperaturschichtung (Abb. 6.15 a, b) setzt an beiden Stationen Anfang Mai ein und wird ohne große zeitliche Unterschiede im September abgebaut. Insgesamt ist die thermische Schichtung an der Position I aber schwächer ausgeprägt. Besonders in der Zeit von 6.08-19.08.2000 zeigen die Simulationen starke Differenzen zwischen den errechneten Bodentemperaturen. Während an der Position I ein Ausgleich zwischen der Oberflächen- bzw. Bodentemperatur stattgefunden hat, blieb die Bodentemperatur der Position II um etwa 2 °C niedriger gegenüber der der Oberflächenschicht. Dies ist darin begründet, dass die Schichtungsverhältnisse der östlichen Station II in der betrachteten Zeitspanne (28.06.-13.08.2000) die untere Wasserschicht vom vertikalen Austausch durchgehend ausschließen. Die meteorologischen Verhältnisse (in der zweiten Juli-Woche) führten zu einer Durchmischung der gesamten Wassersäule I und damit zu einer vertikal homogenen Sauerstoffverteilung, sowie gleichzeitig zu einem Anstieg der O₂-Konzentration (Abb. 6.14).

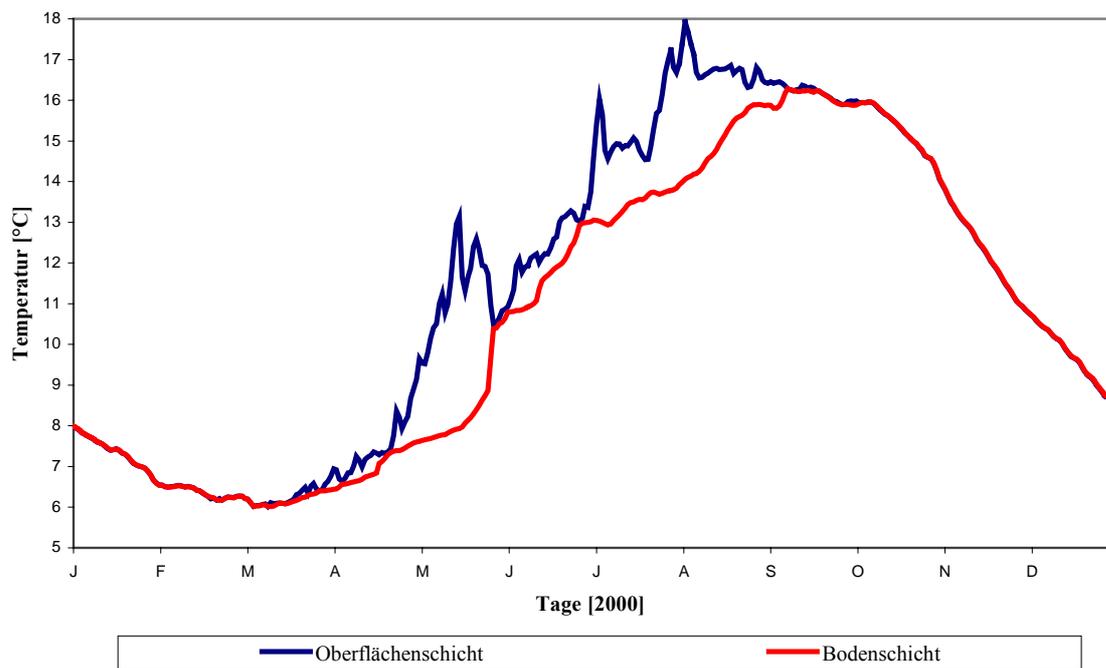
Prozesse	Position I	Position II
Tag t=180	28.6.2000	28.6.2000
Tag t=226	13.8.2000	13.8.2000
Tiefe [m]	40-44	35-40
Temperatur T(180) [°C]	13.3	13.0
Temperatur T(226) [°C]	15.6	14.7
o2o(180)	6.07	6.05
phc-o2o	0.02	0.07
o2o-zoc	-0.38	-0.33
o2o-bac	-0.51	-0.45
o2o-n4n	-0.09	-0.19
mix_o2o	8.44	5.83
adv-o2o	-10.16	4.85
adh-o2o	10.10	-4.77
o2o_sed	-8.22	-6.34
o2o(226)	5.27	4.72
Δo_2o (o2o(180)-o2o(226))	-0.80	-1.33
o2o_sat(180)	5.91	5.96
o2o_sat(226)	5.65	5.76
Sättigungsgrad [%]	102.7	101.4
(o2o(180)/o2o_sat(180)*100 %)		
Sättigungsgrad [%]	93.3	81.9
(o2o(226)/o2o_sat(226)*100 %)		

Tabelle 6.2: Sauerstoffbilanz für die Bodenschicht für den Zeitraum 28.6-13.8.2000 für die zwei ausgewählten Positionen. Die mit ECOHAM2 berechneten Sauerstoffkonzentrationen o2o sowie die Sättigungskonzentrationen o2o_sat sind in ml·l⁻¹ angegeben. Die während des Zeitraums von 46 Tagen aufgrund der angeführten Prozesse phc_o2o,.....,o2o_sed resultierenden Konzentrationsänderungen sind ebenfalls in ml·l⁻¹ angegeben. Zur Bezeichnung der Prozesse s. Tabelle 11.10.

Die Tendenz zur Sauerstoffzehrung in Bodennähe ist somit an der Position I abgeschwächt. Im Gegensatz dazu kann die vergleichsweise schlechtere Belüftung der Bodenschicht an der Position II die O₂-Verluste am Boden, die durch die Abbauprozesse hervorgerufen sind, bei weitem nicht ausgleichen. Die Tendenz zum Sauerstoffmangel ist somit gegeben und kann je nach Wetterlage auch stärker ausfallen, als es im Jahr 2000 der Fall war.



(a)



(b)

Abb. 6.15: Oberflächen- bzw. Bodentemperatur [$^\circ\text{C}$] aus Modellrechnungen für das Jahr 2000 an den Positionen: a) $[55^\circ \text{N}, 4^\circ \text{O}]$; b) $[56^\circ \text{N}, 6^\circ \text{O}]$

7 Testlauf von ECOHAM2 im BSH-Modellsystem

Das BSH betreibt seit zwei Jahrzehnten ein operationelles Modellsystem für aktuelle Vorhersagen im Bereich der Nord- und Ostsee. Dieses Modellsystem setzt sich aus mehreren Modulen zusammen (Abb. 7.1). Mit einem hydrodynamischen Modul, das aus zwei interaktiv gekoppelten hydrodynamischen Modellen mit jeweils unterschiedlicher Auflösung besteht, werden täglich Wasserstand, Strömungen, Temperatur, Salzgehalt und – soweit vorhanden – Eisbedeckung berechnet. Es handelt sich dabei um ein dreidimensionales, baroklines Modell (BSHcmod) mit einer horizontalen Auflösung von etwa 900 m in der Deutschen Bucht (Küstenmodell) mit beidseitiger Kopplung an ein ebenfalls dreidimensionales, baroklines Modell der Nord- und Ostsee (Nordseemodell) mit einem horizontalen Gitterabstand von etwa 5 km (Dick und Kleine, 2006; Dick et al., 2001). Für das Betreiben des Zirkulationsmodells werden die mit einem Atmosphärenmodell GME/LME vom Deutschen Wetterdienst (Majewski et al., 2004; Schulz und Schättler, 2005) prognostizierten meteorologischen Verhältnisse über der Nord- und Ostsee zugrunde gelegt. Dabei werden Prognosedaten zu Windrichtung und Windgeschwindigkeit, Luftdruck und Temperatur, spezifischer Feuchte und Bewölkung verwendet. Zusätzlich gehen modellierte Seegangs- und Tidedaten sowie die aktuellen Frischwassereinträge großer Flüsse ein. Die vom operationellen Zirkulationsmodell berechneten Vorhersagen reichen 84 Stunden in die Zukunft. Die Ergebnisse des Strömungsmodells sind die Basis für die Ausbreitungsmodelle, die ebenfalls wichtige Komponenten des Modellsystems darstellen.

Im BSH stehen für unterschiedliche Anwendungen zwei Modelle zur Verfügung, die auf den Strömungsvorhersagen des Operationellen Zirkulationsmodells basieren und als Langrange'sches bzw. Euler'sches Transportmodell formuliert sind (BSHdmod.L und BSHdmod.E). Das Langrange'sche Drift- und Ausbreitungsmodell des BSH (Dick und Soetje, 1990) wird in Seenotfällen und zur Unterstützung der Küstenwache bei aktuellen Meeresverschmutzungen eingesetzt. Mit dem Modell können Driftprognosen für schwimmende Personen und Gegenstände sowie Ausbreitungrechnungen für Öl und wasserlösliche Chemikalien durchgeführt werden. Bei Havarien auf See können dadurch unverzüglich Prognosen über die Verdriftung von Öl oder anderen Schadstoffen zur Verfügung gestellt werden. Das Euler'sche Ausbreitungsmodell simuliert dagegen die zeitliche Entwicklung von Konzentrationsverteilungen. Der im Modell verwendete Transportalgorithmus ermöglicht die Darstellung starker Konzentrationsunterschiede. Ursprünglich wurde das Euler'sche Ausbreitungsmodell für Untersuchungen zur Ausbreitung von wasserlöslichen Substanzen und zur

Wasserqualität der Nord- und Ostsee entwickelt (Müller-Navarra et al., 1999; Nies et al., 2003). Später wurde es um Modellkomponenten zur Berechnung der Ausbreitung von Schwebstoffen ergänzt (Gayer et al., 2006; Gayer et al., 2004). Ein weiteres Modell, das Staumodell (BSHsmod), wird am BSH speziell für die Wasserstandsvorhersage und den Sturmflutdienst betrieben. Hierbei handelt es sich um ein zweidimensionales barotropes Nordseemodell mit einer horizontalen Auflösung von etwa 5 km.

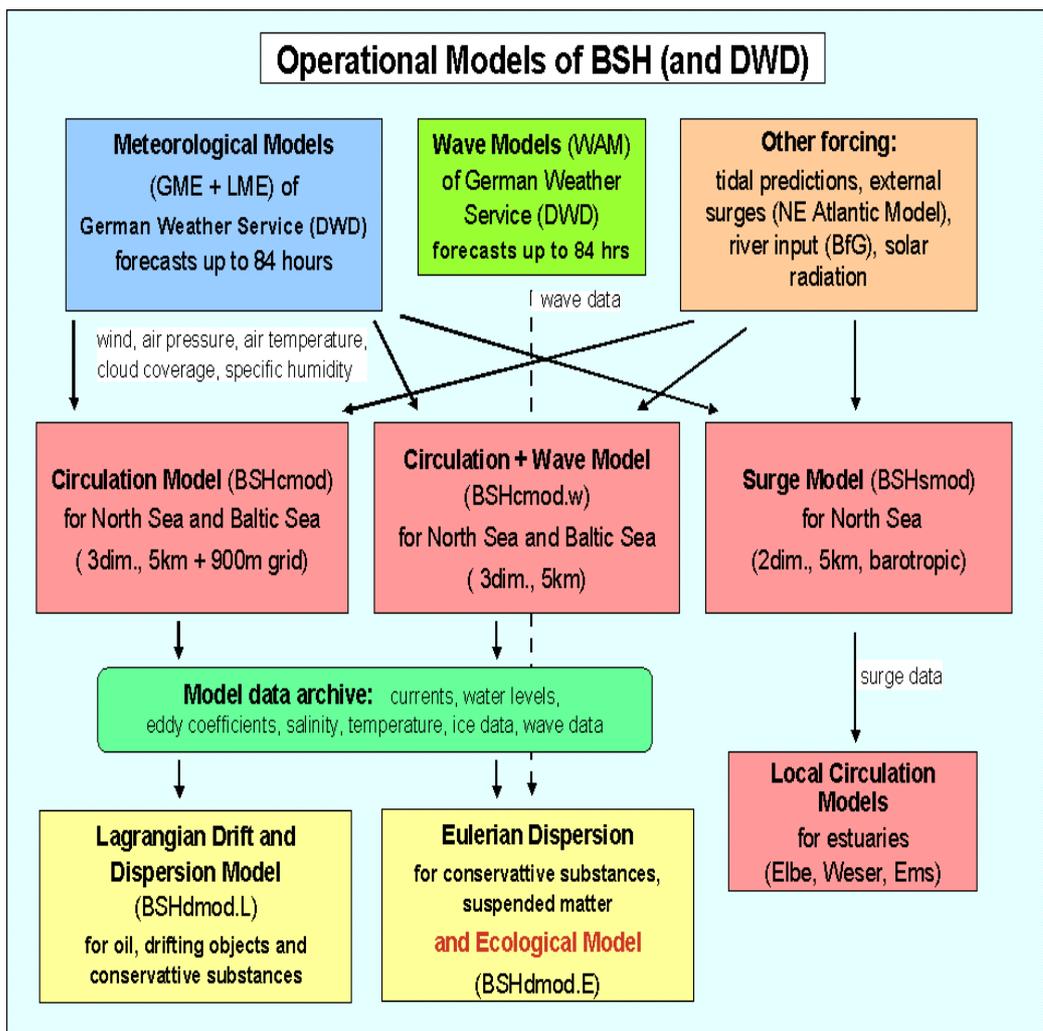


Abb. 7.1: Modellsystem im Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie (BSH).

Nach der Erweiterung des Ökosystem-Modells ECOHAM2 um die Zustandsvariable Sauerstoff und die Durchführung der umfangreichen Tests am Institut für Meereskunde wurde eine Kopplung zwischen dem ECOHAM2-Modell und dem Ausbreitungsmodell BSHdmod.E des BSH vorgenommen. Zukünftig ist der operationelle Betrieb eines

Ökosystem-Modells vorgesehen, welches durch hydrodynamische Daten des Zirkulationsmodells mit 5 km Gitterauflösung angetrieben wird. Für die Tests wurde das aktuelle Jahr 2006 gewählt und simuliert. Die ersten Ergebnisse aus dem gekoppelten Modelllauf werden in diesem Abschnitt dargestellt und mit den vorhandenen Messungen verglichen.

Obwohl das Modellgebiet die Nord- und Ostsee einschließt, beschränkt sich die Auswertung der Modellergebnisse auf die Nordsee, da das ECOHAM2-Modell speziell zum Beschreiben der Wechselwirkungen zwischen biologischen, chemischen und physikalischen Zustandsgrößen im Ökosystem der Nordsee entwickelt wurde. Bei den ersten Simulationen für den Betrieb am BSH geht es in erster Linie darum, die Funktionsweise des ökologischen Modells in einem anderen physikalischen und numerischen Umfeld zu überprüfen. Dabei wird getestet, ob die für die Nordsee getroffenen Annahmen sowie die zeitliche Entwicklung der bereits getesteten neuen Modellkomponenten wieder erfasst werden. Bezüglich der Ostsee soll an dieser Stelle kurz erwähnt werden, dass ECOHAM2 noch Modifikationen und Erweiterungen unterzogen werden muss, um das Ökosystem der Ostsee gut abbilden zu können, da die Ökosysteme beider Meeresgebiete (u.a. aufgrund der dort herrschenden verschiedenen hydrodynamischen Bedingungen) sehr unterschiedlich sind. Eine Besonderheit der Ostsee ist das Vorkommen von Cyanobakterien, auch Blaualgen genannt. Da Cyanobakterien Stickstoff fixieren und so zum Nährstoffeintrag in die Ostsee beitragen, ist es besonders wichtig den Prozess der Stickstofffixierung in den Stickstoffkreislauf mit einzubeziehen.

Modellgebiet und Antriebe

Das im Ausbreitungsmodell berücksichtigte Seegebiet erstreckt sich in West-Ost-Richtung von 4°02' W bis 30°22' O und in Süd-Nord-Richtung von 48°34' bis 65°52' N und umfasst somit, im Gegensatz zum Modellgitter nach Pohlmann (1991) (s. Kapitel 3.2), zusätzlich die Ostsee (Abb. 7.2). Die Gitterabstände betragen 3' in meridionaler und 5' in longitudinaler Richtung, d. h. ca. 5 km. Das Modellgitter umfasst 347 x 414 Gitterpunkte. Für die Vertikale wird ein z-Koordinatensystem verwendet, bei dem die Wassersäule durch 11 Schichten aufgelöst wird, deren untere Begrenzungen bei 5, 10, 15, 20, 30, 50, 100, 200, 400, 1000 m liegen. Die Oberflächenschicht beträgt nur im ungestörten Fall genau 5 m, sonst ist ihre Dicke räumlich und zeitlich variabel. Außerdem besitzt BSHdmod.E eine Bodenschicht, deren Dicke maximal 4 m beträgt. Die zeitliche Diskretisierung erfolgt mit einem Zeitschritt von 900 Sekunden. Die für die Simulation des Jahres 2006 benötigten Datensätze sind in Tabelle 7.3 zusammengefasst. Die hydrodynamischen Daten wurden mit dem Zirkulationsmodell BSHcmod berechnet. Der physikalische Antrieb erfolgte durch die zeit- und tiefen-

abhängigen vertikalen und horizontalen turbulenten Austauschkoeffizienten [$m^2 \cdot s^{-1}$], die Strömungskomponenten [$m \cdot s^{-1}$], die Wasserstände [m], den Salzgehalt [PSU] und die Temperatur [$^{\circ}C$]. Alle hydrodynamischen Daten, außer den zeitlich variierenden 2D-Wasserständen, standen als 15-minütige Mittelwerte für jede feuchte Gitterzelle zur Verfügung. Die zum Antrieb benötigten meteorologischen Felder entstammen dem Atmosphärenmodell GME/LME vom DWD in Offenbach.

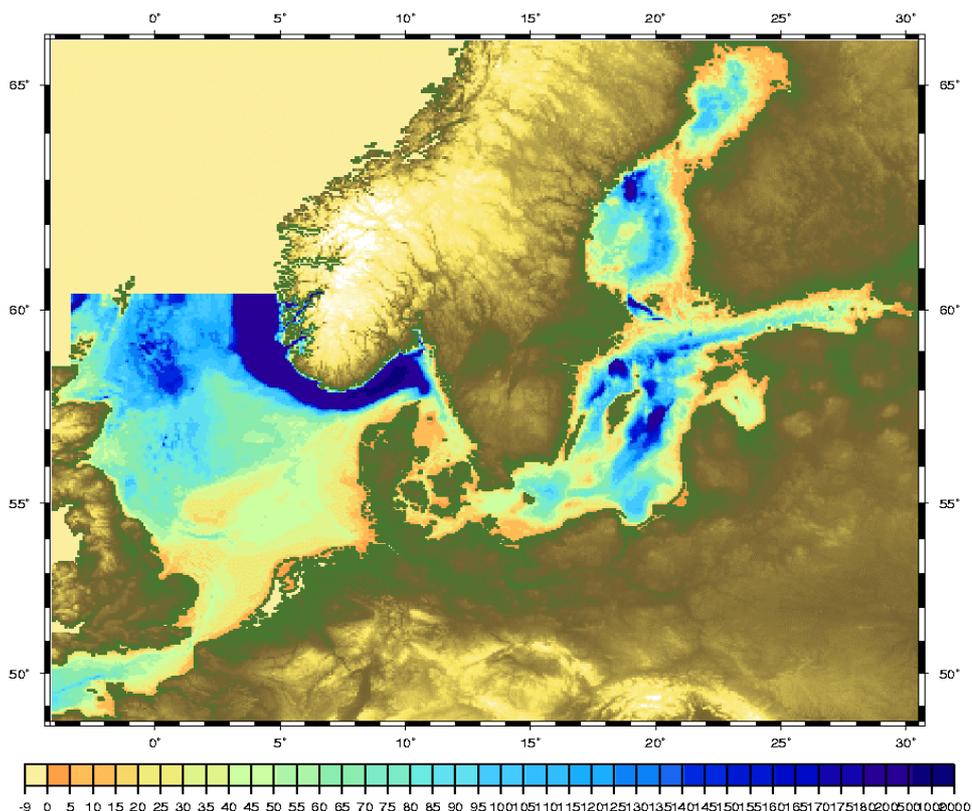


Abb. 7.2: Modellgebiet des Euler'schen Transportmodells des BSH (BSHmod.E). Auflösung 5 km. Dargestellt sind die Wassertiefen. Datenquelle: DHI³⁸, BSH, IOW³⁹, BODC⁴⁰(UK), BAW⁴¹, ALR⁴² Husum, RDANH⁴³, ETOPO2⁴⁴.

³⁸ Danish Hydraulic Institute

³⁹ Institut für Ostseeforschung Warnemünde

⁴⁰ British Oceanographic Data Centre

⁴¹ Bundesamt für Wasserbau

⁴² Amt für ländliche Räume Husum

⁴³ Royal Danish Administration of Navigation and Hydrography

⁴⁴ 2 Min Gridded Earth Topography Data

Obwohl das erweiterte Transportmodell des BSH ermöglicht, die vertikale und horizontale SPM- Verteilung von drei typischen Fraktionen in Abhängigkeit von der Seegangs- und Strömungsdynamik zu berechnen, wurde für die Simulationen mit der um biologische Komponenten erweiterten Modellversion eine klimatologische Schwebstoffverteilung verwendet (s. Tabelle 3.1). Für die gesamte Ostsee wurde die Schwebstoffverteilung sowie die Trübung als konstant angenommen. Da für das Jahr 2006 Flusseinträge weder für die Nord- noch für die Ostsee aufbereitet sind, wurden für die Simulationen die Nährstoffeinträge von Nitrat und Ammonium sowie die Einträge von gelöstem anorganischen Kohlenstoff in die Nordsee für das Jahr 2000 übernommen (s. Tabelle 3.4). Für die Nährstoffeinträge in die Ostsee jedoch wurden einheitlich für alle großen Flüsse der Ostsee die Mengen an Nährstoffen angenommen, die die norwegischen Flüsse im Jahr 2000 in die Nordsee eingetragen haben. Durch diese Annahme ist mit von der Realität abweichenden Nährstoffeinträgen in die Ostsee zu rechnen. Die Anfangs- und Randwerte für DIC und NO_3^- wurden aus Beobachtungsdaten abgeleitet und sind in Tabelle 3.3 auf Seite 37 zusammengefasst. Die Belegung der Randwerte am Skagerrak ist aufgrund der Erweiterung des Gebietes entfallen. Aufgrund dieser Entscheidungen, die bezüglich der Ostsee getroffen wurden, ist mit einer gewissen Verfälschung der Simulationsergebnissen im nordöstlichen Bereich der Nordsee zu rechnen. Allerdings beschränkt sich der Einfluss der Ostsee auf die nordöstliche Nordsee und hat somit keine Bedeutung für die Sauerstoffdynamik in der anderen Gebieten der Nordsee.

Forcing	Jahr	Quelle
Strömungen, Austausch	2006	BSHcmod (Dick und Kleine, 2006; Dick et al., 2001)
Wasserstand	2006	BSHcmod (Dick und Kleine, 2006; Dick et al., 2001)
Wassertemperatur; Salzgehalt	2006	BSHcmod (Dick und Kleine, 2006; Dick et al., 2001)
Solare Einstrahlung; Wind	2006	GME/LME (Majewski et al., 2004)

Tabelle 7.3: Datensätze, mit denen die gekoppelte Modellversion BSHdmod.E+ECOHAM2 angetrieben wurde. Angegeben sind jeweils das Jahr und die Datenquelle.

Sommer 2006

Abb. 7.3 zeigt die berechnete Horizontalverteilung der Nitratkonzentration im Oberflächenwasser für den 20. August 2006. Aus der Abb. 7.3 sind kaum große regionale Unterschiede in der Verteilung dieses Nährstoffs ersichtlich. Der Jahreszeit entsprechend war das Nitrat in der Oberflächenschicht durch das Phytoplankton fast

komplett aufgezehrt. Die Konzentrationen lagen fast überall weitgehend unter $0.2 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$. Nur im Westen ist ein Anstieg der Konzentration bis auf $2 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ zu sehen. Diese Zunahme der Nitratgehalte hängt mit dem Einfluss des Atlantiks auf die Nordsee zusammen. Der Einstrom des nährstoffreichen atlantischen Wassers sorgte für durchweg gute bis sehr gute Nährstoffbedingungen für die Phytoplankter in diesem Bereich der Nordsee. In den Flussmündungsbereichen von Elbe, Weser und Rhein erreicht die modellierte Nitratkonzentration allerdings Werte von bis zu $20 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$. Man erkennt außerdem starke Konzentrationsgradienten, die von den Flussmündungen zur offenen See hin gerichtet sind. Höhere Nitratkonzentrationen sind in diesen flachen Regionen dadurch zu erklären, dass die Nährstoffe über die Flüsse in die küstennahen Gewässer eingetragen werden.

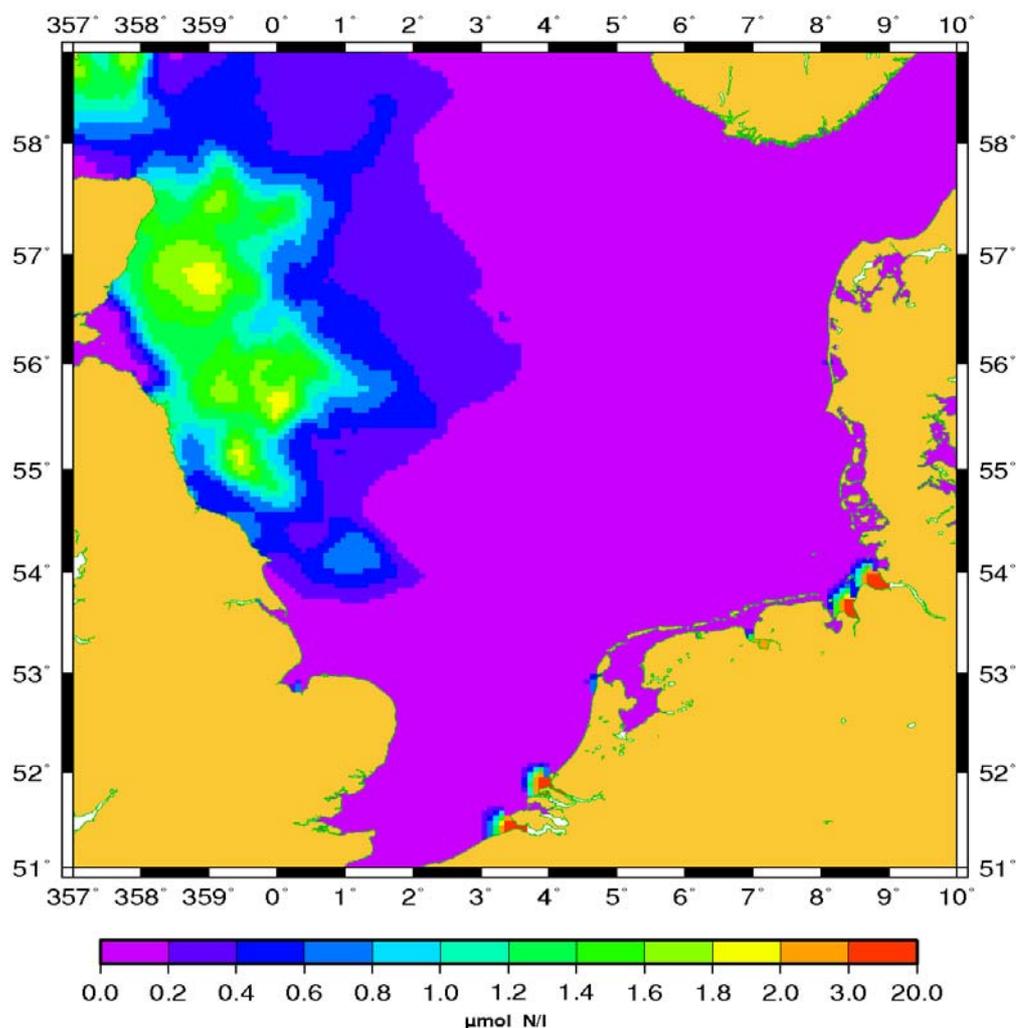


Abb. 7.3: Simulierte Nitratkonzentration [$\mu\text{mol N}\cdot\text{l}^{-1}$] in der Oberflächenschicht der Nordsee am 20.08.2006 um 00:00 UTC.

Als Folge der Nährstofflimitierung waren die Chlorophyllkonzentrationen für den Simulationstag relativ gering (Abb. 7.4). In der schon großteils, der Jahreszeit entsprechend, nährstoffarmen Deckschicht waren die Chlorophyllkonzentrationen in der zentralen Nordsee unter $0.6 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ gesunken. Zusätzlich zeigt sich ein Gebiet geringer Konzentration vor der norwegischen Küste. Hier lagen die Konzentrationen teilweise sogar unter $0.2 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$. Im nährstoffreichen flachen Küstenwasser, wo Nährstoffe aus dem Sediment oder aus Flüssen eingetragen werden, sowie im Bereich des nördlichen Einstroms wurden Konzentrationen bis über $6.0 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ simuliert. Auch im Bereich der flachen südlichen Nordsee wurden erhöhte Chlorophyllwerte simuliert, die auf eine erhöhte Produktivität der Phytoplankter hinweisen. Vor der niederländischen Küste und in der Elbmündung wurden infolge der hohen Stickstoffeinträge Maxima von bis zu $8 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ errechnet.

Auch im Sommer 2006 wurde mit FS Gauss (Reise #463 a: 2.8.-20.8.2006) eine flächendeckende Gesamtaufnahme der Nordsee durchgeführt und ein umfangreicher Datensatz gewonnen. Dieser enthält u.a. Messwerte zu Chlorophyll-a und zu gelöstem Sauerstoff. Geographische Verteilungen dieser Variablen sind in Abb. 7.5 und Abb. 7.7 wiedergegeben.

In der zentralen Nordsee sind die gemessenen Chlorophyllkonzentrationen in der Zeitspanne 2.-20.8.2006 deutlich geringer als in anderen Teilen der Nordsee. Im Küstenbereich sowie in der westlichen Nordsee blieben jedoch die gemessenen Konzentrationen nach der Frühjahresblüte auch im Sommer auf erhöhtem Niveau. Maximale Konzentrationen wurden vor der niederländischen Küste mit Werten von über $6.5 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ registriert.

Eine Gegenüberstellung von Modellsimulation und Daten zeigt, dass die simulierten Chlorophyll-Konzentrationen in der Spanne der Messdaten liegen. Die regionale Konzentrationsverteilung ähnelt der der Beobachtungen. Die Zone mit besonders geringen Produktionsraten in der zentralen Nordsee konnte vom Modell gut reproduziert werden. Die Lage sowie die Ausdehnung der Produktionszone im gesamten Küstenbereich sowie in der westlichen Nordsee werden ebenfalls gut vom Modell wiedergegeben. Das Maximum der simulierten Chlorophyllgehalte in der westlichen Nordsee liegt allerdings im Vergleich zu den Messungen weiter südlicher. Dabei muss berücksichtigt werden, dass sich die Beobachtungen über den Zeitraum von drei Wochen erstreckten. Das Simulationsergebnis jedoch ist nur für einen bestimmten Tag dargestellt.

Obwohl das Modell das beobachtete Muster der Chlorophyllverteilung im August 2006 insgesamt gut widerspiegelt, sind dennoch Abweichungen zwischen Simulation und Messung zu sehen. Dies gilt insbesondere für die nordöstliche Nordsee, wie der Vergleich mit dem Verteilungsmuster der gemessenen Chlorophyllgehalte belegt. So sind in den Daten beispielsweise erhöhte Chlorophyllkonzentrationen im Bereich der Norwegischen Rinne zu erkennen, die vom Modell nicht entsprechend wiedergegeben werden.

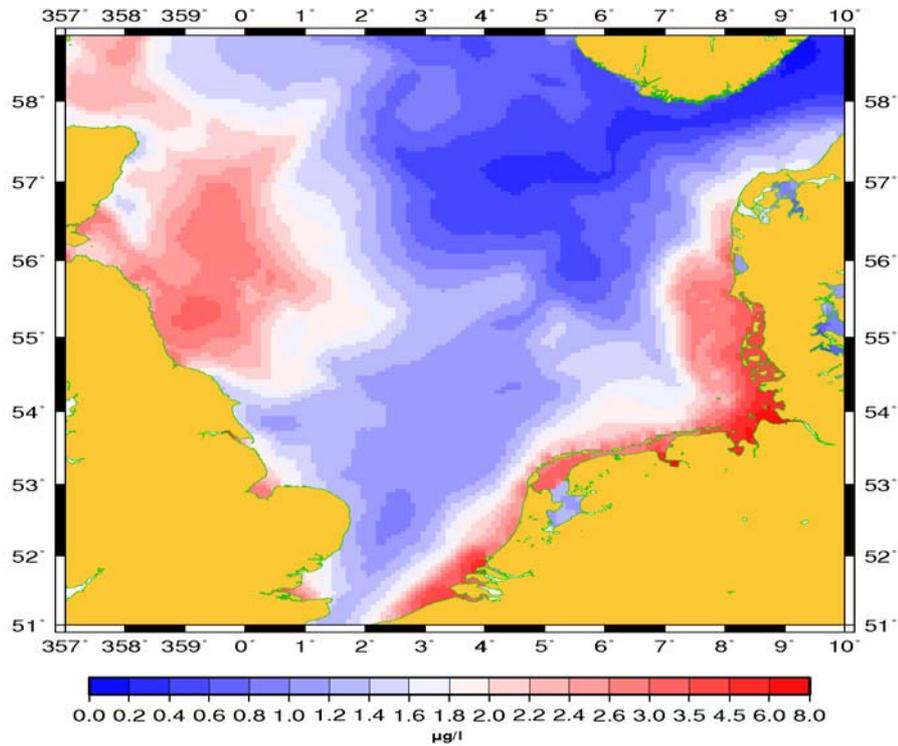


Abb. 7.4: Simulierte Chlorophyll-a-Konzentration [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] in der Oberflächenschicht der Nordsee am 20.08.2006 um 00:00 UTC

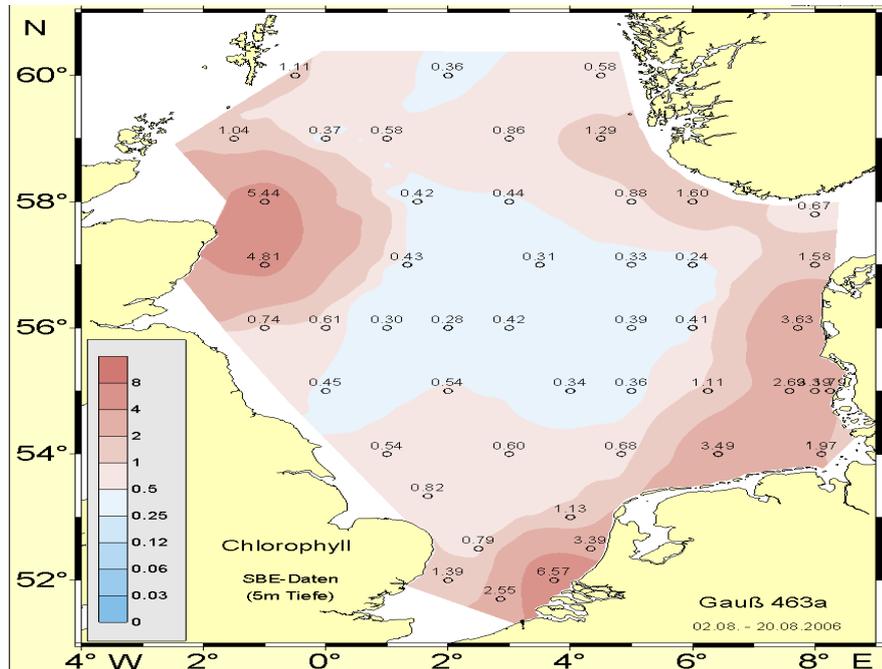


Abb. 7.5: Gemessene Chlorophyll-a-Konzentration [$\mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$] im Oberflächenwasser der Nordsee im August 2006 (FS Gauss, Reise #463 a); \log_2 -Farbskala beachten. Quelle: persönliche Mitteilung von Dr. S. Weigelt-Krenz (BSH).

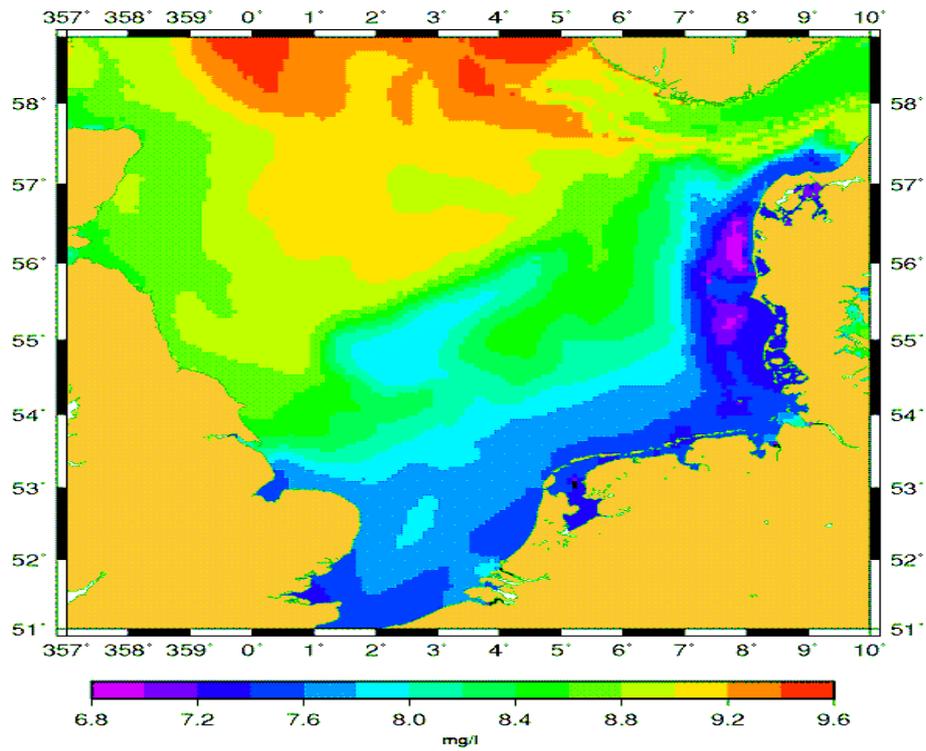


Abb. 7.6: Simulierte Sauerstoffkonzentrationen [$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$] in der Bodenschicht am 07.08.2006 um 00:00 UTC

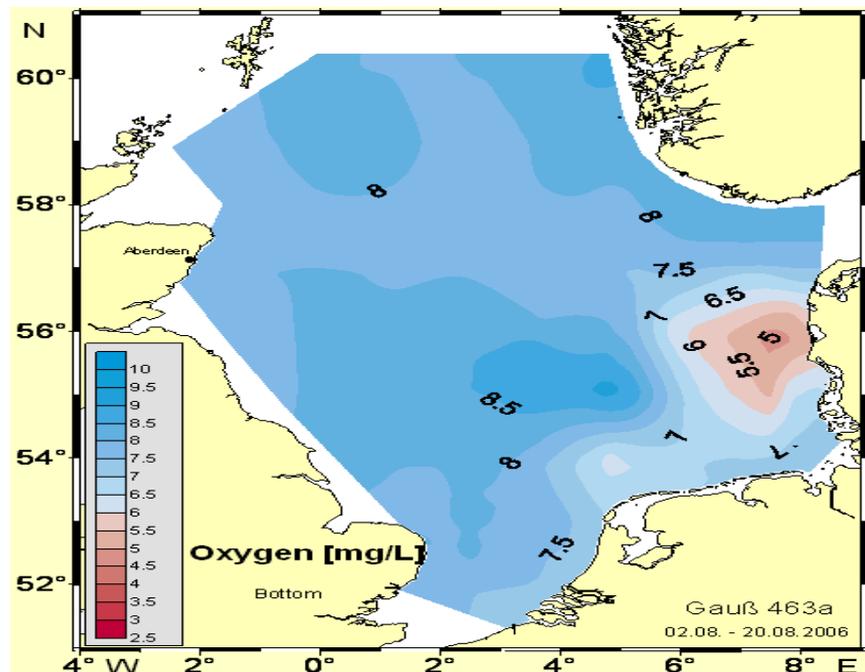


Abb. 7.7: Gemessene Sauerstoffkonzentrationen [$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$] der Nordsee, aufgenommen mit einer CTD-Sonde in Bodennähe während der FS Gauss Fahrt Nr.: 463a (2.-20.8.2006). Quelle: persönliche Mitteilung von Dr. S. Weigelt-Krenz (BSH).

Während die Messungen hier Chlorophyllwerte bis zu $2 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ aufweisen, erreichen die berechneten Konzentrationen nur Werte von maximal $1 \mu\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$. Abweichungen resultieren u.a. aus dem Umstand, dass hier der Einfluss der Ostsee (die hier für den Eintrag von Nährstoffen sorgt) auf den nordwestlichen Teil der Nordsee besonders stark ist. Der Nettotransport an Nährstoffen könnte ein Defizit aufweisen, das sich in den zu niedrigen Chl-Konzentrationen niederschlug.

Abb. 7.6 zeigt die berechnete Horizontalverteilung der bodennahen O_2 -Konzentration für den 7. August 2006. Ihr ist zu entnehmen, dass die nördliche, westliche und zentrale Nordsee gut mit Sauerstoff versorgt war. Die Simulationen zeigen Sauerstoffgehalte, die in diesen Meeresgebieten am ausgesuchten Tag zwischen 7.8 und $9.6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ lagen. In der östlichen und südlichen Nordsee dagegen sanken die bodennahen O_2 -Konzentrationen unter $7.6 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Noch niedrigere Konzentrationen mit Werten von unter $7 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ wurden jedoch vor der dänischen Küste simuliert.

Im Vergleich zum Jahr 2000 (Abb. 6.12 a) kommt es also in der Zeit der Schichtung 2006 im Bodenwasser der östlichen Nordsee, vor allem in den flachen Gewässern vor der dänischen Küste, zu stärkerem Verbrauch von Sauerstoff.

In der Abb. 7.7 ist das Verteilungsmuster des Sauerstoffs im Bodenwasser der Nordsee, aufgenommen während der Monitoringfahrt (2.8.-20.8.2006), dargestellt. Die gemessenen Sauerstoffkonzentrationen lagen in weiten Teilen des Meeresgebietes zwischen 7.5 und $8.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$. Dies entspricht bei der gemessenen Bodentemperatur (Abb. 7.8) und dem gemessenen Salzgehalt (Abb. 7.9) in der nördlichen und zentralen Nordsee einem Sättigungsgrad von 80-90 %. Nur östlich der Doggerbank stiegen die Konzentrationen bis auf $9 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ an. Das küstennahe Wasser unmittelbar vor der deutschen Küste war mit Sauerstoff gesättigt. In der südlichen Nordsee wurden Sättigungswerte bis zu 106 % festgestellt. Somit lagen die Sauerstoffkonzentrationen grundsätzlich in einem für diese Jahreszeit hohen Bereich. Die Ausnahme bildete das Gebiet westlich Jüdlands. Dort wurden Werte unter $5.5 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ (ca. 60 % der Sättigung bei einer Bodentemperatur von $11 \text{ }^\circ\text{C}$) gemessen. Bereits bei dieser Konzentration wird der Stoffwechsel und das Wachstum benthischer Organismen beeinträchtigt.

Ein Vergleich der Modellergebnisse mit den Beobachtungen zeigt, dass die Lage der sauerstoffarmen Zone gut mit den Messungen übereinstimmt. Auch die Größenordnung der Sauerstoffkonzentrationen der geschichteten nördlichen und zentralen Nordsee wird vom Modell relativ gut getroffen. Allerdings sind in den Daten niedrige Sauerstoffgehalte zu erkennen, die durch das Modell nicht in der gleichen Größenordnung wiedergegeben werden. Die Modellergebnisse sind um bis zu $1.3 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ erhöht gegenüber der Beobachtungen. Dies kann u.a. auf verfälschte Nährstoffeinträge im Beobachtungsjahr zurückzuführen sein. Insgesamt zeigen die Simulationen jedoch, dass die gekoppelte Modellversion BSHdmod.E+ECOHAM2 in der Lage ist, die regionalen Strukturen der Phytoplankton- bzw. Sauerstoffdynamik in der Nordsee zu reproduzieren.

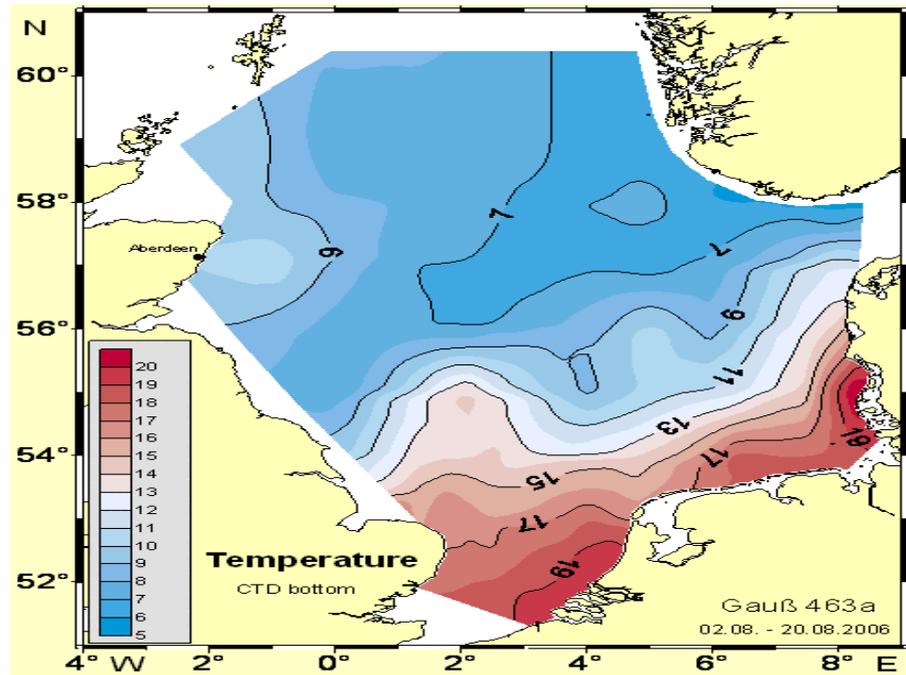


Abb. 7.8: Wassertemperaturen in der Nordsee, aufgenommen mit einer CTD-Sonde in Bodennähe während der FS Gauss Fahrt 463a (2.-20.8.2006)

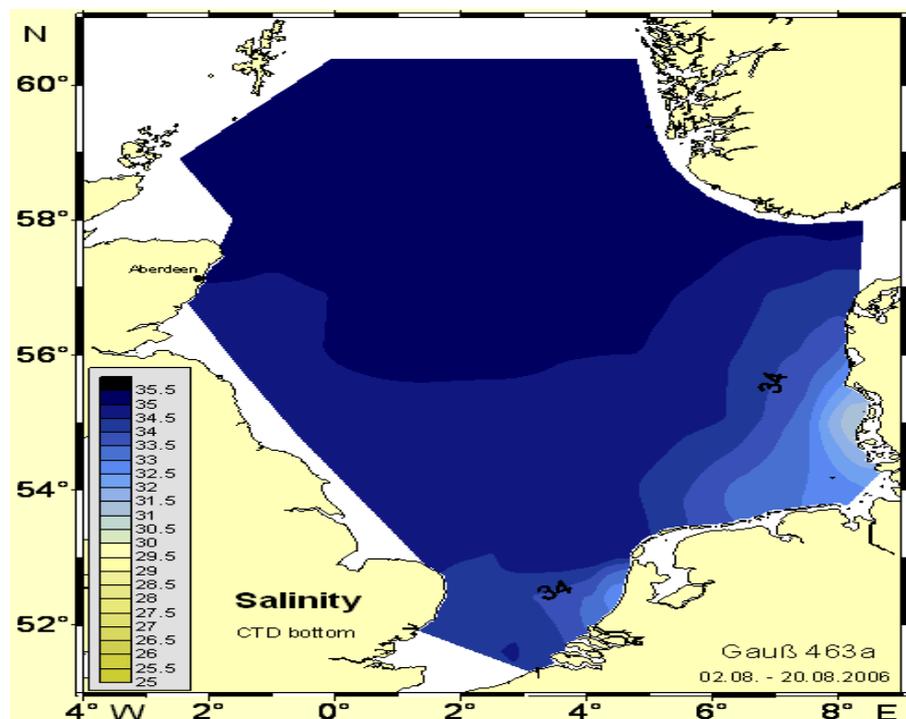


Abb. 7.9: Salzgehalte in der Nordsee, aufgenommen mit einer CTD-Sonde in Bodennähe während der FS Gauss Fahrt 463a (2.-20.8.2006).

8 Zusammenfassung und abschließende Betrachtungen

Ausgangspunkt und Motivation für diese Arbeit war die Fragestellung nach der Untersuchung und Quantifizierung der regionalen und zeitlichen Variabilität von Sauerstoff in der Nordsee, da solche systematischen Studien zur Sauerstoffdynamik in der Nordsee noch nicht existieren. Im Einzelnen ging es in dieser Arbeit darum, Charakteristika im Jahresgang des Sauerstoffs herauszustellen und diese sowohl auf der Grundlage physikalischer und biologischer Zusammenhänge zwischen dem Sauerstoff und den anderen Zustandsgrößen des Ökosystems, als auch als Folge atmosphärischer und ozeanographischer Antriebsmechanismen zu erklären.

Basis für die Modellsimulationen bildete das Ökosystemmodell „ECOLOGICAL MODEL, HAMBURG (ECOHAM2)“ vom IfM Hamburg, das mit 16 Zustandsvariablen den Kohlenstoff- und Stickstoffkreislauf für das Nordseeökosystem beschreibt. Dieses Modell wurde um den Sauerstoffkreislauf erweitert, womit eine weitere Zustandsvariable zu den vorhandenen 16 Variablen hinzugefügt wurde. Simulationen wurden für die Jahre 1995 und 2000 durchgeführt. Nach dem Einbau und Test neuer Modellkomponenten in das Ökosystem-Modell ECOHAM2 am Institut für Meereskunde wurde eine Kopplung zwischen dem ECOHAM2-Modell und dem Ausbreitungsmodell BSHdmod.E am BSH vorgenommen. Mit dieser Modellversion erfolgte eine Simulation auch für das Jahr 2006. Die Implementierung des Sauerstoffs und die notwendigen Parametrisierungen wurden im entsprechenden Kapitel ausführlich dargestellt. Die Validation des Modells erfolgte durch Vergleiche lokaler Vertikalprofile, regionaler Verteilungen und simulierter Jahresgänge von Sauerstoff mit den vorhandenen Messdaten aus der Datenbank des DOD für die betrachteten Jahre.

Zunächst erfolgten Untersuchungen zum Sauerstoffaustausch zwischen Wasser und Atmosphäre. Als Grundlage dieser Analyse dienten die Modellergebnisse, die unter Verwendung verschiedener Parametrisierungen der Transfergeschwindigkeit erzielt wurden. Die Untersuchungen haben gezeigt, dass die unterschiedlichen Transfergeschwindigkeiten sich direkt auf den Sauerstoff-Sättigungsgrad der Oberflächenschicht auswirken. Besonders ist dies in der Zeit erhöhter Produktivität der Fall. Je kleiner die Transfergeschwindigkeit ist, desto langsamer stellt sich das Gleichgewicht der Sauerstoffkonzentration in der Oberflächenschicht mit der Atmosphäre her. Weiterhin konnte gezeigt werden, dass die Abnahme der gemessenen Sauerstoffkonzentration an der Oberfläche, die als Folge der sommerlichen Erwärmung des Wassers eintritt, durch alle unterschiedlich parametrisierten Transfergeschwindigkeiten gut simuliert werden konnte. Aufgrund des Mangels an

Vergleichsdaten konnte allerdings keine eindeutige Aussage getroffen werden, welche Parametrisierung der Transfergeschwindigkeit für das Jahr 2000 am besten mit den Beobachtungen übereinstimmende Konzentrationen liefert.

Das Modell spiegelt die folgenden aus Beobachtungen und Messungen wohlbekannten Tatsachen wieder. Die aktuelle Sauerstoffkonzentration eines Gewässers wird durch das Zusammenspiel zahlreicher physikalischer, chemischer und biologischer Prozesse gesteuert. Die Variation des Sauerstoffgehaltes wird wesentlich durch den Jahresgang der Temperatur und die jahreszeitlich unterschiedlich stark ausgeprägte Intensität von Produktions- und Zehrungsprozessen verursacht. Daneben spielen hydrodynamische Prozesse, wie Advektion und insbesondere vertikale Durchmischung, eine Rolle. In der Regel ist das Oberflächenwasser der Nordsee gut mit Sauerstoff versorgt, da in der Oberflächenschicht Sauerstoff durch Photosynthese erzeugt bzw. im Falle von Untersättigung aus der Atmosphäre eingetragen wird. In den Wintermonaten liegen die Sauerstoffkonzentrationen leicht unterhalb der Sättigung, während der Produktionszeit dagegen ist das Oberflächenwasser sogar O₂-übersättigt. Wesentlich problematischer kann die Sauerstoffsituation in den tieferen Wasserschichten sein. Im Sommer sind große Bereiche der Nordsee durch die Ausbildung einer thermischen Schichtung charakterisiert, die den vertikalen Transport von Sauerstoff weitgehend verhindert. Unterhalb der Thermokline überwiegen aufgrund der beträchtlichen Mengen abbaubarer organischer Substanz sauerstoffverbrauchende Prozesse, so dass es zu einer deutlichen Abnahme des Sauerstoffs kommt. Flachwasserbereiche mit einer Tiefe unter 25 m, wie zum Beispiel küstennahe Bereiche, Teile der Doggerbank oder Gebiete mit starken Gezeitenströmungen, sind auch im Frühjahr und Sommer nicht geschichtet, da sie ständig turbulent durchmischt werden. Sie sind daher von der Problematik des Sauerstoffmangels im Bodenwasser nicht betroffen.

Vertiefte Auswertungen haben gezeigt, dass der Sauerstoffgehalt über dem Sediment nicht nur von der Größe der Primärproduktion abhängig ist, sondern auch von der Wegstrecke, die den Destruenten für den Abbau der oberflächennah produzierten organischen Substanz zur Verfügung steht, d. h. von der Wassertiefe. Tiefe Gebiete in der nördlichen Nordsee besitzen ein großes Sauerstoffreservoir. Dieses reicht aus, die aus der euphotischen Zone stammende organische Substanz abzubauen, ohne für die Lebewesen kritische Sauerstoffdefizite zu erzeugen.

Ein Vergleich des Sauerstoffhaushalts ausgewählter Gebiete zeigte weiterhin, dass die Umsatzraten einzelner Prozesse, die zu Produktion bzw. Verbrauch von Sauerstoff beitragen, zeitlich und räumlich variabel sind. Den Modellergebnissen zufolge sind die biologisch-chemischen Umsätze von Sauerstoff in der nördlichen und zentralen Nordsee bei weitem nicht so groß wie im Küstenbereich. Dies ist vor allem auf die stärkere Nährstoffzufuhr in die flachen Küstenbereiche zurückzuführen. Der Einfluss der Wassertiefe kommt darüber hinaus auch dadurch zum Ausdruck, dass aufgrund der geringen Wassertiefe ständig wind- und gezeitenbedingte Durchmischung der gesamten Wassersäule herrscht. Sie sorgt dafür, dass die Nährstoffe, die am Boden remineralisiert

werden, schneller in die Oberflächenschicht gelangen und so für stärkere Algenproduktion sorgen. Trotzdem sind die Netto-Umsatzraten (Produktion minus Verbrauch) kleiner als die der geschichteten Gebiete. Diese geringen Umsatzraten entstehen dadurch, dass die entgegengesetzt wirkenden Prozesse, die in die Sauerstoffbilanz eingehen, nahezu gleich groß sind und im Jahresgang keine Phasenverschiebung zwischen O_2 -Verbrauch und O_2 -Erzeugung auftritt. Ausgeprägte Änderungen eines Prozesses können somit durch die regulierende Wirkung der anderen Prozesse ausgeglichen werden, was für die tieferen Bereiche der Nordsee aufgrund der Schichtung und der großen Wassertiefe deutlich erschwert ist. Für die vertikale Differenzierung der Sauerstoffkonzentration ist daher die Dominanz einzelner Prozesse, die für die Sauerstoffproduktion bzw. den Sauerstoffverbrauch sorgen, die Wassertiefe sowie die Dauer und Stärke der Diffusionsbarriere von entscheidender Bedeutung. Besonders niedrige Werte finden sich im Bodenwasser der östlichen Nordsee – mit kleinräumiger Variabilität – im Spätsommer, wo die Voraussetzungen für eine mangelhafte Sauerstoffversorgung des Bodenwassers (hohe Primärproduktion, stabile sommerliche Schichtung) zu dieser Zeit erfüllt sind.

Zur Überprüfung der Modellrechnungen standen nur sehr wenige Daten zur Verfügung, so dass der Jahresgang schlecht abgebildet ist. Diese lagen allerdings für den Monat August vor, welcher als kritisch in Bezug auf die Sauerstoffversorgung des Bodenwassers gilt. Aufgrund der fortschreitenden Sauerstoffzehrung in Bodennähe und der Unterbrechung der Sauerstoffzufuhr in die tieferen Wasserschichten infolge thermischer Schichtung sind zu dieser Zeit große Bereiche der Nordsee potentiell vom Sauerstoffmangel in der Bodenschicht betroffen. Zum Vergleich wurden sowohl lokale Sauerstoffprofile als auch die regionale Verteilung aus Beobachtungsdaten des DOD herangezogen. Der Vergleich der Modellergebnisse mit Messungen ergab, dass die Vertikalprofile der Sauerstoffgehalte die thermische Schichtung widerspiegeln. Gute Übereinstimmung zwischen simulierten und gemessenen Temperaturen ist daher eine besonders wichtige Voraussetzung, um eine weitgehende Übereinstimmung der simulierten Sauerstoffkonzentration mit der Realität zu erzielen. Die dargestellten Modellergebnisse zeigten insgesamt eine gute Übereinstimmung zwischen Simulationen und Beobachtungen. Insbesondere die Lage und die Ausdehnung der sauerstoffarmen Zone wurden gut vom Modell erfasst. Generell ist das Ökosystem-Modell ECOHAM2 in der Lage, die lokalen Transformationen von Sauerstoff gut zu reproduzieren.

Für eine quantitativ bessere Übereinstimmung der Simulationsergebnisse mit den Messdaten sollten noch weitere Modellanpassungen vorgenommen werden. Die Schwebstoffkonzentration (SPM, suspended particulate matter) in der oberen Wasserschicht beispielsweise reguliert die Eindringtiefe des Lichtes und ist damit einer der Parameter, der die Primärproduktion der Phytoplankter wesentlich beeinflusst. Im beschriebenen Ökosystem-Modell ECOHAM2 wird eine klimatologische SPM-Verteilung berücksichtigt. Sie weist zwar eine zeitliche und regionale Variabilität der Schwebstoffverteilung auf, die SPM-Dynamik wird aber dabei nicht erfasst. Ein Schwebstofftransportmodell ermöglicht es jedoch, die vertikale und horizontale SPM-

Verteilung in Abhängigkeit von der Seegangs- und Strömungsdynamik zu berechnen. Durch eine Kopplung zwischen dem SPM-Modell und ECOHAM2 könnte somit eine realistischere Unterwasserlicht-Verteilung erreicht werden.

Des Weiteren könnte die Berücksichtigung zeitlich möglichst fein aufgelöster atmosphärischer Nährstoff-Einträge – analog zu den Fluss-Einträgen – die Modellergebnisse weiter verbessern.

Einige biologische Abbau- und Verlustprozesse im Modell verlaufen ohne Berücksichtigung der Temperaturabhängigkeit. Im Allgemeinen laufen biologische Prozesse beim Anstieg der Temperatur schneller ab. Die zukünftige Einbeziehung der für die einzelnen Prozesse unterschiedlichen Temperaturabhängigkeiten könnte ebenfalls zur Verbesserung der Modellergebnisse führen.

9 Danksagung

An dieser Stelle danke ich allen, die mich im Laufe des Entstehens dieser Arbeit tatkräftig unterstützt haben.

Prof. Dr. Jan Backhaus, der sich der Betreuung dieser Arbeit angenommen hat, gilt mein herzlicher Dank.

Ganz besonders bedanken möchte ich mich bei Dr. Wilfried Kühn. Ich habe ihn während der Zusammenarbeit als aufrichtigen und ausgeglichenen Menschen schätzen gelernt. Er war auch in schwierigen Zeiten immer für mich da und schaffte es, mich mit wohlgemeinten Ratschlägen wieder aufzubauen. Dank seiner konstruktiven Kritik, seinen Anregungen und seiner permanenten Bereitschaft, die erzielten Ergebnisse zu diskutieren und folglich neue Ideen zu entwickeln, wurde die Anfertigung dieser Arbeit erst ermöglicht. Ich habe viel von ihm gelernt.

Weiter bedanke ich mich bei Dr. Johannes Pätsch. Er hat diese Arbeit mit seinen Ideen und seiner Erfahrung und vielen fruchtbaren Diskussionen immer wieder vorangetrieben und hatte stets ein offenes Ohr für alle anfallenden Probleme.

Des Weiteren möchte ich mich bei Dr. Thomas Pohlmann für die Bereitstellung der hydrodynamischen Datensätze bedanken.

Ganz herzlich möchte ich mich bei Herrn Stephan Dick vom Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie für die intensive Betreuung, wertvolle Beiträge und die bereitwillig gewährte Unterstützung bedanken. Insbesondere danke ich ihm für die Freiheit, die er mir während der Durchführung dieses Projektes gegeben hat. Seine Erfahrung hat mir in vielen Situationen weitergeholfen.

Darüber hinaus möchte ich dem Bibliotheksteam im BSH danken, das mir benötigte Literatur aus allen Ecken der Welt herbeigeschafft hat.

Außerdem gilt mein Dank Frau Dr. Sieglinde Weigelt-Krenz sowie den Herren Dr. Khosro Motamedi, Friedrich Nast und Detlev Machoczek vom BSH für die freundliche Überlassung von Messdaten, ohne die die Arbeit nicht realisierbar gewesen wäre.

Ich möchte mich bei Dr. Hermann Lenhart für die gründliche Durchsicht des Textes und Beantwortung so mancher Fragen bedanken.

Des Weiteren gilt mein Dank allen Mitarbeitern der Abteilung Meereskunde M1, die mich mit Rat und Erfahrung unterstützt haben.

Allen Mitarbeitern der Gruppe „Mathematische Modellierung mariner Ökosysteme“ vom Institut für Meereskunde in Hamburg danke ich für eine schöne Zeit und ein angenehmes Arbeitsklima.

10 Literatur

- Allen, J. I., J. Blackford, J. Holt, R. Proctor, M. Ashworth, J. Siddorn, 2001: A highly spatially resolved ecosystem model for the North West European Continental Shelf, *Sarsia*, **86**, 423-440.
- Alonso, M. and E. J. Finn, 1980: *Fundamental University Physics, Volume 1, Mechanics and Thermodynamics*, Addison-Wesley Publishing Company.
- Arakawa, A. and Lamb, V. R., 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model, *Meth. computat. Phys.*, **16**, 173-263.
- Asher, W. and R. Wanninkhof, 1998 a: The effect of bubble-mediated gas transfer on purposeful dual gaseous-tracer experiments, *J. Geophys. Res.*, **103**, 10555-10560.
- Asher, W., L. M. Karle, B. J. Higgins, P. J. Farley, E. C. Monahan & I. S. Leifer, 1996: The influence of bubble plumes on air-seawater gas transfer velocities, *J. Geophys. Res.*, **101**, 12027-12041.
- Backhaus, J. O., 1985: A three-dimensional model for the simulation of shelf sea dynamics, *Deutsche hydrographische Zeitschrift*, **38(4)**, 165-187.
- Badewien, T. H., 2002: Horizontal und vertikaler Sauerstoffaustausch in der Ostsee. *Meereswissenschaftliche Berichte, Warnemünde*, **53**, 106 pp.
- Baretta, J. W., W. Ebenhöf, P. Ruardij, 1995: The European Regional Seas Ecosystem Model (ERSEM), a complex marine ecosystem model, *Netherland Journal of Sea Research*, **33(3/4)**, 233-246.
- Benson, B. B. and D. Jr. Krause, 1984: The concentration and isotopic fractionation of oxygen dissolved in freshwater and seawater in equilibrium with the atmosphere, *Limnology and Oceanography*, **29**, 620-632.
- Brockhaus GmbH F.A., 1998: *Brockhaus – Die Enzyklopädie*, Bd. **19**, 279.
- Broecker, W. S. and T. -H. Peng, 1982: *Tracer in the sea*, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, Palisades, N. Y.
- Conkright, M. E., R. A. Locarnini, H. E. Garcia, T. D. O'Brien, T. P. Boyer, C. Stephens, J. I. Antonov, 2002: World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses,

- Data Statistics and Figures, CD-ROM Documentation. *National Oceanographic Data Center*, Silver Spring, MD, 17 pp.
- Davies, A. M., 1982: Meteorological-induced circulation on the north-west European continental shelf from a three-dimensional numerical model, *Oceanologica Acta*, **5**, 269-280.
- Deacon E. L., 1977: Gas transfer to and across an air-water interface, *Tellus*, **29**, 363-374.
- Deacon E. L., 1980: Sea-air gas transfer: the wind speed dependence. *Boundary-Layer Meteorology*, **21**, 31-37.
- Delhez, E. and G. Martin, 1992: Preliminary results of 3-D baroclinic numerical models of the mesoscale and macroscale circulations on the northwestern European continental shelf, *J. of marine systems*, **3** (4/5), 423-440.
- Delhez, E. J. M., 1998: Macroscale ecohydrodynamic modelling on the northwest European continental shelf, *J. of Marine Systems*, **16**, 171-190.
- Diaz, R. J. and R. Rosenberg, 1985: Marine benthic hypoxia: A review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna, *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, **33**, 245-303.
- Dick S. and E. Kleine, 2006: The BSH's new Operational Circulation Model using general vertical coordinates, Proc. Of US/EU-Baltic International Symposium, May 23-25, Klaipeda, Lithuania, 9 pp.
- Dick S. and K. S. Soetje, 1990: Ein operationelles Ölausbreitungsmodell für die Deutsche Bucht, *Dt. hydrogr. Z., Erg. H., Reihe A*, **Nr. 16**, 43 pp.
- Dick S., E. Kleine, S. Müller-Navarra, H. Klein, H. Komo, 2001: The Operational Circulation Model of BSH (BSHcmod) – Model description and validation, *Berichte des BSH*, **29**, 49 pp.
- Dickson, A. G. and C. Goyet, 1994: *Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water; Version 2*, ORNL/CDIAC-74.
- Dickson, A. G. and F. J. Millero, 1987: A comparison of the equilibrium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media, *Deep-Sea Research*, **34(10)**, 1733-1743.
- Dickson, A. G. and J. P. Riley, 1979: The estimation of acid dissociation constants in seawater media from potentiometric titrations with strong base, in: *The ionic product of Water (K_w)*, *Marine Chemistry*, **7**, 89-99.
- Dickson, A. G., 1990: Thermodynamics of the dissociation of boric acid in synthetic seawater from 273.15 to 318.15 K, *Deep-Sea Research*, **37(5)**, 755-766.

- Fennel, K., J. Wilkin, J. Levin, J. Moisan, J. O'Reilly, D. Haidvogel, 2006: Nitrogen cycling in the Middle Atlantic Bight: Results from a three-dimensional model and implications for the North Atlantic nitrogen budget, *Global Biogeochemical Cycles*, **20**, GB3007, doi:10.1029/2005GB002456.
- Flather, R., 1987: Estimates of extreme conditions of tide and surge using a numerical model of the north-west continental shelf, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **24**, 69-93.
- Frew, N. M., 1997: The role of organic films in air-sea gas exchange, in: *The Sea Surface and Global Change* (Hrsg.: P. S. Liss & R. A. Duce), Cambridge University Press, Cambridge, 121-163.
- Frost T. and R. C. Upstill-Goddard, 2002: Meteorological controls of gas exchange at a small English lake, *Limnology and Oceanography*, **47(4)**, 1165-1174.
- Garcia, H. E., Keeling R. F., 2001: On the global oxygen anomaly and air-sea flux, *J. Geophys. Res.*, **106(C12)**, 31155-31166.
- Gayer, G., S. Dick, A. Pleskachevsky, W. Rosenthal, 2004: Modellierung von Schwebstofftransporten in Nord- und Ostsee, *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*, **36**, 39 pp.
- Gayer, G., S. Dick, A. Pleskachevsky, W. Rosenthal, 2006: Numerical modelling of suspended matter transport in the North Sea, *Oceans Dynamics*, **36(1)**, 62-77.
- Heath, M. R., A. C. Edwards, J. Pätsch, W. R. Turrell, 2002: Modelling the behaviour of nutrient in the coastal waters of Scotland, *Report of the Fisheries Research Services*, **10**, 106 pp.
- Hupfer, P., 1984: *Die Ostsee – kleines Meer mit großen Problemen*, BSB B. G. Teubner Verlagsgesellschaft.
- Jacobs, C. M. J., W. Kohsiek, W. A. Oost, 1999: Air-sea fluxes and transfer velocity of CO₂ over the North Sea: Results from ASGAMAGE, *Tellus*, **51(B)**, 629-641.
- Jähne, B., 1980: *Zur Parametrisierung des Gasaustausches mit Hilfe von Laborexperimenten*, Dissertation an der Fakultät für Physik und Astronomie, Universität Heidelberg.
- Jähne, B., K. O. Münnich, R. Börsinger, A. Dutzi, W. Huber, P. Libner, 1987: On the parameters influencing air-water gas exchange, *J. Geophys. Res.*, **92**, 1937-1949.
- Jähne, B., W. Huber, A. Dutzi, T. Wais, J. Ilmberger, 1984: Wind/wave-tunnel experiment on the Schmidt number – and wave field dependence of air/water gas exchange, in *Brutsaert W., G. H. Jirka, (eds). Gas transfer at water surfaces*, Dordrecht, The Netherlands, D. Reidel Publishing, 303-309.

- Johannesen, J. A., E. Svendsen, S. Sandven, O. M. Johannesen, K. Lygre, 1989: Three-dimensional structure of mesoscale eddies in the Norwegian coastal current, *Journal of physical Oceanography*, **19**, 3-19.
- Keeling, F. R.; Stephens B. B.; Najjar R. G.; Doney S. C.; Archer D.; Heimann M., 1998: Seasonal variations in the atmospheric O₂/N₂ ratio in relation to the kinetics of air-sea exchange, *Global Biogeochem. Cycles*, **12**, 141-163.
- Kempe, S. and K. Pegler, 1991: Sinks and sources of CO₂ in coastal seas: the North Sea, *Tellus*, **43(B)**, 224-235.
- Klein, H., W. Lange, E. Mittelstaedt, 1994: Tidal and residual currents in the northern North Sea: Observations, *Deutsche hydrographische Zeitschrift*, **46**, 5-27.
- Kühn, W. and Radach, G., 1997: A one-dimensional physical-biological model study of the pelagic nitrogen cycling during the spring bloom in the northern North Sea (FLEX'76), *Journal of Marine Research*, **55**, 687-734.
- Kühn, W.; Lenhart, H.-J.; Moll, A.; Pätsch, J.; Radach, G., 1997: Simulating the FLEX'76 situation using different plankton models. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung, *Reihe Z: Interdisziplinäre Zentrumsberichte*, **2**, 145-148.
- Kuss, J., K. Nagel, B. Schneider, 2004: Evidence from the Baltic Sea for an enhanced CO₂ air-sea transfer velocity, *Tellus*, **56(B)**, 175-182.
- Ledwell, J. R., 1984: The variation of the gas transfer coefficient with molecular diffusivity, in *Brutsaert W., G. H. Jirka, (eds). Gas transfer at water surfaces*, Dordrecht, The Netherlands, D. Reidel Publishing, 293-302.
- Lenhart H.-J. and T. Pohlmann, 1997: The ICES-boxes approach in relation to results of a North Sea Circulation model, *Tellus*, **49A**, pp. 139-160.
- Liss, P. S. and L. Merlivat, 1986: Air-Sea Gas Exchange Rates: Introduction and Synthesis, in: *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, P. Buat-Ménard, Hg., D. Reidel Publishing Company, Bd. **185**, 113-127
- Liss, P. S. and P. G. Slater, 1974: Flux of Gases across the Air-Sea Interface, *Nature*, **247**, 181-184.
- Liss, P. S., 1983a: Gas Transfer: Experiments and Geochemical Implications, in: *Air-Sea Exchange of Gases and Particles*, P. S. Liss und W. G. N. Slinn, Hg., D. Reidel Publishing Company, Bd. **108**, 241-298.
- Liss, P. S., 1988: Tracer of air-sea gas exchange. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **A325**, 93-103.
- Luyten P. J., J. E. Jones, R. Proctor, A. Tabor, P. Tett, K. Wild-Allen, 1999: COHERENS—a coupled hydrodynamical-ecological model for regional and shelf

- seas: user documentation. Management Unit of the Mathematical Models of the North Sea, *MUMM Report*, 911 pp.
- Maier-Reimer, E, 1977: Residual circulation in the North Sea due to the M2-tide and mean annual wind stress, *Deutsche hydrographische Zeitschrift*, **30**, 69-80.
- Majewski D., H. Frank, D. Liermann (FE 13) und B. Ritter (FE 14), 2004: Kurze Beschreibung des Global-Modells GME (40 km/L 40) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS3/4) des DWD.
- Matear, R. J., A. C. Hirst, B. I. McNeil, 2000: Changes in dissolved oxygen in the Southern Ocean with climate change, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **1**, doi:2000GC000086.
- McGillis, W. R., J. B. Edson, J. E. Hare, C. W. Fairall, 2001a: Direct covariance air-sea CO₂ fluxes, *J. Geophys. Res.*, **106**, 16729-16745.
- Mehrbach, C., C. H. Culberson, J. E. Hawley, R. M. Pytkowicz, 1973: Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure, *Limnology and Oceanography*, **18(6)**, 897-907.
- Menesquen, A., 1991: ELISE, an interactive software for modelling complex aquatic ecosystems, in: *Arcilla (Ed.), Computer Modelling in Ocean Engineering*, Balkema, Rotterdam, pp. 87-93.
- Merlivat, L. and L. Memery, 1983: Gas exchange across an air-water interface: experimental results and modelling of bubble contribution to transfer, *J. Geophys. Res.*, **88(C1)**, 707-724.
- Millero, F. J. and D. R. Schreiber, 1982: Use of the ion pairing model to estimate activity coefficients of the ionic components of natural waters, *American Journal of Science*, **282(9)**, 1508-1540.
- Millero, F. J., 1979: The thermodynamics of the carbonate system in seawater, *Ceochimica et Cosmochimica Acta*, **43**, 1651-1661.
- Millero, F. J., 1995: Thermodynamics of the carbon dioxide system in the oceans, *Ceochimica et Cosmochimica Acta*, **59(4)**, 661-677.
- Moll, A. und Radach, G., 2003a: Review of three-dimensional ecological modelling related to the North Sea shelf system – Part I: Models and their results, *Progress in Oceanography*, Vol. **57(2)**, 175-217.
- Moll, A., 1998: Regional distribution of primary production in the North Sea simulated by a three-dimensional model, *Journal of Marine Systems*, **16(1-2)**, 151-170.
- Moll, A., J. Pätsch, W. Kühn, 2003b: ECOHAM2 User Guide - The Ecological North Sea Model, Hamburg, Version2, *Technical Reports of the Institut für Meereskunde Hamburg*, No. **2003-2**, 38 pp.

- Monahan, E. C. and M. C. Spillane, 1984: The role of oceanic whitecaps in air-sea exchange, in *Brutsaert W. and G. H. Jirka*, (eds.). Gas transfer at water surfaces, Dordrecht, The Netherlands: D. Reidel Publishing, 495-503
- Mucci, A., 1983: The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperatures, and one atmosphere total pressure, *American Journal of Science*, **283**, 780-799.
- Müller-Navarra, S. H. und E. Mittelstaedt, 1987: Schadstoffausbreitung und Schadstoffbelastung in der Nordsee – Eine Modellstudie, *Deutsche hydrographische Zeitschrift*, **18**, 51 pp.
- Müller-Navarra, S. H., K. Huber, H. Komo, 1999: Model Simulations of the Transport of Odra Flood Water through the Szczecin Lagoon into the Pomerian Bight in July/August 1997, *Acta hydrochim. hydrobiol.*, **27 (5)**, 364-373.
- Neumann, T., 2000: Towards a 3D-ecosystem model of the Baltic Sea, *Journal of Marine Systems*, **25**, 405-419.
- Neumann, T., W. Fennel and C. Kremp, 2002: Experimental Simulations with an Ecosystem Model of the Baltic Sea: A Nutrient Load Reduction Experiment, *Global Biogeochemical Cycles*, **16(3)**, 7-19.
- Nies, H., H. Gaul, F. Oestereich, H. Albrecht, S. Schmolke, N. Theobald, G. Becker, A. Schulz, A. Frohse, S. Dick, S. Müller-Navarra, K. Herklotz, 2003: Die Auswirkungen des Elbehochwassers vom August 2002 auf die Deutsche Bucht, *Berichte des Bundesamtes für Seeschifffahrt und Hydrographie*, **32**, 81 pp.
- Nightingale, P. D., G. Malin, C. S. Law, A. J. Watson, P. S. Liss, M. I. Liddicoat, J. Boutin, R. C. Uppill-Goddard, 2000: In-situ evaluation of air-sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers, *Global Biogeochem. Cycles*, **14**, 373-387.
- OSPAR, 2001: Region II – The Greater North Sea, in: *Quality Status Report 2000*, OSPAR Commission, London, **136**.
- Otto, L., J. T. F. Zimmerman, G. K. Furnes, M. Mork, R. Sætre, G. Becker, 1990: Review of the physical oceanography of the North Sea, *Netherlands Journal of Sea Research*, **26(2-4)**, 161-238.
- Pätsch, J. and H.-J. Lenhart, 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*, **48**, 159 pp.

- Pätsch, J. and W. Kühn, 2007: Nitrogen and carbon cycling in the North Sea and exchange with the North Atlantic – a model study. Part I. Nitrogen budget and fluxes, *Cont. Shelf Res.*, submitted.
- Pätsch, J., W. Kühn, G. Radach, J. M. Santana Casiano, M. Gonzalez Davila, S. Neuer, T. Freundenthal, O. Llinas, 2002: Interannual variability of carbon fluxes at the North Atlantic Station ESTOC, *Deep-Sea Research II*, **49(1-3)**, 253-288.
- Plattner, G.-K., F. Joos, T. F. Stocker, 2002: Revision of the global carbon budget due to changing air-sea fluxes, *Global Biogeochem. Cyc.*, **16(4)**, 1096, doi:10.1029/2001GB001746.
- Plattner, G.-K., F. Joos, T. F. Stocker, O. Marchal: 2001: Feedback mechanisms and sensitivities of ocean carbon uptake under global warming, *Tellus*, **53B**, 564-592.
- Pohlmann, T., 1991: Untersuchung hydro- und thermodynamischer Prozesse in der Nordsee mit einem drei-dimensionalen numerischen Modell. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, *Reihe B: Ozeanographie*, **23**, 116 pp.
- Pohlmann, T., 1996: Predicting the thermocline in a circulation model of the North Sea – Part 1: Model description, calibration and verification, *Continental Shelf Research*, **16(2)**, 131-146.
- Pohlmann, T., 2003: Eine Bewertung der hydro-thermodynamischen Nordseemodellierung. Berichte aus dem Zentrum für Meeres- und Klimaforschung der Universität Hamburg, *Reihe B: Ozeanographie*, **46**, 145 pp.
- Radach, G. and A. Moll, 2006: Review of three-dimensional ecological modelling related to the North Sea shelf system – Part II: Models and their results, *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, Vol. **44**, 1-60.
- Redfield, A. C., B. H. Ketchum, F. A. Richards, 1963: The influence of organisms on the composition of sea water, in Hill, M. N. (ed) *The Sea*, Wiley-Interscience, New York, **2**, 25-87.
- Riley J. P. and G. Skirrow, 1965: *Chemical Oceanography*, Academic Press, London, **Vol. 1**.
- Roedel, W., 2000: *Physik unserer Umwelt*, 3. Auflage, Springer-Verlag.
- Röske, F., 2001: An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analyses – a climatological dataset to force global ocean general circulation models, *Max-Planck-Institut für Meteorologie Report*, **323**, 31 pp.

- Sarmiento, J. L., T. M. C. Hughes, R. J. Stouffer, S. Manabe: 1998: Simulated response of the ocean carbon cycle to anthropogenic climate warming, *Nature*, **393**, 245-249.
- Schneider B., K. Nagel, H. Thomas, A. Rebers, 1999: The Baltic Sea CO₂ budget: Do we need a new parameterization of the CO₂ transfer velocity?, 2nd International Symposium on CO₂ in the oceans, *Tsukuba*, 289-292.
- Schönwiese, C.-D., 2003: *Klimatologie*, Verlag Eugen Ulmer Stuttgart.
- Schrump, C., I. Alekseeva, M. St. John, 2006: Development of a coupled physical-biological ecosystem model ECOSMO-Part I: Model description and validation for the North Sea, *J. of Marine Systems*, **61**, 79-99.
- Schulz J.-P. und U. Schättler (FE 13), 2005: Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LME und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD.
- Skogen M. D., E. Svendsen, D. A. Berntsen, D. Aksnes, K. B. Ulvestad, 1995: Modelling the primary production in the North Sea using a coupled three-dimensional physical-chemical-biological model, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **41**, 545-565.
- Smethie W. R. JR., T. Takahashi, D. W. Chipman, J. R. Ledwell, 1985: Gas exchange and CO₂ – flux in the tropical Atlantic Ocean determined from ²²²Rn and pCO₂ – measurements, *J. Geophys. Res.*, **90**, 7005-7022.
- Sommer, U., 1994: *Planktologie*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Sommer, U., 2005: *Biologische Meereskunde*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Stigebrandt, A., 1991: Computations of oxygen fluxes through the sea surface and the net production of organic matter with application to the Baltic and adjacent seas, *Limnology and Oceanography*, **36(3)**, 444-454.
- Tans, P. P., I. Y. Fung, T. Takahashi, 1990: Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget, *Science*, **247**, 1431-1438.
- UNESCO, 1986. Progress on oceanographic tables and standards 1983-1986: work and recommendations of the UNESCO/SCOR/ICES/IAPSO Joint Panel. *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, **50**, 59 pp.
- van Beusekom, J., U. Brockmann, M. Elbrächter, J. Pätsch, K. Wiltshire, 2003: Die Bedeutung und die Gefahr von Algenblüten in Wattenmeer und Nordsee, in: *Warnsignale aus Nordsee und Wattenmeer: eine aktuelle Umweltbilanz* (Hrsg.: Lozán, J.L. u.a.), Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, 182-192.
- Walter, R., 1995: *Geologie von Mitteleuropa*, Schweizerbarthische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 556 pp.

- Wandschneider, K., 1983: Some biotic factors influencing the succession of diatom species during Flex'76, In: Sündermann, J., Lenz, W. (ed) *North Sea Dynamics, Springer, Berlin-Heidelberg-New York*, 573-583.
- Wanninkhof, R. and L. F. Bliven, 1991: Relationship between gas exchange, wind speed, and radar backscatter in a large wind-wave tank, *J. Geophys. Res.*, **96**, 2785-2796.
- Wanninkhof, R. and W. R. McGillis, 1999: A cubic relationship between air-sea CO₂ exchange and wind speed, *Geophys. Res. Lett.*, **26** (13), 1889-1892.
- Wanninkhof, R., 1992: Relationship Between Wind Speed and Gas Exchange Over the Ocean, *J. Geophys. Res.*, **97** (C5), 7373-7382.
- Wanninkhof, R., J. R. Ledwell, W. S. Broecker, 1985: Gas exchange wind speed relation measured with sulfur hexafluoride on a lake, *Science*, **227**, 1224-1226.
- Wanninkhof, R., J. R. Ledwell, W. S. Broecker, 1987: Gas exchange on Mono lake and Crowley lake, California, *J. Geophys. Res.*, **92**, 14567-14580.
- Wanninkhof, R., W. Asher, R. Weppernig, H. Chen, P. Schlosser, C. Langdon, R. Sambrotto, 1993: Gas Transfer Experiment on Georges Bank Using two Volatile Deliberate Tracers, *J. Geophys. Res.*, **98** (C11), 20237-20248.
- Wei, H., S. Jun, A. Moll, L. Zhao, 2004: Phytoplankton dynamics in the Bohai Sea – observations and modeling, *Journal of Marine Systems*, **44**(3-4), 233-251.
- Weiss, R. F., 1970: The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater, *Deep-Sea Res.*, **17**, 721-735.
- Whitman, W. G., 1923: The two-film theory of gas absorption, *Chem. metall. Engng.*, **29**, 146-148.
- Woolf, D. K., 1997: Bubbles and their role in gas exchange, in: *The Sea Surface and Global Change* (ed. P. S. Liss and R. A. Duce), Cambridge University Press, Cambridge, 173-205.
- Woolf, D. K., 2005: Parametrization of gas transfer velocities and sea-state-dependent wave breaking, *Tellus*, **57**(B), 87-94.
- Zeebe, R. E. and Wolf-Gladrow D., 2001: CO₂ in seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes, *Elsevier Oceanography Series*, 346 pp.
- Zemmelink H. J., W. W. C. Gieskes, W. Klaassen, H. W. de Groot, H. J. W. de Baar, J. W. H. Dacey, E. J. Hintsa, W. R. McGillis, 2002: Simultaneous use of relaxed eddy accumulation and gradient flux techniques for the measurement of sea-to-air exchange of dimethyl sulphide, *Atmos. Environ.*, **36**, 5709-5717.

Zhao, D. and Y. Toba, 2001: Dependence of whitecap coverage on wind and wind-wave properties, *J. Oceanogr.*, **57**, 603-616.

11 Anhang

Sauerstoff

Sauerstoff ist bei Zimmertemperatur ein farb-, geruch- und geschmackloses Gas, welches schwerer als Luft ist. Er ist ein chemisches Element im Periodensystem der Elemente mit dem Symbol O (Wichtige Eigenschaften des Sauerstoffs sind in Tabelle 11.1 auf Seite 155 zusammengetragen). Atomarer Sauerstoff kommt in der Natur nicht vor. Elementar tritt er überwiegend in Form einer chemischen Verbindung aus zwei Sauerstoff-Atomen, Disauerstoff O_2 , auf. Die wenig stabile allotrope Form aus drei Sauerstoffatomen (O_3) wird Ozon genannt. Bei $-182,97\text{ °C}$ kondensiert Sauerstoff zu einer hellblauen Flüssigkeit. Sauerstoff ist im Gegensatz zu Stickstoff sehr reaktionsfreudig. Er verbrennt mit den meisten Elementen unter Feuer- und Lichterscheinung zu den entsprechenden Oxiden.

Geschichte

Von der Urzeit bis über das Mittelalter hinaus war das Feuer für den Menschen eine unerklärliche Erscheinung. Die Alchimisten des Mittelalters fingen an, sich über das Wesen des Feuers Gedanken zu machen. Gegen Ende des 17. Jahrhunderts suchte man eine Erklärung für die Verbrennung. Die Forscher vermuteten einen „leichten geheimnisvollen Stoff“, der aus dem brennenden Stoff entweicht. Bei dieser Annahme blieb man auch dann noch, als der schwedische Apotheker Carl Wilhelm Scheele⁴⁵ im Jahre 1771/1772 erstmals das Element durch Erhitzen von Braunstein (Mangandioxid) mit konzentrierter Schwefelsäure herstellte. Da das entstandene Gas Verbrennungen förderte, nannte Scheele es zuerst „Feuerluft“. Unabhängig davon entdeckte der englische Chemiker Joseph Priestley⁴⁶, dass sich beim Erhitzen von Quecksilberoxid ein Gas bildete, das er „dephlogistisierte Luft“ nannte, allerdings zwei Jahre später.

⁴⁵ Carl Wilhelm Scheele (*1742 Schweden, 1786 Schweden) war ein deutsch-schwedischer Chemiker, der viele chemische Verbindungen und Elemente (unter anderem den Stickstoff) entdeckte.

⁴⁶ Joseph Priestley (*1733 England, 1804 Pennsylvania) war ein englischer Theologe, Philosoph, Chemiker und Physiker.

Obwohl Scheele zeitlich früher als Priestley den Sauerstoff entdeckte, kamen seine Ergebnisse später an die Öffentlichkeit.

Der Sauerstoff war entdeckt, doch seine Bedeutung bei der Verbrennung noch nicht verstanden. Seine Mitwirkung bei Oxidationen und bei Atmungsvorgängen wurde von dem französischen Chemiker Antoine Lavoisier⁴⁷ erst im Jahr 1775 genau erklärt. Von ihm stammt auch der französische Name Oxygène (von griech. oxýs = „sauer“), da er irrtümlich angenommen hatte, dass Sauerstoff Bestandteil aller Säuren ist.

Vorkommen

Die atmosphärische Luft besteht aus einer Mischung von Gasen. Die Hauptgase sind Stickstoff und Sauerstoff, wobei etwa vier Teile Stickstoff auf einen Teil Sauerstoff kommen. Der Rest, knapp über 1 % der Gasmenge, besteht aus Kohlendioxid und seltenen Gasen, wie Argon, Helium und Neon, die man auch Edelgase nennt. Tabelle 11.2 auf Seite 155 gibt die Zusammensetzung der trockenen, wasserdampffreien Luft in Bodennähe wieder. In der Luft hält sich der reaktionsfreudige Sauerstoff auf Dauer nur wegen der Tatsache, dass es auf der Erde Lebewesen gibt, die Sauerstoff produzieren – andernfalls würde er nur in Verbindungen vorkommen. Häufig kommt er in Verbindungen mit anderen Elementen als Oxid oder in Form von Salzen der Sauerstoffsäuren vor. So liegt der Sauerstoff in gebundener Form im Wasser und in der festen Erdkruste vor. Eine kleine Menge des Gases ist in Gewässern gelöst.

Biologische Bedeutung

Sauerstoff wird von Cyanobakterien⁴⁸, Algen und Pflanzen bei der oxygenen Photosynthese aus Wasser freigesetzt. Alle anderen Lebewesen, außer den anaeroben⁴⁹, – also auch der Mensch – benötigen heute diesen Sauerstoff in Form von O₂ für ihren Stoffwechsel.

⁴⁷ Antoine Laurent de Lavoisier (*1743 Paris, 1794 ebenda) war einer der Begründer der neuzeitlichen Chemie.

⁴⁸ Cyanobakterien (auch Blaualgen genannt) sind Bakterien, die die Fähigkeit zur oxygenen Photosynthese besitzen.

⁴⁹ Anaerobier sind die Lebewesen, die für ihren Stoffwechsel nicht auf Sauerstoff angewiesen sind.

A Tabellen

Physikalische Eigenschaften

Relative Atommasse	15,9994
Ordnungszahl	8
Häufigkeit in der Erdrinde	49,5 %
Schmelzpunkt	-218,79 °C
Siedepunkt	-182,95 °C
Kritische Temperatur	-118,57 °C
Oxidationszahlen	-2, -1
Dichte	1,429 g/l
Atomradius	60,4 pm
natürliche Isotopen-Häufigkeit: ^{16}O	99,76 %
^{17}O	0,04 %
^{18}O	0,20 %

Tabelle 11.1: Charakteristika und physikalische Eigenschaften des Sauerstoffs. Quelle: Brockhaus (1998)

Gas, chemische Formel	Volumenanteil
Stickstoff, N ₂	78,084 %
Sauerstoff, O ₂	20,946 %
Argon, Ar	0,934 %
Kohlendioxid ⁵⁰ , CO ₂	0,037 %
Neon, Ne	18,18 ppm
Helium, He	5,24 ppm
Methan ⁵¹ , CH ₄	1,75 ppm
Krypton, Kr	1,14 ppm
Wasserstoff, H ₂	0,52 ppm
Distickstoffoxid (Lachgas), N ₂ O	0,31 ppm
Xenon, Xe	0,09 ppm
Kohlenmonoxid ⁵² , CO	50-100 ppb
Ozon ⁵³ , O ₃	15-50 ppb
Stickoxide ⁵⁴ , NO _x	0,5-5 ppb
Schwefeldioxid ⁵⁵ , SO ₂	0,2-4 ppb
Ammoniak, NH ₃	0,1-5 ppb
Propan, C ₃ H ₈	0,2-1 ppb
Dichlordifluormethan, CF ₂ Cl ₂	~0,5 ppb
Trichlorfluormethan, CFCl ₃	~0,3 ppb
Chlordifluormethan, CHClF ₂	~0,1 ppb

Tabelle 11.2: Zusammensetzung trockener (wasserdampffreier) und reiner (aerosolfreier) atmosphärischer Luft in Bodennähe, geordnet nach Volumenteilen V* (in Prozent, ppm = 10⁻⁶ bzw. ppb = 10⁻⁹). Quelle: Schönwiese (2003).

⁵⁰ Konzentration ansteigend, angegeben ist der Schätzwert für 2000

⁵¹ Konzentration ansteigend, angegeben ist der Schätzwert für 2000

⁵² räumlich-zeitlich stark variabel

⁵³ räumlich-zeitlich stark variabel, Konzentrationen ansteigend, angegeben ist der Schätzwert für 2000 in der Stratosphäre jedoch wesentlich höhere Konzentrationen von 5-10 ppm, dort abnehmend

⁵⁴ räumlich-zeitlich stark variabel

⁵⁵ räumlich-zeitlich stark variabel

Sättigung und Schmidtzahl

Konstante	Sättigung [$\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$]	Sättigung [$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$]
A ₀	-135.90205	-135.29996
A ₁	$1.575701\cdot 10^5$	$1.572288\cdot 10^5$
A ₂	$-6.642308\cdot 10^7$	$-6.637149\cdot 10^7$
A ₃	$1.243800\cdot 10^{10}$	$1.243678\cdot 10^{10}$
A ₄	$-8.621949\cdot 10^{11}$	$-8.621061\cdot 10^{11}$
B ₀	0.017674	0.020573
B ₁	-10.754	-12.142
B ₂	2140.7	2363.1

Tabelle 11.3: Konstanten zur Bestimmung der Sauerstoffsättigung nach Benson und Krause (1984), Gleichung (2.13) auf Seite 17, Kapitel 2.2.3

Konstante	Süßwasser [0 psu]	Salzwasser [35 psu]
a ₀	1800.6	1953.4
a ₁	120.10	128.00
a ₂	3.7818	3.9918
a ₃	0.047608	0.050091

Tabelle 11.4: Konstanten für die Schmidtzahl nach Wanninkhof (1992), Gleichung (2.15) auf Seite 20 in Kapitel 2.2.4

Sättigung [$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$]									
Temperatur	Salzgehalt [psu]								
[°C]	0	5	10	15	20	25	30	35	40
0.0	14.62	14.12	13.63	13.16	12.71	12.28	11.85	11.45	11.05
1.0	14.21	13.73	13.26	12.81	12.38	11.95	11.55	11.15	10.77
2.0	13.83	13.36	12.91	12.48	12.05	11.65	11.25	10.87	10.51
3.0	13.46	13.01	12.58	12.15	11.75	11.36	10.98	10.61	10.25
4.0	13.11	12.67	12.25	11.85	11.45	11.07	10.71	10.35	10.01
5.0	12.77	12.35	11.94	11.55	11.17	10.81	10.45	10.11	9.77
6.0	12.45	12.04	11.65	11.27	10.90	10.55	10.21	9.87	9.55
7.0	12.14	11.75	11.37	11.00	10.64	10.30	9.97	9.65	9.34
8.0	11.84	11.46	11.10	10.74	10.40	10.06	9.74	9.43	9.13
9.0	11.56	11.19	10.84	10.49	10.16	9.84	9.52	9.22	8.93
10.0	11.29	10.93	10.59	10.25	9.93	9.62	9.32	9.02	8.74
11.0	11.03	10.68	10.35	10.03	9.71	9.41	9.12	8.83	8.56
12.0	10.78	10.44	10.12	9.81	9.50	9.21	8.92	8.65	8.38
13.0	10.54	10.21	9.90	9.60	9.30	9.01	8.74	8.47	8.21
14.0	10.31	9.99	9.69	9.39	9.11	8.83	8.56	8.30	8.05
15.0	10.08	9.78	9.48	9.20	8.92	8.65	8.39	8.13	7.89
16.0	9.87	9.57	9.29	9.01	8.74	8.48	8.22	7.98	7.74
17.0	9.66	9.38	9.10	8.83	8.56	8.31	8.06	7.82	7.59
18.0	9.47	9.19	8.92	8.65	8.40	8.15	7.91	7.68	7.45
19.0	9.28	9.00	8.74	8.48	8.24	7.99	7.76	7.53	7.31
20.0	9.09	8.83	8.57	8.32	8.08	7.85	7.62	7.40	7.18
21.0	8.91	8.66	8.41	8.16	7.93	7.70	7.48	7.26	7.05
22.0	8.74	8.49	8.25	8.01	7.78	7.56	7.34	7.13	6.93
23.0	8.58	8.33	8.10	7.87	7.64	7.43	7.21	7.01	6.81
24.0	8.42	8.18	7.95	7.72	7.51	7.29	7.09	6.89	6.69
25.0	8.26	8.03	7.81	7.59	7.37	7.17	6.97	6.77	6.58
26.0	8.11	7.89	7.67	7.45	7.25	7.05	6.85	6.66	6.47
27.0	7.97	7.75	7.53	7.33	7.12	6.93	6.73	6.55	6.37
28.0	7.83	7.61	7.40	7.20	7.00	6.81	6.62	6.44	6.26
29.0	7.69	7.48	7.28	7.08	6.89	6.70	6.51	6.34	6.16
30.0	7.56	7.35	7.15	6.96	6.77	6.59	6.41	6.24	6.07
31.0	7.43	7.23	7.03	6.85	6.66	6.48	6.31	6.14	5.97
32.0	7.30	7.11	6.92	6.73	6.55	6.38	6.21	6.04	5.88
33.0	7.18	6.99	6.81	6.63	6.45	6.28	6.11	5.95	5.79
34.0	7.06	6.88	6.70	6.52	6.35	6.18	6.02	5.86	5.70
35.0	6.95	6.77	6.59	6.42	6.25	6.08	5.92	5.77	5.62
36.0	6.84	6.66	6.48	6.32	6.15	5.99	5.83	5.68	5.53
37.0	6.73	6.55	6.38	6.22	6.06	5.90	5.75	5.60	5.45
38.0	6.62	6.45	6.28	6.12	5.96	5.81	5.66	5.51	5.37
39.0	6.51	6.35	6.19	6.03	5.87	5.72	5.57	5.43	5.29
40.0	6.41	6.25	6.09	5.93	5.78	5.64	5.49	5.35	5.22

Tabelle 11.5: Sauerstoff-Sättigungskonzentration nach Gl. (2.13) für den Temperaturbereich von 0 bis 40 °C und den Salzgehalt von 0 bis 40 psu, Benson und Krause (1984).

Sättigung [$\mu\text{mol}\cdot\text{l}^{-1}$], [$\text{mmol}\cdot\text{m}^{-3}$]	Sättigung [$\text{ml}\cdot\text{l}^{-1}$]	Sättigung [$\text{mg}\cdot\text{l}^{-1}$]	Sättigung [$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$]	Temperatur [$^{\circ}\text{C}$]
357.68	8.01	11.45	347.88	0.00
348.58	7.81	11.15	339.05	1.00
339.87	7.61	10.88	330.61	2.00
331.53	7.42	10.61	322.52	3.00
323.54	7.24	10.35	314.77	4.00
315.88	7.07	10.11	307.36	5.00
308.54	6.91	9.87	300.25	6.00
301.50	6.75	9.65	293.43	7.00
294.73	6.60	9.43	286.89	8.00
288.24	6.45	9.22	280.61	9.00
282.01	6.31	9.02	274.59	10.00
276.01	6.18	8.83	268.80	11.00
270.25	6.05	8.65	263.23	12.00
264.71	5.93	8.47	257.88	13.00
259.37	5.81	8.30	252.73	14.00
254.23	5.69	8.14	247.77	15.00
249.27	5.58	7.98	242.99	16.00
244.49	5.47	7.82	238.39	17.00
239.88	5.37	7.68	233.95	18.00
235.43	5.27	7.53	229.67	19.00
231.13	5.18	7.40	225.53	20.00
226.97	5.08	7.26	221.53	21.00
222.95	4.99	7.13	217.66	22.00
219.05	4.90	7.01	213.92	23.00
215.28	4.82	6.89	210.30	24.00
211.63	4.74	6.77	206.79	25.00
208.08	4.66	6.66	203.39	26.00
204.64	4.58	6.55	200.09	27.00
201.30	4.51	6.44	196.88	28.00
198.05	4.43	6.34	193.77	29.00
194.89	4.36	6.24	190.74	30.00

Tabelle 11.6: Sauerstoff-Sättigungskonzentration nach Benson und Krause für den Temperaturbereich von 0 bis 30 $^{\circ}\text{C}$ und einen Salzgehalt von 35 psu.

Modellbezeichnung	Beschreibung	Einheit
<i>phc</i>	Phytoplankton-C	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>zoc</i>	Zooplankton-C	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>d1c</i>	Detritus-1-C (langsam sinkend)	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>d1n</i>	Detritus-1-N (langsam sinkend)	$mmol\ N\cdot m^{-3}$
<i>d2c</i>	Detritus-2-C (schnell sinkend)	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>d2n</i>	Detritus-2-N (schnell sinkend)	$mmol\ N\cdot m^{-3}$
<i>dsc</i>	Detritus-Karbonat/Kalzit	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>doc</i>	gelöst. org. Kohlenstoff	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>don</i>	gelöst. org. Stickstoff	$mmol\ N\cdot m^{-3}$
<i>bac</i>	Bakterien-C	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>n4n</i>	Ammonium	$mmol\ N\cdot m^{-3}$
<i>n3n</i>	Nitrat	$mmol\ N\cdot m^{-3}$
<i>dic</i>	gelöst. anorg. Kohlenstoff	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>o2o</i>	Sauerstoff	$mmol\ O_2\cdot m^{-3}$
<i>boc</i>	org. Kohlenstoff im Sediment	$mmol\ C\cdot m^{-2}$
<i>bon</i>	org. Stickstoff im Sediment	$mmol\ N\cdot m^{-2}$
<i>bsc</i>	Karbonat/Kalzit im Sediment	$mmol\ C\cdot m^{-2}$

Tabelle 11.7: Liste der prognostischen pelagischen (die ersten 14) und benthischen Zustandsvariablen. Die Modellbezeichnungen entsprechen der ECOHAM2 – Namenskonvention.

Modellbezeichnung	Beschreibung	Einheit
<i>phn</i>	Phytoplankton-N	$mmol\ N\cdot m^{-3}$
<i>zon</i>	Zooplankton-N	$mmol\ N\cdot m^{-3}$
<i>ban</i>	Bakterien-N	$mmol\ N\cdot m^{-3}$
<i>pse</i>	Phytoplankton-Kalzit	$mmol\ C\cdot m^{-3}$
<i>o2c</i>	Kohlendioxid	$\mu mol\cdot kg^{-1}$
<i>ohc</i>	Bikarbonat	$\mu mol\cdot kg^{-1}$
<i>o3c</i>	Karbonat	$\mu mol\cdot kg^{-1}$
<i>h</i>	Wasserstoffionen-Konzentration $[H^+]$	$\mu mol\cdot kg^{-1}$
<i>tbor</i>	Borsäure	$\mu mol\cdot kg^{-1}$
<i>xbor</i>	Borat	$\mu mol\cdot kg^{-1}$

Tabelle 11.8: Liste der diagnostischen Zustandsvariablen.

<i>phc</i>	$\frac{\partial phc}{\partial t} = dic_phc - phc_zoc - phc_d1c - phc_d2c - phc_doc \pm mix(phc) \pm adv(phc) \pm adh(phc)$
<i>zoc</i>	$\frac{\partial zoc}{\partial t} = phc_zoc + bac_zoc + d1c_zoc - zoc_d1c - zoc_d2c - zoc_doc - zoc_dic \pm mix(zoc) \pm adv(zoc) \pm adh(zoc)$
<i>d1c</i>	$\frac{\partial d1c}{\partial t} = phc_d1c + zoc_d1c - d1c_zoc - d1c_doc - snk(d1c, w_{d1}) \pm mix(d1c) \pm adv(d1c) \pm adh(d1c)$
<i>d1n</i>	$\frac{\partial d1n}{\partial t} = phn_d1n + zon_d1n - d1n_zon - d1n_don - snk(d1n, w_{d1}) \pm mix(d1n) \pm adv(d1n) \pm adh(d1n)$
<i>d2c</i>	$\frac{\partial d2c}{\partial t} = phc_d2c + zoc_d2c - d2c_doc - snk(d2c, w_{d2}) \pm mix(d2c) \pm adv(d2c) \pm adh(d2c)$
<i>d2n</i>	$\frac{\partial d2n}{\partial t} = phn_d2n + zon_d2n - d2n_don - snk(d2n, w_{d2}) \pm mix(d2n) \pm adv(d2n) \pm adh(d2n)$
<i>dsc</i>	$\frac{\partial dsc}{\partial t} = psc_dsc - dsc_dic - snk(dsc, w_{d2}) \pm mix(dsc) \pm adv(dsc) \pm adh(dsc)$
<i>doc</i>	$\frac{\partial doc}{\partial t} = phc_doc + zoc_doc + d1c_doc + d2c_doc - doc_bac \pm mix(doc) \pm adv(doc) \pm adh(doc)$
<i>don</i>	$\frac{\partial don}{\partial t} = phn_don + zon_don + d1n_don + d2n_don - don_ban \pm mix(don) \pm adv(don) \pm adh(don)$
<i>bac</i>	$\frac{\partial bac}{\partial t} = doc_bac - bac_zoc - bac_dic \pm mix(bac) \pm adv(bac) \pm adh(bac)$
<i>n4n</i>	$\frac{\partial n4n}{\partial t} = ban_n4n + zon_n4n - n4n_ban - n4n_phn - n4n_n3n \pm mix(n4n) \pm adv(n4n) \pm adh(n4n) + riv(n4n) + bon_n4n$
<i>n3n</i>	$\frac{\partial n3n}{\partial t} = n4n_n3n - n3n_phn - n3n_nn2 \pm mix(n3n) \pm adv(n3n) \pm adh(n3n) + riv_n3n$
<i>dic</i>	$\frac{\partial dic}{\partial t} = -dic_phc - dic_psc + air_sea_c2o + dsc_dic + zoc_dic + bac_dic \pm mix(dic) \pm adv(dic) \pm adh(dic) + riv(dic) + boc_dic$
<i>o2o</i>	$\frac{\partial o2o}{\partial t} = phc_o2o - o2o_zoc - o2o_bac - o2o_n4n \pm air_sea_o2o \pm mix(o2o) \pm adv(o2o) \pm adh(o2o) - o2o_sed$
<i>boc</i>	$\frac{\partial boc}{\partial t} = \left(snk(d1c, w_{d1}) \Big _H + snk(d2c, w_{d2}) \Big _H - boc_dic \right) \cdot dep_last$

<i>bon</i>	$\frac{\partial bon}{\partial t} = \left(\left. \text{snk}(d1n, w_{d1}) \right _H + \left. \text{snk}(d2n, w_{d2}) \right _H - \text{bon}_{n4n} \right) \cdot \text{dep}_{last}$ <p>mit dep_{last} = Dicke der bodennahen Schicht</p> <p>H = Gesamtwassertiefe</p>
<i>bsc</i>	$\frac{\partial bsc}{\partial t} = \left(\left. \text{snk}(dsc, w_{d2}) \right _H - \text{bsc}_{dic} \right) \cdot \text{dep}_{last}$

Tabelle 11.9: Räumliche und zeitliche Änderungen der prognostischen Zustandsvariablen.

<i>phn</i>	$phn = \frac{phc}{red}$
<i>zon</i>	$zon = \frac{zoc}{rz}$
<i>ban</i>	$ban = \frac{bac}{rb}$
<i>psc</i>	$psc = \frac{phc}{q_{cal}}$
<i>o2c</i>	$o2c = \frac{dic}{\rho \cdot \left(1 + \frac{K_{10}}{h} + \frac{K_{10} \cdot K_{20}}{h^2} \right)}$ <p>(Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 4)</p>
<i>ohc</i>	$ohc = \frac{dic}{\rho \cdot \left(1 + \frac{h}{K_{10}} + \frac{K_{20}}{h} \right)}$ <p>(Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 4)</p>
<i>o3c</i>	$o3c = \frac{dic}{\rho \cdot \left(1 + \frac{h}{K_{20}} + \frac{h^2}{K_{10} \cdot K_{20}} \right)}$ <p>(Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 4)</p>
<i>h</i>	$h_{n+1} = \frac{1}{\rho} \cdot \left(h_n - \frac{f(h)}{f'(h)} \right)$ <p>(Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 277; Newton'sche Iteration)</p>
<i>tbor</i>	$tbor = \frac{416 \cdot S}{\rho \cdot 35}$ <p>(Millero, 1982; Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 263)</p>
<i>xbor</i>	$xbor = \frac{K_b \cdot tbor}{h + K_b}$

Tabelle 11.10: Räumliche und zeitliche Änderungen der diagnostischen Zustandsvariablen.

Prozess	Parametrisierung
Photosynthese	$dic_phc = phc \cdot F(I, v_p, phc) \cdot (Q_1(n3n, n4n) + Q_2(n3n, n4n))$
Grazing von Phytoplankton-C durch Zooplankton-C	$phc_zoc = G_1 \cdot red$
Mortalität von Phytoplankton-C	$phc_d1c = (1 - f_{d2}) \cdot (\mu_1 \cdot phc + \mu_5 \cdot phc^2)$
Mortalität von Phytoplankton-C	$phc_d2c = f_{d2} \cdot (\mu_1 \cdot phc + \mu_5 \cdot phc^2)$
Exudation von gelöst. org. Kohlenstoff durch Phytoplankton-C	$phc_doc = \gamma \cdot phc \cdot F(I, v_p, phc) \cdot (Q_1(n3n, n4n) + Q_2(n3n, n4n))$
Aufnahme von Nitrat durch Phytoplankton-N	$n3n_phn = \frac{phc \cdot F(I, v_p, phc) \cdot Q_1(n3n, n4n)}{red}$
Aufnahme von Ammonium durch Phytoplankton-N	$n4n_phn = \frac{phc \cdot F(I, v_p, phc) \cdot Q_2(n3n, n4n)}{red}$
Mortalität von Phytoplankton-N	$phn_d1n = \frac{phc_d1c}{red}$
Mortalität von Phytoplankton-N	$phn_d2n = \frac{phc_d2c}{red}$
Exudation von gelöst. org. Stickstoff durch Phytoplankton-N	$phn_don = \frac{phc_doc}{red}$
Kalkschalenbildung	$dic_psc = \frac{dic_phc}{q_{cal}}$
Kalkschalenauflösung	$psc_dsc = \frac{phc_zoc + phc_d1c + phc_d2c + phc_doc}{q_{cal}}$
Grazing von Bakterien-C durch Zooplankton	$bac_zoc = G_2 \cdot rb$
Grazing von Detritus-1-C durch Zooplankton-C	$d1c_zoc = G_3 \cdot \frac{d1c}{d1n}$
Grazing von Detritus-1-N durch Zooplankton-N	$d1n_zon = G_3$
Produktion von Kotballen durch Zooplankton-C	$zoc_d1c = zon_d1n \cdot rz$
Verlust von Zooplankton-C als Detritus-2	$zoc_d2c = zon_d2n \cdot rz$
Produktion von Kotballen durch Zooplankton-N	$zon_d1n = \left[(1 - \varepsilon - \delta) \cdot \frac{\mu_2 \cdot zon^2}{K_6 + zon} + (1 - \beta) \cdot (G_1 + G_2 + G_3) \right] \cdot (1 - f_{d2})$

Verlust von Zooplankton-N als Detritus-2	$zon_d2n = \left[(1 - \varepsilon - \delta) \cdot \frac{\mu_2 \cdot zon^2}{K_6 + zon} + (1 - \beta) \cdot (G_1 + G_2 + G_3) \right] \cdot f_{d2}$
Exkretion von gelöstem org. Kohlenstoff durch Zooplankton-C	$zoc_doc = zon_don \cdot rz$
Exkretion von gelöstem org. Stickstoff durch Zooplankton-N	$zon_don = \begin{cases} h_zon_don & : \frac{fzc}{fzn} > rz \\ h_zon_don + \frac{1}{2} \cdot \left(fzn - \frac{fzc}{rz} \right) & : \frac{fzc}{fzn} \leq rz \end{cases}$ $fzc = phc_zoc + bac_zoc + d1c_zoc - zoc_d1c - zoc_d2c - zoc_dic - zoc_doc$ $fzn = phn_zon + ban_zon + d1n_zon - zon_n4n - zon_d1n - zon_d2n - zon_don$ $h_zon_don = \frac{\mu_2 \cdot zon^2}{K_6 + zon} \cdot \delta$
Respiration Zooplankton	$zoc_dic = \begin{cases} \frac{zon_n4n \cdot rz + (fzc - rz \cdot fzn)}{fzn} & : \frac{fzc}{fzn} > rz \\ \frac{zon_n4n \cdot rz}{fzn} & : \frac{fzc}{fzn} \leq rz \end{cases}$
Exkretion von Ammonium durch Zooplankton-N	$zon_n4n = \begin{cases} \frac{\varepsilon \cdot \frac{\mu_2 \cdot zon^2}{K_6 + zon}}{fzn} & : \frac{fzc}{fzn} > rz \\ \frac{\varepsilon \cdot \frac{\mu_2 \cdot zon^2}{K_6 + zon} + \frac{1}{2} \cdot \left(fzn - \frac{fzc}{rz} \right)}{fzn} & : \frac{fzc}{fzn} \leq rz \end{cases}$
Abbau von Detritus-1C zu DOC	$d1c_doc = \mu_4 \cdot \varphi \cdot d1c$
Abbau von Detritus-1N zu DON	$d1n_don = \mu_4 \cdot d1n$
Abbau von Detritus-2C zu DOC	$d2c_doc = \mu_6 \cdot \varphi \cdot d2c$
Abbau von Detritus-2N zu DON	$d2n_don = \mu_6 \cdot d2n$
Pelagische Auflösung der Kalkschalen	$dsc_dic = \mu_7 \cdot dsc \cdot \left(1 - \frac{\delta CO_3^{2-}}{\delta CO_3^{2-} + C_0} \right) \quad \text{mit } C_0 = 100 \text{ mmol} \cdot \text{C} \cdot \text{m}^{-3}$
Grad der Übersättigung	$\delta CO_3^{2-} = \max \left(0, [CO_3^{2-}] - \frac{K_{sp}}{[Ca^{2+}]} \right)$
Aufnahme von gelöstem org. Kohlenstoff durch Bakterien-C	$doc_bac = U_1 \cdot \frac{doc}{don}$
Aufnahme von gelöstem org. Stickstoff durch Bakterien-N	$don_ban = U_1$

Respiration durch Bakterien-C	$bac_dic = \max(0, \mu_3 \cdot bac + fbc - fbn \cdot rb)$ $fbc = doc_bac - bac_zoc - \mu_3 \cdot bac$ $fbn = don_ban - ban_n4n - ban_zon$
Exkretion von Ammonium durch Bakterien-N	$ban_n4n = \begin{cases} \frac{\mu_3 \cdot bac}{rb} & : \frac{fbc}{fbn} > rb \\ \frac{\mu_3 \cdot bac}{rb} - \min\left(0, \frac{\mu_3 \cdot bac + fbc - fbn \cdot rb}{rb}\right) & : \frac{fbc}{fbn} \leq rb \end{cases}$
Aufnahme von Ammonium durch Bakterien-N	$n4n_ban = \begin{cases} \left(\frac{doc}{don \cdot rb} - 1\right) \cdot U_1 & : \frac{fbc}{fbn} > rb \\ 0 & : \frac{fbc}{fbn} \leq rb \end{cases}$
Erzeugung von Sauerstoff durch Phytoplankton	$phc_o2o = u_{no1} \cdot n4n_phn + u_{no2} \cdot n3n_phn$
Veratmung von Sauerstoff durch Zooplankton	$o2o_zoc = u_{co} \cdot zoc_dic$
Sauerstoffverbrauch bei der Nitrifikation	$o2o_n4n = u_{no3} \cdot n4n_n3n$
Veratmung von Sauerstoff durch Bakterien	$o2o_bac = \begin{cases} \frac{u_{co} \cdot bac_dic \cdot oswitch}{u_{co} \cdot (bac_dic \cdot oswitch + bac_dic \cdot (1 - oswitch)) \cdot (1 - nswitch)} & : o2o > 0 \\ 0 & : o2o \leq 0 \end{cases}$ <p> $oswitch = 0$ für $o2o \leq 0$ $oswitch = 1$ für $o2o > 0$ $nswitch = 0$ für $n3n \leq 0$ $nswitch = 1$ für $n3n > 0$ </p>
Nitrifikation	$n4n_n3n = oswitch \cdot n4n \cdot r_n(I, z)$
Pelagische und benthische Denitrifizierung: Freisetzung von molekularem Stickstoff (N ₂)	$n3n_nn2 = \frac{1}{2} \cdot \frac{(1 - oswitch) \cdot nswitch}{rb} \cdot bac - dic$ $oswitch = \frac{o2o^3}{K_7^3 + o2o^3}$
CO ₂ -Austausch mit der Atmosphäre	$air_sea_c2o = \frac{k_{CO_2} \cdot K_H \cdot (pCO_2(air) - pCO_2(sea))}{dz}$ <p>mit $dz =$ Schichtdicke der Oberflächenschicht</p>
O ₂ -Austausch mit der Atmosphäre	$air_sea_o2o = \frac{k_{O_2} \cdot (O_{2sat} - O_2)}{dz}$
Flusseinträge von DIC, Nitrat und	$riv(dic), riv(n3n), riv(n4n)$

Ammonium	
Benthische Remineralisierung: Freisetzung von Ammonium	$bon_n4n = \max\left[0, \left(h_bon_n4n - bdnf_basic\right)\right]$
Potenzielle benthische Remineralisierung: Freisetzung von Ammonium	$h_bon_n4n = \frac{brn}{dep_last} \cdot bon$
Potenzielle benthische Denitrifizierung	$bdnf_basic = rbd \cdot o2o_sed$
Benthische Denitrifizierung: Freisetzung von molekularem Stickstoff (N ₂)	$bon_n2n = bdnf_basic - \max\left[0, \left(h_bon_n4n - bdnf_basic\right)\right]$
Benthische Remineralisierung: Freisetzung von DIC	$boc_dic = \frac{brc}{dep_last} \cdot boc$
Benthische Remineralisierung: Freisetzung von DIC infolge Kalkschalen-Auflösung	$bsc_dic = brs \cdot bsc \cdot \left(1 - \frac{\delta CO_3^{2-} _H}{\delta CO_3^{2-} _H + C_0}\right) \cdot \frac{1}{dep_last}$
Benthische Remineralisierung: Verbrauch von Sauerstoff	$o2o_sed = oswtch \cdot u_{co} \cdot boc_dic$
Absinken von Detritus	$snk(X, w_d) = w_d(X) \cdot \frac{\partial X}{\partial z}$ mit $w_d = w_{d1}$ für $X = d1c, d1n$ $w_d = w_{d2}$ für $X = d2c, d2n, dsc$
Turbulente Durchmischung	$mix(X) = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(A_M \cdot \frac{\partial X}{\partial z}\right)$ mit $A_M =$ tiefenabhängige vertikale Austauschkoeffizienten
Horizontale Advektion	$adh(X) = u \cdot \frac{\partial X}{\partial x} + v \cdot \frac{\partial X}{\partial y}$ mit $u, v =$ horizontale Strömungskomponenten
Vertikale Advektion	$adv(X) = w \cdot \frac{\partial X}{\partial z}$ mit $w =$ vertikale Strömungskomponente

Tabelle 11.11: Konzentrationsänderungen der prognostischen Variablen auf Grund biologischer, chemischer und physikalischer Prozesse.

Bezeichnung	Funktion
Lichtlimitierte Wachstumsrate	$F(I, v_p, phc) = v_p \cdot \frac{I_{par}(z)}{I_{opt}} \cdot e^{1 - \frac{I_{par}(z)}{I_{opt}}} \cdot T_{fac}(T)$ <p>mit $z = \text{aktuelle Wassertiefe}$</p>
Unterwasserlicht	$I_{par}(z) = k_{par} \cdot I_0 \cdot e^{-(k_w + k_s \cdot silt + k_p \cdot phc) \cdot z}$ <p>mit $I_0 = \text{Solarstrahlung an der Oberfläche [W} \cdot \text{m}^2 \text{]}$</p>
Limitationsfaktor für Nitrataufnahme durch Phytoplankton	$Q_1(n3n, n4n) = \frac{\frac{n3n}{K_1}}{1 + \frac{n3n}{K_1} + \frac{n4n}{K_2}}$
Limitationsfaktor für Ammoniumaufnahme durch Phytoplankton	$Q_2(n3n, n4n) = \frac{\frac{n4n}{K_2}}{1 + \frac{n3n}{K_1} + \frac{n4n}{K_2}}$
Grazing des Zooplanktons auf Phytoplankton, Detritus und Bakterien: $Y_1=phn$, $Y_2=ban$, $Y_3=dln$ (Michaelis-Menten-Funktion)	$G_i = g \cdot \frac{p_i \cdot Y_i^2}{K_3 \cdot \sum_j (p_j \cdot Y_j) + \sum_j (p_j \cdot Y_j^2)} \cdot zon$
DON-Aufnahme durch Bakterien	$U_l = v_b \cdot \frac{don}{K_4 + don} \cdot ban$
Nitrifikationsrate	$r_n(I, z) = \begin{cases} 0.01 \cdot r_0 \cdot \frac{I_{par}(0)}{I_{par}(z)} & : z < d_{eu} \\ r_0 & : z \geq d_{eu} \end{cases}$ <p>$d_{eu} = \text{Wassertiefe mit 1\% des Oberflächenlichtes } I_{par}(0)$</p>
Temperaturlimitierender Faktor (Van't Hoff'sche Regel)	$T_{fac}(T) = Q_{10}^{(T - T_0) / T_0}, \quad \text{mit } T_0 = 10 \text{ }^\circ\text{C}; Q_{10} = 1.5$

Tabelle 11.12: Zur Beschreibung der einzelnen biologischen Prozesse erforderliche Funktionen.

Modellbezeichnung	Einheit	Parametergröße
Umrechnungsfaktor für biologisch aktive Strahlung	<i>dimensionslos</i>	$k_{par} = 0.43$
Optimale Lichtintensität (variabel)	$W \cdot m^{-2}$	$4.0 \leq I_{opt} \leq 70.0$
Maximale Aufnahmerate von Bakterien bei 10 °C	d^{-1}	$v_b = 1.4$
Produktionsrate des Phytoplanktons bei 10 °C	d^{-1}	$v_p = 1.1$
Extinktionskoeffizient durch Schwebstoff	$m^2 \cdot mg^{-1}$	$k_s = 0.06$
Selbstabschattungskoeffizient des Phytoplanktons	$m^2 \cdot (mmol N)^{-1}$	$k_p = 0.03$
Verhältnis von organischem C zu Karbonat	$mol C \cdot (mol CaCO_3)^{-1}$	$q_{cal} = 70.0$
Nitrifikationsrate	d^{-1}	$r_0 = 0.02$
Anteil von schnell sinkendem Detritus-2	<i>dimensionslos</i>	$f_{d2} = 0.1$
Sinkgeschwindigkeit des Detritus-1: d1c, d1n	$m \cdot d^{-1}$	$w_{d1} = 4.0$
Sinkgeschwindigkeit des Detritus-2: d2c, d2n, dsc	$m \cdot d^{-1}$	$w_{d2} = 100.0$
Halbsättigungskonstante: Nitrat-Aufnahme durch Phytoplankton	$mmol N \cdot m^{-3}$	$K_1 = 0.5$
Halbsättigungskonstante: Ammonium-Aufnahme durch Phytoplankton	$mmol N \cdot m^{-3}$	$K_2 = 0.05$
Halbsättigungskonstante für Grazing durch Zooplankton	$mmol N \cdot m^{-3}$	$K_3 = 1.0$
Halbsättigungskonstante: DON-Aufnahme durch Bakterien	$mmol N \cdot m^{-3}$	$K_4 = 0.1$
Halbsättigungskonstante: Mortalität von Phytoplankton	$mmol N \cdot m^{-3}$	$K_5 = 0.2$
Halbsättigungskonstante: Verlust von Zooplankton-N	$mmol N \cdot m^{-3}$	$K_6 = 0.2$
Halbsättigungskonstante: Denitrifizierung	$mmol O_2 \cdot m^{-3}$	$K_7 = 20.0$
Maximale spezifische Grazingrate von Zooplankton	d^{-1}	$g = 4.0$
Mortalitätsrate von Phytoplankton-C	d^{-1}	$\mu_1 = 0.035$
Maximale Verlustrate von Zooplankton	d^{-1}	$\mu_2 = 0.2$
Exkretionsrate der Bakterien	d^{-1}	$\mu_3 = 0.1$
Abbaurrate von Detritus-1-N	d^{-1}	$\mu_4 = 0.07$
Mortalitätsrate von Phytoplankton -C	$m^3 \cdot (d \cdot mmol C)^{-1}$	$\mu_5 = 0.01$
Abbaurrate von Detritus-2-N	d^{-1}	$\mu_6 = 0.12$
Abbaurrate von Detritus-Karbonat	d^{-1}	$\mu_7 = 0.0333$

C/N- Verhältnis: Abbau	$\text{mol C} \cdot (\text{mol N})^{-1}$	$\varphi = 0.85$
O ₂ /N - Verhältnis: (Ammonium)	$\text{mol O}_2 \cdot (\text{mol N})^{-1}$	$u_{no1} = 6.625$
O ₂ /N - Verhältnis: (Nitrat)	$\text{mol O}_2 \cdot (\text{mol N})^{-1}$	$u_{no2} = 8.625$
Umrechnungsfaktor: O ₂ /N	$\text{mol O}_2 \cdot (\text{mol N})^{-1}$	$u_{no3} = 2.0$
Umrechnungsfaktor: O ₂ /C	$\text{mol O}_2 \cdot (\text{mol C})^{-1}$	$u_{co} = 1.0$
Exudations-Anteil Phytoplankton	<i>dimensionslos</i>	$\gamma = 0.05$
Assimilationseffizienz von Zooplankton	<i>dimensionslos</i>	$\beta = 0.75$
DON-Anteil der Verluste des Zooplanktons	<i>dimensionslos</i>	$\delta = 0.4$
Ammonium-Anteil der Verluste des Zooplanktons	<i>dimensionslos</i>	$\varepsilon = 0.4$
Zooplankton-Grazing auf Phytoplankton	<i>dimensionslos</i>	$p_1 = 0.33$
Zooplankton-Grazing auf Bakterien	<i>dimensionslos</i>	$p_2 = 0.33$
Zooplankton-Grazing auf Detritus	<i>dimensionslos</i>	$p_3 = 0.34$
C/N (Redfield)-Verhältnis Phytoplankton	$\text{mol C} \cdot (\text{mol N})^{-1}$	$red = 6.625$
C/N-Verhältnis Zooplankton	$\text{mol C} \cdot (\text{mol N})^{-1}$	$rz = 5.5$
C/N-Verhältnis Bakterien	$\text{mol C} \cdot (\text{mol N})^{-1}$	$rb = 4.0$
Dichte von Wasser (UNESCO)	$\text{kg} \cdot \text{l}^{-1}$	$\rho(S, T)$
Benthische Remineralisierungsrate von boc	d^{-1}	$brc = 0.0111$
Benthische Remineralisierungsrate von bon	d^{-1}	$brn = 0.0167$
Benthische Remineralisierungsrate von bsc	d^{-1}	$brs = 0.0333$
Transfargeschwindigkeiten von Sauerstoff (s. Kapitel 2) bzw. Kohlendioxid (nach Wanninkhof, 1992)	$m \cdot \text{d}^{-1}$	$k_{o_2}(U, T, S), k_{co_2}(U, T, S)$
Henry-Koeffizient K_H (nach Wanninkhof, 1992)	$\mu\text{mol} \cdot (\text{kg} \cdot \text{atm})^{-1}$	k_H
Extinktionskoeffizient des Wassers (klimatologische Werte)	m^{-1}	$0.09 \leq k_w \leq 0.23$
Schwebstoff (tägliche klimatologische Werte)	$\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$	$0.17 \leq \text{silt} \leq 35.66$
Alkalinität (klimatologische Werte)	$\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$	$1949 \cdot \frac{1}{\rho} \leq \text{alk} \leq 2426 \cdot \frac{1}{\rho}$

Tabelle 11.13: Parameter zur Berechnung biologischer und physikalischer Prozesse.

1. Dissoziationskonstante für Kohlensäure (Millero, 1995)	$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$K_{10} = K_{10}^0 \cdot ps(p, T)$
1. Dissoziationskonstante für Kohlensäure bei p=0 bar (Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 6)	$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$K_{10}^0 = 10^{(6 - pK_1)}$
2. Dissoziationskonstante für Kohlensäure (Millero, 1995)	$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$K_{20} = K_{20}^0 \cdot ps(p, T)$
2. Dissoziationskonstante für Kohlensäure bei p=0 bar (Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 6)	$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$K_{20}^0 = 10^{(6 - pK_2)}$
pK-Wert von K_{10} (nach Mehrbach, 1973; Dickson und Millero, 1987)	dimensionslos	$pK_1 = \frac{3670.7}{T_k} - 62.008 + 9.7944 \cdot \ln T_k - 0.0118 \cdot S + 0.000116 \cdot S^2$
pK-Wert von K_{20} (nach Mehrbach, 1973; Dickson und Millero, 1987)	dimensionslos	$pK_2 = \frac{1394.7}{T_k} + 4.777 - 0.0184 \cdot S + 0.000118 \cdot S^2$
Dissoziationskonstante der Borsäure (Millero, 1995, s.a. Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 267)	$\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$K_b = K_b^0 \cdot ps(p, T) \cdot Q_h \cdot 10^6$
Dissoziationskonstante der Borsäure bei p=0 bar (Dickson, 1990; s.a. Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 262)	$\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$K_b^0 = \exp((-8966.9 - 2890.53 \cdot \sqrt{S} - 77.942 \cdot S + 1.728 \cdot S \cdot \sqrt{S} - 0.0996 \cdot S^2) / T_k + 148.0248 + 137.1942 \cdot \sqrt{S} + 1.62142 \cdot S - (24.4344 + 25.085 \cdot \sqrt{S} + 0.2474 \cdot S) \cdot \ln T_k + 0.053105 \cdot \sqrt{S} \cdot T_k)$
Umrechnungsfaktor zwischen pH-Skalen: sws und total	dimensionslos	$Q_h \equiv \frac{H_{sws}^+}{H_T^+} = \frac{I + \frac{S_{o4}}{K_s} + \frac{F}{K_f}}{I + \frac{S_{o4}}{K_s}}$
Gleichgewichtskonstante (Dickson und Goyet, 1994; s.a. Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 260)	$\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$K_s = \exp(-4276.1 / T_k + 141.328 - 23.093 \cdot \ln T_k + (-13856 / T_k + 324.57 - 47.986 \cdot \ln T_k) \cdot \sqrt{I} + (35474 / T_k - 771.54 + 114.723 \cdot \ln T_k) \cdot I - \frac{2698}{T_k} \cdot \sqrt{I} \cdot I + \frac{1776}{T_k} \cdot I^2 + \ln(1 - 0.001005 \cdot S))$

Gleichgewichtskonstante (Dickson und Riley, 1979; s.a. Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 260)	$\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$K_f = \exp(1590.2 / T_k - 12.641 + 1.525 \cdot \sqrt{I})$ $+ \ln(1 - 0.001005 \cdot S)$ $+ \ln\left(1 + \frac{S_{o4} \cdot (1 + K_s \cdot 10^{-8})}{K_s}\right)$
Konzentration von Sulfat (Millero; 1995)	$\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$S_{o4} = \frac{0.0293 \cdot S}{35}$
Konzentration von Fluorid (Millero; 1995)	$\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$F = \frac{0.00007 \cdot S}{35}$
Ionenstärke von Seewasser (Millero; 1982)	$\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$	$I = \frac{19.924 \cdot S}{1000 - 1.005 \cdot S}$
Löslichkeitsprodukt von Wasser (in Seewasser) (Millero, 1995, s.a. Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 267)	$\mu\text{mol}^2\cdot\text{kg}^{-2}$	$K_w = K_w^0 \cdot ps(p, T) \cdot Q_h \cdot 10^{12}$
Löslichkeitsprodukt von Wasser (in Seewasser) bei p=0 bar (Dickson und Goyet, 1994; s.a. Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S.258)	$\text{mol}^2\cdot\text{kg}^{-2}$	$K_w^0 = \exp((-13847.26 / T_k + 148.96502 - 23.6521 \cdot \ln T_k$ $+ (118.67 / T_k - 5.977 + 1.0495 \cdot \ln T_k) \cdot \sqrt{S} - 0.01615 \cdot S)$
Sättigungsprodukt für Kalziumkarbonat (Millero, 1995)	$\mu\text{mol}^2\cdot\text{kg}^{-2}$	$K_{sp} = K_{sp}^0 \cdot ps(P, T)$
Sättigungsprodukt für Kalziumkarbonat bei p=0 bar (Mucci, 1983; Millero, 1995)	$\mu\text{mol}^2\cdot\text{kg}^{-2}$	$K_{sp}^0 = 10^{(12 + \lambda)}$ $\text{mit } \lambda = -171.9065 - 0.077993 \cdot T_k + 2839.319 / T_k$ $+ 71.595 \cdot \ln T_k$ $+ (-0.77712 + 0.0028426 \cdot T_k + 178.34 / T_k) \cdot \sqrt{S}$ $- 0.07711 \cdot S + 0.0041249 \cdot \sqrt{S} \cdot S$
Druckabhängigkeit der Gleichgewichtskonstanten (Millero, 1995, s.a. Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 267)	dimensionslos	$ps = \exp\left(-\frac{\Delta V_i}{R \cdot T_k} \cdot p + \frac{\Delta \chi_i}{2 \cdot R \cdot T_k} \cdot p^2\right)$
Volumenänderung (Millero, 1995, s.a. Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 267)	$\text{cm}^3\cdot\text{mol}^{-1}$	$\Delta V_i = a_0 + a_1 \cdot T_c + a_2 \cdot T_c^2$
Kompressibilitätsänderung (Millero, 1995, s.a. Zeebe und Wolf Gladrow, 2001)	$\text{cm}^3\cdot(\text{mol}\cdot\text{bar})^{-1}$	$\Delta \chi_i = \frac{b_0 + b_1 \cdot T_c}{1000} + b_2 \cdot T_c^2$

Gaskonstante	$cm^3 \cdot bar \cdot mol^{-1} \cdot K^{-1}$	$R = 83.1451$
Polynom fünftes Grades in $h = [H^+]$ (Zeebe und Wolf-Gladrow, 2001; S. 277)		$f(h) = h^5 + (alk + K_b + K_{10}) \cdot h^4$ $+ (-dic \cdot K_{10} + alk \cdot K_b - K_b \cdot tbor - K_w + alk \cdot K_{10} + K_{10} \cdot K_b$ $+ K_{10} \cdot K_{20}) \cdot h^3 + (-2 \cdot dic \cdot K_{10} \cdot K_{20} - dic \cdot K_b \cdot K_{10}$ $- K_w \cdot K_b - alk \cdot K_{10} \cdot K_b - K_b \cdot tbor \cdot K_{10} - K_w \cdot K_{10}$ $+ alk \cdot K_{10} \cdot K_{20} + K_b \cdot K_{10} \cdot K_{20}) \cdot h^2$ $+ (-2 \cdot dic \cdot K_{10} \cdot K_{20} \cdot K_b - K_w \cdot K_b \cdot K_{10} + alk \cdot K_{10} \cdot K_b - K_{20}$ $K_b \cdot tbor \cdot K_{10} \cdot K_{20} - K_w \cdot K_{10} \cdot K_{20}) \cdot h$
1-te Ableitung des Polynoms $f(h)$		$f'(h) = 5 \cdot h^4 + 4 \cdot (alk + K_b + K_{10}) \cdot h^3$ $+ 3 \cdot (-dic \cdot K_{10} + alk \cdot K_b - K_b \cdot tbor - K_w + alk \cdot K_{10} + K_{10} \cdot K_b$ $+ K_{10} \cdot K_{20}) \cdot h^2 + 2 \cdot (-2 \cdot dic \cdot K_{10} \cdot K_{20} - dic \cdot K_b \cdot K_{10}$ $- K_w \cdot K_b - alk \cdot K_{10} \cdot K_b - K_b \cdot tbor \cdot K_{10} - K_w \cdot K_{10}$ $+ alk \cdot K_{10} \cdot K_{20} + K_b \cdot K_{10} \cdot K_{20}) \cdot h$ $- 2 \cdot dic \cdot K_{10} \cdot K_{20} \cdot K_b - K_w \cdot K_b \cdot K_{10} + alk \cdot K_{10} \cdot K_b - K_{20}$ $K_b \cdot tbor \cdot K_{10} \cdot K_{20} - K_w \cdot K_{10} \cdot K_{20}$

Tabelle 11.14: Empirische Dissoziations- und Gleichgewichtskonstanten sowie weitere Parameter.

Konstante	a_0	a_1	a_2	b_0	b_1
K_{sp}	-48.76	0.5304	0.0	-11.76	0.3692
K_b	-29.48	0.1622	0.002608	-2.84	0.0
K_{10}	-25.50	0.1271	0.0	-3.08	0.0877
K_{20}	-15.82	-0.0219	0.0	1.13	-0.1475
K_w	-25.60	0.2324	-0.0036246	-5.13	0.0794

Tabelle 11.15: Koeffizienten zur Beschreibung der Dissoziationskonstanten als Funktion vom Druck (nach Millero, 1979; 1995).

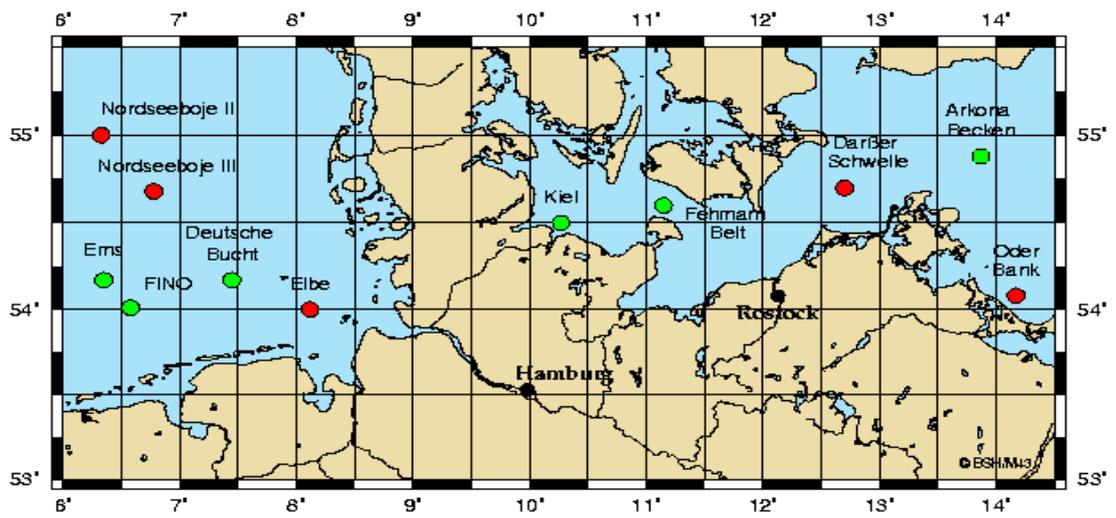


Abb. 11.1: Marines Umweltmessnetz in Nord- und Ostsee. Marnet-Station Deutsche Bucht liegt bei (54°,10' N, 07° 27' O)