

# **Bio-Optik im Arabischen Meer: Datenanalyse und Modellierung**

Vom Fachbereich Physik der  
Carl von Ossietzky Universität Oldenburg  
zur Erlangung des Grades einer  
Doktorin der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)  
angenommene Dissertation.

Wiebke Breves  
geb. am 4.12.1971  
in Bremen

Erstreferent: Dr. R. Reuter  
1. Korreferent: Prof. Dr. W. Ebenhöf  
2. Korreferent: Prof. Dr. K. Hinsch  
Tag der Disputation: 21.12.01

The Blind Men and the Elephant

by John Godfrey Saxe (1816-1887)

It was six men of Indostan  
    To learning much inclined,  
Who went to see the Elephant  
    (Though all of them were blind),  
That each by observation  
    Might satisfy his mind.

The First approached the Elephant,  
    And happening to fall  
Against his broad and sturdy side,  
    At once began to bawl:  
"God bless me! but the Elephant  
    Is very like a wall!"

The Second, feeling of the tusk,  
    Cried, "Ho! what have we here  
So very round and smooth and sharp?  
    To me 'tis mighty clear  
This wonder of an Elephant  
    Is very like a spear!"

The Third approached the animal,  
    And happening to take  
The squirming trunk within his hands,  
    Thus boldly up and spake:  
"I see," quoth he, "the Elephant  
    Is very like a snake!"

The Fourth reached out an eager hand,  
    And felt about the knee.  
"What most this wondrous beast is like  
    Is mighty plain," quoth he;  
" 'Tis clear enough the Elephant  
    Is very like a tree!"

The Fifth, who chanced to touch the ear,  
    Said: "E'en the blindest man  
Can tell what this resembles most;  
    Deny the fact who can  
This marvel of an Elephant  
    Is very like a fan!?"

The Sixth no sooner had begun  
    About the beast to grope,  
Than, seizing on the swinging tail  
    That fell within his scope,  
"I see," quoth he, "the Elephant  
    Is very like a rope!"

And so these men of Indostan  
    Disputed loud and long,  
Each in his own opinion  
    Exceeding stiff and strong,  
Though each was partly in the right,  
    And all were in the wrong!

Moral:

So oft in theologic wars,  
    The disputants, I ween,  
Rail on in utter ignorance  
    Of what each other mean,  
And prate about an Elephant  
    Not one of them has seen!

## Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Optische Größen und biogeochemische Dynamik</b>	<b>3</b>
2.1	Licht - von Einstein, Licht und Quanten . . . . .	3
2.1.1	Radiometrische Größen . . . . .	3
2.1.2	Optische Eigenschaften - von IOP und AOP . . . . .	5
2.1.3	Strahlungstransport . . . . .	9
2.2	Biogeochemie - von Plankton, Bakterien, DOC . . . . .	10
2.2.1	DOC, Gelbstoff und Bakterien . . . . .	11
2.2.2	Phytoplankton und Pigmente . . . . .	15
<b>3</b>	<b>Regionale Ozeanographie und Datenanalyse</b>	<b>19</b>
3.1	Hydrographische und optische Sonden . . . . .	19
3.2	Hydrodynamik . . . . .	21
3.2.1	Wind- und Zirkulationssystem . . . . .	21
3.2.2	Wassermassen . . . . .	23
3.2.3	Tiefe der durchmischten Schicht und tiefes Chlorophyllmaximum . . . . .	28
3.3	Fluorophore . . . . .	29
3.3.1	Gelbstofffluoreszenz . . . . .	29
3.3.2	Gelbstoffabsorptionsspektren . . . . .	30
3.3.3	Rotfluoreszenz . . . . .	35
3.4	Zusammenfassung Datenanalyse . . . . .	43
<b>4</b>	<b>Bio-optische und biogeochemische Modelle</b>	<b>47</b>
4.1	Bio-Optik . . . . .	47
4.1.1	Unterwasserlichtfeld-Modelle . . . . .	48
4.1.2	PI- und Primärproduktions-Modelle . . . . .	51
4.2	Gelbstoff . . . . .	55
4.3	Biogeochemie . . . . .	58
4.3.1	Chl:C-Verhältnis . . . . .	59
4.3.2	Spektrale Bänder . . . . .	59
4.4	Hydrodynamik . . . . .	60
<b>5</b>	<b>Dynamisches BGCG-Modell</b>	<b>64</b>
5.1	Modellkomponenten . . . . .	64
5.2	Integrationsschema und Notation . . . . .	67
5.3	Modellprozesse . . . . .	69
5.3.1	Licht und Photochemie . . . . .	69
5.3.2	Phytoplanktodynamik . . . . .	71
5.3.3	Zooplanktodynamik . . . . .	72

5.3.4	Remineralisierung und Redfield-Stöchiometrie . . . . .	72
5.3.5	BGCG-Gleichungssystem . . . . .	73
5.4	Startwerte und <i>Forcing</i> . . . . .	74
5.5	Modellparameter . . . . .	76
5.5.1	Licht und Photochemie . . . . .	77
5.5.2	Phytoplanktodynamik . . . . .	80
5.5.3	Zooplankton . . . . .	81
5.5.4	Remineralisierung und Redfield-Stöchiometrie . . . . .	82
5.6	Sensitivitätsanalyse . . . . .	84
<b>6</b>	<b>Modellergebnisse</b>	<b>88</b>
6.1	BGCG-Simulationsergebnisse - Vergleich mit Daten . . . . .	89
6.1.1	Qualitative zeitliche Validierung . . . . .	89
6.1.2	Qualitative räumliche Validierung . . . . .	93
6.1.3	Quantitative Validierung - Modell- und Datenprofile . . . . .	97
6.2	Simulationsergebnisse im biogeochemischen Kontext - Vergleich mit Mo- dellen . . . . .	106
6.2.1	Primärproduktion . . . . .	106
6.2.2	Partikelexport . . . . .	112
6.3	Simulationsergebnisse im optischen Kontext - Vergleich mit Modellen . . .	114
6.3.1	Unterwasserlichtfeld . . . . .	114
6.3.2	Bewölkungsgrad, UV und Gelbstoff . . . . .	118
6.3.3	Gelbstoff und Chlorophyll . . . . .	121
6.4	Zusammenfassung Simulationsergebnisse . . . . .	122
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung und abschließende Betrachtungen</b>	<b>125</b>
	<b>Literatur</b>	<b>128</b>
<b>A</b>	<b>Akronyme</b>	<b>149</b>
<b>B</b>	<b>Symbolverzeichnis</b>	<b>152</b>
<b>C</b>	<b>Sensitivitätsanalyse</b>	<b>158</b>
<b>D</b>	<b>Validierung an 10N, 16N und 20N</b>	<b>161</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>173</b>
	<b>Eidesstattliche Erklärung</b>	<b>174</b>
	<b>Lebenslauf</b>	<b>175</b>

## Abbildungsverzeichnis

2.1	Normierte exemplarische Absorptionsspektren . . . . .	6
2.2	Charakteristische zeitliche und räumliche Skalen . . . . .	16
3.1	Chlorophyllfluoreszenz vs. Extraktionsdaten und Gelbstofffluoreszenz vs. DOC . . . . .	21
3.2	Schematische Darstellung der Oberflächenströmungen . . . . .	22
3.3	Fahrtroute und Stationen der So119-Fahrt und So120-Fahrt . . . . .	25
3.4	$\theta$ S-Diagramme der Stationen 1 – 6 . . . . .	26
3.5	SST-Satellitenbilder 3./4. Juni 1997 . . . . .	27
3.6	Temperaturdifferenz zwischen dem 3. und 4. Juni . . . . .	27
3.7	MLD, DCM und 1 %-Tiefe . . . . .	28
3.8	Gelbstofffluoreszenz <i>in situ</i> und <i>in vitro</i> . . . . .	30
3.9	Absorptionsspektren aus der euphotischen Zone und der OMZ . . . . .	31
3.10	Vergleich gemessener und extrapolierter Absorptionskoeffizienten . . . . .	32
3.11	Fluorophorprofile, Station 7 . . . . .	33
3.12	Gelbstoffabsorptionskoeffizient vs. -fluoreszenz und Parameter <i>S</i> . . . . .	34
3.13	Tiefenprofile der Rotfluoreszenz F(420/680), der Gelbstofffluoreszenz und der <i>in situ</i> -Sauerstoffkonzentration . . . . .	35
3.14	Emissionsspektren F(420/..) . . . . .	36
3.15	Tiefenprofile der extrahierten Emissionswerte . . . . .	37
3.16	Absorptionsbande und Rotfluoreszenz . . . . .	38
3.17	Sauerstoff vs. <i>in vitro</i> -Fluoreszenz . . . . .	39
3.18	Wassermassen und Rotfluoreszenz . . . . .	41
3.19	Schematische Zusammenfassung der Datenanalyse . . . . .	44
4.1	Modellbiomasseprofil und Fitparameter . . . . .	53
4.2	Übersicht über die vorgestellten Modelle . . . . .	63
5.1	Schematische Darstellung der biogeochemischen Zusammenhänge . . . . .	66
5.2	Auswirkungen der modellierten Absorption im grün-blauen Spektralbereich . . . . .	86
6.1	Gliederung der Auswertung und Ergebnisdarstellung . . . . .	88
6.2	Ein Simulationsjahr @ 15N: PAR, Chlorophyll, $\theta$ , Phytoplankton, Zooplankton und Bakterien . . . . .	90
6.3	Ein Simulationsjahr @ 15N: Gelbstoff, Nährstoff, Sauerstoff, DOC, Detritus und DIC . . . . .	91
6.4	Saisonaler Verlauf der 1 %-Tiefe an den vier Stationen. . . . .	93
6.5	Chlorophyll-Dynamik an den vier Stationen . . . . .	94
6.6	Gelbstoff-Dynamik an den vier Stationen . . . . .	95
6.7	DOC-Dynamik an den vier Stationen . . . . .	96
6.8	Übersicht über die für die Validierung herangezogenen Stationen . . . . .	98
6.9	Vergleich Simulation und Daten: Chlorophyll @ 15N . . . . .	99

6.10	Vergleich Simulation und Daten: Bakterien und Zooplankton @ 15N . . . . .	101
6.11	Vergleich Simulation und Daten: Nährstoff und Sauerstoff @ 15N . . . . .	102
6.12	Vergleich Simulation und Daten: POC und PON @ 15N . . . . .	103
6.13	Vergleich Simulation und Daten: Gelbstoffabsorption und -fluoreszenz und DOC . . . . .	104
6.14	Chlorophyllprofile aus BGCG-, OP- und RS-Modell @ 15N . . . . .	107
6.15	Mittlere und integrierte Chlorophyllkonzentration im Jahresgang @ 15N. RS- und BGCG-Modell im Vergleich . . . . .	108
6.16	Verlauf der Bestrahlungsstärke und der Primärproduktionsabschätzungen im Jahresgang im OP- und BGCG-Modell @ 15N . . . . .	108
6.17	Jahresgang der Primärproduktion und Bakterienkonzentration @ 16N, mit und ohne Gelbstoffeinfluß . . . . .	111
6.18	Vergleich simulierter Export und Daten . . . . .	112
6.19	Jahresgang SST, MLD, Primärproduktion und Exports @ 16N . . . . .	113
6.20	Übersicht empirische und numerische Optikmodelle . . . . .	115
6.21	Chlorophyll-, Gelbstoff- und normierte PAR-Profile aus dem BGCG, dem empirischen und dem numerischen Modell @ 15N Tag 100 . . . . .	116
6.22	Normierte abwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke und spektrale 1 %-Tiefe @ 15N Tag 100 . . . . .	116
6.23	Chlorophyll-, Gelbstoff- und normierte PAR-Profile aus dem BGCG, dem empirischen und dem numerischen Modell @ 15N Tag 255 . . . . .	117
6.24	Normierte abwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke und spektrale 1 %-Tiefe @ 15N Tag 255 . . . . .	117
6.25	Mittlerer Jahresgang des Bewölkungsgrades @ 15N . . . . .	118
6.26	Jahresgang der UV-Strahlung . . . . .	119
6.27	UV-Strahlung und Gelbstoffverteilung . . . . .	120
6.28	Gelbstoff- vs. Chlorophyllabsorption bei 440 nm . . . . .	121
C.1	Sensitivitätsanalyse 150 m: Phytoplankton, Zooplankton und Sauerstoffein- fluß . . . . .	158
C.2	Sensitivitätsanalyse 150 m: Microbial Loop und Redfieldverhältnisse . . . . .	159
C.3	Sensitivitätsanalyse 150 m: Optikkomponenten . . . . .	160
D.1	Vergleich Simulation und Daten: Chlorophyll @ 10N . . . . .	161
D.2	Vergleich Simulation und Daten: Bakterien und Zooplankton @ 10N . . . . .	162
D.3	Vergleich Simulation und Daten: Nährstoff und Sauerstoff @ 10N . . . . .	163
D.4	Vergleich Simulation und Daten: POC und PON @ 10N . . . . .	164
D.5	Vergleich Simulation und Daten: Chlorophyll @ 20N . . . . .	165
D.6	Vergleich Simulation und Daten: Bakterien und Zooplankton @ 20N . . . . .	166
D.7	Vergleich Simulation und Daten: Nährstoff und Sauerstoff @ 20N . . . . .	167
D.8	Vergleich Simulation und Daten: POC und PON @ 20N . . . . .	168
D.9	Vergleich Simulation und Daten: Chlorophyll @ 16N . . . . .	169

D.10 Vergleich Simulation und Daten: Bakterien und Zooplankton @ 16N . . . . .	170
D.11 Vergleich Simulation und Daten: Nährstoff und Sauerstoff @ 16N . . . . .	171
D.12 Vergleich Simulation und Daten: POC und PON @ 16N . . . . .	172

## Tabellenverzeichnis

2.1 Radiometrische Größen . . . . .	4
2.2 Definitionen optischer Eigenschaften I . . . . .	7
2.3 Definitionen optischer Eigenschaften II . . . . .	8
3.1 Anregungs- und Emissionswellenlängen auf der So119-Fahrt . . . . .	20
3.2 Wind- und Strömungssystem im Arabischen Meer . . . . .	23
3.3 Wassermassen und ihre Kerneigenschaften . . . . .	24
5.1 Biogeochemische Modellkomponenten . . . . .	65
5.2 Notationskonventionen . . . . .	68
5.3 BGCG-Gleichungssystem . . . . .	74
5.4 Startwerte BGCG-Modell . . . . .	75
5.5 Geläufige Einheitenumrechnungen . . . . .	76
5.6 Modellparameter - Licht und Photochemie . . . . .	78
5.7 Modellparameter - Phytoplankton . . . . .	81
5.8 Modellparameter - Zooplankton . . . . .	82
5.9 Modellparameter - Remineralisierung und Redfield-Stöchiometrie . . . . .	83
6.1 Quellenübersicht über die für Vergleichszwecke herangezogenen Daten . . . . .	97
6.2 Primärproduktionsabschätzungen: BGCG- und OP-Modell . . . . .	109
6.3 Primärproduktionsabschätzungen: Literaturwerte . . . . .	110
A.1 Verwendete Akronyme und Abkürzungen . . . . .	149
B.1 Symbolverzeichnis . . . . .	152

## 1 Einleitung

Um die Effekte des atmosphärischen Anstiegs der Treibhausgase auf das Klima ab zu schätzen, ist ein Verständnis des Kohlenstoffkreislaufes notwendig. Atmosphäre und Ozean bilden ein gekoppeltes System, das je nach Partialdruckdifferenz als Quelle oder Senke für Gase wie Kohlendioxid wirken kann (Wefer, 1991, und dort angegebene Literatur). Der mittels der Photosynthese in Form von Biomasse fixierte Kohlenstoff sinkt zu einem Teil ab und kann so aus der euphotischen Zone exportiert werden. Über diesen Mechanismus, der oftmals als biologische Pumpe bezeichnet wird, wird der Partialdruck des CO<sub>2</sub> im Oberflächenwasser gesenkt und damit die "Gasaufnahmekapazität" des Ozeans erhöht. Die sogenannte physikalische Pumpe (oder Löslichkeitspumpe) vergrößert diesen Effekt zumindest temporär, indem Kohlendioxid in kaltem schwerem Wasser gelöst und in die Tiefe transportiert wird. Über das sogenannten Förderband (*conveyor belt*) gelangt es erst nach mehr als 1000 Jahren wieder an die Oberfläche. Die Karbonatpumpe, d. h. die Kalkschalenbildung, führt dagegen zu einer kurzfristigen Erhöhung des Partialdruckes. Um letztlich den Verbleib des Kohlenstoffes zu verstehen, müssen folglich die Prozesse in der Wassersäule untersucht werden, sowohl auf globalen als auch auf lokalen kurz-, mittel- und langfristigen Skalen.

Globale Abschätzungen der Primärproduktion erfolgen auf der Basis von Satellitendaten über die Erfassung optischer Größen, insbesondere der das Wasser verlassenden Strahlendichte. Der Großteil des in das Meer eindringenden Lichtes (95 – 97 %) verläßt es nicht wieder, da das Licht durch Wasser oder die im Wasser enthaltenen Inhaltsstoffe, d. h. Phytoplankton, Gelbstoff, Detritus und mineralische Partikel absorbiert wird (Yentsch, 1983a). Die Algorithmen zur Bestimmung von Chlorophyll und suspendiertem Material aus Satellitendaten basieren entweder auf der Annahme, daß die optische Signatur des Gelbstoffes vernachlässigbar ist, oder aber mit dem Chlorophyllgehalt korreliert (Ferrari, 1991), was nicht notwendigerweise der Fall sein muß. Da die solar induzierte Gelbstofffluoreszenz, auch bei nur moderat gefärbten Wasser, signifikant zu der das Wasser verlassende Strahlendichte beitragen kann (Hawes et al., 1992; Spitzer und Dirks, 1985), ist eine Kenntnis der Gelbstoffverteilung, seiner spektralen Charakteristik und seines Effektes unerlässlich, um den Einfluß auf Chlorophyllschätzungen abzuwägen und *Ocean Color*-Daten verlässlich in optisch signifikante Konzentrationen zu konvertieren (Boss et al., 1998; Coble und Brophy, 1994). Nach Siegel und Michaels (1996) könnte die beobachtete Gelbstoffabsorption bei Vernachlässigung zu einer 40 – 60 %igen Überschätzung der Chlorophyllkonzentration führen.

Die Verteilung von Gelbstoff kann zumindest lokal mit dem Frischwassereintrag in Verbindung gebracht werden, daher stellt sich die Frage, warum die Ozeane nicht gelb sind, wenn sich Gelbstoff konservativ verhält? Die globale ozeanische Gelbstoffverteilung scheint ein Ergebnis der Absorption an absinkenden Partikeln, bzw. der späteren Freisetzung aus Partikeln, der Photooxidation und langsamer mikrobieller Oxidation zu sein (Yentsch, 1983a). DOM (*dissolved organic matter*) ist das größte Reservoir organischen Materials im aqua-

tischen Ökosystem. Seine Absorptionseigenschaften und synergetische Effekte wie die indirekte Inhibition oder auch Förderung der Phytoplankton- und Bakterienaktivität, z. B. aufgrund seines Einflusses auf das Unterwasserlichtfeld, führen dazu, daß es eine wichtige ökologische Rolle spielt und biogeochemische Implikationen nach sich zieht.

Im *Joint Global Ocean Flux Study* Programm (JGOFS) des *International Geosphere-Biosphere Program* (IGBP) wird der Einfluß biologischer Prozesse auf marine Stoffkreisläufe untersucht. Aufgrund seiner ausgeprägten hydrographischen und biologischen Variabilität ist das Arabische Meer von besonderem Interesse. Ziele der JGOFS-Prozeßstudien im Arabischen Meer sind die Charakterisierung der vom Monsun gesteuerten biogeochemischen Prozesse und die Quantifizierung der relativen Bedeutung der Region für die globalen biogeochemischen Kreisläufe, insbesondere ihre Eigenschaft als Quelle oder Senke klimarelevanter Gase. Des weiteren richten sich die Studien auf die Saisonalität biogeochemischer Prozesse, die Quantifizierung der Produktion, deren Umsetzung und den Verbleib fixierten Kohlenstoffs heute sowie auf die Rekonstruktion der Monsunvariabilität im Quartär.

Es existiert bereits eine Vielzahl von Modellen, in denen entweder *Ocean Color* als Funktion der Chlorophyllkonzentration parametrisiert wird (Morel, 1988; Sathyendranath und Platt, 1988, 1989a) und in denen Gelbstoff und weitere Pigmente jeweils als kovariant angenommen werden oder Modelle, die sich abhängig von der Fragestellung mit der einen oder anderen Problematik des Strahlungstransportes oder der Biogeochemie der euphotischen Zone befassen. Eine gemeinsame Betrachtung der Gelbstoffentwicklung im biogeochemischen Kontext ist dagegen noch nicht erfolgt. Ziel dieser Arbeit ist es, die Verteilung der Fluorophore im Arabischen Meer auf der Grundlage der erhobenen Daten zu beschreiben, in ihrer Bedeutung zu erfassen und in einem biogeochemischen Modell zu implementieren. Anhand dieses Modells kann die Auswirkung des Gelbstoffs sowohl auf das Unterwasserlichtfeld als auch auf die Biogeochemie untersucht werden. Dabei kommt insbesondere der monsun gesteuerten Saisonalität Bedeutung zu.

Im folgenden Kapitel 2 wird zunächst auf die Relevanz optischer Größen und der biogeochemischen Dynamik in der Wassersäule eingegangen. Anschließend erfolgt eine Beschreibung der regionalen Ozeanographie des Arabischen Meeres unter Hinzunahme der Datenanalyse zweier Fahrten. In Kapitel 4 werden bereits existierende Modelle zu den zuvor beschriebenen Prozessen vorgestellt. Daran schließt sich in Kapitel 5 die Beschreibung eines dynamischen 1D-Modells an, das sowohl biogeochemische als auch erweiterte optische Komponenten enthält (BGCG). Die Darlegung der Modellergebnisse erfolgt in Kapitel 6. Abschließend werden die Ergebnisse der Arbeit zusammengefaßt und kommentiert.

## 2 Optische Größen und biogeochemische Dynamik

Da sich diese Arbeit mit einem interdisziplinären Thema auseinandersetzt, ist es notwendig, zunächst eine Reihe von Definitionen und Begriffserklärungen den weiteren Betrachtungen voran zu stellen.

Im globalen Kohlenstoffkreislauf spielt die ozeanische Primärproduktion, d. h. die Fixierung von Kohlenstoff mittels Photosynthese über einen definierten Zeitraum, eine zentrale Rolle. Sie ist ein wesentlicher Baustein der "biologischen Pumpe", da durch sie eine C-Fixierung stattfindet und somit die Voraussetzung für einen C-Transport geschaffen wird. Da das zur Verfügung stehende Licht für diesen Prozeß essentiell ist, werden im Folgenden zunächst die optisch relevanten Komponenten des marinen Systems betrachtet. Anschließend erfolgen die Definitionen der biogeochemischen Komponenten, sowie die Beschreibung ihrer Bedeutung.

### 2.1 Licht - von Einstein, Licht und Quanten

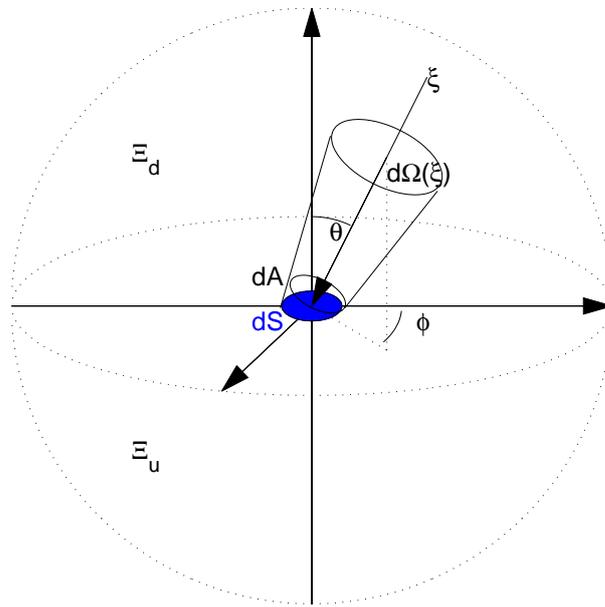
#### 2.1.1 Radiometrische Größen

Die hier verwendete Notation orientiert sich weitestgehend an der auch in Mobley (1994) verwendeten Schreibweise, bzw. am Standard der *International Association of Physical Sciences of the Oceans* (IAPSO).

Die Größe und die spektrale Zusammensetzung der Solarstrahlung, die die Erdoberfläche bzw. die Ozeanoberfläche erreicht, sind variable Funktionen des solaren Zenitwinkels, d. h. der Tageszeit, der Jahreszeit und der geographische Breite, sowie der vorherrschenden atmosphärischen Bedingungen, d. h. der Aerosolverteilung, der Staubkonzentration und des Bewölkungsgrades.

Bei der Beschreibung des Lichtes ist die Strahldichte (engl. *radiance*) die fundamentale radiometrische Größe in der Meeresoptik. Sie wird mit  $L(\vec{x}; t; \xi; \lambda)$  bezeichnet und charakterisiert die räumliche ( $\vec{x}$ ), zeitliche ( $t$ ), gerichtete ( $\xi$ ) und spektrale ( $\lambda$ ) Struktur des Lichtfeldes (Mobley, 1994). Alle weiteren radiometrischen Größen können aus  $L$  abgeleitet werden (Tab. 2.1). Eine häufig gemessene und in Modellen verwendete radiometrische Größe ist die Bestrahlungsstärke (engl. *irradiance*)  $E(\vec{x}; t; \lambda)$ , die sich unterteilen läßt in skalar, planar und nochmals in aufwärts- und abwärtsgerichtet. Aus der skalaren Bestrahlungsstärke wird die photosynthetisch verfügbare Strahlung *PAR* berechnet. Photosynthese ist, wie viele andere wichtige Prozesse im Meer, ein Quantenprozeß, d. h. für chemischen Transformationen ist die Anzahl verfügbarer Photonen mit für die Absorption geeigneter Energie und nicht die Gesamtenergie relevant. Nur ein Teil der Photonenenergie geht in die Photosynthese, der Rest wird in Wärme umgewandelt oder re-emittiert.

Tabelle 2.1: Radiometrische Größen: Strahldichte  $L$ , planare und skalare Bestrahlungsstärke  $E$  und  $E_o$ , Strahlstärke  $I$  und photosynthetisch verfügbare Strahlung  $PAR$  (Anm.: In der Biologie wird  $PAR$  häufig in "Einstein" angegeben, wobei ein Einstein gerade einem Mol Photonen entspricht). Die zugehörigen auf- und abwärtsgerichteten Größen ergeben sich dadurch, daß nicht über den gesamten Raum  $\Xi$ , sondern über den unteren bzw. den oberen Halbraum,  $\Xi_u$  und  $\Xi_d$  integriert wird. Steht die betrachtete Fläche  $dS$  nicht senkrecht zur Einfallsrichtung  $\xi$ , so ergibt sie sich als effektive Fläche aus der Beziehung  $dA = \cos(\theta)dS$ .



$$L(\vec{x}; t, \xi; \lambda) = \frac{d^4 Q}{dt dA d\Omega d\lambda} \quad \text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$$

$$E(\vec{x}; t; \lambda) = \frac{d^3 Q}{dt dA d\lambda} \quad \text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$$

$$= \int_{\Xi} L(\vec{x}; t, \xi; \lambda) |\cos(\theta)| d\Omega(\xi)$$

$$E_o(\vec{x}; t; \lambda) = \int_{\Xi} L(\vec{x}; t, \xi; \lambda) d\Omega(\xi) \quad \text{W m}^{-2} \text{nm}^{-1}$$

$$I(\vec{x}; t; \xi; \lambda) = \frac{d^3 Q}{dt d\Omega d\lambda} \quad \text{W sr}^{-1} \text{nm}^{-1}$$

$$= \int_{dA} L(\vec{x}; t, \xi; \lambda) dA$$

$$PAR(\vec{x}) = \int_{350(400)\text{nm}}^{700\text{nm}} \frac{\lambda}{hc} E_o(\vec{x}; \lambda) d\lambda \quad \text{Photonen s}^{-1} \text{m}^{-2}$$

### 2.1.2 Optische Eigenschaften - von IOP und AOP

Vom optischen Standpunkt aus ist das Meerwasser ein absorbierendes und streuendes Medium. Lichtenergie wird durch Wassermoleküle und Wasserinhaltsstoffe absorbiert und (in)elastisch gestreut. Da gelöste und partikuläre Wasserinhaltsstoffe optisch signifikant und sehr variabel sind, zeigen die optischen Eigenschaften des Wassers große zeitliche und räumliche Variabilität. Sie werden in inhärente (IOP, *inherent optical properties*) und scheinbare (AOP, *apparent optical properties*) Eigenschaften unterteilt<sup>1</sup>. IOP sind die Eigenschaften, die nur vom Medium selbst, d. h. von Absorption und Einfachstreuung, abhängen, wogegen AOP zusätzlich von der geometrischen Struktur des Lichtfeldes abhängen. Die zwei fundamentalen IOP sind der Absorptionskoeffizient  $a(\lambda)$  und die Volumenstreuungsfunktion  $\beta(\lambda)$ . Häufig verwendete AOP sind die Reflektivität, der mittlere Kosinus und verschiedene diffuse Attenuationskoeffizienten. Die Strahlungstransporttheorie liefert die Verbindung zwischen IOP und AOP, physikalische Gegebenheiten gehen in der Theorie über Randwertbedingungen ein. Die wichtigsten Größen sind in den Tabellen 2.2 und 2.3 zusammengefaßt dargestellt.

**Absorption** Über die durch Wasserinhaltsstoffe verursachte Absorption kann eine Verbindung der optischen Eigenschaften mit dem biogeochemischen Charakter des vorliegenden Wasserkörpers geknüpft werden (obgleich bereits die Messung der Absorption reinen Wassers bereits fast unlösbare methodische Schwierigkeiten mit sich bringt). Der spektrale Gesamtabsorptionskoeffizient  $a(\lambda)$  setzt sich aus den Koeffizienten von Wasser  $a_w(\lambda)$ , Phytoplanktonpigmenten  $a_c(\lambda)$ , Gelbstoff  $a_g(\lambda)$ , organischem Detritus  $a_d(\lambda)$  und mineralischen Partikeln  $a_{mp}(\lambda)$  zusammen:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + a_c(\lambda) + a_g(\lambda) + a_d(\lambda) + a_{mp}(\lambda). \quad (2.1)$$

Smith und Baker (1981) bestimmten eine obere Grenze der spektralen Absorption reinen Meerwassers  $a_w(\lambda)$ , die in der Literatur und auch im folgenden verwendet wird. Die spektrale Absorptionssignatur des Wassers wird als bekannt angesehen. Phytoplanktonzellen sind starke Absorber sichtbaren Lichtes. Die Absorption geschieht in verschiedenen photosynthetischen Pigmenten, von denen das Chlorophyll am bekanntesten ist. Die absorbierenden Pigmente sind nicht gleichmäßig verteilt, sondern in Chloroplasten angeordnet. Diese Anordnung führt zum sogenannten Packungseffekt (*packaging effect*). Das Absorptionsspektrum  $a_c(\lambda)$  hängt von der Pigmentzusammensetzung und der Pigmentverteilung und

<sup>1</sup>Im Text werden viele aus den einzelnen Fachgebieten stammende und dort übliche Abkürzung verwendet. In den meisten Fällen werden die aus dem Englischen stammenden Akronyme benutzt, da sie z. T. bereits eigene Begriffe bilden. Auf das deutsche, unbekannte Pendant wird verzichtet. Im Anhang sind alle verwendeten Akronyme erläutert. Im Text verwendete englische Begriffe werden i. d. R. kursiv gedruckt und sofern sie bereits einen eigenständigen Begriff bilden auch in dieser Form verwendet.

Um eine einheitliche Form bei der Darstellung der Graphiken und den Textkörpern zu wahren, wird in dieser Arbeit die angelsächsische Dezimalpunktdarstellung verwendet. Die Beschriftungen in den Abbildungen sind darüber hinaus ebenfalls Englisch.

damit von der Zellgröße, der Art, und dem physiologischen Zustand der Alge ab (Bricaud und Morel, 1986).

Die Absorption durch Gelbstoff  $a_g(\lambda)$  kann i. a. im Bereich von 350-700 nm mittels

$$a_g(\lambda) = a_g(\lambda_0) \exp(-S(\lambda - \lambda_0)) \quad (2.2)$$

beschrieben werden (Bricaud et al., 1981), wobei der Wert von  $S$  von den Autoren im Bereich 375-500 nm bestimmt wurde. Für die Absorption durch organischen Detritus  $a_d(\lambda)$  nehmen Roesler et al. (1989) eine der Gelbstoffabsorption entsprechende Gleichung an, wobei  $S = 0.011 \text{ nm}^{-1}$  ( $0.006\text{-}0.014 \text{ nm}^{-1}$ ) ist. Die durch mineralische Partikel hervorgerufene Absorption wird in Modellen zumeist vernachlässigt (Barth, 1999; Schröder, 1999). Prieur und Sathyendranath (1981) verzichten auf die Unterscheidung von organischen und mineralischen Partikeln und betrachten den (gemeinsamen) Absorptionskoeffizienten  $a_p$ , der durch nicht-chlorophyllhaltige Partikel biologischen oder terrestrischen Ursprungs verursacht wird (vgl. Kap. 4). In Abbildung 2.1 sind die beschriebenen Spektren exemplarisch dargestellt.

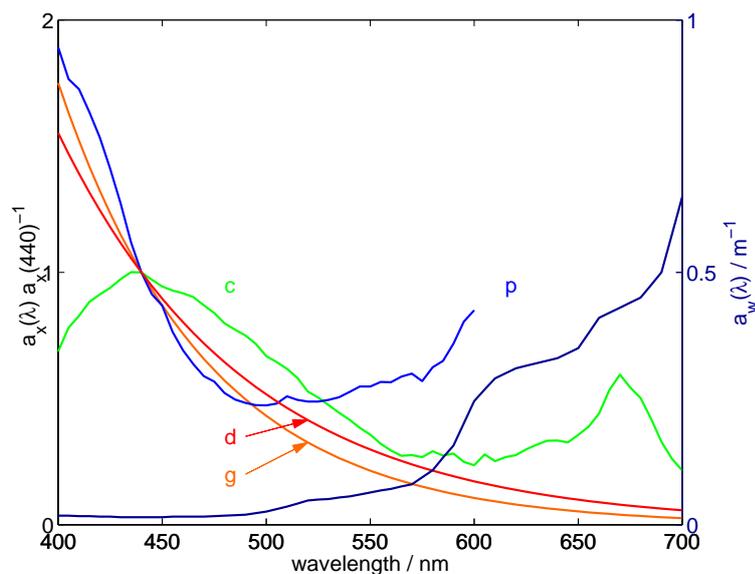
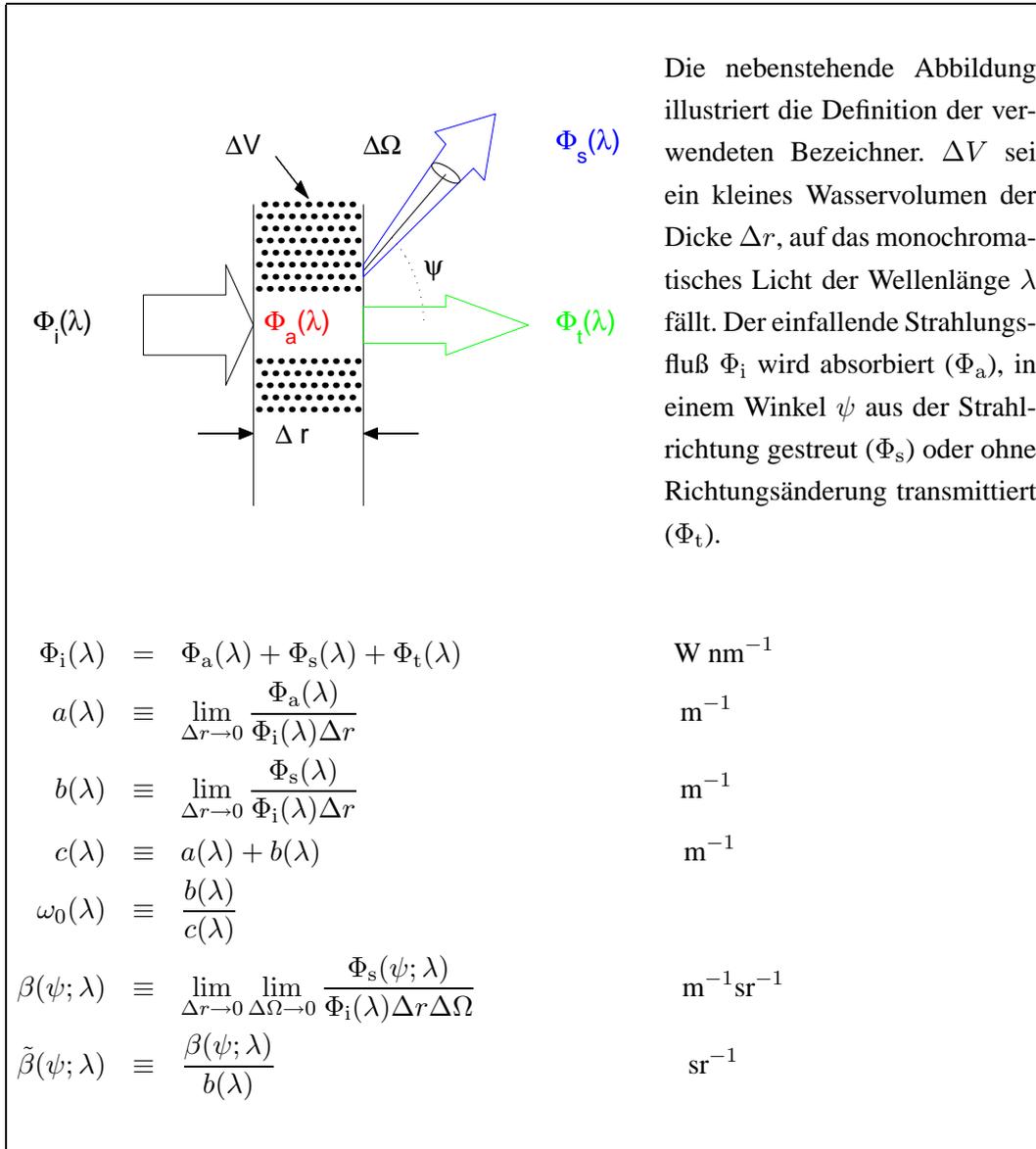


Abbildung 2.1: Normierte, exemplarische Absorptionsspektren von Phytoplanktonpigmenten ( $x=c$ ), nicht-chlorophyllhaltigen Partikeln ( $x=p$ ) und Gelbstoff ( $x=g$ ) nach den tabellierten Daten in Prieur und Sathyendranath (1981), sowie von organischem Detritus ( $x=d$ , Roesler et al. (1989)). Das Spektrum von reinem Wasser ist nicht normiert,  $a_p$  ist nur bis 600 nm dargestellt, da die Autoren den ermittelten Verlauf jenseits 600 nm selber in Frage stellen. Bei den hier abgebildeten Spektren handelt es sich um typische Verläufe. Grundsätzlich sind die aus empirischen Zusammenhängen oder nur auf wenigen Messungen basierenden Spektren mit Vorsicht zu betrachten.

Tabelle 2.2: Definitionen optischer Eigenschaften I: Strahlungsfluß  $\Phi_i$ , Absorptionskoeffizient  $a$ , Streukoeffizient  $b$ , Strahlattenuationskoeffizient  $c$ , Einfachstreueralbedo  $\omega_0$ , Volumenstreuungsfunktion  $\beta$ , Phasenfunktion  $\tilde{\beta}$ .



**Volumenstreuungsfunktion** Die Volumenstreuungsfunktion beschreibt, wie Licht der Wellenlänge  $\lambda$  im Raum (elastisch) gestreut wird. Sie hängt insbesondere von der Art, Zusammensetzung, Struktur und Verteilung der Partikel ab. Im Ozean befindet sich eine stetige Partikelgrößenverteilung von  $\approx 0.1$  nm für Wassermoleküle und gelöste Salze über organische Moleküle von  $\approx 1-10$  nm und Phytoplankton bis hin zu Fischen. Im allgemeinen erfolgt im biogeochemischen Kontext allerdings nur eine operationelle Unterscheidung in gelöst, d. h.  $< 0.45 \mu\text{m}$  und partikulär (Spitzky und Ittekkot, 1982). Die Fraktionen können organischen

und anorganischen, sowie biologischen als auch physikalischen Ursprungs sein und als lebend oder nicht lebend klassifiziert werden (die Viren mögen da eine Ausnahme spielen). Organische Partikel können dabei unterschiedliche Formen annehmen. Diese reichen von Viren über Kolloide, Bakterien, Phytoplankton, organischen Detritus bis zu großen Partikeln, die Zooplankton und *marine snow* einschließen. Anorganische Partikel bestehen zu meist aus Quarz, Tonmineralen oder Metalloxiden (Mobley, 1994, und Literatur darin).

Tabelle 2.3: Definitionen optischer Eigenschaften II: abwärtsgerichteter mittlerer Kosinus  $\bar{\mu}_d$ , mittlerer Kosinus  $\bar{\mu}$ , Reflektivität  $R$ , *Remote sensing* Reflektivität  $R_{rs}$  in  $\text{sr}^{-1}$ , abwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke  $E_d$  in der Tiefe  $z$ , diffuser Attenuationskoeffizient  $K_d$  der abwärtsgerichteten Bestrahlungsstärke in  $\text{m}^{-1}$ .

$$\begin{aligned}
 \bar{\mu}_d(z; \lambda) &\equiv \frac{\int_{\Xi_d} L(z; \theta; \Phi; \lambda) \cos \theta d\Omega}{\int_{\Xi_d} L(z; \theta; \Phi; \lambda) d\Omega} \\
 &\equiv \frac{E_d(z; \lambda)}{E_{od}(z; \lambda)} \\
 \bar{\mu}(z; \lambda) &\equiv \frac{\int_{\Xi} L(z; \theta; \Phi; \lambda) \cos \theta d\Omega}{\int_{\Xi_d} L(z; \theta; \Phi; \lambda) d\Omega} \\
 &\equiv \frac{E_d(z; \lambda) - E_u(z; \lambda)}{E_o(z; \lambda)} \\
 R(z; \lambda) &\equiv \frac{E_u(z; \lambda)}{E_d(z; \lambda)} \\
 R_{rs}(\theta; \Phi; \lambda) &\equiv \frac{L(0^+; \theta; \Phi; \lambda)}{E_d(0^+; \lambda)} \\
 E_d(z; \lambda) &\approx E_d(0; \lambda) \exp\left(-\int_0^z K_d(z'; \lambda) dz'\right) \\
 K_d(z; \lambda) &= \frac{d \ln E_d(z; \lambda)}{dz} \\
 &= -\frac{1}{E_d(z; \lambda)} \frac{dE_d(z; \lambda)}{dz}
 \end{aligned}$$

**Wassertypenklassifizierung** Schon früh ist der Versuch gemacht worden, Wasser optisch zu klassifizieren. Heute sind (mindestens) zwei Klassifizierungen weitverbreitet, Jerlov-Wassertypen und *Case I*- und *Case II*-Wasser (Jerlov, 1951, 1976; Morel und Prieur, 1977). Die Klassifizierung in *Case I* und *Case II* basiert auf dem suspendierten Material. In *Case I*-Wasser überwiegt die Konzentration des Phytoplanktons gegenüber der Konzentration nicht-biogener Partikel; die Absorption durch Chlorophyll und zugehörige Pigmente spielt daher eine wesentliche Rolle, auch wenn Beiträge durch Gelbstoff und Detritus vorhanden sein

können. Ca. 98 % des offenen Ozeans und der Küstengewässer fallen in diese Kategorie, die sowohl oligotrophe als auch eutrophe Regionen umfaßt (Morel, 1988). *Case II*-Wasser ist "alles Übrige", d. h. alle Regionen, in denen anorganische Partikel und Gelbstoff überwiegen.

Zu jeder radiometrischen Größe kann der sogenannte diffuse Attenuationskoeffizient bestimmt werden (Tab. 2.3). Am häufigsten verwendet werden  $K_d(z; \lambda)$  und  $K_{PAR}(z; \lambda)$  (bzw.  $K_{PAR}(z)$ , sofern nicht nur der eingeschränkte Wellenlängenbereich sondern die integrierte Größe betrachtet wird). Beobachtungen zeigten, daß  $K_d$  von sehr klarem zu sehr trübem Wasser systematisch mit der Wellenlänge variiert und stabil gegenüber Umweltfaktoren ist. Er wird daher oftmals als quasi inhärent angesehen. Jerlov hat daraufhin eine phänomenologische Wassertypenklassifizierung durchgeführt, die auf der spektralen Form  $K_d(0^-, \lambda)$  beruht. Die Wassertypen werden mit I, IA, IB, II und III für den offenen Ozean und mit 1 bis 9 für Küstengewässer bezeichnet.

Der diffuse Attenuationskoeffizient hängt im Gegensatz zum Strahlattenuationskoeffizienten von der Struktur des Lichtfeldes ab und gehört somit zu den AOP. Die Verwendung des diffusen Attenuationskoeffizienten ist nützlich, da er mit der Chlorophyllkonzentration korreliert und eine Verbindung zwischen Biologie und Optik herstellt (Smith und Baker, 1978a, und dort zitierte Literatur). Etwa 90 % des diffus reflektierten Lichtes eines Wasserkörpers stammen aus einer Tiefe von  $K_d^{-1}$ , somit spielt  $K_d^{-1}$  eine wichtige Rolle bei der Fernerkundung. Darüber hinaus bestehen in der Strahlungstransporttheorie nützliche Verbindungen zwischen  $K$ 's und diversen IOP und AOP.

### 2.1.3 Strahlungstransport

Nachdem sowohl die radiometrischen Größen als auch die optischen Eigenschaften des Wassers und seiner Inhaltsstoffe vorgestellt wurden, soll nun der Strahlungstransport skizziert werden (detaillierter Beschreibungen finden sich u. a. in Mobley (1994) und dort zitierte Literatur).

Transmission und Reflektion bestimmen den Strahlungstransport durch die Atmosphäre und die Grenzschicht Luft-Wasser. Die Beschreibung wird durch die Tatsache erschwert, daß die Meeresoberfläche nicht spiegelglatt ist, sondern durch Seegang und Schaumkronen beeinflusst wird. Sobald das Licht die Atmosphäre und die Grenzfläche Luft-Wasser durchquert hat, initiiert es eine Kette von Streu- und Absorptionseignissen innerhalb des Wassers. Das Verhalten der Strahldichte wird mit Hilfe der Strahlungstransportgleichung (RTE, *radiative transfer equation*) beschrieben, auf deren Grundlage das Unterwasserlichtfeld vorhergesagt werden kann.

Wenn ein Photon mit einem Molekül (oder Atom) wechselwirkt, kann das Photon absorbiert werden, und das Molekül in einem Zustand höherer Energie hinterlassen. Wenn das Molekül sofort wieder in den Grundzustand zurückkehrt und ein Photon emittiert, das die gleiche Energie besitzt wie das zuvor absorbierte Photon, so spricht man von elastischer Streuung. Wird ein Photon geringerer (oder auch höherer) Energie re-emittiert, so heißt die-

ser Vorgang inelastische Streuung. Zu den in Kapitel 3 erwähnten Prozessen gehören die Raman-Streuung und die Fluoreszenz, daher sollen sie kurz Erwähnung finden. Raman-Streuung ist ein Prozeß, bei dem ein Photon ein Molekül anregt und in einen höheren Rotations- oder Vibrations-Quantenzustand überführt. Das angeregte Molekül emittiert unmittelbar ein Photon geringerer Energie, wobei die Energiedifferenz als interne Vibrations- oder Rotationsenergie verbleibt. War das Molekül bereits in einem angeregten Zustand, so können auch Photonen mit höherer Energie als die des absorbierten Photons emittiert werden. Die Frequenz des gestreuten Photons wird durch die molekulare Struktur bestimmt. Bei der Fluoreszenz wird ein Photon absorbiert und kurz darauf ( $10^{-11}$  bis  $10^{-8}$  s) mit geringerer Energie emittiert. Aufgrund der Länge des Zeitintervalls wird Fluoreszenz auch als Absorptionsprozeß mit folgender Emission angesehen anstatt als Streuprozeß.

Mit Hilfe der folgenden sechs Prozesse kann eine Energiebalance für Photonen auf der phänomenologischen Ebene beschrieben werden. Diese sechs umfassen den Verlust und den Gewinn von Photonen durch Streuung in andere Richtungen ohne und mit Energieänderung (elastische und inelastische Streuung), sowie die Umwandlung zwischen Strahlungsenergie und strahlungsloser Energie.

Es sind verschiedene optische Modelle entwickelt worden, in denen die Strahldichte  $L$  im Ozean über die numerische Lösung der Strahlungstransportgleichung berechnet wird. Die RTE ohne inelastische Streuung lautet

$$\begin{aligned} \frac{dL(\vec{x}; t; \xi; \lambda)}{dr} = & -c(\vec{x}, \lambda)L(\vec{x}; t; \xi; \lambda) \\ & + \int_{\Xi} L(\vec{x}; t, \xi'; \lambda)\beta(\vec{x}; \xi' \rightarrow \xi; \lambda)d\Omega(\xi') \end{aligned} \quad (2.3)$$

wobei  $c$  der Attenuationskoeffizient ist,  $\Xi$  alle Richtungen  $\xi'$  in einer Einheitskugel erfaßt und  $\beta$  die Volumenstreuungsfunktion darstellt (vgl. Tab. 2.1). In der Meeresoptik wird das Wasservolumen horizontal als unendlich und homogen angenommen, daher gibt es keine horizontalen Variationen und Randbedingungen. Die IOP variieren nur mit der Tiefe. Wird weiterhin Stationarität angenommen, so kann die RTE geschrieben werden als

$$\begin{aligned} \mu \frac{dL(z, \xi, \lambda)}{dz} = & -c(z, \lambda)L(z, \xi, \lambda) \\ & + \int_{\Xi} L(z, \xi', \lambda)\beta(z, \xi' \rightarrow \xi, \lambda)d\Omega(\xi') \end{aligned} \quad (2.4)$$

wobei  $dr = dz/\cos\theta = dz/\mu$ . Sie kann mit Hilfe verschiedener numerischer Methoden, z. B. mit Monte-Carlo-Verfahren oder mit der Matrix-Operator-Methode, gelöst werden.

## 2.2 Biogeochemie - von Plankton, Bakterien, DOC

Bislang standen optische Größen und die sie beeinflussenden Wasserinhaltsstoffe im Mittelpunkt, nun werden letztere in ihrem biogeochemischen Kontext betrachtet. Hierbei wird deutlich werden, welche Vielzahl von Prozessen im pelagischen System von Bedeutung ist und ein Eindruck über ihre Komplexität vermittelt.

### 2.2.1 DOC, Gelbstoff und Bakterien

Wie in Kapitel 2.1.2 bereits erwähnt, handelt es sich bei DOC (*dissolved organic carbon*) um eine rein operationell definierte Größe, die folglich wenig charakterisiert ist, während Gelbstoff über seine optischen Eigenschaften festgelegt ist. Da vielfach Huminstoffe die beobachteten optischen Eigenschaften hervorrufen (insbesondere im terrestrischen Bereich), werden häufig die Begriffe Gelbstoff und Huminstoff synonym benutzt, auch wenn es genau genommen nicht richtig ist. Hier ist, sofern nicht anders vermerkt, mit Gelbstoff immer der Absorptionskoeffizient (bei einer festen Wellenlänge) gemeint. Huminstoffe bzw. Huminsäure, Fulvosäure und Humine sind, wie DOC, nur über eine methodische Vorgehensweise (Löslichkeit durch Basen und Säuren) definiert und ebenfalls wenig charakterisiert (Ishiwari, 1992, Review). Neben dem Begriff DOC wird häufig die Bezeichnung DOM (*dissolved organic matter*) verwendet, die das gesamte gelöste organische Material und nicht nur den Kohlenstoff umfaßt.

Marine und terrestrische Huminsäuren unterscheiden sich in ihrer Element- und Isotopenzusammensetzung sowie ihren spektroskopischen Eigenschaften (Ertel und Hedges, 1983). Im Vergleich zu den terrestrischen Huminsäuren enthalten die Huminsäuren marinen Ursprungs höhere Wasserstoff- und Stickstoffkonzentrationen, weniger konjugierte und aromatische Strukturen und eine größere Anzahl leicht veränderter Kohlenhydrate, Proteine und Pigmentreste.

Nach Romankevich (1984) sind im Tiefenwasser der Ozeane ca. 16 % des DOC allochthonen Ursprungs, während es in der photischen Zone des globalen Ozeans nur bis zu 5 % sind. Im Oberflächenwasser werden 45–70 % des organischen Kohlenstoffs durch Phytoplankton und Makrophyten synthetisiert und postmortem in DOC umgewandelt. Weitere Quellen organischen Materials sind das Phytobenthos, bakterielle Chemosynthese und Hydrolyse, sowie allochthoner Eintrag über Flüsse oder die Atmosphäre. Mit Phytoplankton als dominanter DOC-Quelle kann der bakterielle Bedarf nicht gedeckt werden, der 20–40 % der photosynthetischen C-Fixierung entspricht. Neben der Exsudation von DOC durch Algen sind vermutlich planktische *Grazer* eine Hauptquelle für DOC im Meer (Strom et al., 1997). Nach Banse (1992) ist die Exsudation eine Funktion der Primärproduktion und nicht der Biomasse. Allerdings gibt es noch keinen Konsens über die Größe und die ökologische Signifikanz der DOM-Exsudation durch Phytoplankton (Azam und Smith, 1991).

DOM kann durch Sonnenlicht in eine Reihe von Photoprodukten abgebaut werden, die das Wachstum und die Aktivität von Mikroorganismen im aquatischen Lebensraum um einen Faktor von 1.6–6 fördern können (Moran und Zepp, 1997), da u. a. refraktäres organisches Material in labiles, metabolisch verwertbares verwandelt wird. Bei den biologisch labilen Photoprodukten handelt es sich um niedermolekulare organische Komponenten, Gase, nicht identifizierte gebleichte organische Moleküle, d. h. solche, die ihr Absorptionsvermögen verloren haben, und stickstoff- und phosphorreiche Komponenten, z. B. Aminosäuren, Ammonium und Phosphat (Moran und Zepp, 1997). Die Freisetzung von Radikalen kann

dagegen zu Schädigungen der Organismen führen. Herndl et al. (1993) berichten von reduzierter Bakterioplanktonaktivität von ca. 40 % durch Sonneneinstrahlung (UVB) in den oberen 5–10 m der Wassersäule. Gebildetes Kohlenmonoxid kann von chemoautotrophen Bakterien verwendet werden und stellt daher eine potentielle Energiequelle dar. Es wird allerdings weniger effizient gebildet als DIC (*dissolved inorganic carbon*). Die z. Zt. bekannten Photoprodukte weisen nach Miller und Moran (1997) darauf hin, daß die Bildung von Gasen die bei weitem wichtigste DOM-Senke ist, während der mikrobielle Abbau biologisch verfügbarer Photoprodukte von geringerer biogeochemischer Signifikanz zu sein scheint. Globale Schätzungen der jährlichen Photoproduktion ergeben, daß das produzierte Kohlenmonoxid und die niedermolekularen Verbindungen ca. 0.25 % des ozeanischen DOC-Pools entsprechen und  $28\text{--}46 \text{ g DIC m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  entstehen (Moran und Zepp, 1997). Der jährliche photochemische DOM-Verlust betrüge damit 2–3 % des ozeanischen DOC-Pools und wäre größer als der geschätzte terrestrische Eintrag. Die Messungen von Andrews et al. (2000) unterstützen die Annahme, daß Photooxidation das Potential hat, marines DOM signifikant über gekoppelte chemisch/biologische Prozesse zu verändern.

Die Akkumulation von DOC wird, trotz der Dominanz der Gasproduktion, zumeist durch die langsame Abbaubarkeit oder die Abhängigkeit des bakteriellen C-Verbrauchs von Nahrungsnetzmechanismen begründet, d. h. Nährstoffkonkurrenz und Fraßdruck (Thingsta et al., 1997). Bakterioplankton repräsentiert die größte lebende Oberfläche im Weltozean und seine Biomasse übersteigt vielleicht sogar die des Phytoplanktons (Stoderegge und Herndl, 1998). Es wird als eine aktive Komponente im pelagischen Nahrungsnetz angesehen, die DOM in Biomasse und  $\text{CO}_2$  umwandelt. Umgekehrt bildet es eine Nahrungsgrundlage für andere Mikroorganismen und führt daher zu einer effizienten Umsetzung von Kohlenstoff und Energie im mikrobiellen Kreislauf (*microbial loop*). In von Smith et al. (1995) durchgeführten Mesokosmosexperimenten gelangte ca. die Hälfte der Primärproduktion über den DOC-Pool zu den Bakterien. Hohe bakterielle Ectohydrolase-Aktivitäten (Enzymaktivitäten) lassen vermuten, daß durch Hydrolyse DOC freigesetzt wird, ein bis dahin unberücksichtigter DOC-Produktionsmechanismus. Gleichzeitig wird die Fähigkeit zu verkleben (*stickiness*) und damit das Aggregationspotential verändert. Bakterien konvertieren organisches Material von einem schnell sinkenden Pool (Kotpillen und Phytoplankton nach einer Blüte) in einen nicht sinkenden Pool (Bakterien und  $\text{CO}_2$ ). Ein bisheriger Ansatz war meist, daß Bakterien keinen direkten Einfluß auf die DOC-Produktion haben, sondern nur passiv dessen Zustandekommen als Überlebensstrategie abwarten. Durch enzymatische Hydrolyse übernehmen sie dagegen eine aktive Rolle. Noch ist unbekannt, ob Bakterien auch noch lebendes, nicht aggregiertes Phytoplankton hydrolysieren (Smith et al., 1995). Für Bakterien werden drei potentielle Überlebensstrategien angeführt: das Phycosphärenkonzept, bei dem Bakterien durch Chemotaxis in der Nähe des Phytoplanktons bleiben, aber sich nicht anlagern und von DOC-Exsudaten leben; die Detritussphäre, bei der sich Bakterien an Detritus anlagern und durch Hydrolyse den Detritus in eine metabolisch verwertbare Form überführen und drittens eine Art Symbiose zwischen Bakterien und Phytoplankton.

Über den Anteil der Bakterien an der Produktivität im Meer herrscht weitgehend Uneinigkeit, ihre Bedeutung bei der Remineralisierung ist dagegen offensichtlicher.

Mikrobielle, chemische und Isotopenuntersuchungen deuten darauf hin, daß das DOC im Tiefenwasser konservativ ist, oder aufgrund refraktärer Molekülstrukturen nur sehr langsam transformiert wird. Typische Werte für den Indischen Ozean liegen um  $1.58 \text{ mg l}^{-1}$  in den oberen 100 m und um  $1.25 \text{ mg l}^{-1}$  darunter. Die DOC-Konzentration unterhalb 1000 m ist um 20–25 % geringer als in den oberen 100 m (Romankevich, 1984).

Die Dynamik von DOC und POC wird beeinflusst durch Konvektion, Advektion und turbulenten Austausch, Mineralisierung, chemischen Abbau zu  $\text{CO}_2$ , Aggregation und Flockenbildung. Im Ozean befinden sich ca. 82 % des POC unterhalb der photischen Zone und ca. 50 % unterhalb 1000 m. Die Quelle für sinkende Partikel sind vor allem Kotpillen und sogenannter mariner Schnee (*marine snow*), sowie *in situ*-Produktion, fluviatiler und äolischer Eintrag (Honjo, 1996). Darüber hinaus können sie sich neu bilden oder aktiv durch migrierende Tiere transportiert werden (Romankevich, 1984). Sie setzen sich aus organischem Material, Kalziumkarbonat  $\text{CaCO}_3$ , biogenem Opal und lithogenen Partikeln zusammen. In den oberen Bereichen des Pelagials ist eine exponentielle Abnahme des organischen Flusses, in größeren Tiefen eine langsame, lineare Abnahme zu beobachten. Das sinkende Material ist im offenen Ozean meist marinen Ursprungs. Während und nach Blütenperioden ist das sedimentierende Material labiler und der Abbau erfolgt schneller gegenüber den Perioden mit geringen Flüssen. Allerdings existiert über längere Perioden im Jahr keine klare Korrelation zwischen Phytoplanktonpopulation und partikulärem Material (Duursma und Dawson, 1981).

Gelbstoff spiegelt den optisch aktiven Anteil des DOM wider und wird daher auch als chromophores DOM (CDOM) bezeichnet. Wie DOC wird es somit u. a. lokal produziert und stellt über seinen Einfluß auf das Lichtattenuationsbudget eine biogeochemisch relevante Größe dar. Der Anstieg der Absorption sichtbaren Lichtes im blauen Spektralbereich wurde von Kalle (1937) zunächst für Küstengewässer beschrieben und mit Huminsäuren in Verbindung gebracht. Er führte den Begriff Gelbstoff ein. Kalle (1963) vermutete bereits, daß mariner Gelbstoff keine einheitliche chemische Entität ist, sondern vielmehr eine komplexe Mischung von Komponenten, die wahrscheinlich durch phytoplanktisches Material zustande kommt. In den 60er Jahren wurde eine Reihe von Zusammenhängen zwischen Algen und der UV-Absorption gefunden, so daß Gelbstoff sowohl auf extrazelluläre Produkte und auf fraktionierte Zellen zurückzuführen ist als auch von lebenden Algen ausgeschieden wird (Fogg und Boalch, 1958; Yentsch und Reichert, 1962; Craigie und McLachlan, 1964). Sieburth und Jensen (1969) stellten die Hypothese auf, daß sich aus Exsudaten von braunem Seetang im alkalinen Meerwasser Polyphenole bilden, die schnell mit proteinhaltigem Material und C-Hydraten reagieren. Der resultierende phenolische Komplex ist Teil des marinen Gelbstoffs.

Über die Herkunft der Gelbstoffverteilung im Ozean herrscht noch Uneinigkeit. Bricaud et al. (1981) vermuten, daß der Gelbstoff im offenen Ozean älteres stabiles organisches Ma-

terial widerspiegelt und das Ergebnis biologischer Aktivität über einen längeren Zeitraum ist. Temporäre Änderungen der Biomasse beeinflussen ihn nur schwach. Højerslev (1988) schließt aus der Tatsache, daß für ausgewählte ozeanische Gebiete die Konzentrationsänderungen suspendierten Materials ohne signifikante Gelbstoffänderungen zu beobachten sind, daß die autochtone Gelbstoffbildung gegenüber der Hintergrundkonzentration vernachlässigbar ist und erachtet ihn als quasi-konservativ.

Gelbstoff absorbiert stark im UV und kann daher die Eindringtiefe der schädigenden UVB-Strahlung reduzieren. Andererseits können beim photochemischen Abbau reaktive Sauerstoffspezies entstehen, die schädigend auf marine Organismen wirken. Wenn reichlich vorhanden, kann die Absorption auch in das sichtbare Licht hineinreichen und somit PAR beeinflussen. Darüber hinaus führt die Absorption zu einer Erwärmung und es entstehen photochemische Zwischenprodukte. Die Lichtabsorption durch (terrestrische) Huminstoffe hängt von mehreren Faktoren ab, insbesondere vom Grad der Kondensation aromatischer Kerne, vom Verhältnis aromatischer zu aliphatischen Strukturen, vom Kohlenstoffgehalt und von der Molekülgröße. Unterschiedlich dispergierte, aber chemisch gleiche Huminstoffe können unterschiedliche Absorptionsspektren haben, daher ist der kolloidale Status des Huminstoffs von Bedeutung (Ziechmann, 1980a). Der photochemische Mechanismus des DOM-Abbaus wird durch einen partiellen Verlust der Absorptionsfähigkeit begleitet, da die Chromophore ihrerseits abgebaut werden. Es ist anzunehmen, daß die mit dem photochemischen Bleichen (*photobleaching*) einhergehenden Änderungen im DOM-Pool auch zu Änderungen der spektralen Charakteristik des Absorptionskoeffizienten führen. Verschiedene spektrale Wellenlängenbereiche werden mit unterschiedlichen Raten bleichen, die von der Empfindlichkeit der speziellen Gelbstoffkomposition und von der spektralen Zusammensetzung des einfallendes Lichtes abhängen (Twardowski und Donaghay, 1998).

Die durch Sonnenlicht verursachte Abnahme der Absorption geht nicht mit einer proportionalen Änderung des DOC überein (Zepp, 1988). Die DOM-Verluste sind geringer als die Absorptions-/Fluoreszenzverluste, da die Photochemie zur Bildung von Produkten führt, die noch zum DOC-Pool gehören, aber ihre optischen Eigenschaften verloren haben oder zu Gasen, die in die Atmosphäre entweichen (Moran und Zepp, 1997). Gelbstoff zeigt ein wenig spezifisches, breites Emissionsmaximum im Fluoreszenzspektrum nach Anregung im UV. Die Fluoreszenzquantenausbeute von Huminstoffen ist variabler als die Absorptionskoeffizienten (Zepp und Schlotzhauer, 1981). Ungefähr 70 % der Gelbstoffabsorption und -fluoreszenz sind bei Untersuchungen von Vodacek et al. (1997) in der Mittelatlantischen Bucht durch Photooxidation verloren gegangen, und der Parameter  $S$  (Gl. 2.2) stieg mit Entfernung von der Küste und zunehmender Photodegradation. Die Veränderlichkeit von  $S$  und die saisonalen Veränderungen von Chlorophyll und Gelbstoff erschweren die Entwicklung eines Algorithmus zur Vorhersage von Chlorophyll in trüben Küstengewässern mit *Ocean Color*-Daten. Die saisonale Variation von Gelbstoffabsorption, -fluoreszenz und Quantenausbeute lag in ihrer Studie bei  $< 15\%$ , geschätzte 10 % des DOC können in der durchmischten Schicht direkt photochemisch in DIC umgewandelt werden. In der Lite-

ratur variieren die Angaben des Verhaltens des *S*-Wertes nach UV-Einstrahlung. Whitehead et al. (2000) zitiert Miller (1994) und Gao und Zepp (1998) mit abnehmenden Werten unter Einstrahlung (in Abwesenheit von Biota), während bei den Feldexperimenten von Whitehead et al. (2000) und Vodacek et al. (1997) die *S*-Werte unter Lichteinwirkung zunahmen. Dies könnte auf den jeweiligen Ursprung des Gelbstoffs zurückzuführen sein, sowie auf die spektrale Zusammensetzung des einfallenden Lichtes als auch auf Mischungsvorgänge. Messungen der Fluoreszenz von gelöstem organischem Material (FDOM) und von DOC in den oberen 200 m des Pazifik zeigen, daß die Fluoreszenz nicht mit DOC korreliert (Karabashev und Agatova, 1984). Kouassi und Zika (1990) untersuchten die Photodegradation der DOM-Fluoreszenz im Golf von Mexiko, in der Biscayne Bay und im Golfstrom. Die Fluoreszenz ist partiell photoreversibel und nimmt abhängig von der Anregungswellenlänge bei Bestrahlung zu oder ab! Die partielle Photoreversibilität könnte daher resultieren, daß Huminstoffe zumindest aus zwei verschiedenen chromophorischen Gruppen bestehen, die unterschiedliche photophysikalische Eigenschaften besitzen. Literatur über Photochemie aquatischer Huminstoffe zeigt, daß die involvierten Prozesse, die produzierten Photoprodukte und die strukturellen Veränderungen der Ausgangssubstanzen divers und komplex sind. Lichtinduzierter Fluoreszenzabbau im Sonnenlicht ist wesentlich schneller als die beobachtete Fluoreszenzrückbildung im Dunkeln. Kouassi und Zika (1990) stellten die Hypothese auf, daß in der durchmischten Oberflächenschicht die Photodegradation überwiegt, während in Tiefen unterhalb der durchmischten Schicht, d. h. dort wo kein gebleichtes Material eingemischt wird, das Fluoreszenzsignal durch Dunkelrückbildung dominiert wird. Kurz, die DOM-Fluoreszenz wird in der photischen Zone reduziert und regeneriert über längere Zeiten in der aphotischen Zone der Ozeane (Photodegradation-Regeneration-Hypothese). Darüber hinaus könnte die Oxidation und Remineralisierung absinkender Partikel mit der Regeneration und Bildung fluoreszierenden Materials einhergehen (Chen und Bada, 1992; Hayase und Shinozuka, 1995). Die Laborexperimente von Determann (1995) unterstützen die Rückbildungshypothese. Die Änderungen des Gelbstofffluoreszenzspektrums wurde primär durch Algenexsudate und photochemischen Zerfall beeinflusst, wobei bakterielle Prozesse nicht von Bedeutung waren. Der Umbau der labilen DOC-Fraktion in inerte Moleküle könnte zu einer Verringerung der Fluoreszenzemission führen, wogegen die Bakterien nur eine untergeordnete Rolle bei der Produktion von Gelbstofffluoreszenz spielen. Obgleich die Algenexsudation eine potentielle Gelbstoffquelle ist, existiert nach Determann (1995) kein Zusammenhang zwischen der Oberflächenproduktion und der Fluoreszenz in größeren Tiefen. Es wird vermutet, daß die Verteilung der Fluoreszenz in mittleren bis größeren ozeanischen Tiefen zum Großteil von physikalisch-ozeanographischen Faktoren abhängt.

### 2.2.2 Phytoplankton und Pigmente

Als Primärproduzenten kommt dem Phytoplankton eine wesentliche Rolle im Kohlenstoffkreislauf zu, daher ist insbesondere das Wissen über seine Verteilung und Aktivität von Be-

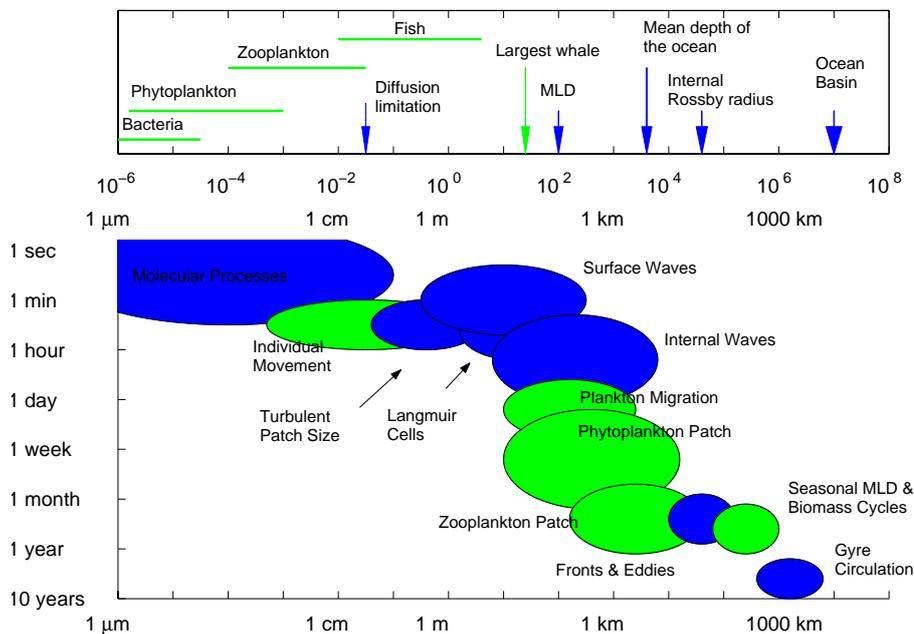


Abbildung 2.2: Charakteristische zeitliche und räumliche Skalen biologischer (grün) und physikalischer (blau) Längen und Prozesse. Modifiziert nach Mann und Lazier (1991) und Bidigare et al. (1992).

deutung. Die Abundanz und Verteilung des marinen Phytoplanktons hängt von Mischungsprozessen, der spektralen Zusammensetzung und Intensität des Lichtes, der Nährstoffzufuhr, vom Fraßdruck und von Sedimentationsprozessen ab. Die verschiedenen Charakteristika der zeitlichen und räumlichen Skalen biologischer und physikalischer Prozesse sind in Abbildung 2.2 dargestellt. In der Vertikalen sind konzeptionell zunächst vier Tiefen von Bedeutung: die Tiefe der durchmischten Schicht, die Kompensationstiefe, die 1 %-Tiefe und die kritische Tiefe. Die Tiefe der durchmischten Schicht ist die Tiefe, in der relativ zur Oberflächentemperatur ein Temperaturunterschied von  $1^{\circ}\text{C}$  besteht (je nach Definition kann es auch  $0.1^{\circ}\text{C}$  sein oder es wird entsprechend der Dichteunterschied betrachtet). Die Kompensationstiefe ist die Tiefe, in der über einen 24 h-Zyklus die Bruttophotosynthese gerade die Respiration kompensiert (Banse, 1994; Lampert und Sommer, 1993). Genau genommen ist über sie die Tiefe der euphotischen Zone definiert. Obwohl für die Photosynthese und damit für die Kompensationstiefe das tatsächlich zur Verfügung stehenden Licht relevant ist, wird in der Praxis oftmals die 1 %-Tiefe, d. h. die Tiefe, in der noch 1 % des photosynthetisch verfügbaren Lichtes an der Oberfläche vorhanden ist, als deren Maß verwendet. Die kritische Tiefe ist die Tiefe, in der die Gesamtprimärproduktion (integriert über die Wassersäule und über den Tag) der über den Tag integrierten Wassersäulenrespirationsrate gleicht (Sverdrup, 1953). Wenn die durchmischte Schicht tiefer als die euphotische Zone ist, wird Phytoplankton im Mittel mehr Zeit unter niedrigen Lichtbedingungen verbringen. Unter solchen Bedingungen kann die integrierte Wassersäulenphotosynthese geringer sein als die integrierte

Gesamtrespiration und das Phytoplankton kann netto kein positive Wachstum verbuchen. Wenn die durchmischte Schicht niedriger ist als die kritische Tiefe, ist die Nettoprimärproduktion größer oder gleich der Gesamtrespirationsverluste innerhalb der durchmischten Schicht. Solange ausreichend Nährstoffe zur Verfügung stehen, sind Blüten möglich.

In der durchmischten Schicht besteht ein direkter Zusammenhang zwischen den photophysiologicalen Parametern und den Durchmischungsparametern. Wenn die Reaktionszeit der Photoadaptation kleiner ist als die der vertikalen Durchmischung, bilden sich vertikale Gradienten in der Verteilung des Phytoplanktons aus, im umgekehrten Fall ist eine homogene Verteilung der photophysiologicalen Parameter zu erwarten. Auf der Zeitskala von bis zu ein paar Tagen, reagieren Phytoplanktongemeinschaften auf veränderte Umweltbedingungen mit physiologischer Adaption (Harris, 1986, zitiert in Bidigare et al. (1992)), während sich auf längere Sicht die Zusammensetzung der Gemeinschaft ändert. Die Reaktionszeit der individuellen Photoadaptation variiert über mehrere Größenordnungen, so liegt z. B. Chlorophyllfluoreszenz im Bereich Sekunden bis Minuten, Chlorophyllkonzentration, Zellabsorption und PI-Parameter (Kap. 4) im Bereich Stunden oder länger (Bidigare et al., 1992, Review).

In der Praxis umfaßt der Ausdruck "Chlorophyllkonzentration" oftmals die Summe aus Chlorophyll a und Pheophytin a. Chlorophylle sind zyklische Tetrapyrrolringe mit einem zentralen Magnesiumatom. Alle photosynthetisierenden Pflanzen enthalten Chlorophyll a (oder  $a_2$ ) (Kirk, 1994). Die jeweilige Pigmentzusammensetzung ist abhängig von der Algenart und diversen Umweltfaktoren, z. B. der Nährstoffverfügbarkeit. Chlorophyllkonzentrationen reichen von  $0.01 \text{ mg m}^{-3}$  in klarstem Ozeanwasser bis zu  $10 \text{ mg m}^{-3}$  in Hochproduktionszonen der Auftriebsregionen. Neben Chlorophyll a existiert eine Vielzahl weiterer Algenpigmente und Abbauprodukte. Diese sind strukturell divers, heterogen verteilt und hochgradig variabel bzgl. der Zeit ( $>$  Tage und Wochen). Ihre *in vivo*-Absorptionseigenschaften sowie ihre photosynthetische Funktion ist weitgehend noch unbekannt. Die Effektivität der Photonennutzung hängt von den Menge absorbiertes Photonen sowie der Quantenausbeute ab. Die Menge absorbiertes Photonen ist eine Funktion der Zellgröße und -form, der intrazellulären Pigmentkonzentration und -zusammensetzung, der Chloroplastengeometrie und des Aufbaus der Thylakoidmembran (Bidigare et al., 1992, Review). Sie beeinflusst zusammen mit der spektralen Zusammensetzung des submarinen Lichtfeldes die photosynthetisch nutzbare Energie, wobei die Transformation der absorbierten in chemische Energie über die Quantenausbeute erfolgt. Die Quantenausbeute ist als die Anzahl transformierter  $\text{CO}_2$ -Moleküle pro absorbiertem Quantum definiert. Nach neueren Ergebnissen wird 0.125 als maximaler Wert angenommen. Unter günstigsten Bedingungen werden zwischen 20 % (400 nm) und 34 % (700 nm) der absorbierten Energie in chemische Energie umgewandelt. In der ozeanischen Wassersäule, in der die Strahlungsenergie hauptsächlich im Bereich 450 – 580 nm liegt, sind es im Mittel ca. 25 % (Morel, 1978). Die Quantenausbeute variiert, da die absorbierte Energie nicht immer vollständig zu den photochemischen Reaktionszentren transferiert wird, die Anzahl der Reaktionszentren mit

der Bestrahlungsstärke oder den Nährstoffen variieren kann und ggf. ein zyklischer Elektronenfluß stattfindet (Morel, 1978). Die tatsächliche maximale Quantenausbeute ist daher vermutlich geringer als die theoretische.

Chlorophyll ist nach wie vor einer der wesentlichen Parameter zur Abschätzung von Phytoplanktonbiomasse, obgleich er wegen des variablen Chl:C-Verhältnisses, des bereits erwähnten Packungseffektes und der Variabilität der Quantenausbeute bei der Photosynthese auch in Frage gestellt wird (Perry, 1994). Darüber hinaus gibt es methodische Probleme bei der Konzentrationsbestimmung, derart, daß *in vivo*-Fluoreszenzmessungen nur als semi-quantitativ angesehen werden können. Owens (1991) diskutiert den Ursprung der *in vivo*-Fluoreszenz einzelliger Algen in Hinblick auf die Prozesse, die die Fluoreszenzausbeute regulieren und bzgl. der Interpretation von Fluoreszenzmessungen als Indikator für Primärproduktion und den physiologischen Zustand. Der prinzipielle Nachteil bei der Interpretation von *in vivo*-Fluoreszenzdaten ist das Fehlen einer Beschreibung, die die Fluoreszenzausbeute und die der Photosynthese zu Grunde liegenden Reaktionen und gekoppelten Prozesse derart umfaßt, daß daraus die (inverse) Berechnung der Konzentration möglich ist. Qualitativ ist die Fluoreszenzeffizienz eine Funktion der Tageszeit, der Algenart und ihrer Pigmentausrüstung, des physiologischen Zustandes, der Nährstoffe, der Temperatur und des Lichtes (GKSS Report, 1986a).

Phaeopigmente, d. h. Abbauprodukte des Chlorophylls, weisen zunächst ähnliche spektrale Charakteristika wie die Ausgangssubstanz auf (Krause und Weis, 1991). Ihre Hauptquelle sind vermutlich Zooplanktongrazing, Produktion in alternden Zellen, Photooxidation, sowie bakterieller oder virueller Abbau des Chlorophylls (Soohoo und Kiefer, 1982a,b). Der Abbau des Chlorophylls erfolgt i. a. über den Verlust des zentralen Magnesiums oder des Phytolrestes und führt zu Phaeophytin/Phaeophorbiden, oder durch den Zerfall des makrozyklischen Ringsystems mit nachfolgendem Abbau in C/N-Fragmente. Diese Prozesse können enzymatisch aber auch nicht-enzymatisch durch Einwirkung aktiven Sauerstoffes erfolgen. Die Änderung der Tiefenverteilung von Tetrapyrrolpigmenten spiegelt die kombinierten Effekte von Alterung, Abbau und Fraßdruck wieder (Louda und Baker, 1986). Der Pigmentabbau ist sowohl licht- als auch sauerstoffabhängig, wobei Chlorophyll, Phaeopigmente und die Hauptcarotinoide mit vergleichbaren Raten bleichen (Nelson, 1993a). Aufgrund des schnellen und parallelen Ausbleichens von detritischen Chlorophyllen, Phaeopigmenten und Carotinoiden ist es unwahrscheinlich, daß die detritischen Phytoplanktonpigmente die oberflächennahen Pigmentverhältnisse oder die optischen Eigenschaften beeinflussen. Andererseits ist nach einer Blüte, unter geringer Einstrahlung oder in den tieferen Bereichen der euphotischen Zone der Einfluß der Photodegradation vernachlässigbar oder nicht ausreichend und detritische Pigmente können signifikant zum Gesamtpigmentsignal beitragen (Nelson, 1993a,b).

### 3 Regionale Ozeanographie und Datenanalyse

In diesem Kapitel wird die regionale Ozeanographie des Arabischen Meeres unter Hinzunahme der Datenanalyse zweier Fahrten beschrieben. In der Regel werden zunächst allgemeine Kenntnisse über das Arabische Meer angeführt, in deren Kontext sich dann die neuen Daten einfügen und vergleichend mit Literaturwerten diskutiert werden. Nachdem die Art der erhobenen Daten und der verwendeten Meßgeräte kurz beschrieben worden ist, erfolgt die Betrachtung des allgemeinen Wind- und Zirkulationssystems im Arabischen Meer. Die Verteilung der Wassermassen wird anhand der während der Sonne 119-Fahrt vorgefundenen Temperatur-Salzgehalt-Charakteristiken analysiert. Hieran schließt sich die Untersuchung der Tiefe der durchmischten Schicht und der Lage des tiefen Chlorophyllmaximums in Abhängigkeit von der geographischen Lage an. Die weitere Analyse der Fluorophor- und Absorptionsprofile führt auf eine, in der Literatur für das Arabische Meer noch nicht dokumentierte Rotfluoreszenz. Abschließend werden die Ergebnisse der Datenanalyse zusammengefaßt.

#### 3.1 Hydrographische und optische Sonden

Die im Kontext der Beschreibung der regionalen Ozeanographie dargestellten Daten sind auf den Fahrten der Sonne 119 und 120 im Mai bis Juli 1997 gewonnen worden. Sie sind in der deutschen JGOFS-Datenbank am Institut für Meereskunde Kiel (IfM Kiel) archiviert. *In situ*-Messungen erfolgten mit Hilfe hydrographischer und optischer Sonden, die in einem gemeinsamen Metallrahmen untergebracht sind. Sie umfassen eine zentrale Rechereinheit (UWZ), die die Daten über das Einleiterkabel an den Bordrechner weiter gibt, einen multispektralen Trübungssensor (MST), eine CTD mit Sauerstoffsensor für hydrographische Messungen (OTS 3000 mit Clark Mikrokathode), ein Mehrkanalfluorometer (MFL) und ein Radiometer (RAD), mit dem entweder die vektorielle oder die skalare Bestrahlungsstärke gemessen wird. Die Art der Messung hängt von den verwendeten Meßköpfen ab. Bei dem Trübungssensor, dem Mehrkanalfluorometer und dem Radiometer handelt es sich um Entwicklungen der Arbeitsgruppe Meeresphysik (ehemals Angewandte Optik/Laserfernerkundung), die in Zusammenarbeit mit der Firma ME Meerestechnik Elektronik GmbH realisiert wurden. Das Sondenpaket ist bis maximal 3000 m einsetzbar. Die für die Detektion von Gelbstoff-, Chlorophyllfluoreszenz und Raman-Streuung gewählten Anregungs-/Emissionswellenlängen sind in Tabelle 3.1 angegeben.

Neben den *in situ*-Messungen mit der Optiksonde und einer SeaBird SBE 911+ wurden Messungen an Wasserproben durchgeführt, die mit Hilfe von Niskin-Wasserschöpfern gewonnen worden sind. Hierbei handelt es sich um Messungen mit einem Spektralphotometer (Perkin Elmer Modell Lambda 18) und einem Spektralfluorometer (Perkin Elmer Modell LS50). Die im Labor gewonnenen Daten dienen u. a. der Kalibrierung der *in situ*-Messungen. Ausführlichere Informationen zu den Sonden, den Labormessungen und der Methodik sind Heuermann et al. (1995), Laschke (1995), Schönig (1995), Barth et al.

(1997a,b), Barth (1999), Zielinski (1999) sowie Breves und Reuter (2000) und den eingereichten Manuskripten Breves et al. (Manuskript 1) und Breves et al. (Manuskript 2) zu entnehmen. Die hier dargestellten Daten sind ein ergänzter Extrakt der in den Manuskripten enthaltenen Ergebnisse.

Chlorophyll wurde mittels Extraktion (N. Delling, IfBM, Institut für Biogeochemie und Meereschemie Hamburg), über *in situ*- und über *in vitro*-Fluoreszenz gemessen. Die hier durchgeführten Fluoreszenzmessungen sind, wie bereits erwähnt, als semi-quantitativ anzusehen. Bei den vorliegenden Daten kommt erschwerend hinzu, daß die Kalibrierung der *in situ*-F(420/680)-Fluoreszenzdaten nicht durchführbar war. Ein kaum korrigierbares zusätzliches Problem entsteht dadurch, daß die *in situ*- und die *in vitro*-Daten aus verschiedenen Profilen (*casts*) stammen, zwischen denen mitunter Stunden liegen können, in denen sich die Verhältnisse in der Wassersäule durch Strömungen und Verdriften des Schiffes sowie variable Lichtverhältnisse verändern. Dennoch birgt die *in situ*-Fluoreszenz nützliche Zusatzinformationen, u. a. dann, wenn Schöpferproben das Chlorophyllmaximum verfehlen. Der Vergleich der Laborfluoreszenzdaten und der Extraktionsdaten liefert gute Ergebnisse ( $r^2 = 0.9$ ,  $n = 99$ ). DOC und Gelbstoffdaten weisen aufgrund der bereits in Kapitel 2 genannten Prozesse keine Korrelation auf (Abb. 3.1). Insbesondere der durch UV-Strahlung induzierte, photochemische Abbau führt zu unterschiedlichen Profilverläufen.

Tabelle 3.1: Anregungs- und Emissionswellenlängen auf der So119-Fahrt.

	Anregung / Bandbreite (nm)	Emission / Bandbreite (nm)	Messgröße
<i>in situ</i>	270/10	300/10	Raman-Streuung F(270/300)
	270/10	450/20	Gelbstofffluoreszenz F(270/450)
	420/10	490/10	Raman-Streuung F(420/490)
	420/10	680/20	Chlorophyllfluoreszenz F(420/680)
<i>in vitro</i>	341	Spektrum	Gelbstofffluoreszenz F(341/430)
	420	Spektrum	Chlorophyllfluoreszenz F(420/680)

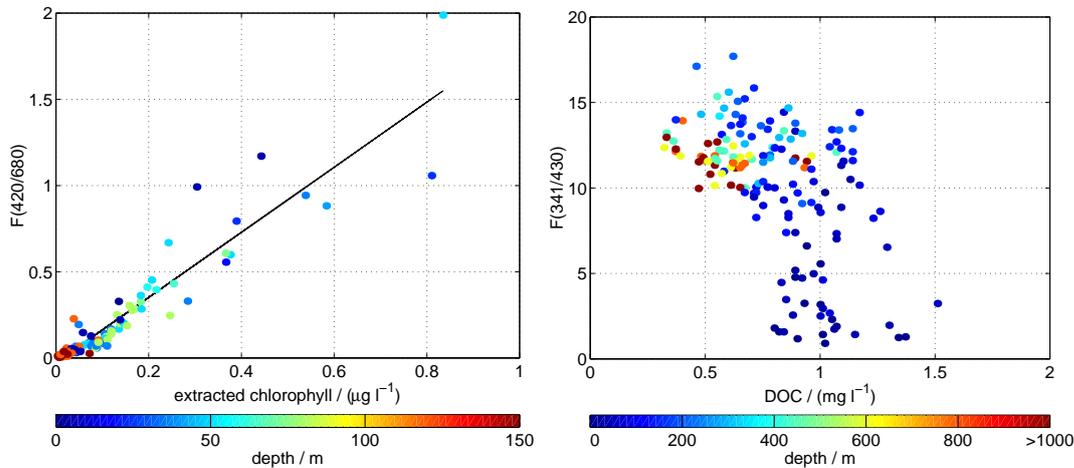


Abbildung 3.1: Links: Vergleich der Chlorophyllfluoreszenz (Raman-normierte Peakflächen) vs. Extraktionsdaten ( $r^2 = 0.9$ ,  $n = 99$ ). Rechts: Vergleich Gelbstofffluoreszenz vs. DOC (DOC und extrahiertes Chlorophyll: N. Delling, IfBM).

## 3.2 Hydrodynamik

Der Indische Ozean ist der kleinste der Ozeane, mit einer Ausdehnung von 9600 km in Nord-Süd Richtung und 7800 km in West-Ost Richtung. Ohne den Südlichen Ozean umfaßt er  $48 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  (Tomczak und Godfrey, 1994). Das Arabische Meer, gelegen zwischen Indien und der Arabischen Halbinsel, erreicht Tiefen von über 3000 m. Die hydrographischen Eigenschaften des Indischen Ozeans werden durch drei Mittelmeere beeinflusst: den Persischen Golf, das Rote Meer und das Australasiatische Mittelmeer, wobei die beiden Erstgenannten direkt in das Arabische Meer münden.

### 3.2.1 Wind- und Zirkulationssystem

Das Arabische Meer ist eine Region einzigartiger physikalischer, biologischer und chemischer Charakteristika. Die Abgeschlossenheit durch die asiatischen Landmassen im Norden führt zu ausgeprägten saisonalen klimatischen Schwankungen, den Monsunen und den Intermonsunen, die zu einer Variabilität der hydrographischen Bedingungen und biologischen Dynamiken führen. Bereits das Wort "Monsun" beinhaltet das Wesen der Veränderung, da sein arabischer Ursprung so viel wie "Wind, der sich saisonal ändert" bedeutet. Im nördlichen Winter ist die Luft über den asiatischen Landmassen kühler und dichter als über dem Ozean. Der sich aufbauende atmosphärische Druckgradient führt zu einem Nord-/Nordostwind von Asien bis in Regionen südlich des Äquators, dem Nordost-Monsun (NEM, *north east monsoon*). Die mit dem nördlichen Frühjahr einsetzende Erwärmung der Landmassen führt zu einer Abnahme des vorliegenden Hochdruckgebietes bis hin zur Ausbildung eines Tiefdruckgebietes im nördlichen Sommer. Von Mai/Juni bis September wehen

Süd-/Südwestwinde über die Region, der Südwest-Monsun (SWM, *south west monsoon*). Die sich ändernden Wind- und Zirkulationsrichtungen sind in Tabelle 3.2 und Abbildung 3.2 zusammengefaßt.

Mit den sich ändernden Winden verändert sich auch das Zirkulationssystem saisonal. Während des nördlichen Winters existieren der Nord- und der Südäquatorialstrom ( $0.3\text{--}0.8\text{ m s}^{-1}$  bzw.  $0.3\text{ m s}^{-1}$ ) sowie ein äquatorialer Gegenstrom ( $0.5\text{--}0.8\text{ m s}^{-1}$ ). Während des Übergangs von Nordost- zu Südwest-Monsun bildet sich ein äquatorialer Jet, der im April bis Juli Geschwindigkeiten von  $0.7\text{ m s}^{-1}$  und mehr erreicht. Im nördlichen Sommer kehrt sich die Richtung des Nordäquatorialstroms um und vereint sich mit einem geschwächten äquatorialen Gegenstrom, um zusammen den Südwest-Monsunstrom ( $0.2\text{--}0.3\text{ m s}^{-1}$ ) zu bilden. Der Südäquatorialstrom ist nach wie vor vorhanden. Am eindrucksvollsten ist der Wechsel der Strömungsrichtung des Somaliastroms vor der Ostküste Afrikas. Während des NEM fließt dieser in Richtung Süden, im SWM bildet er einen westlichen Randstrom. Geschwindigkeiten an der Oberfläche liegen dann bei mehr als  $2\text{ m s}^{-1}$  Mitte Mai und bei mehr als  $3.5\text{ m s}^{-1}$  im Juni. Der sich ausbildende Jet hat maßgeblichen Einfluß auf Auftriebsphänomene vor Somalia und der Arabischen Halbinsel. Sie werden, entsprechend dem küstennahen Auftrieb in anderen Regionen, durch einen Transport in Richtung offener Ozean in der Ekman-Schicht verursacht. Da die Region währenddessen unter dem Einfluß des westlichen Randstroms liegt, wird ein Teil der neu produzierten Biomasse gleich weiter getragen. In der erneuten Übergangszone, dem Intermonsun bildet sich wiederum ein äquatorialer Jet mit Geschwindigkeiten von  $1.0\text{--}1.3\text{ m s}^{-1}$  aus (Tomczak und Godfrey, 1994).

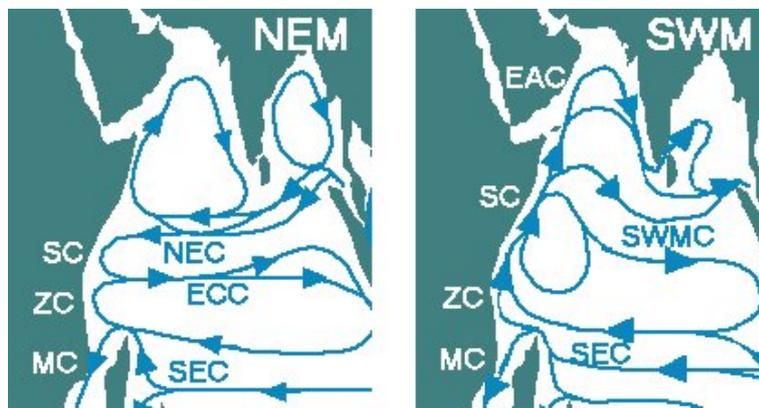
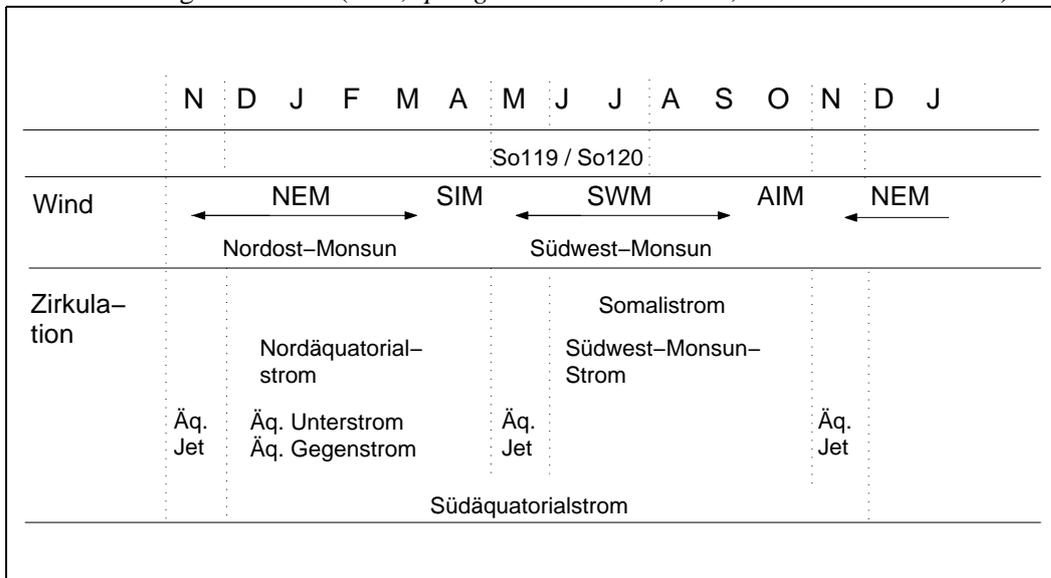


Abbildung 3.2: Schematische Darstellung der Oberflächenströmungen während des späten Nordost-Monsuns (NEM) und des späten Südwest-Monsuns (SWM), modifiziert nach Tomczak und Godfrey (1994). Die Abkürzungen bedeuten SC = Somaliastrom (*Somali Current*); ZC = Sansibarstrom (*Zansibar Current*); MC = Mosambikstrom (*Mocambique Current*); NEC = Nordäquatorialstrom (*North Equatorial Current*); ECC = äquatorialer Gegenstrom (*Equatorial Counter Current*); SEC = Südäquatorialstrom (*South Equatorial Current*); EAC = Ostarabischer Strom (*East Arabian Current*); SWMC = Südwest-Mosunstrom (*Southwest Monsoon Current*).

Tabelle 3.2: Wind- und Strömungssystem im Arabischen Meer (modifiziert nach Tomczak und Godfrey (1994)). Der Zeitpunkt des Einsetzens und die Dauer der Monsune unterliegen interannuellen Variationen. Nordost- und Südwest-Monsun wechseln mit den Intermonsunen im Frühling und Herbst (SIM, *spring intermonsoon*; AIM, *autumn intermonsoon*).



### 3.2.2 Wassermassen

Die Verteilung der Wassermassen ist weitaus weniger von den Monsunen betroffen als die oberflächennahe Zirkulation, da sich der Monsun vorwiegend auf die durchmischte Schicht auswirkt. Wassermassen lassen sich mit Hilfe ihrer TS-Charakteristik beschreiben (Sverdrup et al., 1942; Dietrich et al., 1992). Das System aus Wassermassen und -typen im Arabischen Meer ist komplex, so daß sich in der Literatur verschiedene Vorschläge zu den Definitionen der relevanten Wassermassen finden lassen. Die Kerneigenschaften der Hauptwassermassen sowie ihre Bezeichnungen und Akronyme sind in Tabelle 3.3 zusammengefaßt. Die ersten Beschreibungen von Sverdrup et al. (1942), Rochford (1964) und Wyrтки (1971) sind mittlerweile erweitert worden. Emery und Meincke (1986) liefern eine Zusammenfassung bis dahin bekannter globaler Wassermassen. Sie geben für den Indischen Ozean neun Wassermassen an, während Kumar et al. (1990) *Arabian Sea High Salinity Water* ASHSW, Wasser aus dem Persischen Golf PGW, Rotes Meer Wasser RSW, Nordindisches Bodenwasser, und Antarktisches Bodenwasser anführen. Nach You und Tomczak (1993) ist die Durchmischung im Bereich der Thermoklinen auf drei Wassermassen zurückzuführen: das Indische Zentralwasser ICW, das Australasiatische Mittelmeerwasser AAMW und das RSW, wogegen Shetye et al. (1994) die oberen 1000 m des Arabischen Meeres auf ASHSW, RSW, PGW und indisches Äquatorialwasser IOEW zurückführen. Nach You und Tomczak (1993) ist das IEW eine Mischung des AAMW und ICW, und Nordindisches Zentralwasser NICW ist "gealtertes" ICW. Morrison et al. (1998) schlagen letztlich vor, daß das Arabische Meerwasser ASW eine relativ dichte Fraktion des ASHSW ist.

Tabelle 3.3: Wassermassen und ihre Kerneigenschaften. Die Angaben zu den Wassermassen sind nicht immer einheitlich und beziehen sich entweder auf die Temperatur  $T$  oder die potentielle Temperatur  $\theta$  und die zugehörigen Dichtegrößen  $\sigma_T$  und  $\sigma_\theta$  ( $\sigma$  ist in eine in der Ozeanographie verwendete Darstellungsweise für die Dichte  $\rho$  und ist definiert als  $\sigma = (\rho \cdot \rho_0^{-1} - 1) \cdot 10^3$ , mit  $\rho_0$  Dichte reinen Wassers bei 4°C (Dietrich et al., 1992)). Erläuterungen: N  $\approx$  Norden, S  $\approx$  Süden,  $S_{\max}$  Salzgehaltsmaximum, z. B. ASHSW N @20m; S @100m bedeutet ASHSW ist im Norden in ca. 20 m Tiefe zu finden, im Süden bei 100 m.

Typ	Tiefe	$\sigma_\theta$	$\theta$	T	$\sigma_T$	S	Quelle
ASHSW		24-25	$\sim$ 25-28			$\sim$ 35.5-36.5	[1]
	N @20m; S @100m; $S_{\max}$ @50-75m	22.8-24.0	26 $\pm$ 2			36.7(N)-35.3(S)	[2]
	N @Oberfläche; S @80-100m					36.0-36.4	[3]
ASW	@0-500m			24-30		35.5-36.8	[4]
		$\sim$ 25					[5]
RSPGIW	@500-1500m			5-14		34.8-35.4	[4]
PGW	Zufluß @25-70m, sinkt auf 200-250m im Golf von Oman $S_{\max}$ @200m		$\sim$ 14-18			$\sim$ 35.4-36.4	[1]
	$S_{\max}$ @200-400m	26.2-26.8	19.0-12.5			36.8	[2]
		26.6			26-27	36.8-<35.0	[2]
	@200-400m					36.0-36.2	[3]
	@250-300m im Arab. Meer				26.7		[7]
	vor dem Zufluß	26.6				$\sim$ 35.3-36.8	[5]
						$\sim$ 39	[5]
RSW	Zufluß @110m		$\sim$ 9-14			$\sim$ 35-36.2	[1]
	$S_{\max}$ @500 (18°N) - 800m ( $\sim$ 0°N)	27.0-27.4	11-9			>35.6-<35.1	[2]
		27.2			27-27.3		[6]
		25.7	25.9			38.082	[8]
	Zufluß			$\sim$ 22	27.25	$\sim$ 39	[7]
	$S_{\max}$ @600-800m südlich 13°N @400-800m			13-14		36.5	[7]
		27.2			27.0	[3]	
						[5]	
ESW	@50-75m		$\sim$ 27-28.5			$\sim$ 34.8-35.6	[1]
IOEW	@100-800m, Mischung ICW+AAMW		$\sim$ 4-17			$\sim$ 34.9-35.2	[1]
IEW	@0-500m			8-23		34.6-35.0	[4]
NEC						<35.7	[3]
ICW		25.7-27.3	18.16-4.391			35.624-34.384	[8]
		26.7		11.5-12		35.1	[7]
NICW		25.7-27.3	15.72-7.8			35.098-34.840	[8]
IDW	@1500-3800m, im hochsalinen Kern approx. NADW		2			34.75- >34.8	[7]
						35.85	[7]
NIDW	@1500-3500m		$\sim$ 2			$\sim$ 34.8	[1]
BW	@4000m		$\sim$ 1.2			$\sim$ 34.76	[1]
AAMW		25.7-27.3	14.89-5.554			34.774-34.521	[8]
IIW	@500-1500m			3.5-5.5		34.6-34.7	[4]
BBW	@0-500m			25-29		28-35	[4]
IUW	@0-500m			8-23		34.4-35.0	[4]
SICW	@0-500m			8-25		34.6-35.8	[4]
AAIW	@500-1500m			2-10		33.8-34.8	[4]
	@1000m			2-2.5		33.8	[7]
CDW	@1500m-Boden			0.1-2.0		34.62-34.73	[4]
AABW	unter 3800m		0.3			34.7	[7]

[1] Shetye et al. (1994); [2] Shenoi et al. (1993); [3] Kumar und Prasat (1996); [4] Emery und Meincke (1986); [5] Morrison et al. (1998); [6] Sen Gupta und Naqvi (1984); [7] Tomczak und Godfrey (1994); [8] You und Tomczak (1993).

ASHSW = Arabian Sea High Salinity Water; ASW = Arabian Sea Water; RSPGIW = Red Sea Persian Gulf Intermediate Water; PGW = Persian Gulf Water; RSW = Red Sea Water; ESW = Equatorial Surface Water; IOEW = Indian Ocean Equatorial Water; IEW = Indian Equatorial Water; NEC = North Equatorial Current; ICW = Indian Central Water; NICW = North Indian Central Water; IDW = Indian Deep Water; NIDW = North Indian Deep Water; BW = Bottom Water; AAMW = Australasian Mediterranean Water; IIW = Indonesian Intermediate Water; BBW = Bengal Bay Water; IUW = Indonesian Upper Water; SICW = South Indian Central Water; AAIW = Antarctic Intermediate Water; CDW = Circumpolar Deep Water; AABW = Antarctic Bottom Water.

**So119-Fahrt** Die auf der So119-Fahrt gewonnenen Temperatur- und Salzgehaltwerte spiegeln typische hydrographische Strukturen des Arabischen Meeres wider. In Abbildung 3.3 sind die Stationen der Fahrten und in Abbildung 3.4 die  $\theta$ S-Diagramme der Stationen 1 – 6 dargestellt. An Station 1 und 3 sind die Temperaturen der durchmischten Schicht unterhalb von  $30^{\circ}\text{C}$  und der Salzgehalt liegt über 36. Dieses Wasser repräsentiert das ASHSW. Gleich hohe Salzgehaltswerte sind in der gesamten Region westlich der Station 7 (WAST) in Richtung omanische Küste zu finden. An den Stationen 4, 5, und 6 (EAST, CAST und SAST) ist der Oberflächensalzgehalt gering, mit Werten kleiner 35.6 und Temperaturen um  $30^{\circ}\text{C}$ . Unterhalb der durchmischten Schicht bis ca. 100 m ist ein Tiefenmaximum im Salzgehalt zu beobachten, das das abgesunkene ASHSW repräsentiert (Abb. 3.4). Die  $24^{\circ}\text{C}$  Isotherme reichte von 50 m im Norden (EPT) bis zu 130 m im Süden (SAST). Die Temperaturmittel der oberen 10 m liegen nur an den nördlichsten Stationen 1 und 2 und nahe der omanischen Küste unterhalb  $29^{\circ}\text{C}$ .

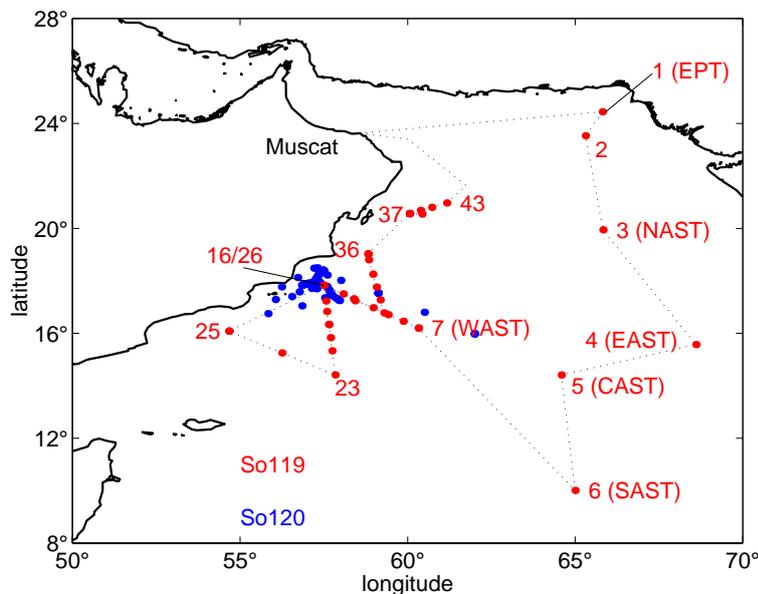


Abbildung 3.3: Fahrtroute und Stationen der So119-Fahrt, 12. Mai – 10. Juni 1997 und der sich anschließenden So120-Fahrt, 12. Juni – 12. Juli 1997. Abkürzungen der Fallenstationen sind in Klammern angegeben.

Zwischen 25 und 70 m fließt PGW in den Golf von Oman und sinkt auf Tiefen zwischen 200 und 300 m. Das RSW gelangt über den Golf von Aden bei ca. 110 m Tiefe in das Arabische Meer und verbreitet sich südlich  $18^{\circ}\text{N}$ . In Richtung Äquator führt das RSW zu einem Salzgehaltsmaximum bei 500 – 800 m. In größeren Tiefen als 1500 m ist das nordindische Tiefenwasser NIDW zu finden. Der Einfluß des PGW ist an den Stationen 1 – 5 klar erkennbar, aber nicht mehr an der südlichsten Station 6. RSW ist deutlich an Station 22 und 23 vorhanden (ohne Abb.) und kann bis zur südlichsten Station 6 verfolgt werden, ist aber nicht an den nördlichen Stationen zu finden. Die Tiefe, in der PGW und RSW gefunden werden

liegt im Bereich der Sauerstoffminimumzone (OMZ, *oxygen minimum zone*) zwischen 200 und 1000 m. Morrison et al. (1998) konnten beträchtliche mesoskalige Variabilität während ihrer Prozeßstudie (9/94 bis 12/95) feststellen, die u. a. zu sehr variablen TS-Diagrammen in den oberen 1000 m führten. Der Gesamteinfluß des PGW wurde als gering eingestuft. Eine schnelle Durchmischung führt zum Verlust der Kerneigenschaften. In den hier vorliegenden  $\theta$ S-Diagrammen ist die PGW-Signatur an den meisten Stationen sichtbar, mit abnehmender Ausprägung in Richtung Süden, was die Idee einer schnellen Vermischung unterstützt. Die RSW-Signale sind weniger deutlich, werden aber, aufgrund der Stationswahl auf der So119-Fahrt, weiter nördlich als in Morrison et al. (1998) gefunden. RSW wird nach Kumar und Prasat (1996) südlich von  $13^{\circ}\text{N}$  vorgefunden. Das Antreffen bei  $14^{\circ}25'\text{N}$  ist dagegen konsistent mit der in Sen Gupta und Naqvi (1984) angegebenen regionalen Verteilung. Nach Shenoj et al. (1993) variiert die Ausdehnung des RSW nicht sehr stark, wohingegen die Region, in der PGW anzutreffen ist, von Mai bis Juni minimal ist und saisonal variiert. Die Salzgehaltsverteilung längs  $65^{\circ}\text{O}$  entspricht dem in Kumar und Prasat (1996) gegebenen Bild, allerdings sind Werte größer 36 auf die nördlicheren Regionen beschränkt. Die Oberflächenwerte variieren von 36.4 bis 34.9 und nehmen Richtung Äquator ab (vergleichbar mit Daten in Qasim (1982)).

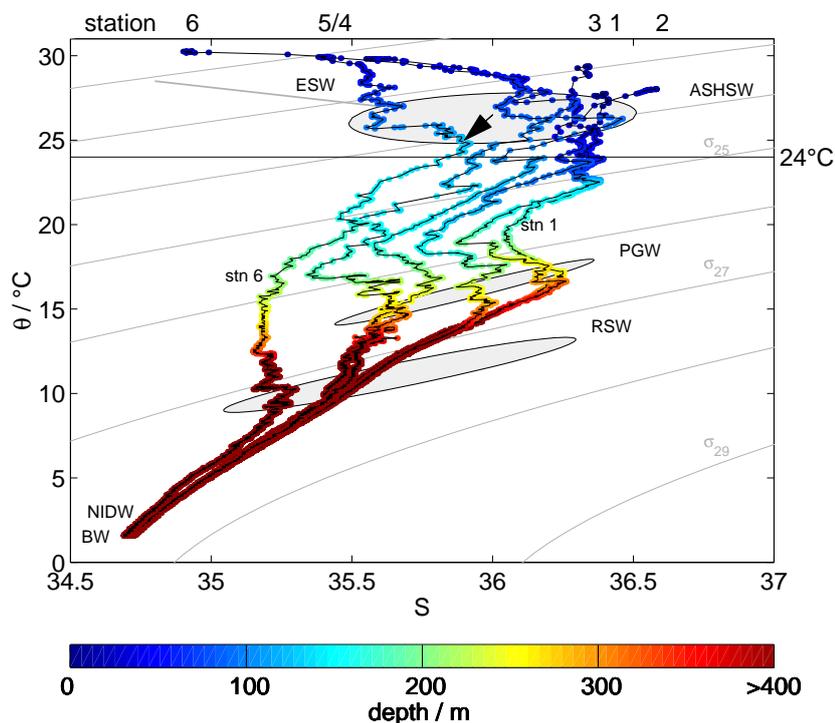


Abbildung 3.4:  $\theta$ S-Diagramme der Stationen 1 – 6. Die eingezeichneten Wassermassen entsprechen den in Shetye et al. (1994) angegebenen Bereichen für diese Wassermassen im Arabischen Meer. Der Pfeil weist auf das abgesunkene ASHSW hin.

Während des Südwest-Monsuns gelangt in der Region vor der omanischen Küste kaltes, nährstoffreiches Wasser an die Oberfläche (Auftrieb) und formt Filamente, die bis weit in den Ozean reichen können (Manghnani et al., 1998). Ein solches Filament ist aller Wahrscheinlichkeit nach an der Station 41 beprobt worden. In den Abbildungen 3.5 und 3.6 sind Satellitenbilder vom 3./4. Juni 1997 dargestellt. Anhand der SST-Signatur (*sea surface temperature*) ist die Filamentstruktur zu erkennen, ebenfalls eingezeichnet ist die Lage der Stationen.

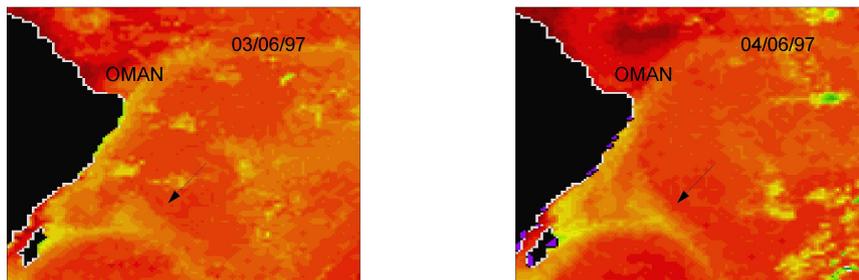


Abbildung 3.5: SST-Satellitenbilder 3./4. Juni 1997. Die beiden Bilder zeigen die SST-Daten vom 3. und 4. Juni. Temperaturen im Filament betragen 24-25°C (gelb), rot-orange Bereiche liegen bei 26 – 28°C. Quelle SST-Bilder: Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, University of Miami, <http://www.rsmas.miami.edu/images.html>.

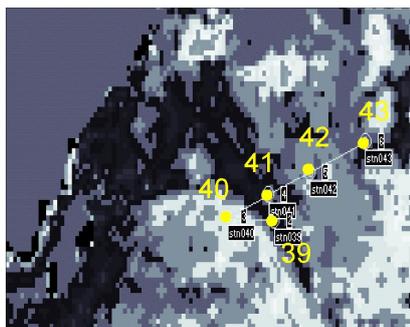


Abbildung 3.6: Temperaturdifferenz zwischen dem 3. und 4. Juni. Schwarz kennzeichnet die Bereiche, in denen gegenüber dem Vortag eine Abkühlung statt gefunden hat, d. h. die Entwicklung eines Filamentes. Hellgrau bedeutet eine Erwärmung gegenüber dem Vortag. Die Station 41 befindet sich demnach in einer Filamentstruktur.

### 3.2.3 Tiefe der durchmischten Schicht und tiefes Chlorophyllmaximum

Die durchmischte Schicht (MLD, *mixed layer depth*, hier berechnet als die Tiefe in der der Temperaturunterschied  $1^{\circ}\text{C}$  zur Oberflächentemperatur beträgt) liegt bei 20 – 50 m, mit einem leichten Trend einer Vertiefung in südlicher Richtung längs ca.  $65^{\circ}\text{O}$  (Stationen 1 bis 6, Abb. 3.7). Da die Daten nicht immer unmittelbar an der Oberfläche beginnen, sind gewisse Unsicherheiten in der berechneten Tiefe zu erwarten. Die Tiefe des Chlorophyllmaximums (DCM, *deep chlorophyll maximum*) nimmt auf dem Nordsüd-Transekt in Richtung Äquator zu und liegt unterhalb der MLD, während die Tiefe der euphotischen Schicht ungefähr mit dem DCM übereinstimmt. Eine lineare Regression liefert für die Abhängigkeit des tiefen Chlorophyllmaximums von der geographischen Breite  $\varphi$  (in Grad)  $DCM(\varphi) = -3.6 \text{ m Grad}^{-1} \cdot \varphi + 126 \text{ m}$ , mit einem Korrelationskoeffizienten von  $r^2 = 0.97$  ( $n = 8$ ). Werden alle Daten zugrundegelegt, gilt dieser Zusammenhang nicht mehr, da nahe der omanischen Küste der Einfluß von Filamenten, Wirbeln und Auftriebsphänomenen gegenüber dem offenen Ozean zu Abweichungen in der Tiefenverteilung führt.

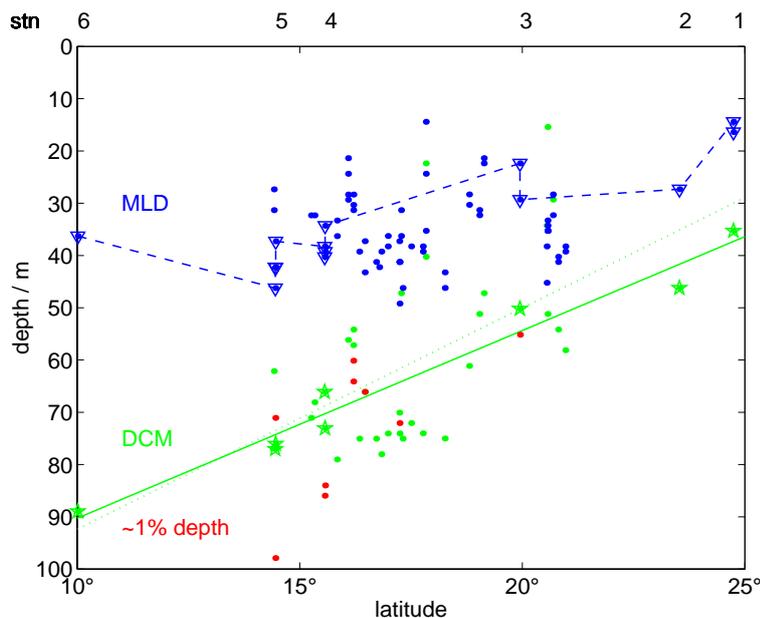


Abbildung 3.7: MLD, DCM und 1 %-Tiefe. Dreiecke und Sterne markieren die MLD- und DCM-Daten der Stationen 1 – 6. Die durchgezogene grüne Linie ist das Ergebnis einer linearen Regression auf der Basis der Daten des Nordsüd-Transektes, bei der gestrichelten Linie sind alle Datenpunkte herangezogen worden.

Die auf der Fahrt vorgefundene MLD und die Lage der Thermokline sind konsistent mit älteren Werten. Kumar und Prasat (1996) berichten von Werten um 10 bis 35 m auf einem Transekt längs  $64^{\circ}\text{O}$  im späten Intermonsun, mit einem leichten Trend mit südwärtiger Vertiefung (keine Angabe der zugrunde gelegten Definition). Die obere Thermokline ver-

tieft sich insgesamt von 21°N bis 11°N, mit Ausnahme der Stationen, an denen vermutlich mesoskalige Wirbel auftraten. Die Tiefe der durchmischten Schicht ( $\Delta T = 1.0^\circ\text{C}$ ) auf der So119-Fahrt variiert von 14 bis 46 m auf dem Nordsüd-Transekt und zwischen 14 und 49 m während der gesamten Fahrt. Ergebnisse von Dickey et al. (1998) aus dem Zentralarabischen Meer (10/94 bis 10/95) zeigen eine MLD um 30 m im Mai 1995 und eine 1 %-Tiefe größer als die MLD, in Übereinstimmung mit den hier betrachteten Daten.

Die höchsten während des Intermonsuns 1994 gemessenen Chlorophyllkonzentrationen an der Verankerungsstation bei 15°30'N, 61°30'O überschritten  $1 \mu\text{g l}^{-1}$  nahe der Oberfläche und nahmen noch in 65 m Werte um  $0.5 \mu\text{g l}^{-1}$  an (Dickey et al., 1998). Die während der So119-Fahrt gemessenen Chlorophyllkonzentrationen liegen unterhalb  $1 \mu\text{g l}^{-1}$ , mit Oberflächenwerten von weniger als  $0.1 \mu\text{g l}^{-1}$ , d. h. niedriger als der mittlere, von Qasim (1982) angegebene Wert von  $0.47 \mu\text{g l}^{-1}$ . Tiefenintegrierte Werte (0 – 100 m) neigen zu leicht erhöhten Werten nordwärts, sind aber insgesamt niedrig mit ca.  $3.4$  bis  $10 \text{ mg m}^{-2}$ . Bhattathiri et al. (1996) geben Chlorophyllkonzentrationen von  $0.03 - 0.05 \mu\text{g l}^{-1}$  für die Oberfläche und integrierte Werte (0 – 120 m) von 8 bis  $17 \text{ mg m}^{-2}$  längs einem 64°O-Transekt im Intermonsun an. Obgleich in ihren Daten ebenfalls ein DCM sichtbar ist, zeigt dieses keine Abhängigkeit von der geographischen Breite.

### 3.3 Fluorophore

Fluoreszenzmessungen sind seit den frühen 60er Jahren gebräuchliche Verfahren in der Ozeanographie, um Phytoplanktonpigmente und chromophore Bestandteile des organischen Materials nachzuweisen (Kalle, 1963; Yentsch und Menzel, 1963; Lorenzen, 1966; Chen und Bada, 1992; Mopper und Schultz, 1993; de Souza Sierra et al., 1994; Kirk, 1994; Determann et al., 1994, 1996; Coble, 1996). Sie werden für Wassermassenanalysen wie auch für die Bestimmung der planktischen Biomasse herangezogen. Noch neueren Ursprungs sind die Untersuchungen der Zusammenhänge von UV-Fluoreszenz und aromatischen Aminosäuren, die an Proteine gebunden sind, d. h. Tryptophan und Tyrosin (Determann, 1995; Determann et al., 1998). Die Fluoreszenzemission von Gelbstoff reicht über einen weiten spektralen Bereich, mit einem breiten Maximum bei 420 bis 450 nm (de Souza Sierra und Donard, 1991; Coble, 1996). Neben seinen Fluoreszenzeigenschaften ist Gelbstoff für seine Absorptionscharakteristika bekannt (vgl. Kap.2), die im Zusammenhang mit der Fernerkundung und dem Strahlungstransport eine Rolle spielen.

Im Folgenden werden die Fluoreszenz- und Absorptionsdaten der So119-Fahrt vorgestellt und funktionelle Zusammenhänge von Gelbstofffluoreszenz und -absorption, sowie die beobachtete Rotfluoreszenz untersucht.

#### 3.3.1 Gelbstofffluoreszenz

Die Gelbstofffluoreszenz weist auf dem Nordsüd-Transekt an der Oberfläche und im Tiefenwasser deutlich abnehmende Werte von 24°N bis 10°N auf. Die kleinsten Werte sind

an der Oberfläche und in der durchmischten Schicht zu finden. Leicht erhöhte Werte in der Oberflächenschicht nahe der omanischen Küste (insbesondere auf dem zweiten Fahrtabschnitt) könnten Indikatoren für Auftrieb sein, der durch den bereits eingesetzten SWM hervorgerufen wird (Abb. 3.8). Die Fahrt hat während der Zeit des einsetzenden SWM, am Ende des Intermonsuns, stattgefunden. Die Beprobungszeit fällt demnach in einen Zeitraum sich ändernder hydrographischer Bedingungen. In 200 bis 500 m Tiefe ist ein schwaches Maximum erkennbar, das Richtung Süden nicht mehr zu sehen ist, begleitet von abnehmenden Signalen in der gesamten Wassersäule (Abb. 3.8). Das Maximum scheint mit dem PGW in Verbindung zu stehen, denn der proportionale Anteil an PGW nimmt auf dem Nordsüd-Transekt gleichfalls monoton ab. In 700 bis 900 m ist die Gelbstofffluoreszenz mehr oder minder konstant. Die erhöhte, mit PGW assoziierte, vorgefundene Gelbstofffluoreszenz steht in Einklang mit den Ergebnissen von Coble et al. (1998), die die erhöhte Fluoreszenz auf bakterielle *in situ*-Produktion von Fluorophoren oder auf im Persischen Golf gebildete Fluorophore zurückführen.

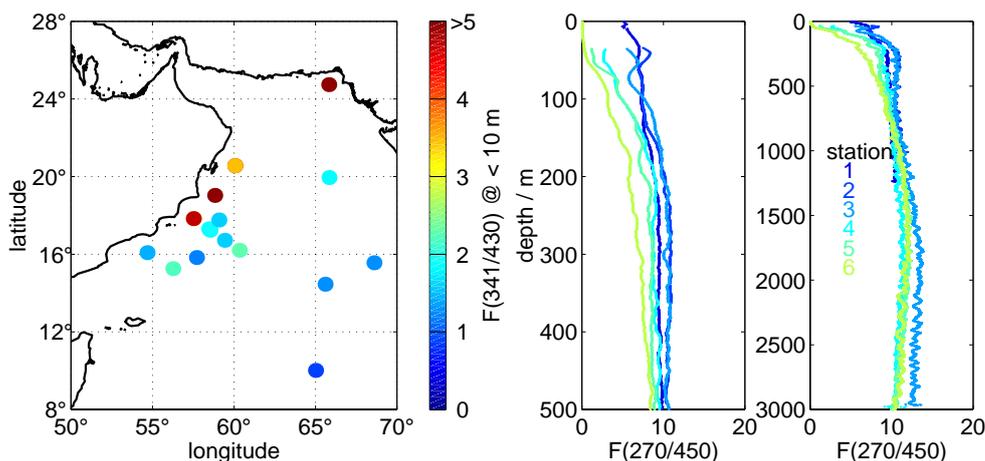


Abbildung 3.8: Gelbstofffluoreszenz. Links: *In vitro*-Gelbstofffluoreszenz, Daten aus den oberen 10 m. Mitte/rechts: *In situ*-Gelbstofffluoreszenz längs  $\approx 65^\circ\text{O}$  in 0 – 500 m und 0 – 3000 m. Die oberflächennahen Daten sind z. T. durch Streulicht beeinflusst und daher nicht dargestellt.

### 3.3.2 Gelbstoffabsorptionsspektren

Trotz der Inhomogenität der Substanzen, die zur gelösten organischen Fraktion gehören und Absorption hervorrufen ist ihr Absorptionsspektrum erstaunlich homogen und läßt sich im Bereich von 350 bis 700 nm relativ gut durch eine Exponentialkurve beschreiben (Gl. 2.2, Bricaud et al. (1981)). Die auf der So119-Fahrt gemessenen Spektren zeigen die gleiche exponentielle Charakteristik. Darüber hinaus weisen Proben aus der Sauerstoffminimumzone eine zusätzliche Absorptionsbande auf, die zu einer Abweichung der typischen exponentiellen Form führt (Abb. 3.9, Kap. 3.3.3).

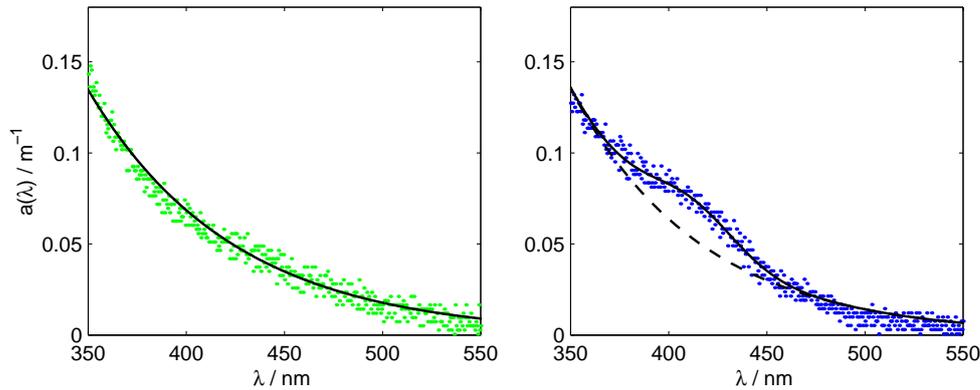


Abbildung 3.9: Beispiele für Absorptionsspektren an Station 12. Links: Probe aus 50 m Tiefe, rechts: Probe aus 600 m Tiefe. Die Punkte repräsentieren die Datenpunkte, die durchgezogene Linie stellt den Fit dar.

Diese Bande ist auch nach der Filtration durch einen  $0.45 \mu\text{m}$ -Glasfaserfilter noch vorhanden, d. h. sie gehört zur gelösten Fraktion oder zu Partikeln, die kleiner sind als die Filterporenweite. Für eine weitere Analyse ist eine Ausgleichsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate durchgeführt worden, um die individuellen Steigungen  $S$  der einzelnen Spektren zu bestimmen. Hierfür wurde der Bereich von  $350 - 370 \text{ nm}$  und  $450 - 480 \text{ nm}$  zugrundegelegt, da dazwischen die zusätzliche Absorptionscharakteristik liegt und bei Hinzunahme zu falschen Ergebnissen führt. Die Rechnung auf der Grundlage von 267 Spektren führt zu  $S$ -Werten im Bereich von  $0.012$  bis  $0.024 \text{ nm}^{-1}$ , mit einem Mittelwert von  $0.0162 \text{ nm}^{-1}$  ( $\sigma = 0.002 \text{ nm}^{-1}$ ). Die spektrale Charakteristik variiert mit der Tiefe, zeigt aber nur irreguläre Muster. Das gemeinsame Betrachten aller Daten kann zu systematischen Fehlern führen, wenn mit Hilfe des so gewonnenen  $S$ -Wertes Absorptionskoeffizienten in der euphotischen Zone extrapoliert werden. Daher werden die Spektren in zwei Gruppen, oberhalb und unterhalb von  $100 \text{ m}$  getrennt betrachtet, d. h. näherungsweise aus der euphotischen Zone und den darunterliegenden aphotischen Tiefen (ca. OMZ). Die Analyse mit den gruppierten Daten liefert mittlere  $S$ -Werte von  $0.0154 \text{ nm}^{-1}$  und  $0.0165 \text{ nm}^{-1}$ . Diese Werte sind etwas höher als der zumeist in der Literatur angegebene Wert von  $0.014 \text{ nm}^{-1}$ . Die Werte des Absorptionskoeffizienten  $a_g(375)$  bei  $375 \text{ nm}$  liegen im Bereich von  $0.02$  bis  $0.33 \text{ m}^{-1}$ . Sie fallen damit ungefähr in die von Bricaud et al. (1981) definierte Kategorie für den offenen Ozean von  $0.06$  bis  $0.3 \text{ m}^{-1}$ . Da die Daten der So119-Fahrt bei  $375 \text{ nm}$  durch den Ausläufer der zusätzlichen Absorptionsbande beeinflusst sein können, wird im folgenden zum Vergleich der Absorptionskoeffizient bei  $350 \text{ nm}$  betrachtet. Sein Wert liegt insgesamt zwischen  $0.03$  und  $0.47 \text{ m}^{-1}$  bzw. zwischen  $0.09$  und  $0.21 \text{ m}^{-1}$  unterhalb der euphotischen Zone.

Die  $a_g(350)$ -Daten können verwendet werden, um die Werte bei  $440 \text{ nm}$  mit Gleichung (2.2) zu berechnen und mit den gemessenen  $a_g(440)$  zu vergleichen. Die Wellenlänge  $440 \text{ nm}$  ist bei der fernerkundlichen Chlorophyllbestimmung von Interesse. Die Berechnung würde (i)

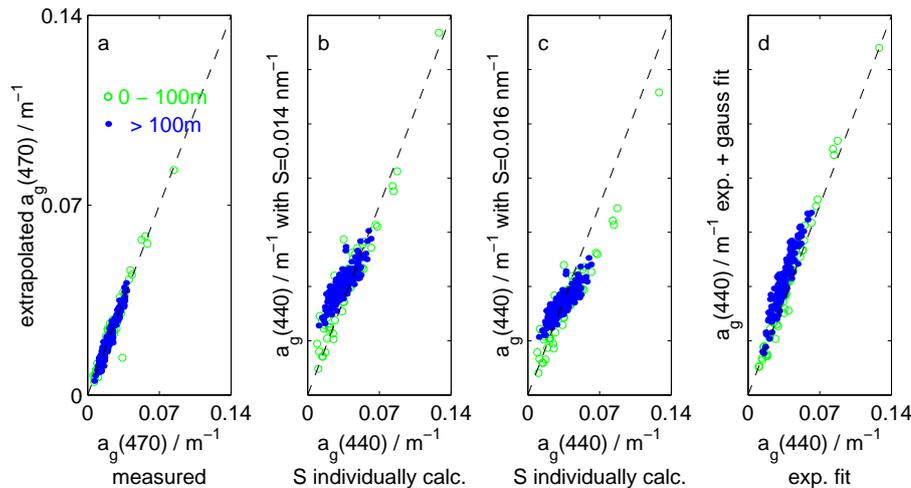


Abbildung 3.10: Vergleich gemessener und extrapoliertes Absorptionskoeffizienten auf der Basis verschiedener  $S$ -Werte (a) Meßwert  $a_g(470)$  vs.  $a_g(470)$  extrapoliert mit individuell berechnetem  $S$  (b)  $a_g(440)$  extrapoliert mit  $S$  individuell berechnet vs.  $a_g(440)$  extrapoliert mit  $S = 0.014 \text{ nm}^{-1}$  (c)  $a_g(440)$  extrapoliert mit  $S$  individuell berechnet vs.  $a_g(440)$  extrapoliert mit  $S = 0.016 \text{ nm}^{-1}$  (d)  $a_g(440)$  aus exponentiellen Fit vs.  $a_g(440)$  aus exponentiellen Fit mit zusätzlicher Gauß-Charakteristik.

mit dem ‘‘Standardwert‘‘  $S = 0.014 \text{ nm}^{-1}$ , (ii) mit dem hier ermittelten Wert  $S = 0.016 \text{ nm}^{-1}$  und (iii) mit den individuell für jedes Spektrum berechneten  $S$ -Wert durchgeführt werden. Die Ergebnisse wären allerdings irreführend, da die Daten bei 440 nm noch durch die Flanken des Absorptionsbandes beeinflusst werden. Die Basis der Extrapolation ist ein exponentielles Gesetz, das hier nicht erfüllt ist, daher ist der Vergleich nicht zulässig. Um dieses Problem zu umgehen, wird die Prozedur für  $a_g(470)$  durchgeführt, in einem Bereich also, in dem der Einfluß der zusätzlichen Absorptionsbande vernachlässigbar ist. Der Vergleich liefert mittlere Fehler von 35 % ( $S = 0.014 \text{ nm}^{-1}$ ), 6 % ( $S = 0.016 \text{ nm}^{-1}$ ) und 0.3 % ( $S$  individuell für jedes Spektrum berechnet). Da die mit den individuellen  $S$ -Werten geschätzten  $a_g(470)$ -Werte relativ gut sind, wird angenommen, daß sich der wahre Wert der exponentiellen Charakteristik auf diese Weise im Bereich 350 – 480 nm beschreiben läßt. Die berechneten  $a_g(440)$  Werte werden nun mit diesen verglichen. Die mittleren Fehler verkleinern sich zu 25 % bei der Verwendung von  $S = 0.014 \text{ nm}^{-1}$ , und auf 4 % mit  $S = 0.016 \text{ nm}^{-1}$ . Mit  $S = 0.014 \text{ nm}^{-1}$  leiten Bricaud et al. (1981) einen potentiellen Fehler von  $\pm 25 \%$  ab, wenn der Gelbstoffabsorptionskoeffizient bei 440 nm mit Gleichung (2.2) auf der Basis einer einzelnen Messung an einer Wellenlänge durchgeführt wird. Die hier berechneten Absorptionskoeffizienten fallen in diesen Bereich, weichen aber systematisch ab. Die Verwendung des adäquateren  $S = 0.016 \text{ nm}^{-1}$  führt zu gleichmäßig verteilten Fehlern. Die aus dem  $a_g(350)$ -Wert berechneten  $a_g(440)$ -Werte mit und ohne Berücksichtigung der zusätzlichen Absorptionsbande sind in Abbildung 3.10 dargestellt. Ein fester Wert  $S = 0.014 \text{ nm}^{-1}$  führt in den meisten Fällen zu einer systematischen Überschätzung des

Absorptionskoeffizienten, eine Vernachlässigung der zusätzlichen Absorptionsbande führt zu einer Unterschätzung. Letztlich hängt die Qualität der Extrapolation in starkem Maße von der Bestimmung des  $S$ -Wertes bei Abweichungen von dem exponentiellen Gesetz ab. Ausläufer von Absorptionsbanden können den Fit beeinflussen. Die Unterscheidung der Daten aus der OMZ und der euphotischen Zone zeigt, daß die zusätzliche Absorptionsbande hauptsächlich in der OMZ eine Rolle spielt, während die Änderungen der spektralen Eigenschaft  $S$  auch die inhärenten Eigenschaften der euphotischen Zone beeinflussen.

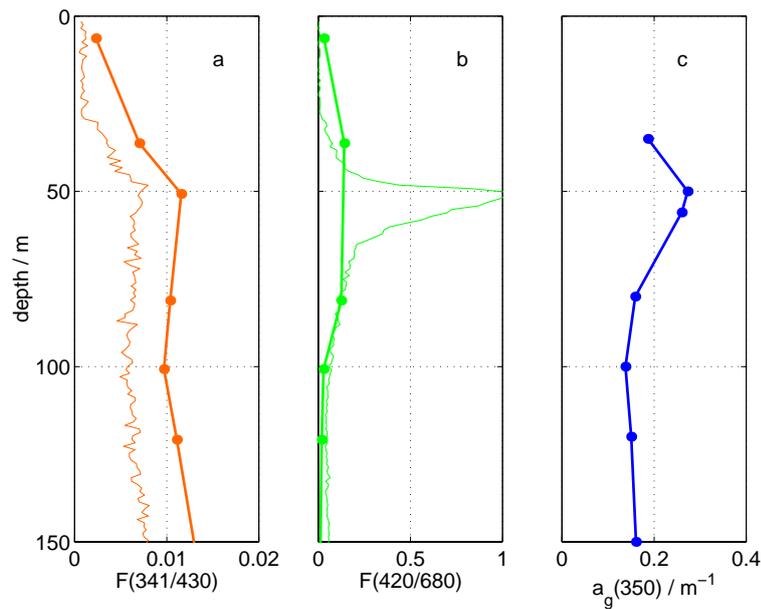


Abbildung 3.11: Fluorophorprofile, Station 7. (a) *in situ*- und *in vitro*-Gelbstofffluoreszenz (b) *in situ*- und *in vitro*-Chlorophyllfluoreszenz (c) Gelbstoffabsorptionskoeffizient bei 350 nm.

Von besonderem Interesse sind funktionelle Zusammenhänge zwischen Fluoreszenz und Absorptionskoeffizienten. In Abbildung 3.11 sind Profile der Gelbstoffabsorption und Fluoreszenz sowie der Chlorophyllfluoreszenz an Station 7 dargestellt. In 50 m Tiefe, der Tiefe des DCM, ist die Gelbstoffabsorption (sowohl innerhalb des Profils als auch verglichen mit den anderen Stationen) am höchsten. Die Gelbstofffluoreszenz zeigt ein weniger ausgeprägtes lokales Maximum an dieser Stelle. Die Struktur des Profils ist vermutlich auf *in situ*-Produktion von Gelbstoff zurückzuführen (Determann, 1995). Lokale Maxima des Absorptionskoeffizienten bei 350 nm sind an mehreren Stationen zu erkennen, ein quantitativer Zusammenhang ist aus den vorhandenen Daten nicht ersichtlich. Ein Vergleich der Gelbstoffabsorption bei 350 nm und der Fluoreszenz  $F(341/430)$  für Daten aus den oberen 100 m wie auch auf der Grundlage aller Daten ist in Abbildung 3.12 dargestellt.

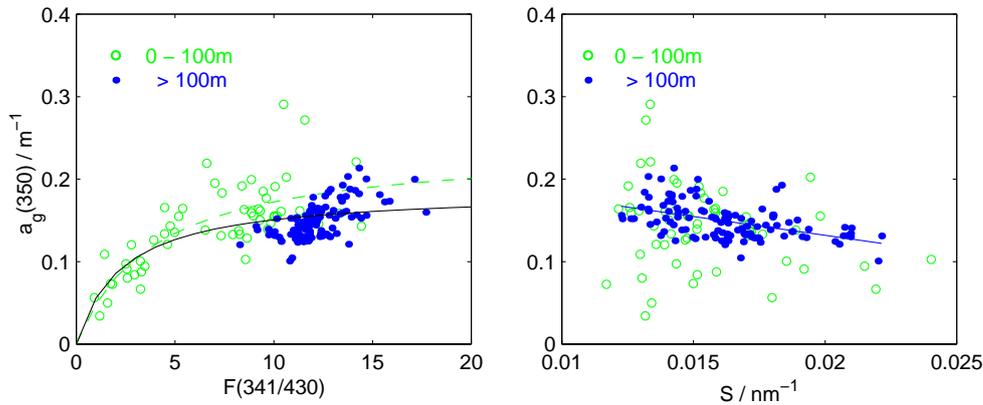


Abbildung 3.12: Gelbstoffabsorptionskoeffizient vs. -fluoreszenz und Parameter  $S$ . Links: Gelbstoffabsorptionskoeffizient bei 350 nm vs. -fluoreszenz. Die durchgezogene Linie stellt den Fit auf der Grundlage aller Daten dar, die gestrichelte Linie den Fit mit den Daten aus den oberen 100 m. Rechts: Gelbstoffabsorptionskoeffizient bei 350 nm vs. Steigungsparameter  $S$ .

Der Zusammenhang zwischen Fluoreszenz und Absorption ist nichtlinear und läßt sich mathematisch z. B. durch eine Michaelis-Menten-Sättigungskurve approximieren

$$a_g(350) = \kappa_1 \frac{F(341/430)}{F(341/430) + \kappa_2} \quad (3.5)$$

mit  $\kappa_1 = 0.19 \text{ m}^{-1}$  und  $\kappa_2 = 2.33$  Raman-Einheiten  $\text{nm}^{-1}$ . Theoretisch könnte dieses Verhalten auf zwei verschiedene molekulare Pools zurückzuführen sein, von denen einer stabiler bzgl. der Absorption ist, aber variabel in der Fluoreszenz, wogegen der andere eine proportionale Änderung in seinen Absorptions- und Fluoreszenzeigenschaften zeigt. Darüber hinaus ist ein leichter Trend einer negativen Korrelation zwischen dem Absorptionskoeffizienten und dem  $S$ -Wert für Daten aus aphotischen Tiefen zu erkennen. Die Daten aus den oberen 100 m sind weitaus gestreuter.

In der Literatur wird mehrfach ein linearer Zusammenhang zwischen Gelbstoffabsorption und -fluoreszenz beschrieben (Hoge et al., 1993; Green und Blough, 1994; Nieke et al., 1997), allerdings variiert er abhängig vom Untersuchungsgebiet, den benutzten Anregungs- und Emissionswellenlängen und der Datenprozessierung, d. h. der Untergrundkorrektur, der Normierung und der Betrachtung von integrierten oder Peakwerten. Ferrari und Tassan (1991) beschreiben für Proben aus dem Mittelmeer einen linearen Zusammenhang zwischen  $a_g(375)$  und  $F(308/420)$  in einem Intervall für den Absorptionskoeffizienten bei 375 nm von 0 bis  $5 \text{ m}^{-1}$ . Sie haben die Peakhöhe nach der Korrektur für den Untergrund durch Wasser und der Normierung auf den Raman-Peak destillierten Wassers gemessen und bei der Bestimmung des Absorptionskoeffizienten den Standard- $S$ -Wert angenommen. Dieser lineare Zusammenhang gilt nicht für Bereiche (ausschließlich) niedriger Gelbstoffkonzentrationen, was vermutlich den Unterschied zu den hier vorgestellten Ergebnissen erklärt.

Die Abweichungen können auf variable Quantenausbeuten der vorliegenden Chromophore und die photochemische Vergangenheit des Gelbstoffs zurückzuführen sein. Änderungen im Parameter  $S$  können durch unterschiedliche relative Fraktionen an Huminstoff und Fulvosäurekonzentration (Carder et al., 1989), Photodegradation nahe der Oberfläche, *in situ*-Produktion und biologische Aktivität (Coble und Brophy, 1994) bedingt sein.

### 3.3.3 Rotfluoreszenz

Bei Anregung mit 420 nm wird die Fluoreszenzemission bei 680 nm gewöhnlich auf Chlorophyll a und Phaeopigmente zurückgeführt. Diese Signale werden typischerweise in der euphotischen Zone gemessen, abhängig von der Phytoplanktonbiomasse. Die Tiefenprofile der Fluoreszenz  $F(420/680)$  zeigen jedoch auch in der OMZ Intensitäten, die z. T. in der Größenordnung der von Chlorophyll hervorgerufenen liegen.

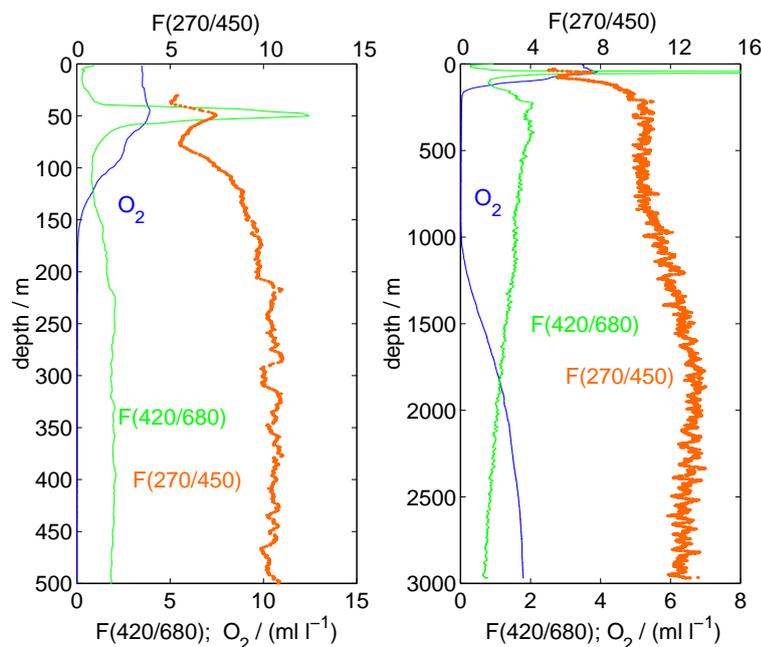


Abbildung 3.13: Tiefenprofile der Rotfluoreszenz  $F(420/680)$ , der Gelbstofffluoreszenz und der *in situ*-Sauerstoffkonzentration an Station 3. Links: 0–500 m, rechts: 0–3000 m. Die *in situ*-Sauerstoffmessungen unterschätzen die Sauerstoffkonzentration systematisch, die qualitative Dynamik ist dabei aber konsistent mit den Sauerstoffmessungen mit der Winkler-Methode.

***In situ*-Fluoreszenz** Die Tiefenprofile der Rotfluoreszenz  $F(420/680)$  zeigen zwei Charakteristika, die in Abbildung 3.13 dargestellt sind. Die erste, erwartete Struktur ist das Signal nahe der Oberfläche bis in Tiefen von ca. 100 m, das auf Chlorophyll zurückzuführen ist. Die zweite, unerwartete Struktur ist der starke Intensitätsanstieg unterhalb der euphotischen Zone. Sie erreicht ein flaches Maximum bei 200 bis 300 m, gefolgt von einer monotonen

Abnahme mit der Tiefe. Die Intensitäten liegen in der Größenordnung der durch Chlorophyll verursachten Fluoreszenz nahe der Oberfläche und erreichen Werte, die halb so groß sind wie diejenigen im Chlorophyllmaximum. Damit kann es sich nicht um einen vernachlässigbaren Effekt handeln. Die Sauerstoffkonzentrationen liegen bei  $4 - 5 \text{ ml l}^{-1}$  nahe der Oberfläche und nehmen auf weniger als  $0.1 \text{ ml l}^{-1}$  unterhalb 200 m ab. Unterhalb 1000 m nimmt die Konzentration wieder monoton zu und erreicht Werte um  $2 - 3 \text{ ml l}^{-1}$  bei 3000 m Tiefe. Mit Ausnahme des Verlaufs in der euphotischen Zone zeigt die Rotfluoreszenz einen inversen Trend zur Sauerstoffkonzentration.

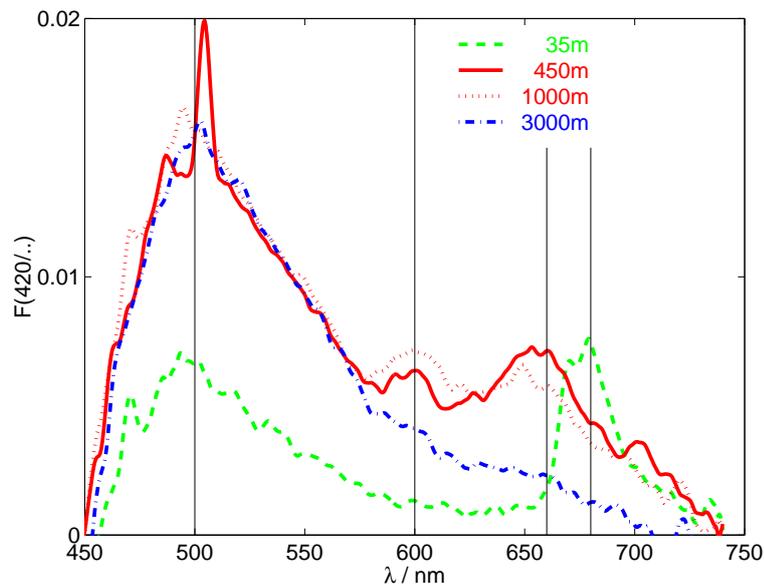


Abbildung 3.14: Emissionsspektren  $F(420/..)$  an Station 3 (NAST) aus 35 m, 450 m, 1000 m und 3000 m Tiefe. Das Spektrum ist spektral- und Untergrund-korrigiert und Raman-normiert.

**In vitro-Fluoreszenz** Die mit dem Laborfluorometer aufgenommenen Emissionsspektren bei einer Anregungswellenlänge von 420 nm liefern detailliertere Informationen. In Abbildung 3.14 sind Spektren aus verschiedenen Tiefen dargestellt. Die Probe aus 35 m ist durch geringe Gelbstoff- und ausgeprägte Chlorophyllfluoreszenz charakterisiert. Proben aus größeren Tiefen zeigen strukturell ähnliche aber höhere Signale im blau-grünen Spektralbereich. Beide Proben aus der OMZ, d. h. aus 450 m und 1000 m, weisen zwei weitere Fluoreszenzbanden bei 600 nm und 660 nm auf. Ihre Intensität ist vergleichbar mit der des Chlorophyllsignals nahe der Oberfläche. In der Probe aus 3000 m, d. h. unterhalb der OMZ, sind diese Signale kaum mehr zu erkennen, sondern nur noch die Ausläufer des 500 nm-Fluoreszenzpeaks. Für weitere Analysen sind Fluoreszenzemissionssignale bei 490, 530, 600, 660 und 680 nm extrahiert worden. Auf diese Weise erhaltene Tiefenprofile sind in Abbildung 3.15 dargestellt. Die Signalintensitäten bei  $F(420/530)$  entsprechen der erwarteten Verteilung der Gelbstofffluoreszenz.  $F(420/600)$  Signale nehmen in der OMZ zu, mit

einem breiten Maximum bei 500 bis 1200 m. Die F(420/660) und F(420/680) Profile verlaufen ähnlich, besitzen allerdings bei ca. 120 m einen Schnittpunkt. In den oberen 120 m wird das Signal bei 660 nm durch die Ausläufer der Emissionsbande bei 680 nm verursacht, darunter sind die Rollen vertauscht und die Emissionsbande bei 660 nm reicht bis in den Bereich der Chlorophyllfluoreszenz und ruft auf diese Weise die unerwartete Rotfluoreszenz hervor.

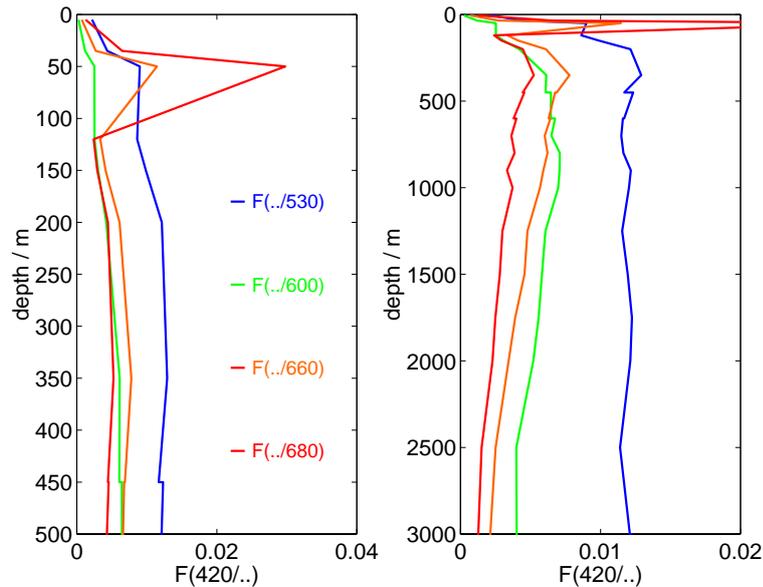


Abbildung 3.15: Tiefenprofile der extrahierten Emissionswerte bei 530, 600, 660 und 680 nm an Station 3. Links: 0 – 500 m; rechts: 0 – 3000 m.

**Gelbstoffabsorptionsspektren** Die Anregungswellenlänge des *in vitro*- und des *in situ*-Fluorometers für Chlorophyll ist identisch mit der Lage der zusätzlichen Absorptionsbande. Daher ist es sehr wahrscheinlich, daß die beobachtete Fluoreszenz mit dem Material in Verbindung gebracht werden kann, das diese Absorptionscharakteristik aufweist. Im weiteren sind die Spektren im Wellenlängenbereich von 350 bis 650 nm mit dem herkömmlichen exponentiellen Ansatz plus einer zusätzlichen Gauß-Charakteristik angenähert worden:

$$a(\lambda) = a_1 \exp(S(\lambda - \lambda_0)) + a_2 \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left(-\frac{(\lambda - \lambda_0)^2}{2\sigma^2}\right) + a_3 \quad (3.6)$$

Der erste Term umfaßt den exponentiellen Ansatz, der zweite Term ist eine Gauß-Funktion zur Erfassung der zusätzlichen Absorptionscharakteristik, mit  $\lambda_0 = 420$  nm und  $\sigma = 30$  nm (für einen einheitlichen Fit; die individuellen Werte variieren um diese Werte). Der dritte Term gleicht evtl. vorhandene Offsets aus. Die vertikale Verteilung des Amplitudenfaktors  $a_2$  für filtrierte und unfiltrierte Proben weist keine signifikanten Unterschiede auf (ohne Abb.). Filtration scheint daher keinen Effekt auf die Verteilung zu haben. Die Profilform

stimmt mit derjenigen der Rotfluoreszenz überein, mit Ausnahme der Strukturen in der euphotischen Zone (Abb. 3.16).  $F(420/660)$  und  $a_2$  korrelieren miteinander.

Noch ist nicht klar, ob die orange Fluoreszenz  $F(420/600)$  mit der gleichen Absorptionsbande in Verbindung zu bringen ist. Eine genauere Betrachtung ist schwierig aufgrund der geringeren Intensitäten und Überlagerungen mit den Ausläufern der Gelbstofffluoreszenzbanden.

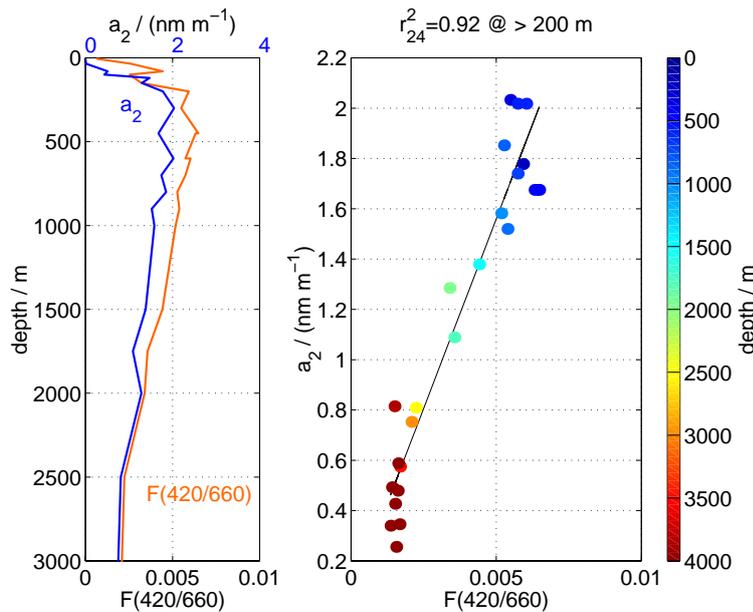


Abbildung 3.16: Absorptionbande und Rotfluoreszenz. Links: vertikale Profile des Faktors  $a_2$  und von  $F(420/660)$ ; rechts:  $a_2$  vs.  $F(420/660)$ .

Die hier wahrscheinliche Zuordnung der Rotfluoreszenz zur gelösten Fraktion widerspricht der Hypothese von Broenkow et al. (1992), daß sie auf Partikel zurückzuführen sei. Bakterien wie auch Picoplankton können dagegen durch Filter mit einer Porenweite von  $0.45 \mu\text{m}$  gelangen (Yentsch, 1983b) und daher immer noch potentielle Kandidaten für die Herkunft der Fluorophore sein. Nelson (1993a) hat gezeigt, daß sich die spektrale Absorptionscharakteristik von Phytodetritus in der Gegenwart von aktiven Bakterienpopulationen ändern kann. Seine Ergebnisse und die Folgerungen von Naqvi (1994) lassen nach wie vor die Hypothese zu, daß die beobachteten Veränderungen in den Absorptionsspektren auf den Einfluß von Bakterienpopulationen zurückzuführen sein könnten. Da die Rotfluoreszenz in Proben aus der OMZ beobachtet wird, werden im Folgenden die OMZ und identifizierte Wassermassen im Hinblick auf die Rotfluoreszenz näher untersucht.

**OMZ** Das Arabische Meer ist gekennzeichnet durch eine ausgeprägte Sauerstoffminimumzone zwischen 200 und 1000 m, in der die Konzentration nahe Null liegt. Suboxische Bedingungen werden i. a. durch intensive Sauerstoffsinken, z. B. durch einen hohen Eintrag organischen Materials hervorgerufen oder sind durch eine große zeitliche Distanz zum

Ort einer Sauerstofferneuerung, z. B. an der Meeresoberfläche, bedingt. Schätzungen des Sauerstoffverbrauchs und der mittleren jährlichen Produktion an der Oberfläche liegen im Arabischen Meer innerhalb des für oligotrophe Gebiete angegebenen Bereichs (Warren, 1994) und können daher nicht als Erklärung dienen. Die wahrscheinlichste Ursache der OMZ ist ein Zufluß bereits sauerstoffarmen Wassers (Warren, 1994), z. B. aus dem Persischen Golf. Die Rate der Neuproduktion und der Export organischen Materials sorgt dann für eine Aufrechterhaltung der fast vollständigen Sauerstoffzehrung (Lal, 1994).

Der Vergleich der Rotfluoreszenz mit DOC und Sauerstoffdaten zeigt, daß kein direkter Zusammenhang besteht. In Abbildung 3.17 wird die Fluoreszenz mit der Sauerstoffkonzentration bei Proben aus mehr als 200 m Tiefe verglichen. F(420/530) und F(420/600), d. h. der Spektralbereich der Gelbstofffluoreszenz, weist keine signifikante Verbindung zum Sauerstoff auf. Sauerstoff und F(420/660) bzw. F(420/680) Signale zeigen Korrelationskoeffizienten von  $r^2 = 0.7$ . Der Korrelationskoeffizient von  $r^2 = 0.8$  von F(420/660) und  $O_2$  unterhalb der euphotischen Schicht bis ins Tiefenwasser ist Indikator dafür, daß die suboxischen Bedingungen eine potentielle Rolle spielen, er kann aber nicht erklären, ob es sich um eine chemische Langzeitreaktion oder einen biologisch getriggerten Effekt handelt, z. B. durch Interaktion von Bakterienpopulationen und Detritus.

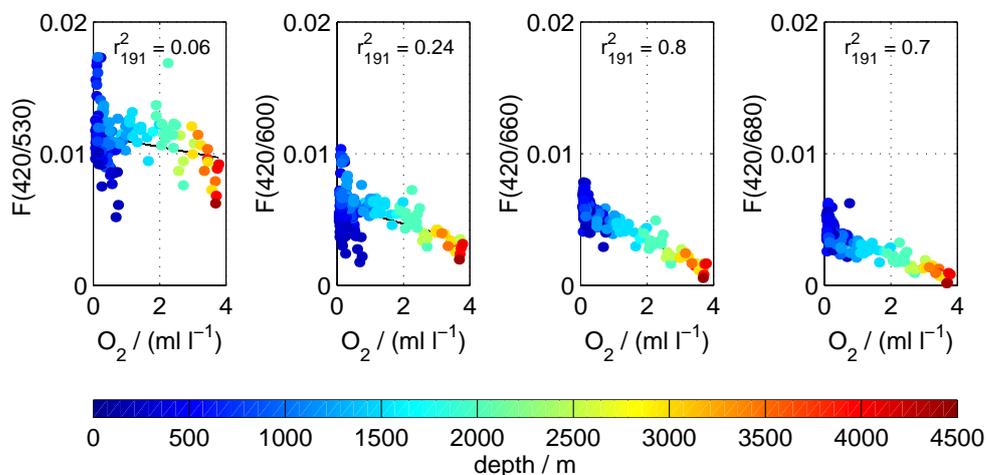


Abbildung 3.17: Sauerstoff vs. *in vitro*-Fluoreszenz bei 530, 600, 660 und 680 nm für Daten aus Tiefen > 200 m.

Eine fluorometrische und photometrische Analyse von Wasserproben aus der OMZ ungefähr ein Jahr nach der Probennahme zeigt weder Spuren der Rotfluoreszenz noch eine Absorptionsbande bei 420 nm. Auch nach einer Behandlung mit Argon, die zum Ziel hatte, suboxische Bedingungen herbeizuführen, war beides nicht zu sehen. Die Rotfluoreszenz konnte nicht unter Laborbedingungen regeneriert werden. Mögliche Gründe sind Veränderungen des Sauerstoffgehaltes während der Lagerung, Alterung und Abbau des gelösten fluoreszierenden Materials oder Änderungen von Bakterienpopulationen und -aktivität.

**Wassermassen** Naqvi (1991) schlägt die Küste von Gujarat und den Golf von Kutch (im Westen Indiens, südlich von Radschastan) als Ursprungsgebiet für eine Wassermasse mit niedrigem Salzgehalt vor. Von dort wird dieses Wasser in den oberen Bereich der OMZ advektiert und ist für das Salzgehaltsminimum in 200 m verantwortlich. Über diesen Mechanismus könnten auch gewisse Mengen an DOC eingetragen werden. Das Salzgehaltsminimum wird im Detail von Shenoi et al. (1993) diskutiert und ist auch in den vorliegenden Daten gut zu erkennen. Es kann allerdings nicht mit der Rotfluoreszenz in Verbindung gebracht werden, da diese auch in Bereichen außerhalb des Minimums gefunden wird.

Um dem Ursprung der Fluoreszenz näher zu kommen, sind charakteristische Wassermassen mit Hilfe der  $\theta$ S-Diagramme untersucht worden. Das RSW und das PGW sind mögliche Kandidaten. In Abbildung 3.18 ist die Fluoreszenzintensität farblich codiert. Beide Fluoreszenzmaxima, d. h. das erwartete in der euphotischen Zone und das in der OMZ sind deutlich zu erkennen. Das ausgeprägte Signal im PGW an Station 3 ist weitaus weniger dominant in der gleichen Wassermasse an Station 43. Weitaus geringere Anteile PGW sind an Station 12 zu finden, während die Rotfluoreszenz nach wie vor hoch ist. An Station 6 fällt das RSW mit leicht erhöhten Werten zusammen, an anderen Stationen mit RSW sind keine erhöhten Intensitäten zu finden. Daher kann auf der Grundlage dieser Daten kein eindeutiger Zusammenhang zu den Wassermassen hergestellt werden.

Von Naqvi et al. (1993) und Naqvi (1994) durchgeführte Messungen des Nitrits, des partikulären Proteins, der Bakterien und der Strahlattenuation zeigen eine trübe Schicht in intermediären Tiefen des Arabischen Meeres, die an keine spezielle Wassermasse gekoppelt zu sein scheint. Sie weist vielmehr eine Verbindung mit dem breiten sekundären Nitritmaximum auf. Intensive Denitrifikation führt in dieser Schicht zu einem Maximum in der Nitritkonzentration. Das Partikelmaximum könnte mit lebendem organischem Material in Verbindung stehen. Es wird vorgeschlagen, daß die erhöhte Attenuation auf Bakterien zurückzuführen ist. Qasim (1982) hat Nitratdefizite für verschiedene Tiefen des Arabischen Meeres berechnet und eine Nitratanomalkurve konstruiert, die darauf hinweist, daß Nitratreduktion im Bereich von 70 bis 1750 m stattfindet. Das Maximum liegt bei einer Tiefe von 300 m, in der eine substantielle tägliche Vertikalwanderung des Mesozooplanktons stattfinden kann (Wishner et al., 1998). Die Mesozooplanktonprofile zeigen eine Verbindung zum Sauerstoffgehalt. Der Beitrag und die Modifikation des vertikalen Flusses organischen Materials durch das Zooplankton bzw. dessen Fraßverhalten sowie Exkretion und Respiration sind potentielle Ursachen für die sich in 150 bis 300 m Tiefe ausbildende Nepheloidschicht. Das Zooplankton dient als Quelle für Nährstoffe und als Bakteriensubstrat (Wishner et al., 1998). Damit haben Nitratreduzierer und Zooplankton einen aktiven Anteil an der Biogeochemie in diesen Tiefen und sind potentielle (Mit)Verursacher der Rotfluoreszenz.

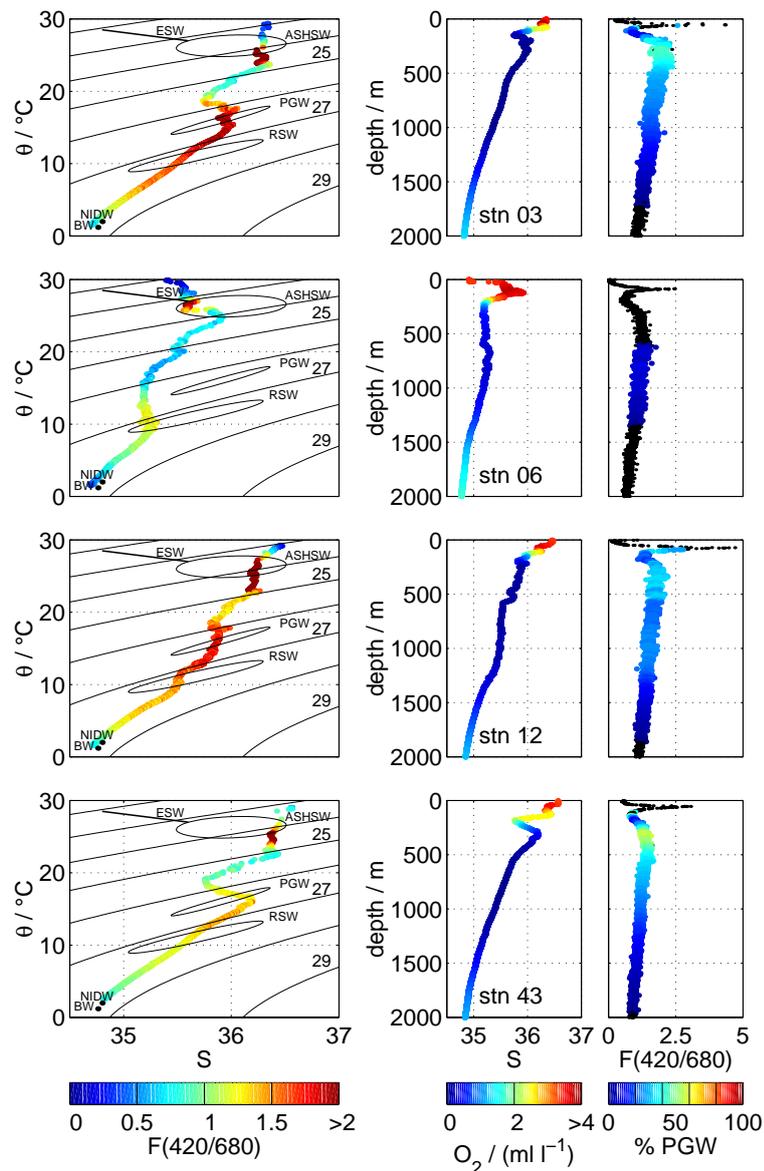


Abbildung 3.18: Wassermassen und Rotfluoreszenz  $F(420/680)$ . Links:  $\theta$  vs.  $S$  vs.  $F(420/680)$ ; mitte: Tiefe vs. Salzgehalt vs. Sauerstoff; rechts: Tiefe vs.  $F(420/680)$  vs. prozentualer Anteil PGW. Von oben nach unten sind Daten der Stationen 3, 6, 12 und 43 dargestellt. Die Berechnung des PGW-Anteils kann, da nur zwei Parameter zur Verfügung stehen, nur basierend auf drei Kernwassertypen erfolgen. Hierfür wurden Typ 1 mit  $S = 36$ ,  $\theta = 26.3^\circ\text{C}$  (ca. ASHSW), Typ 2 mit  $S = 34.8$ ,  $\theta = 2^\circ\text{C}$  (ca. NIDW) und Typ 3 mit  $S = 36.8$ ,  $\theta = 18^\circ\text{C}$  (PGW) als Extremtypen gewählt (vgl. Tab. 3.3), um eine Idee über die Verteilung des PGW zu bekommen. Die Wahl dieser Kernwassertypen erfolgt dabei unter Vorbehalt, da das Zwischenwasser nicht unmittelbar Ergebnis der Mischung dieser drei Typen ist. Schwarze Punkte markieren Datenpunkte außerhalb des Mischungsdreiecks.

**Überregionale Rotfluoreszenz** Rotfluoreszenz aus Tiefen unterhalb der produktiven Oberflächenschicht ist seit Beginn der 80er Jahre beobachtet worden. Anderson (1982) hat einen sekundären Fluoreszenzpeak in einem Bereich suboxischer Bedingungen und mit niedrigen Nitritkonzentrationen beschrieben. Detailliertere Untersuchungen von Broenkow et al. (1983, 1985, 1992) und Lewitus und Broenkow (1985) folgten. Sie beschreiben die Existenz eines sekundären und eines tertiären Maximums. Das tertiäre Maximum scheint ein kontinuierliches Phänomen in der OMZ des Nordpazifik zu sein (Broenkow et al., 1992) und ist auch in Gebieten mit Sauerstoffdefizit vor der Küste von Peru zu beobachten (Spinrad et al., 1989). Wishner et al. (1995) berichten von einem tiefen Maximum relativer Fluoreszenz im Arabischen Meer, wenngleich auch weitaus weniger ausgeprägt als bei Broenkow et al. (1985) oder den hier vorgestellten Daten. Die Untersuchungen von Broenkow et al. (1983, 1985, 1992) zur spektralen Natur dieses breiten Maximums führten zu mehreren Hypothesen über seine Herkunft. Sie folgern aus ihren Beobachtungen, daß die gelöste Fraktion nur einen Teil der Fluoreszenz erklären kann und fanden Indikatoren für einen potentiell partikulären Ursprung. Ein Transport fluoreszierender Partikel mit *marine snow* und Kotpillen sowie lateraler Transport ist wahrscheinlich, wobei mikrobieller Abbau die Freisetzung der Fluorophore triggern kann. Die Fluoreszenz kann mit alternden Algen, Cyanobakterien und nicht-Chlorophyllpigmenten in Verbindung stehen. Eine mögliche Verbindung zwischen Fluoreszenz und Bakterien wird hervorgehoben und die Existenz einer bis dahin unbekannteten heterotrophen Bakterienpopulation in der OMZ vorgeschlagen.

### 3.4 Zusammenfassung Datenanalyse

Das sich hier abzeichnende hydrographische Bild, d. h. die Verteilung der Wassermassen sowie die Tiefe der durchmischten Schicht, paßt sich in das allgemeine Bild des Arabischen Meeres ein. In Abbildung 3.19 sind die Ergebnisse schematisch dargestellt. Temperatur und Salzgehalt werden routinemäßig benutzt, um Auftriebsereignisse zu charakterisieren. Neben diesen Daten liefern optische und biogeochemische Daten weitere nützliche Informationen für die Beschreibung von Prozessen. Die Analyse der erhobenen Daten führte zu dem Ergebnis, daß (zumindest während der So119-Fahrt) auf dem offenen Ozean die Tiefe des Chlorophyllmaximums mit zunehmender geographischer Breite abnahm. Die Tiefe der euphotischen Zone, gemessen als die angenäherte 1 %-Tiefe, zeigte eine vergleichbare Steigung. Ihre langfristige Verlagerung und Entwicklung ist unbekannt. Weitere Untersuchungen einer Abhängigkeit, sowie einer saisonalen Existenz oder auch Nichtexistenz sind im Kontext der Satellitenfernerkundung von Bedeutung, da die Tiefe des Chlorophyllmaximums ein wichtiger Parameter bei Primärproduktionsabschätzungen sein kann (s. Kap. 4). Im Zusammenhang mit beckenweiten Neuproduktionsschätzungen existieren verschiedene Ansätze für eine Festlegung biogeochemischer Provinzen. Diese dienen der Erfassung der fundamentalen Zustände des planktischen Ökosystems. Im Vergleich mit den Daten ist sowohl ein potentieller Zusammenhang zwischen der geographischen Lage der Messungen und diesen Provinzen als auch der Zusammenhang zwischen der Gelbstoffabsorption und den Provinzen interessant. Brock et al. (1998) definieren basierend auf Modellrechnungen und Klimatologien des Lichtes, der MLD und des Chlorophylls vier Provinzen für das Arabische Meer. Die TTC (*typical tropical class*) und die BC (*barren class*) sind dadurch definiert, daß die Attenuation primär durch das Wasser verursacht wird, während bei der MLBC (*mixed-layer bloom class*) und der TC (*transitional class*) das Phytoplankton dominiert. Die weitere Klassifizierung ergibt sich aus der Lage der MLD und der 1 %-Tiefe. Es wird angenommen, daß nur Case I-Wasser vorliegt. Nach dieser bio-hydro-optischen Klassifikation fällt das Untersuchungsgebiet zu Beginn des SWM i. a. in die typisch tropische Klasse, d. h. die Attenuation wird hauptsächlich durch das Wasser hervorgerufen und die 1 %-Tiefe liegt unterhalb der MLD. Watts et al. (1999) definieren basierend auf der Wassertiefe, der SST- und Chlorophyllkonzentration an der Oberfläche sechs Provinzen. Da die So119-Stationen nicht immer alle Kriterien für die Zugehörigkeit zu einer Provinz erfüllen und die Daten zur Absorption durch Gelbstoff nahe der Oberfläche rar sind, können die existierenden Absorptionsdaten auf dieser Datengrundlage nicht den Provinzen zugeordnet werden.

An mehreren Stationen im oligotrophen Bereich des offenen Ozeans existieren lokale Gelbstoffmaxima in der Tiefe des DCM. Diese lokalen Maxima hängen mit einer *in situ*-Produktion zusammen, d. h. können auf Exsudate und Degradationsprodukte von ggf. "gealtertem" Phytoplankton zurückzuführen sein. Die Peakhöhe dieser Maxima ist immer niedriger als die Fluoreszenz in größeren Tiefen. Auftrieb führt zu insgesamt höherer Intensität aber nicht

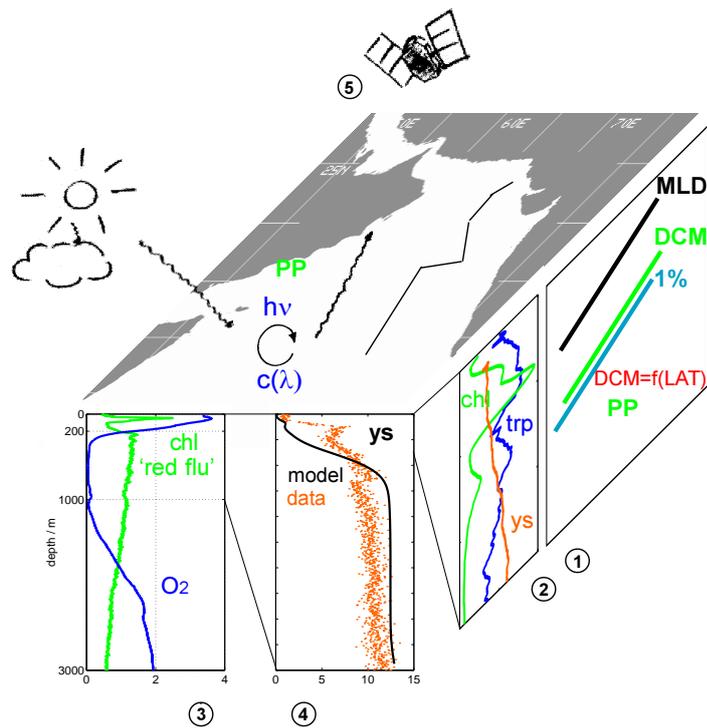


Abbildung 3.19: Schematische Zusammenfassung der Datenanalyse. (1) Lage der MLD, DCM und 1 %-Tiefe (2) Fluorophorprofile (3) Rotfluoreszenz und OMZ (4) Gelbstoffverteilung und (5) Satellitenfernerkundung. (PP = Primärproduktion,  $h\nu$  = Licht,  $c(\lambda)$  = Attenuationskoeffizient, chl = Chlorophyll, 'red flu' = Rotfluoreszenz, ys = Gelbstoff (yellow substance), trp = Tryptophan, MLD = Tiefe der durchmischten Schicht, DCM = tiefes Chlorophyllmaximum, Lat = geographische Breite.)

notwendigerweise zu lokalen Maxima. Die Gelbstofffluoreszenz nahe der Oberfläche verhält sich aufgrund der Photodegradation und *in situ*-Produktion nicht konservativ. Erhöhte Gelbstofffluoreszenz im Zwischen- und im Tiefenwasser scheint mit dem PGW zusammen zu hängen, das sich in diesen Tiefen ausbreitet.

Die Absorptionskoeffizienten während der So119-Fahrt lagen im typischen Bereich für ozeanisches Wasser. Sie sind relativ schwach, und berechnete  $S$ -Werte sind gegenüber zuvor veröffentlichten leicht erhöht mit einem Mittelwert von  $0.016 \text{ nm}^{-1}$ . Insbesondere die Fitprozedur ist für die Bestimmung der exponentiellen Steigung  $S$  des spektralen Absorptionskoeffizienten von Bedeutung.  $S$ -Werte im Bereich von 350 bis 480 nm haben einen Mittelwert von  $0.016 \text{ nm}^{-1}$ . Die Verwendung eines mittleren Wertes  $S = 0.014 \text{ nm}^{-1}$ , wie oft in der Literatur angegeben, kann zu systematischen Über/unterschätzungen führen, wenn das Spektrum aus einem einzelnen Absorptionskoeffizienten an einer Wellenlänge extrapoliert wird.

Solange die Gelbstoffkonzentrationen über einen weiten Bereich variieren, z. B. in Ästuargebieten, sind Zusammenhänge zwischen Fluoreszenz und Absorptionsverhalten u. U. linear. In ozeanischen Bereichen existiert typischerweise nur ein kleiner Dynamikbereich der Gelbstoffkonzentrationen, der zu Abweichungen oder sogar einer fehlenden Korrelation führen kann. Der funktionelle Zusammenhang zwischen Fluoreszenz und Absorption läßt sich (bei den vorliegenden Daten) mathematisch durch eine Michaelis-Menten-Funktion annähern.

Die untersuchten Absorptionsspektren aus dem Bereich der OMZ weichen von der typischen exponentiellen Form ab und besitzen eine zusätzliche Absorptionsbande, die die Bedeutung einer adäquaten Fitprozedur unterstreicht. Eine Tendenz abnehmender  $a_g(375)$ -Werte mit wachsenden  $S$ -Werten ist in den Daten aus aphotischen Tiefen zu sehen, wogegen die Daten aus der euphotischen Schicht stark streuen. Ein funktioneller Zusammenhang in der euphotischen Zone wäre interessant, wenn Absorptionskoeffizienten in den sichtbaren Bereich hinein extrapoliert werden. Eine Angabe von  $S$  als Funktion von  $a_g(\lambda_0)$  anstelle eines konstanten Mittelwertes könnte sinnvoll sein.

Im Zusammenhang mit Fernerkundung sind Gelbstoffdaten von der Oberfläche von besonderer Bedeutung. Leider stehen nur wenige zur Verfügung und eine eindeutige geographische Zugehörigkeit ist nicht erkennbar. Die Werte in den oberen 10 m der Wassersäule von  $a_g(375)$  liegen bei  $0.02$  bis  $0.15 \text{ m}^{-1}$  ( $0.33 \text{ m}^{-1}$  an einer Station nahe der omanischen Küste), mit einem Median von  $0.04 \text{ m}^{-1}$ . Sie fallen in den Bereich der von Coble et al. (1998) angegebenen Werte für Oberflächenwasser aus dem Arabischen Meer vom  $0.022$  bis  $0.288 \text{ m}^{-1}$ . Nach Carder et al. (1989) ist ein Gelbstoffabsorptionswert bei  $440 \text{ nm}$  von  $0.005 \text{ m}^{-1}$  bereits äquivalent zu einer Phytoplanktonabsorption bei einer Chlorophyllkonzentration von  $0.1 \text{ mg m}^{-3}$ . Da die dargestellten Werte oberhalb dieses Wertes liegen, könnten sie *Ocean Color*-Daten und eine Auswertung beeinflussen.

Neben der zu erwartenden Chlorophyllfluoreszenz  $F(420/680)$  in der euphotischen Zone ist in der OMZ eine nicht auf Phytoplankton zurückführbare Rotfluoreszenz zu beobachten.

Die Intensität der Rotfluoreszenz scheint invers mit der Sauerstoffkonzentration korreliert zu sein. Ein eindeutiger Zusammenhang mit den Wassermassen oder chemischen Parametern wie der DOC-Konzentration kann nicht hergestellt werden. Die Absorptionsspektren der Proben aus der OMZ weisen eine zusätzliche Absorptionsbande bei 410 – 420 nm auf, mit einer Halbwertsbreite von ca. 50 nm. Fluoreszenzspektren der unfiltrierten Probe zeigen bei Anregung mit 420 nm eine schwache Emissionsbande bei 600 nm und ein stärker ausgebildetes bei 660 nm. Die Flanken dieser Bande reichen bis in den Bereich der Chlorophyllfluoreszenz bei 680 nm und verursachen so die erhöhte Rotfluoreszenz in der OMZ. Keine der in Betracht gezogenen Hypothesen kann abschließend auf der Grundlage der zur Verfügung stehenden Daten beantwortet werden. Aus der Analyse der Daten zur Rotfluoreszenz ergibt sich folgendes Bild: Es ist wahrscheinlich, daß die Fluoreszenz auf die gelöste Fraktion (bzw. Partikel  $< 0.45 \mu\text{m}$ ) zurückzuführen ist. Da die intensivsten Signale an der oberen Grenze der OMZ zu beobachten sind, könnte sie mit dem sekundären Nitritmaximum zusammenhängen. Die Fluorophore sind innerhalb eines Jahres bei gekühlter Lagerung (ohne Vorsichtsmaßnahmen zur Aufrechterhaltung suboxischer Bedingungen) abgebaut worden und konnten unter Laborbedingungen nicht regeneriert werden. Im Bereich von Stunden nach der Probennahme sind sie dagegen stabil. Es existiert eine zusätzliche Absorptionsbande in Spektren aus der OMZ. Dieser gaußsche Anteil zeigt die gleiche Struktur wie F(420/660). Weiterhin ist wahrscheinlich, daß diese Bande und die Emission bei 660 nm zusammen gehören. Abschließend kann kein eindeutiger Zusammenhang mit Wassermassen hergestellt werden, auch wenn ein Einfluß nicht ausgeschlossen ist. Die Rotfluoreszenz scheint vielmehr ein Charakteristikum von Bereichen zu sein, in denen suboxische Bedingungen herrschen, wie es auch in der OMZ der Fall ist.

## 4 Bio-optische und biogeochemische Modelle

Die Erstellung globaler Karten der ozeanischen Primärproduktion ist nach wie vor schwierig, da methodische Probleme sowohl bei der Probennahme (räumliche und zeitliche Skalierung) als auch bei der Messung bestehen. Bei Betrachtungen der Primärproduktion wird häufig nur die euphotische Zone (für die die 1 %-Tiefe als Maß genommen wird) berücksichtigt, Primärproduktion kann aber auch unterhalb der 1 %-Tiefe stattfinden und 15–20 % der gesamten integrierten Produktivität ausmachen (Bidigare et al., 1992, und Literatur darin). Schätzungen der Primärproduktion erfolgen auf der Grundlage von bio-optischen Daten, insbesondere mit Satellitenbildern, und Modellen. Die auf der in der vorangegangenen Graphik zusammengefaßten Zusammenhänge werden auf unterschiedlichen Abstraktionsebenen in Modellen behandelt. Für die Validierung des BGCG-Modells (Biogeochemisches Gelbstoff-Modell, Kap. 5) werden neben Daten andere Modelle herangezogen, die im Folgenden umrissen werden.

### 4.1 Bio-Optik

Eine realistische Simulation des marinen Ökosystems ist eine Voraussetzung, um den Einfluß der Biologie auf bedeutende Phänomene, einschließlich Klima, Wasserqualität und Fischerei zu ermitteln. Eine Vielzahl wichtiger Prozesse, wie Erwärmung, Photosynthese, Migration und visuelle Beutejagd, hängen vom vertikalen Profil der skalaren Bestrahlungsstärke ab. Daher ist deren realistische Beschreibung essentiell. Z. Zt. gibt es im wesentliche zwei Ansätze für die Beschreibung des Unterwasserlichtfeldes: Die Bestrahlungsstärke wird entweder als dynamische Variable in physikalisch-biologischen Modellen (mehr oder weniger dem Lambert-Beerschen Gesetz folgend) betrachtet oder innerhalb von numerischen Optikmodellen, in denen die Strahlungstransportgleichung gelöst wird. Die ersten Beschreibungen, die optische Eigenschaften mit Algenbiomasse in Verbindung brachten, verwendeten die Secchi-Scheibe. Mit den grundlegenden Analysen durch Preisendorfer in den 60er und 70er Jahren und seinen Definitionen von inhärenten und scheinbaren optischen Eigenschaften (IOP und AOP, Kap. 2) sind erst die Grundsteine für systematische Betrachtungen gelegt worden.

Im folgenden vorgestellte Beispiele für semi-empirische Modelle sind die Modelle von Smith und Baker (1978a,b), Baker und Smith (1982), Prieur und Sathyendranath (1981) und Morel (1988). Zu den bekannteren numerischen Optikmodellen gehört das käuflich erhältliche Modell *Hydrolight* von Mobley, das auf einem Monte-Carlo-Verfahren basiert und hier nicht weiter betrachtet wird. Als Beispiel für ein numerisches Optikmodell wird die Implementation von Schröder (1999) herangezogen, die in Kapitel 6 verwendet wird. Die Modelle von Morel und Berthon (1989) und Platt et al. (1988) dienen als Beispiele für PI- und Primärproduktionsmodelle, in denen die Verbindung zwischen dem Unterwasserlichtfeld und der Primärproduktion hergestellt wird (PI steht dabei für *Photosynthesis-Irradiance*).

#### 4.1.1 Unterwasserlichtfeld-Modelle

**Baker und Smith 1978/1982** Smith und Baker (1978a) prägten den Begriff “bio-optischer Zustand“ des Meeres. In ihrem über die Jahre erweiterten Modell wird die spektrale abwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke  $E_d$  in der Tiefe  $z$  über den diffusen Attenuationskoeffizienten  $K_T$  beschrieben (vgl. Kap. 2). Dieser wird dabei als “quasi inhärent“ angesehen (Højerslev, 1974; Baker und Smith, 1979; Gordon, 1989). Bei dieser Approximation wird vernachlässigt, daß das Verhältnis von  $K_T$  zur inhärenten Eigenschaft  $a$  zwischen 1.05 und 1.7 variiert (Prieur und Sathyendranath, 1981). Weiter wird entgegen der Eigenschaft der AOP angenommen, daß die Einzelbeiträge additiv betrachtet werden können.

$$E_d(z, \lambda) = E_d(0^-, \lambda) \exp\left(-\int_0^z K_T(z', \lambda) dz'\right) \quad (4.7)$$

mit

$$K_T(z, \lambda) = K_W(\lambda) + K_C(\lambda) + K_D(\lambda) \quad (4.8)$$

und

$$\begin{aligned} K_C(\lambda) &= k_c(\lambda) \bar{C}_{K_{PAR}} \exp(-k'_c(\lambda)(\log \bar{C}_{K_{PAR}} - \log C_0)^2) + 0.001 \bar{C}_{K_{PAR}}^2 \\ K_D(\lambda) &= k_d(\lambda_0) D \exp(-k'_d(\lambda - \lambda_0)) \\ \bar{C}_{K_{PAR}} &= \frac{1}{K_{PAR}} \int_0^{K_{PAR}^{-1}} C(z) dz \end{aligned}$$

wobei der Index  $W$  für klares Wasser,  $C$  für Chlorophyll und chlorophyllähnliche und  $D$  für gelöstes organisches Material steht.  $C(z)$  ist die Pigmentkonzentration in der Tiefe  $z$  in  $\text{mg m}^{-3}$ ,  $C_0$  ist die Pigmentkonzentration an der Oberfläche und  $\bar{C}_{K_{PAR}}$  ist die durchschnittliche Chlorophyllkonzentration der Wassersäule bis in eine Tiefe von einer Attenuationslänge (bzgl.  $PAR$ ).  $D$  umfaßt DOM in  $\text{mg l}^{-1}$  und  $\lambda_0$  ist eine Referenzwellenlänge (vgl. Gl. 2.2). Die Koeffizienten  $K_W(\lambda)$ ,  $k_c(\lambda)$ ,  $k'_c(\lambda)$ ,  $k_d(\lambda)$  und  $k'_d(\lambda)$  liegen tabelliert vor. Das Modell enthält keinen Term für suspendiertes Material und ist nur für Regionen ohne terrestrischen Einfluß geeignet.

Da erst durch die Arbeiten der Autoren der Begriff “bio-optischer Zustand des Ozeans“ eingeführt wurde, ist dieses Modell der Vollständigkeit halber mit angeführt. Das folgende Modell geht dagegen in das in Kapitel 6 verwendete Modell von Schröder (1999) ein.

**Prieur und Sathyendranath 1981** Prieur und Sathyendranath (1981) entwickelten ein bio-optisches Modell zur Beschreibung des spektralen Absorptionskoeffizienten  $a(\lambda)$  im Bereich 400 – 700 nm. Ihre Klassifikation basiert damit auf einer inhärenten optischen Eigenschaft des Wassers. Der Absorptionskoeffizient wird als eine Funktion des Phytoplanktons  $C$ , der nicht-chlorophyllhaltigen Partikel biologischen oder terrestrischen Ursprungs  $P$

und des Gelbstoffs  $Y$  beschrieben. Die durch das Wasser hervorgerufene Absorption  $a_w(\lambda)$  wird als bekannt angenommen. Als Maß für die Substanzklassen dienen die Chlorophyll  $a$ - und Phaeophytin  $a$ -Konzentrationen in  $\text{mg m}^{-3}$ , der Streukoeffizient  $b(\lambda_0)$  bei  $\lambda_0 = 550 \text{ nm}$  in  $\text{m}^{-1}$  und die an einer festen Wellenlänge gemessene Absorption gefilterten Wassers in  $\text{m}^{-1}$ . Die Absorption jeder Substanzklasse läßt sich beschreiben als Produkt aus der Konzentration  $C, P, Y$  und den jeweiligen spezifischen Absorptionskoeffizienten  $a_C^*, a_P^*, a_Y^*$ .

$$a(\lambda) - a_w(\lambda) = C a_C^*(\lambda) + P a_P^*(\lambda) + Y a_Y^*(\lambda) \quad (4.9)$$

Für die weitere Analyse wurden die spezifischen Absorptionsspektren normiert und damit dimensionslos ( $a_C^{*'}, a_P^{*'}, a_Y^{*'}$ ) und Gleichung (4.9) wird mit den Normierungskoeffizienten  $C', P'$  und  $Y'$  zu

$$a(\lambda) - a_w(\lambda) = C' a_C^{*'}(\lambda) + P' a_P^{*'}(\lambda) + Y' a_Y^{*'}(\lambda) \quad (4.10)$$

wobei die Normierungskoeffizienten mit den tatsächlichen gemessenen Konzentrationen über

$$C' = 0.06 \text{ m}^{-1} (C \cdot C_0^{-1})^{0.602} \quad (4.11)$$

$$P' = -0.00029 \text{ m}^{-1} + 0.42 \left( b(550) - 0.12 \text{ m}^{-1} (C \cdot C_0^{-1})^{0.63} \right) \quad (4.12)$$

$$Y' = -0.005 \text{ m}^{-1} + 0.207 a(440) \quad (4.13)$$

verknüpft sind.  $C_0$  entspricht  $1 \text{ mg m}^{-3}$ .  $C', P'$  und  $Y'$  sind das Ergebnis einer statistischen Analyse. Der Einfluß des Phytoplanktons auf den Streukoeffizienten  $b$  wird bei der Betrachtung von  $P'$  über die Abhängigkeit von  $C$  berücksichtigt. Zwischen  $Y$  und  $Y'$  lag keine gute Korrelation vor, daher wurde auf den beobachteten Zusammenhang mit  $a(440)$  zurückgegriffen. In späteren Veröffentlichungen ist  $Y = a_g(440)$  und  $a_Y^*(\lambda) = \exp(-0.014 \text{ nm}^{-1}(\lambda - 440 \text{ nm}))$ .

**Morel 1988** Morel hat aus der Analyse optischer und biologischer Daten von diversen Fahrten in verschiedene Seegebiete ein spektrales Modell für *Case I*-Wasser hergeleitet, das den statistischen Zusammenhang zwischen chlorophyllähnlicher Pigmentkonzentration  $C$  und der abwärtsgerichteten Bestrahlungsstärke  $E_d$  erfaßt. Wie auch im Modell von Baker und Smith (1982) wird der diffuse Attenuationskoeffizient additiv zusammengesetzt.

$$E_d(z, \lambda) = E_d(0^-, \lambda) \exp \left( - \int_0^z \left( k_w(\lambda) + \chi_c(\lambda) C(z')^{e(\lambda)} \right) dz' \right) \quad (4.14)$$

Die spektralen Werte von  $k_w(\lambda)$ ,  $\chi_c(\lambda)$  und  $e(\lambda)$  sind in Morel (1988) tabelliert. Die verbleibende, nicht durch  $k_w(\lambda)$  und  $k_c(\lambda)$  erfaßte exponentielle Steigung des diffusen Attenuationskoeffizienten im blauen Spektralbereich wird auch in *Case I*-Wasser auf Gelbstoff oder Detritus zurückgeführt. Es wird hervorgehoben, daß bei der biogenen Komponente  $C$  nicht zwischen Chlorophyll und gelösten oder partikulären Derivaten unterschieden wird.

Nach Platt und Sathyendranath (1991, zitiert in Liu et al. (1999)) ist dieses spektrale Modell genauer als andere nicht-spektrale Modelle der Lichtattenuation und Photosynthese, die die tägliche Primärproduktion um 50 % und mehr überschätzen, oder auch bis zu 60 % unterschätzen können (Kyewalyanga et al., 1992).

Das Modell wird in Kapitel 6 zu Vergleichszwecken als empirisches Modell herangezogen und modifiziert. Die folgende Beschreibung eines Teils der Strahlungstransportgleichung (RTE) geht ebenfalls in das Modell von Schröder (1999) ein und wird daher kurz vorgestellt.

**RTE** In Kapitel 2 ist die Strahlungstransportgleichung (RTE) vorgestellt worden. Wie bereits erwähnt, müssen Gewinn und Verlust durch elastische und inelastische Streuung berücksichtigt werden. Mobley (1994) konstruiert analog zur Volumenstreuungsfunktion für elastische Streuung  $\beta$  eine Volumenstreuungsfunktion für inelastische Streuung  $\beta^F$  (Index  $F$  für Fluoreszenz). Es ist

$$\begin{aligned}\beta^F(z; \xi' \rightarrow \xi; \lambda' \rightarrow \lambda) &\equiv a^F(z; \lambda') f^F(\lambda' \rightarrow \lambda) \tilde{\beta}^F(\xi' \rightarrow \xi) \\ f^F(\lambda' \rightarrow \lambda) &= \eta^F(\lambda' \rightarrow \lambda) \frac{\lambda'}{\lambda}\end{aligned}\quad (4.15)$$

wobei  $a^F(z; \lambda')$  den durch die fluoreszierende Substanz hervorgerufenen Absorptionskoeffizienten beschreibt und  $\eta^F(\lambda' \rightarrow \lambda)$  die spektrale Quantenausbeutefunktion ist, d. h.

$$\eta^F(\lambda' \rightarrow \lambda) = \frac{\text{Anzahl emittierter Photonen bei } \lambda \text{ pro } \lambda\text{-Intervall}}{\text{Anzahl absorbierter Photonen bei } \lambda'}$$

Aus der Beziehung  $\Delta E = hc_0/\lambda$  folgt die Darstellung der Re-Distributionsfunktion  $f^F(\lambda' \rightarrow \lambda)$ . Die Phasenfunktion  $\tilde{\beta}^F$  wird isotrop angenommen, d. h.

$$\tilde{\beta}^F = \frac{1}{4\pi} \text{sr}^{-1}.\quad (4.16)$$

Nach Haltrin und Kattawar (1993) kann die Re-Distributionsfunktion  $f^F$  mittels

$$\eta^F(\lambda' \rightarrow \lambda) = \Phi^F g^F(\lambda') h^F(\lambda)\quad (4.17)$$

$$h^F(\lambda) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma^F} \exp\left(-\frac{(\lambda - \lambda_0^F)^2}{2(\sigma^F)^2}\right)\quad (4.18)$$

beschrieben werden, wobei  $g^F(\lambda') = 1_{[\lambda_1^F, \lambda_2^F]}$  eine dimensionslose Funktion ist, die das Intervall  $[\lambda_1^F, \lambda_2^F]$  festlegt, in dem überhaupt Fluoreszenz angeregt werden kann.  $h^F(\lambda')$  ist die Emissionsfunktion der Fluoreszenz in  $\text{nm}^{-1}$ . Für Chlorophyll wird in Gleichung (4.18) eine von der Wellenlängen unabhängige Quantenausbeute  $\Phi^C = 0.04$  angenommen, sowie  $\lambda_0^C = 685 \text{ nm}$ ,  $\sigma^C = 10.6 \text{ nm}$ ,  $\lambda_1^C = 370 \text{ nm}$  und  $\lambda_2^C = 690 \text{ nm}$ . Für Gelbstoff wird  $\Phi^Y = 0.01$ ,  $\lambda_0^Y = 425 \text{ nm}$ ,  $\sigma^Y = 50 \text{ nm}$ ,  $\lambda_1^Y = 250 \text{ nm}$  und  $\lambda_2^Y = 400 \text{ nm}$  gesetzt (Haltrin und Kattawar, 1993; Schröder, 1999).

Genaugenommen ist  $\eta^F(\lambda' \rightarrow \lambda)$  substanzspezifisch. Hawes et al. (1992) hat für Gelbstoff Messungen von  $\eta^Y$  für verschiedene Wassertypen durchgeführt und folgenden empirischen Zusammenhang gefunden

$$\eta^Y(\lambda' \rightarrow \lambda) = A_0(\lambda') \exp \left( - \left( \frac{\frac{1}{\lambda} - \frac{A_1}{\lambda'} - B_1}{0.6(\frac{A_2}{\lambda^2} + B_2)} \right)^2 \right) \quad (4.19)$$

wobei  $A_0, B_1, B_2$  in  $\text{nm}^{-1}$ , und  $A_1, A_2$  dimensionslos sind und von der jeweiligen Gelbstoffzusammensetzung abhängen. Die Werte sind tabelliert und hängen von der jeweiligen Fulvo- oder Huminsäure ab.

#### 4.1.2 PI- und Primärproduktions-Modelle

Stehen erst einmal Beschreibungen für die Behandlung des Unterwasserlichtfeldes zur Verfügung, kann in einem zweiten Schritt die Verbindung zur Primärproduktion hergestellt werden. Die vertikal integrierte Primärproduktion in aquatischen Ökosystemen wird in der Literatur über verschiedene mathematische Modelle berechnet. Ein von Falkowski und Raven (1997) durchgeführter Vergleich zeigt, daß viele von ihnen sehr ähnlich sind oder auch nur in der Notation abweichen. Letztendlich erhalten sie ein Klassifikationssystem, das auf unterschiedlichen Graden der Integration beruht und vier Modelle umfaßt:

##### I. spektral aufgelöste Modelle

$$NPP = \int_{\lambda=400}^{700} \int_{t=\text{sunrise}}^{\text{sunset}} \int_{z=0}^{Z_e} \Phi(\lambda, z) \cdot \text{PAR}(\lambda, t, z) \cdot a_C^*(\lambda, z) \cdot \text{Chl}(z) dz dt d\lambda - DR$$

##### II. spektral integrierte Modelle

$$NPP = \int_{t=\text{sunrise}}^{\text{sunset}} \int_{z=0}^{Z_e} \varphi_c(z) \cdot \text{PAR}(t, z) \cdot \text{Chl}(z) dz dt - DR$$

##### III. zeitintegrierte Modelle

$$NPP = \int_{z=0}^{Z_e} P^B(z) \cdot \text{PAR}(z) \cdot DL \cdot \text{Chl}(z) dz$$

##### IV. tiefenintegrierte Modelle

$$NPP = P_{\text{opt}}^B \cdot \text{PAR}(0) \cdot DL \cdot \text{Chl}(z) Z_e.$$

Jede Kategorie enthält eine photoadaptive Variable, die mit der Auflösung der Lichtbeschreibung des Modells korrespondiert.  $\Phi$  und  $\varphi_c$  sind chlorophyllspezifische Quantenausbeuten der absorbierten bzw. der photosynthetisch verfügbaren Strahlung.  $P^B, P_{\text{opt}}^B$  sind aus

Primärproduktionsmessungen abgeleitete chlorophyllspezifische Raten,  $Chl$  ist die Chlorophyllkonzentration und  $a_C^*$  ist der chlorophyllspezifische Absorptionskoeffizient.  $DR$  ist die tägliche Respiration der photoautotrophen Organismen,  $DL$  die Tageslänge und  $Z_e$  die Tiefe der euphotischen Zone. Die beiden folgenden Beispiele fallen in die erste und die vierte der oben genannten Kategorien.

**Platt et al. 1988** Die Abhängigkeit der Photosynthese vom verfügbaren Licht kann (unter Vernachlässigung möglicher Photoinhibition) durch Gleichungen mit zwei Parametern beschrieben werden (Platt et al., 1988). I. a. werden die Anfangssteigung  $\alpha^B$  der PI-Kurve und die Assimilationszahl  $P_m^B$  verwendet. (Es handelt sich bei PI-Kurven um *Photosynthesis-Irradiance*-Kurven. Genaugenommen sollten sie mit PE abgekürzt werden, der Übersichtlichkeit halber wird im folgenden aber die herkömmliche Schreibweise verwendet.) Eine mögliche Beschreibung der auf die photosynthetisch aktive Biomasse  $B(z)$  normierten Photosynthese in der Tiefe  $z$  ist

$$\begin{aligned} P^B(z) &= g(E_{PAR}(z, t), \alpha^B, P_m^B) \\ &= P_m^B \cdot \left( 1 - \exp\left(-\frac{\alpha^B \cdot E_{PAR}(z, t)}{P_m^B}\right) \right). \end{aligned} \quad (4.20)$$

Werden die spektralen Charakteristika berücksichtigt, so ergibt sich für die Photosyntheserate  $P^B$  in  $\text{mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$

$$P^B(z) = P_m^B \cdot \left( 1 - \exp\left(-\frac{1}{P_m^B} \int_{PAR} \alpha^B(\lambda) \cdot E(z, \lambda, t) d\lambda\right) \right) \quad (4.21)$$

wobei  $E(z, \lambda, t)$  die Bestrahlungsstärke in  $\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$  und  $P_m^B$  die Assimilationszahl in  $\text{mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$  und  $\alpha^B(\lambda)$  das photosynthetische Aktionsspektrum in  $\text{mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1} (\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1})^{-1}$  ist.

Mit dem Modell von Sathyendranath und Platt (1989b, und Modifikationen entsprechend Sathyendranath et al. (1995)) kann in Abhängigkeit vom Datum, der geographischen Breite und Parametern der Biomasseverteilung und der PI-Kurve die tägliche integrierte Wassersäulenproduktion durch numerische Integration der spektralen Gleichungen berechnet werden (Sathyendranath und Platt, 1989b; Sathyendranath et al., 1995). Das direkte und diffuse Sonnenlicht wird mit dem spektralen Bestrahlungsstärke-Modell von Bird (1984) für einen wolkenlosen Himmel ermittelt. Fresnel-Reflektion an der Wasseroberfläche wird auf der Annahme eines gleichmäßig diffusen Sonnenlichtes und glatter Meeresoberfläche berechnet. Das Eindringen in die Wassersäule wird für die diffuse und die direkte Lichtkomponente getrennt betrachtet (nur Einfachstreuung), die Absorption wird gemäß Gleichung (4.9) berücksichtigt (nur C und Y) und Rückstreuung als zusammengesetzt aus Wasser- und Phytoplanktonanteilen betrachtet. Gelbstoff wird in einer ersten Approximation als kovariant zu Chlorophyll angenommen.

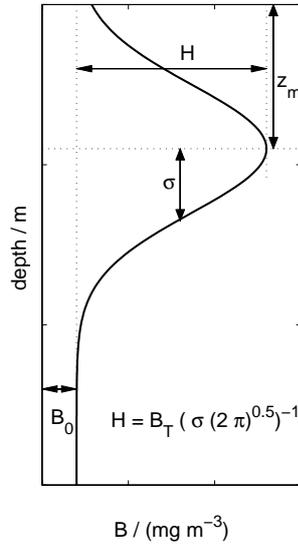


Abbildung 4.1: Modellbiomasseprofil und Fitparameter.  $B_0$  ist die Hintergrundpigmentkonzentration,  $\sigma$  beschreibt ein Maß für die Breite des Peaks,  $z_m$  ist die Tiefe des Chlorophyllmaximums und  $B_T$  ist die integrierte Gesamtbiomasse oberhalb des Hintergrundes.

Um die Biomasseparameter bei nicht einheitlicher Verteilung zu erhalten, werden Chlorophyllprofile mittels einer verschobenen Gauß-Kurve gefittet (Abb. 4.1):

$$B(z) = B_0 + \frac{B_T}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(z - z_m)^2}{2\sigma^2}\right) \quad (4.22)$$

wobei  $B_0$  die Hintergrundpigmentkonzentration in  $\text{mg m}^{-3}$  ist,  $\sigma$  ein Maß für die Breite des Peaks in m beschreibt,  $z_m$  die Tiefe des Chlorophyllmaximums in m und  $B_T$  die Gesamtbiomasse in  $\text{mg m}^{-2}$  oberhalb des Hintergrundes ist. Die integrierte Produktion ist

$$P = \int_{z=0}^{Z_e} \int_{t=\text{sunrise}}^{\text{sunset}} B(z, t) P^B(z, t) dt dz. \quad (4.23)$$

Die Kopplung eines spektralen Unterwasserlichtfeldmodells und einer spektralen Version des Photosynthese-Licht-Zusammenhangs bei der Berechnung der ozeanischen Primärproduktion hat zu signifikant anderen Ergebnissen geführt als die konventionelle Verwendung nicht-spektraler Ansätze (Sathyendranath et al., 1989a). Die Fehler der Produktionsschätzung auf der Basis der Satellitendaten sind auf die Parameter, welche die Biomasseverteilung beschreiben, die Photosyntheseparameter und die optischen Eigenschaften des Wassers zurückzuführen. Morel und Berthon (1989) unterstreichen dagegen vor allem die Bedeutung des Verhältnisses von Chlorophyll zu Phaeopigmenten und der Schätzung der integrierten Biomasse.

**Morel und Berthon 1989** Morel und Berthon (1989) untersuchten statistische Zusammenhänge zwischen dem Satellitensignal und der Biomasse in der Wassersäule. Sie beschreiben die Ergebnisse der statistischen Analyse von ca. 4000 Pigmentprofilen (*Case I*).

Die Profile sind in Abhängigkeit von der integrierten Biomasse  $C_T$  in sieben trophische Kategorien für geschichtete Wassersäulen und in zwei für gut durchmischte Wassersäulen unterteilt worden. Die durchschnittliche Konzentration  $\bar{C}_{\text{sat}}$ , die von einem Satelliten gesehen wird, ist die Pigmentkonzentration innerhalb einer Attenuationslänge  $Z_{K_{\text{PAR}}}$  (bzgl. PAR) und es ist

$$\begin{aligned} Z_e &= 568.2 \cdot C_T^{-0.746} \text{ für } Z_e < 102 \text{ m} \\ K_{\text{PAR}} &\approx 4.6 \cdot Z_e^{-1} \\ Z_{K_{\text{PAR}}} &\approx K_{\text{PAR}}^{-1} \\ \bar{C}_{K_{\text{PAR}}} &= Z_{K_{\text{PAR}}}^{-1} \int_0^{Z_{K_{\text{PAR}}}} C(z) dz \\ \bar{C}_{\text{sat}} &= \frac{\int_0^{Z_{K_{\text{PAR}}}} C(z) \exp(-2K_{\text{PAR}}z) dz}{\int_0^{Z_{K_{\text{PAR}}}} \exp(-2K_{\text{PAR}}z) dz} \end{aligned}$$

wobei  $Z_e$  die Tiefe der euphotischen Zone ist. Für geschichtete Wassersäulen in niedrigen und gemäßigten Breiten läßt sich die über die euphotische Zone integrierte Pigmentkonzentration gemäß

$$C_T = 40.6 \cdot \bar{C}_{K_{\text{PAR}}}^{0.460} \quad (4.24)$$

bzw. über

$$C_T = 38.0 \cdot \bar{C}_{K_{\text{PAR}}}^{0.551} \quad (4.25)$$

bei gut durchmischter Wassersäule berechnen.

Die Autoren leiten aus der statistischen Analyse dimensionslose Pigmentprofile in Abhängigkeit von  $\bar{C}_{K_{\text{PAR}}}$  ab, die als repräsentatives statistisches Mittel angenommen werden. Die vorgeschlagene Parametrisierung wird als hinreichend für die Schätzung der Produktion auf globalen Skalen angesehen. Als wichtige und praktische Konsequenz der Analysen wird angesehen, daß die Form der Profile, im Gegensatz zu den Ergebnissen von Sathyendranath et al. (1989a), im Mittel einen relativ schwachen Einfluß auf die Produktion hat, vorausgesetzt, daß  $C_T$  korrekt geschätzt wurde. Ein einfaches Primärproduktionsmodell ist

$$P = \frac{1}{39} \overline{PAR}(0^+) \gamma a_1 \bar{C}_{K_{\text{PAR}}}^{a_2} \psi^* \quad (4.26)$$

wobei  $\overline{PAR}(0^+)$  die über den Tag integrierte photosynthetisch verfügbare Strahlung an der Meeresoberfläche in  $\text{J m}^{-2}$ ,  $\psi^*$  der Querschnitt für Photosynthese in  $\text{m}^2 (\text{g Chl})^{-1}$  ist und  $a_1$ ,  $a_2$  die Koeffizienten aus Gleichung (4.24) bzw. (4.25) sind. Der Parameter  $\gamma$  beschreibt das Verhältnis von aktiver zu gesamter Pigmentkonzentration  $\gamma = \text{Chl}_a (\text{Chl}_a + \text{Pheo}_a)^{-1}$ . Bei den zu Grunde gelegten Messungen war er innerhalb der euphotischen Zone  $Z_e$  relativ konstant, und nahm von ca. 0.80 in eutrophen bis ca. 0.65 in oligotrophen Bereichen ab.

Da der Parameter  $\gamma$  linear zu der Produktionsschätzung ist, wird er von den Autoren als wichtiger erachtet als die Form der Pigmentprofile.

Die hier beschriebenen Beispiele zeigen Möglichkeiten für die Beschreibung des Unterwasserlichtfeldes und der Primärproduktion auf unterschiedlichen Komplexitätsebenen auf. Die Modelle werden im Zuge der Validierung des BGCG-Modells wieder aufgegriffen werden. Es bleibt festzuhalten, daß es keinen Konsens darüber gibt, welche Größen bei der Schätzung der Primärproduktion aus Satellitendaten die größten Unsicherheiten in sich bergen. Nach Abschätzungen von Sathyendranath und Platt (1989b) beinhalten die Strukturen der Biomasseprofile bzw. die Kenntnisse über die Verteilungsparameter große Unsicherheiten, während Morel und Berthon (1989) vielmehr das Verhältnis zwischen Chlorophyll und photosynthetisch nicht-aktiven Pigmenten betonen. Lee et al. (1996) gelangen dagegen zu dem Ergebnis, daß die Wahl der verwendeten pigmentspezifischen Absorptionskoeffizienten einen der größten Unsicherheitsfaktoren beinhaltet und Kenntnisse über  $a_{\text{ph}}^*$ ,  $K_d$  und die PI-Parameter wichtiger sind als die Kenntnisse der Biomasseverteilung.

## 4.2 Gelbstoff

Die Bedeutung von Gelbstoff im marinen Milieu ist schon in den vorangegangenen Kapiteln deutlich geworden. Bereits bei der Berücksichtigung inelastischer Streuung (Gl. (4.15)) wurde Gelbstofffluoreszenz betrachtet. In den vergangenen Jahrzehnten hat es verschiedene Ansätze zur Beschreibung der Gelbstoffdynamik gegeben. Im Folgenden wird ein Überblick über bestehende Gelbstoffmodelle gegeben, in denen es nicht primär um ihre Einbettung in Optikmodelle sondern, u. a. im Falle von Huminstoffen, um ihre Genese sowie ihr photochemisches Verhalten geht. Mit Ausnahme der Huminstoffgenese und der Fluoreszenzbetrachtungen werden die beschriebenen Ansätze in Kapitel 5 wieder aufgegriffen.

**Huminstoffe** Ziechmann (1980a) beschreibt die zeitliche Entwicklung eines Huminstoffsystems mit Hilfe von Markoffschen Prozessen. D.h., daß in einer Folge von Ereignissen ein Ereignis jeweils nur von dem direkt vorangegangenen Ereignis abhängt und nicht von weiter zurückliegenden. Die möglichen Übergänge zwischen den Fraktionen werden durch Übergangsmatrizen beschrieben. Es sind verschiedene Phasen der Huminstoffgenese zu unterscheiden: die Biogenese der Aromaten und ihr partieller Abbau, die Phase der Radikalbildung und die Phase der Huminstoffsystembildung. In Ishiwatari (1992) werden zwei geläufige Huminstoffgenesemodelle vorgestellt. Huminstoffe umfassen hier wiederum Humine, Huminsäure und Fulvosäure. Die beiden Kategorien Biopolymerdegradation und abiotische Kondensation spielen allerdings für die weiteren Betrachtungen an dieser Stelle keine Rolle und werden nicht vertieft.

**Photochemie** Zepp und Cline (1977) untersuchten Photolyseraten in aquatischen Umgebungen. Ihr Hauptaugenmerk richtete sich dabei auf durch Pestizide verunreinigtes Fluß-

wasser, das i. a. reich an Huminstoffen ist. Die Photolyseraten hängen stark von der Intensität und der spektralen Verteilung des Lichtes ab. Sie sind proportional zur Gesamtanzahl der absorbierten Photonen pro Zeiteinheit und nicht zur absorbierten Gesamtenergie. Der kinetische Ausdruck für direkte Photolyse der Substanz  $C$  ist

$$\frac{dC}{dt} = -\Phi \sum k_{\alpha\lambda} C \quad (4.27)$$

wobei  $\Phi$  die Quantenausbeute und  $k_{\alpha\lambda}$  eine Funktion des substanzspezifischen Absorptionsverhaltens und des Lichtes ist. Die Quantenausbeute für Reaktionen komplexer Moleküle in Lösung wird dabei i. a. als wellenlängenunabhängig angenommen (Turro, 1965, zitiert in Zepp und Cline (1977)). Der Ansatz von Zepp und Cline (1977) wird in späterer Literatur immer wieder aufgegriffen (Zepp, 1978; Zepp und Baughmann, 1978; Kouassi und Zika, 1992).

Andrews et al. (2000) untersuchten den photochemischen Sauerstoffverbrauch in Meerwasser als potentiell Maß für die gesamte chemische Photooxidation von CDOM. Es wurde zunächst vereinfacht angenommen, daß Meerwasser eine Lösung nur eines Chromophores (eines Pools einer Substanz) darstellt, die mit der Quantenausbeute  $\Phi$  zu transparenten Produkten (UDOM) photolysiert wird. Dies läßt sich bei konstanter Quantenausbeute  $\Phi$  mittels



beschreiben. Das Modell sagt voraus, daß die Gelbstoffabsorption linear mit der absorbierten Dosis abnimmt. Die Quantenausbeute  $\Phi$  ist nach ihren Messungen allerdings nicht konstant. Um die Dosisabhängigkeit und die unterschiedlichen Bleichungsraten zu berücksichtigen wurde ein komplexeres Modell, bestehend aus drei Chromophoren vorgeschlagen. Weiterhin wurde angenommen, daß das gesamte CDOM theoretisch dem Bleichungsprozeß zugänglich ist und es keine nicht-reaktiven farbigen Komponenten gibt. Nach langer Bestrahlung (300 – 400 nm) nahm das Absorptionsvermögen (nichtlinear) ab, Quantenausbeute und Sauerstoffverlust variierten mit der Zeit und wiesen auf Änderungen im CDOM-Pool hin.

**Fluoreszenz** Neben der Betrachtung des Absorptionsverhaltens wurde in verschiedenen Modellen die Fluoreszenz näher untersucht. Kouassi et al. (1990) stellten dabei fest, daß der Abbau der Gelbstofffluoreszenz mit einer Ratengleichung erster Ordnung mit zwei Zeitkonstanten beschrieben werden kann. Das Modell von Determann (1995) berechnet den zeitlichen Verlauf der Gelbstofffluoreszenz ebenfalls mit Hilfe von zwei Zeitkonstanten des photochemischen Zerfalls, einem konstanten Term und den jeweiligen Anregungsspektren der Fluorophore. Die Fluoreszenz ist prinzipiell eine Funktion der Temperatur, des pH-Wertes, der Metallionenkonzentration und des UV-Lichtes. Die Bildung fluoreszierender Substanzen wird auf biologische Aktivität, Remineralisierungsprozesse oder vertikale Diffusion

vom Sediment zurückgeführt. Sidorenko und Pakkonen (1994a,b) nehmen in ihrem vertikalen Modell zur Bildung von Gelbstofffluoreszenz an, daß das fluoreszierende Material grundsätzlich in toten Phytoplanktonzellen entsteht. Es komme zur Akkumulation fluoreszierenden Materials im Inneren von sinkenden Partikeln und toten Phytoplanktonzellen. Die Fluoreszenzintensität setzt sich folglich aus Beiträgen des POM und des DOM zusammen. Es wird angenommen, daß nur ein Teil des POM fluoresziert, und daß die Fluoreszenz der Komponenten proportional zu ihrer Konzentration (und zum anregenden Licht) ist, wobei die durch partikuläres Material verursachte Fluoreszenz relativ gering ist.

**CDOM und BGC** Die durch die Photochemie hervorgerufenen Änderungen der optischen Eigenschaften beeinflussen wiederum biogeochemische Prozesse. Arrigo und Brown (1996) untersuchten die relative Bedeutung der gegenläufigen Einwirkung von CDOM auf UV-Strahlung und photosynthetisch nutzbare Strahlung, insbesondere im Zusammenhang mit Ozon. In der Gegenwart von CDOM ist die Primärproduktion in den oberen 30 m erhöht, da die schützende Wirkung gegenüber Einbußen in PAR überwiegt. Unterhalb 30 m ist dies nicht mehr der Fall. Die über die Tiefe integrierte Primärproduktion nimmt i. a. ab, da die Reduktion des zur Verfügung stehenden Lichtes nicht durch die schützende Wirkung kompensiert werden kann. Die Auswirkung hängt von der Größe und Verteilung (spektral und vertikal) der Absorptionskoeffizienten und vom Chlorophyll ab. Erst bei hohen Chlorophyllkonzentrationen ist die beeinträchtigende Wirkung nicht mehr zu beobachten. Ihre Grundlage ist ein spektrales 1D-Modell, das allerdings nur die Veränderungen des Phytoplanktons erfaßt. Absorptionskoeffizienten werden vorgegeben und nicht dynamisch gerechnet.

Obernosterer et al. (1999) untersuchten den Effekt von UV-Strahlung auf die Bioverfügbarkeit von DOM im Mittelmeer und in der Karibik. Proben aus 1 – 85 m zeigten kein Muster im Wachstum nach Bestrahlung mit Sonnenlicht, während bei Proben aus dem tiefen Chlorophyllmaximum die bakterielle Aktivität gegenüber den Dunkelkontrollen um 50 % abnahm. Proben aus 200 – 350 m Tiefe zeigten wiederum eine zwei bis vierfache Aktivität nach Bestrahlung. Ihre Daten lassen vermuten, daß sich die Bioverfügbarkeit von dem Verhältnis der bakteriellen Aktivität zum DOC ableiten läßt. Ist es hoch, wird die Verfügbarkeit reduziert, ist es niedrig, steigt sie.

Bei der Untersuchung von Mischungsvorgängen in Gebieten mit starken Gradienten können ggf. neben hydrographischen Größen auch die optischen Eigenschaften der verschiedenen Wasserkörper ausgenutzt werden. Vodacek et al. (1997) schlagen für den Ästuarbereich des Delaware Rivers ein Modell mit zwei Pools vor, die aus einem farbigen terrestrischen Endglied und aus einem farblosen ozeanischen Endglied bestehen. Diese Annahme erscheint in Bereichen starker Gradienten sinnvoll, da hier relativ gesehen das ozeanische Wasser als "farblos" betrachtet werden kann. Es wird ein Zwei-Komponenten-Modell verwendet, um die lichtinduzierte Konversion von CDOC zu UDOC (*colored vs. uncolored* DOC) und DIC zu beschreiben. Da die Fraktionen reaktiven Materials nur auf der Grundlage der Konzentra-

tionen zu Beginn, d. h. ungebleicht und am Ende, d. h. nach evtl. Photooxidation, bestimmt werden, kann keine Aussage über intermediäre Entwicklungen gemacht werden. Das heißt, daß nicht zwischen direkter photochemischer Umwandlung von CDOC zu DIC und dem Umweg über UDOC und anschließender bakterieller Remineralisierung unterschieden wird. Miller und Zepp (1995, in Vodacek et al. (1997) zitiert) schätzen die photochemische Remineralisierung von DOC zu DIC ab. Sie nehmen dafür an, daß die teilweise DIC-Produktion proportional zu der Fraktion ist, die photochemischen Reaktionen unterliegt.

In anderen Mischungsmodellen wird das Fluoreszenzverhalten von Gelbstoff ausgenutzt, um Wassermassenklassifikationen durchzuführen (Postma et al., 1976; Nieke et al., 1997). Dabei wird die Fluoreszenz von Meerwasser aus Wattenmeer und Nordsee, bzw. im Ästuar und Golf des St. Lorenz-Stroms für die Charakterisierung des DOM, als Tracer von Wassermassen und Flußwasser benutzt. Bei der Verwendung als Tracer ist wichtig, daß die Fluoreszenzintensität sich nicht schnell durch Abbau alten oder Bildung neuen fluoreszierenden Materials verändert, d. h. daß sie sich konservativ verhält. Untersuchungen von Postma et al. (1976) zeigten, daß fluoreszierendes Material allerdings weniger stabil ist als zuvor angenommen. Dagegen verhielt sich in der Studie von Nieke et al. (1997) der Gelbstoff konservativ.

### 4.3 Biogeochemie

Die grundsätzliche Struktur vieler 1D-Modelle besteht aus einem meteorologischen Modell, einem physikalischen MLD-Modell und einem biologischen/ biogeochemischen Modell (BGC). Gängige Vereinfachungen umfassen, daß es keine Rückwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre sowie von der Biologie auf die Physik gibt; daß es keine horizontale Strömung, d. h. laterale Homogenität (1D) und keine meso- oder submesoskaligen Wirbel oder atmosphärischen Einträge gibt. Weder Sediment noch UV-Strahlung, nur PAR und einfache biologische Strukturen werden berücksichtigt.

Es gibt eine Reihe von Ökosystemmodellen oder BGC-Modellen, die sich prinzipiell ähneln, aber in konkreten Flußbeschreibungen variieren. Weit verbreitet sind die sogenannten NPZD-Modelle, in denen die vier Kompartimente Nährstoff, Phytoplankton, Zooplankton und Detritus berücksichtigt und in Nährstoffeinheiten gerechnet werden. Komplexere Modelle gehen von variablen C:N- und/oder C:Chl-Verhältnissen, Größenfraktionierung der Algen oder Artenvielfalt aus oder berücksichtigen höhere trophische Stufen oder spektrale Lichtfeldbeschreibungen. Die jeweils realisierten Beschreibungen hängen von der vorliegenden Fragestellung sowie auch der Präferenzensetzung der Autoren ab. Zur Zeit gibt es keinen Konsens darüber wie ökologische Prozesse in Modellen zu repräsentieren sind oder auch nur welche Prozesse wirklich relevant sind und in welcher Komplexität sie berücksichtigt werden sollten (Evans und Garçon, 1997). Im Folgenden werden die bereits in den Bio-Optik-Modellen betrachteten Aspekte der Photosynthese und des Unterwasserlichtfeldes nochmals im Kontext der BGC-Modellierung hervorgehoben.

### 4.3.1 Chl:C-Verhältnis

Die Aufnahme von Kohlenstoff durch Algen wird durch verschiedene Faktoren limitiert, im Wesentlichen durch Nährstoffe und Licht. Obwohl Kohlenstoff das relevante Element in der Klimaforschung darstellt, werden viele Modelle in Nährstoffeinheiten gerechnet. Aufgenommene Nährstoffe führen – ohne Berücksichtigung interner Konversionen, Relaxationen und Pools – zu direktem Populationswachstum. Primärproduktion, die Umwandlung von anorganischen in organischen Kohlenstoff, erfolgt aber in den Chloroplasten und nicht durch die Phytoplanktonbiomasse. Der Anteil Chlorophyll an der Gesamtbiomasse kann variieren. Bei geringer Lichtverfügbarkeit adaptiert sich das Phytoplankton an die Umweltbedingungen durch eine Erhöhung des Chl:C-Verhältnisses  $\theta$ . Zur Beschreibung der Abhängigkeit der Photosynthese vom Licht werden die bereits erwähnten PI-Kurven verwendet, die unterschiedliche Formen annehmen können. Geider et al. (1996) stellen ein dynamisches Modell zur Photoadaptation vor, mit dessen Hilfe Chl:C-Verhältnisse  $\theta$  vorhergesagt werden können. Die Kinetik wird in Form von Veränderungen der Syntheseraten dreier interzellulärer C-Pools beschrieben. Die Pools umfassen lichtsammelnde Komponenten, den Biosyntheseapparat und eine Energiespeicherkomponente. Die Dynamik von  $\theta$  und der Wachstumsrate  $\mu$  können hinreichend durch vier Parameter beschrieben werden: die Anfangssteigung  $\alpha$  der PI-Kurve, die maximale Wachstumsrate  $\mu_m$ , das maximale Chl:C-Verhältnis  $\theta_{max}$  unter lichtlimitierten Verhältnissen und die Metabolismusrate zur Aufrechterhaltung der Zellprozesse. Der Schwerpunkt des Modells liegt auf der expliziten Beschreibung der Regulation der Biosynthese von lichtsammelnden Pigmenten durch das Verhältnis von Photosynthese zu Lichtsammeln auf Zeitskalen von Stunden bis Tagen. Das Modell zeigt, wie Photoadaptation aus der C-Aufteilung zwischen interzellulären Pools hervorgehen kann. In Geider et al. (1997) wird das bisherige Modell erweitert. Es beschreibt nun die Abhängigkeit von  $\theta$  und  $\mu$  von Bestrahlungsstärke, Tageslänge, Temperatur und Nährstoffverfügbarkeit für Wachstum im Gleichgewicht. Die Variationen von  $\theta$  beschreiben am konsistentesten die Photoakklimation, obgleich Antennenpigmentzusammensetzung, Abundanz photosynthetischer Proteine, PI-Parameter und die Kopplung von Lichtabsorption und Elektronentransfer ebenfalls variieren (Geider et al., 1997, und dortige Literatur). Die Photoadaptation wird mit Hilfe des Regulationsverhältnisses  $P^C(\alpha^{chl}E\theta)^{-1}$  beschrieben (vgl. Kap. 5). Das Verhältnis parametrisiert die Balance zwischen Energienachfrage und -angebot und kann als Index des Redoxzustandes des Plastochinonpools angesehen werden. In Taylor et al. (1997) und in Geider et al. (1998) wird das Modell schließlich in der Vertikalen erweitert. In Kapitel 5 wird Bezug auf weitere konkrete Prozeßbeschreibungen genommen.

### 4.3.2 Spektrale Bänder

Sowohl die Lichtattenuation als auch die Photosynthese hängen von den spektralen Eigenschaften des Unterwasserlichtfeldes ab. Bei der Lichtfeldbeschreibung in Modellen muß Genauigkeit gegen Effizienz abgewogen werden. Das Licht in einem spektralen Bereich

nimmt, entsprechend dem Attenuationskoeffizienten für diesen Bereich, näherungsweise exponentiell mit der Tiefe ab (vgl. Kap. 2). Die Ansätze in BGC-Modellen unterscheiden sich nun in der Anzahl der berücksichtigten spektralen Bänder, d. h. einfach exponentiell (Fasham und Evans, 1995), bi-modal (Denman und Gargett, 1995; Paulson und Simpson, 1977), 19 Bänder (Wolf und Woods, 1992) oder 61 Bänder umfassend (Morel, 1988, 1991; Sathyendranath und Platt, 1989a). Je nach Modell werden die wellenlängenabhängigen Eigenschaften verschiedener Parameter, die die Lichtattenuation und die Photosynthese betreffen, berücksichtigt. Ein Vergleich von vier in BGC-Modellen verwendeten Beschreibungen (einfach exponentiell in Abhängigkeit vom mittleren Chlorophyllgehalt in der euphotischen Schicht, einfach exponentiell in Abhängigkeit von der Tiefenverteilung des Chlorophylls, bi-modal und mit 61 Bändern) führte zu dem Ergebnis, daß die jeweilige Beschreibung weniger die integrierte Wassersäulenproduktion als die Lage des tiefen Chlorophyllmaximums beeinflussen (Zielinski, 1999; Zielinski et al., im Druck). Übereinstimmend wird die einfach exponentielle Beschreibung als nicht sehr geeignet eingestuft, wogegen der bi-modale Ansatz bereits zu guten Approximationen des Lichtfeldes und der resultierenden Primärproduktion geführt hat.

#### 4.4 Hydrodynamik

Neben den biogeochemischen Prozessen spielt die Hydrodynamik eine wesentliche Rolle. Eine realistische Beschreibung der vertikalen turbulenten Durchmischung ist eine Voraussetzung für eine realistische Modellierung des pelagischen Ökosystems. Der Austausch von Impuls, Wärme und Wasser mit unterschiedlichem Salzgehalt steuert die Durchmischungsprozesse in der Oberflächenschicht. Die physikalischen Details sind dabei oftmals nicht entscheidend und die Information wird in einer Größe zur Beschreibung des vertikalen Durchmischungsprofils, dem turbulenten Austausch  $D_z$ , kondensiert. Die zeitliche Änderung einer Variablen  $\tau$  kann dann beschrieben werden durch

$$\frac{\partial \tau}{\partial t} = -w \frac{\partial \tau}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} D_z \frac{\partial \tau}{\partial z} + \text{Quellen und Senken} \quad (4.29)$$

mit Termen der mittleren Advektion, vertikalen turbulenten Durchmischung und Quellen und Senken z. B. durch biologische *in situ*-Transformationen.

Das klassische Tiefenprofil für  $D_z$  umfaßt eine durchmischte Oberflächenschicht mit hohen Koeffizienten ( $\approx 500 \cdot 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) und den "Rest" darunter mit geringen Koeffizienten ( $\approx 0.1 \cdot 10^{-4} \text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ). Die meisten Profile berücksichtigen die grundsätzliche saisonale Struktur der durchmischten Schicht, wobei spezifische Beschreibungen stark variieren können. In vielen Modellen wird, statt eines berechneten  $D_z$  eine homogene durchmischte Schicht angenommen, d. h.  $D_z$  wird auf einen konstanten, relativ hohen Wert gesetzt. Turbulenzschließungsmodelle berechnen (große endliche) Durchmischungsraten nahe der Oberfläche, die mit Zunahme des Windschubs und instabilen Wassersäulenbedingungen (z. B. durch Verdunstung oder Abkühlung) ebenfalls zunehmen. Die Vertikalprofile der

Austauschkoeffizienten werden in TKE-Modellen (TKE, *turbulent kinetic energy*) über einem Turbulenzschließungssatz aus den mittleren hydro- und thermodynamischen Größen (Geschwindigkeit und Temperatur) berechnet (Mellor und Yamada, 1982, z. B.). Die berechnete vertikale Durchmischung und Tiefe der durchmischten Schicht dienen als Antrieb des biologischen Modells. Der Oberflächenantrieb beeinflusst auf diese Weise sowohl direkt über die Solarstrahlung und ggf. Nährstoffzufuhr, als auch indirekt über die Veränderung der physikalischen Randbedingungen das marine Ökosystem. In 0D-Modellen variiert ggf. indirekt die Tiefe der durchmischten Schicht und wird die Zufuhr aus tieferen nicht explizit gerechneten Schichten mit konstanten Bedingungen simuliert. Bei 1D-Modellen der euphotischen Zone wird gleichfalls die sich darunter befindliche Schicht (insbesondere der Nährstoff) als konstant angenommen.

Der Antrieb (*Forcing*) kann prinzipiell sowohl das vertikale Durchmischungsprofil als auch jeden beliebigen Fluß (z. B. von Energie oder Material) über die Grenzfläche Atmosphäre-Ozean, Ozean-Sediment oder in mehrdimensionalen Modellen auch zu den Seiten umfassen. Für BGC-Modelle sind insbesondere die Temperaturfelder und die Durchmischungskoeffizienten, als Ergebnis des physikalischen Modells, von Bedeutung. Viele physikalische 1D-Modelle benötigen als Minimalantrieb den Nettowärmefluß, den Frischwasserfluß und in den meisten Fällen die Schubspannung (Evans und Garçon, 1997). Da direkte Messungen des Austausches an der Grenzfläche Atmosphäre-Ozean problematisch sind, wird der Antrieb oftmals über empirische Formeln beschrieben und es werden meteorologische Beobachtungen oder Klimatologien herangezogen. Diese Formeln benötigen die Windgeschwindigkeit, Lufttemperatur und -feuchtigkeit, den Bewölkungsgrad und SST-Werte. Die allgemeine Form der Formeln für einen Fluß  $F_X$  der Eigenschaft  $X$  lautet  $F_X \propto S_X W_{10} (X_a - X_s)$ , wobei  $S_X$  ein eigenschaftspezifischer empirischer Scherkoeffizient ist,  $W_{10}$  die Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe und  $X_a$  und  $X_s$  die Luft und Oberflächenwerte von  $X$  sind (Evans und Garçon, 1997).

Zur numerischen Lösung von Gleichung (4.29) kann die Methode der Finiten Differenzen implementiert werden, die seit den 50er Jahren zur Lösung von Transportgleichungen verwendet wird. Die Diskretisierung erfolgt anhand eines zumeist orthogonalen Gitters mit typischerweise äquidistanten Abständen zwischen den Gitterpunkten (in 1D-Modellen wird ein äquidistantes Tiefenraster betrachtet, daß hier ebenfalls als Gitter bezeichnet wird). Feinere Gitter werden lokal durch eine Aufhebung dieser Äquidistanz erzeugt. An jedem Gitterpunkt wird die partielle Differentialgleichung durch eine sie annähernde algebraische Gleichung ersetzt, die auf zeitlich und räumlich naheliegende Werte der abhängigen Variable zurückgreift. Die vorgegebenen Randwerte werden in das algebraische System eingebunden. Letzteres wird gelöst, um Approximationen an den jeweiligen Gitterpunkten zu liefern (Noye, 1987a). Die jeweiligen Differenzenschemata unterscheiden sich im wesentlichen darin, daß sie explizit, implizit oder semi-implizit sind und (nicht) zentrierte Differenzenschemata verwenden. Explizit bedeutet, daß die für den Zeitpunkt  $n + 1$  am

Ort  $j$  zu berechnende Größe  $\tau_j^{n+1}$  nur aus bereits bekannten Größen abgeleitet wird, z. B.  $\tau_j^{n+1} = \tau_j^n + \Delta t \partial_t \tau|_j^n$ . In impliziten Schemata werden dagegen auch zukünftige Größen verwendet, z. B.  $\tau_j^{n+1} = \tau_j^n + \Delta t \partial_t \tau|_j^{n+1}$ . Implizite Verfahren, die mit Hilfe der Methode der Linearisierung gelöst werden, heißen semi-implizit (Press et al., 1992).

Die Methoden unterscheiden sich also in der Wahl der herangezogenen naheliegenden räumlichen und zeitlichen Werte. Die konkrete gewählte Form kann maßgeblichen Einfluß auf die numerischen Ergebnisse haben. Für diffusionsdominierte Probleme lieferte die FTCS (*explicit forward time centred space*) in vielen Fällen (bei relativ glatten  $\tau$ ) akzeptable Ergebnisse (Noye, 1987a, und Literatur darin). Anders sieht es bei der Dominanz advektiver Terme aus, hier wird z. B. nur der diffusive Teil über die FTCS gelöst, während zur Lösung des advektiven Teils ein *Upstream*-Schema verwendet wird. Diese Methode kann numerische Diffusion verursachen, die sogar die (gewollte) physikalische überschreitet. Eine Methode um die numerische Diffusion zu vermeiden, ist das Splitten der physikalischen Prozesse, so daß die sie beschreibenden Gleichungen separat gelöst werden. Bei dem Verfahren können zulässige Verfahren zur Lösung des advektiven Teils zusammen mit den weitverbreiteten genauen Methoden zur Lösung des diffusiven Problems herangezogen werden. Verwendet man einen expliziten *Leapfrog*<sup>2</sup>, so gibt es keine numerische Diffusion (Noye, 1987b).

---

<sup>2</sup>In diesem Verfahren werden die Größen  $\tau_j^{n-1}$ ,  $\tau_{j+1}^n$  und  $\tau_{j-1}^n$  für die Berechnung von  $\tau_j^{n+1}$  herangezogen. "Leapfrog" heißt so viel wie "Bockspringen" und kommt daher, daß im Term für die zeitliche Ableitung Zeitpunkte betrachtet werden, die beiderseits der verwendeten Zeitpunkte im Term der räumlichen Ableitung liegen ( $(n+1)$  und  $(n-1)$  gegenüber  $n$ ).

In Abbildung 4.2 sind die vorgestellten Modelle noch einmal schematisch in einer Übersicht zusammengefasst. Die Unterwasserlichtfeld-, Primärproduktions-, Gelbstoff- und BGC-Modelle hängen über verschiedene Größen miteinander zusammen. Das im nächsten Kapitel vorgestellte Modell vereint zunächst Komponenten der Gelbstoff- und BGC-Modelle. Anschließend fließen Simulationsergebnisse sowohl in die Unterwasserlichtfeld- als auch die Primärproduktionsmodelle ein bzw. werden mit ihnen verglichen.

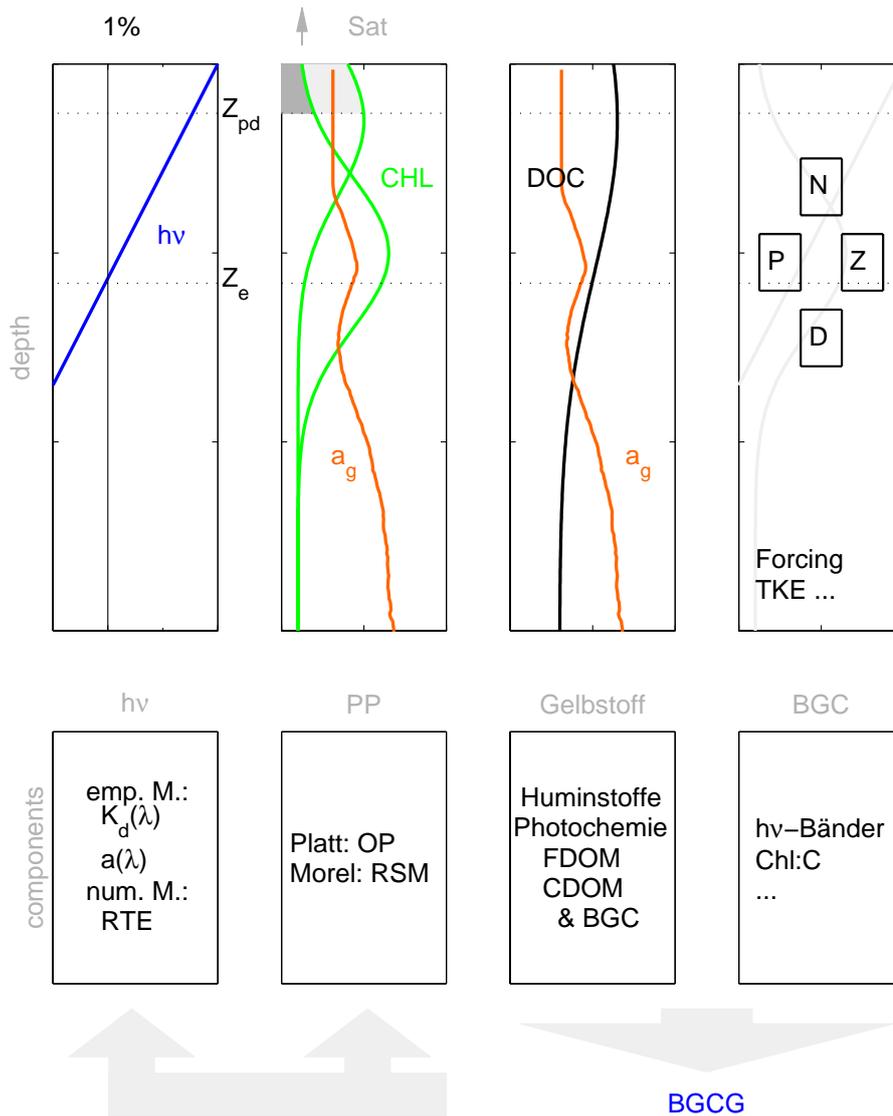


Abbildung 4.2: Übersicht über die vorgestellten bio-optischen, Gelbstoff- und BGC-Modelle. Von links nach rechts: 1) empirische und numerische Unterwasserlichtfeld-Modelle 2) Primärproduktions-Modelle 3) Gelbstoff-Modelle 4) Komponenten von NPZD-Modellen.

## 5 Dynamisches BGCG-Modell

In den vorangegangenen Kapiteln wurde die Relevanz optischer Größen im Kontext der biogeochemischen Dynamik in der Wassersäule beschrieben. Nach Betrachtungen von eher allgemeiner Natur wurde die regionale Ozeanographie des Arabischen Meeres ausführlich dargestellt, wobei insbesondere die Rolle des Gelbstoffs hervorgehoben wurde. Neben den Daten wurden existierende Modelle zu einzelnen Aspekten der zuvor beschriebenen Prozesse skizziert. Im sich anschließenden Kapitel wird nun das dynamische 1D-Modell beschrieben, das sowohl biogeochemische als auch erweiterte optische Komponenten enthält. Es umfaßt die Auswahl relevanter Prozesse und die mathematische Umsetzung, den Modelltyp, die verwendete Notation sowie die einzelnen Prozeßbeschreibungen, Gleichungen und Modellparameter. Die Besonderheiten des Arabischen Meeres fließen dabei insbesondere im *Forcing* und der Parameterwahl ein.

### 5.1 Modellkomponenten

Die im Modell berücksichtigten biogeochemischen Komponenten sind in Tabelle 5.1 zusammengefaßt. Die Abstraktion der Realität hat dazu geführt, daß es sich um idealisierte Repräsentanten handelt, z. B. die "Einheitsalge", bei der nicht zwischen Diatomeen und Coccolithophoriden unterschieden wird. Die Komponenten ergeben sich aus dem Hintergrund der Modellentwicklung, d. h. aus den in Kapiteln 2, 3 und 4 beschriebenen Zusammenhängen zwischen Biogeochemie, Gelbstoff und Optik im Arabischen Meer. Das Modell ist dabei bewußt einfach gehalten, um prinzipielle Auswirkungen zu betrachten. Folglich wird z. B. nicht das Karbonatsystem explizit berücksichtigt, sondern nur eine Zustandsvariable für den gelösten anorganischen Kohlenstoff DIC.

Die in Kapitel 2 beschriebenen und im Modell berücksichtigten Prozesse und Zusammenhänge sind in Abbildung 5.1 schematisch dargestellt. Eine Ausnahme bildet der Sauerstoff, der nur rudimentär berücksichtigt wird. Sauerstoff wird entsprechend der Primärproduktion freigesetzt und bei der Remineralisierung verbraucht. Der Einfluß des Sauerstoffs im Modell bezieht sich vorwiegend auf die Remineralisierungsprozesse. Der Übersicht halber ist er nicht in der Abbildung enthalten. Neben den geläufigen Komponenten biogeochemischer Modelle sind die Komponenten CDOC (und UDOC), sowie eine Größe für den anorganischen Kohlenstoff hinzugekommen. Die Unterscheidung von Phytoplanktonkohlenstoff und Chlorophyll ermöglicht die Photoadaptation der Algen an die vorherrschenden Lichtbedingungen. Die optisch aktiven Komponenten (blau dargestellt) Chlorophyll und Gelbstoff (CDOC) werden später beim Vergleich der in Kapitel 4 beschriebenen Modelle noch von Bedeutung sein. P, Z, B und DET besitzen sowohl einen Kohlenstoff als auch einen Stickstoffpool, von denen nur der Kohlenstoff dynamisch gerechnet wird (s. Kap. 5.3). Bei der Exsudation von DOC mitausgeschiedene Nährstoffe werden in den N-Pool überführt. Die wesentlichen Unterschiede zwischen Kohlenstoff in der Form von DOC oder Detritus bestehen für das marine System darin, daß der Kohlenstoff in der jeweiligen Form nicht gleicher-

maßen durch Organismen verwertet werden kann und vor allem darin, daß Detritus sinkt. Neben Detritus sinkt auch Phytoplankton in geringerem Maße (und damit auch das Chlorophyll). Erst das Sinken des Detritus ermöglicht einen Nettoexport aus der euphotischen Zone und somit die Pufferwirkung des Ozeans im C-Kreislauf.

Tabelle 5.1: Biogeochemische Modellkomponenten.

Bezeichner	Zustandsvariable		Modelleinheit	
	Bedeutung		explizit	implizit
P	Phytoplankton		C	N
CHL	Chlorophyll		Chl	
Z	Zooplankton		C	N
B	Bakterien		C	N
DET	Detritus		C	N
DOC	gelöster org. Kohlenstoff		C	
CDOC	Gelbstoff		$a_g$	
UDOC	farblose DOC Fraktion			
DIC	gelöster anorg. Kohlenstoff		C	
N	Nährstoff (Stickstoff)		N	
O <sub>2</sub>	Sauerstoff		O <sub>2</sub>	

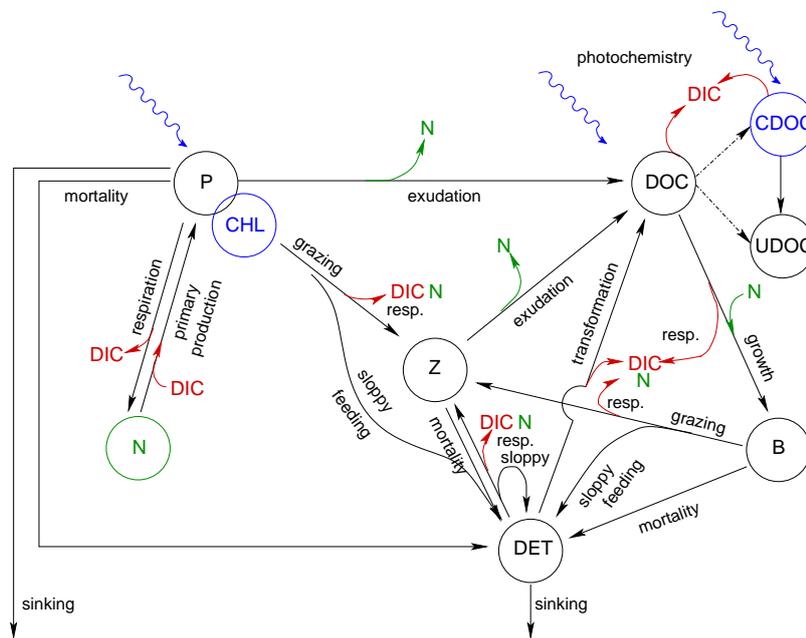


Abbildung 5.1: Schematische Darstellung der biogeochemischen Zusammenhänge. Der Sauerstoff wurde der Übersicht halber weggelassen. Prinzipiell wird dort, wo DIC freigesetzt wird, Sauerstoff gezehrt und umgekehrt. Optisch aktive Komponenten sind blau dargestellt. Flüsse zum Nährstoffpool grün (sofern sie nicht direkt eingezeichnet sind) und DIC Komponenten rot.

## 5.2 Integrierungschema und Notation

Die zeitliche Änderung jeder betrachteten Modellkonzentration  $C(z, t)$  setzt sich aus den hydrodynamisch bedingten Änderungen und aus den aus den BGC-Dynamiken resultierenden Änderungen  $(\partial_t C)_{\text{bgc}}$  zusammen

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -w \frac{\partial C}{\partial z} + \frac{\partial (D_z \frac{\partial C}{\partial z})}{\partial z} + \left( \frac{\partial C}{\partial t} \right)_{\text{bgc}} \quad (5.30)$$

Das kalligraphische  $\mathcal{C}$  indiziert, daß es sich nur um die Betrachtung der durch biogeochemische Prozesse resultierenden Veränderungen handelt. Es entspricht bei hydrodynamischen Betrachtungen (Gl. (4.29)) den nicht weiter spezifizierten Quellen und Senken. Der hydrodynamische Term setzt sich aus einem konvektiven und einem diffusiven Teil zusammen. Unter Vernachlässigung des konvektiven Terms ergibt sich das rein implizite Differenzenschema

$$\frac{C_j^{n+1} - C_j^n}{\Delta t} = \frac{\nu_j D_{j-\frac{1}{2}} C_{j-1}^{n+1} - (D_{j+\frac{1}{2}} + \nu_j D_{j-\frac{1}{2}}) C_j^{n+1} + D_{j+\frac{1}{2}} C_{j+1}^{n+1}}{\frac{1}{2} \Delta x_j \Delta x_{j-1} (\nu_j + 1)} \quad (5.31)$$

mit

$$\nu_j := \frac{\Delta x_j}{\Delta x_{j-1}}$$

$$\tau_j := \frac{\Delta t}{\frac{1}{2} \Delta x_j \Delta x_{j-1} (\nu_j + 1)}$$

bzw.

$$-\tau_j \nu_j D_{j-\frac{1}{2}} C_{j-1}^{n+1} + (1 + \tau_j (D_{j+\frac{1}{2}} + \nu_j D_{j-\frac{1}{2}})) C_j^{n+1} - \tau_j D_{j+\frac{1}{2}} C_{j+1}^{n+1} = C_j^n \quad (5.32)$$

wobei  $j$  der Index für die räumliche und  $n$  der Index für die zeitliche Diskretisierung ist.  $C_j^n$  ist die Substanzkonzentration zum Zeitpunkt  $n\Delta t$  in der  $j$ -ten Schicht.  $\Delta x_j$  gibt den Abstand zwischen dem Tiefenmittelpunkt der  $(j-1)$ -ten und der  $j$ -ten Schicht an und  $D_{j-\frac{1}{2}}$  ist der Durchmischungskoeffizient zwischen der  $j$ -ten und der  $(j-1)$ -ten Schicht,  $D_{j+\frac{1}{2}}$  zwischen der  $j$ -ten und der  $(j+1)$ -ten Schicht. Das resultierende tridiagonale Gleichungssystem läßt sich leicht lösen.

Es wurde versucht, eine weitestgehend einheitliche und "selbstsprechende" Notation zu verwenden. Die bestehenden Gesetzmäßigkeiten werden, soweit vorhanden, kurz erklärt. Konzentrationen, Konstanten etc. werden gemäß der in Tabelle 5.2 verwendeten Konventionen bezeichnet. Der Übersichtlichkeit halber, sind die Tiefenindizes weggelassen worden. Alle weiteren, nicht angeführten Bezeichner werden, sofern erforderlich, im Kontext erklärt.

Tabelle 5.2: Notationskonventionen.

Bezeichner	Bedeutung
$f_{x2y}$	<p><math>f</math> kennzeichnet einen Prozeß (im Folgenden auch als “Fluß“ bezeichnet, obwohl er nicht immer die Einheit Konzentration pro Fläche und Zeit hat)</p> <p><math>x</math> kennzeichnet die Ausgangssubstanz des Prozesses</p> <p><math>y</math> kennzeichnet die Zielsubstanz des Prozesses</p> <p>Bsp.: <math>f_{P2Z}</math> beschreibt den “Fluß“ vom Phytoplankton zum Zooplankton, d. h. den Fraßdruck (<i>grazing</i>). In der Regel haben die Flüsse zwischen den Modellkomponenten die Einheit <math>\text{mmol C m}^{-3} \text{ d}^{-1}</math>. Ausnahmen bilden die Flüsse zwischen dem Nährstoffpool und allen anderen Komponenten (diese werden in <math>\text{mmol N m}^{-3} \text{ d}^{-1}</math> umgerechnet), sowie die Sauerstoffdynamik beschreibende Flüsse.</p>
$C_x$	<p><math>C</math> Indentifikator dafür, daß es sich um eine Konzentration handelt</p> <p><math>x</math> Bezeichner für die betrachtete Substanz</p> <p>Bsp.: <math>C_P</math> Phytoplanktonkonzentration.</p>
$c_{x2y}$	<p>weitere Modellkonstanten, die z. B. die Einheit <math>\text{d}^{-1}</math> haben, beginnen mit <math>c</math> und werden entsprechend dem bereits beim zugehörigen Prozeß verwendeten Bezeichner ergänzt.</p> <p>Bsp.: <math>c_{P2DOC}</math> Exsudationsrate des Phytoplanktons P in den DOC-Pool.</p>
$h_{x2y}$	<p>Halbsättigungskonstanten, die die Einheit <math>\text{mmol C m}^{-3}</math>, bzw. <math>\text{mmol N m}^{-3}</math> haben, beginnen mit <math>h</math> und werden entsprechend dem bereits beim zugehörigen Prozeß verwendeten Bezeichner ergänzt.</p> <p>Bsp.: <math>h_{N2P_N}</math> Halbsättigungskonstante Nährstoff bzgl. P-Wachstum.</p>
$q_x, p_x$	<p>Konstanten, ohne Einheit, die Anteile beschreiben, beginnen mit <math>q</math> oder <math>p</math> und werden mit einem zusätzlichen Identifikator ergänzt.</p> <p>Bsp.: <math>q_{\text{red}}</math> Anteil roten Lichtes an PAR.</p>

### 5.3 Modellprozesse

#### 5.3.1 Licht und Photochemie

**Licht** Der diffuse Attenuationskoeffizient  $K_d(\lambda)$  kann gemäß

$$K_d(\lambda) \approx \frac{a(\lambda) + b_b(\lambda)}{\cos \theta_w} \quad (5.33)$$

approximiert werden (Sathyendranath et al., 1989a), wobei  $\theta_w$  der Sonnenwinkel im Wasser ist. In *Case I*- und gelbstoffdominiertem *Case II*-Wasser ist  $a(\lambda) \gg b_b(\lambda)$  (Gordon, 1989), und  $K_d$  wird hauptsächlich durch die Absorptionseigenschaften bestimmt

$$K_d(\lambda) \approx \frac{a(\lambda)}{\cos \theta_w} \quad (5.34)$$

wobei  $\cos(\theta_w) = \bar{\mu}_d$  der mittlere abwärtsgerichtete Kosinus ist. Unter den idealisierten Annahmen, daß die Wasseroberfläche glatt ist, und daß  $\bar{\mu}_d$  über die ganze Wassersäule konstant und gleich dem Wert an der Oberfläche ist, kann  $\bar{\mu}_d$  mittels dem Brechungsgesetz von Snellius bestimmt werden

$$\bar{\mu}_d \approx \cos \left( \arcsin \left( \frac{n_a}{n_w} \sin \theta_a \right) \right) \quad (5.35)$$

wobei  $\theta_a$  der Sonnenwinkel in der Luft ist und  $n_a$  und  $n_w$  die Brechzahlen in Luft bzw. Wasser sind. Die Annahmen führen zu einer Überschätzung der Werte für den mittleren Kosinus, sowohl an der Oberfläche als auch unter Wasser (Liu et al., 1999). Die Leistung eines solchen empirischen Modells verschlechtert sich insbesondere dann, wenn die Streuung dominanter wird, z. B. unter großen Sonnenzenitwinkeln, bei starker Bewölkung oder in größeren Tiefen (Liu et al., 1999).

Hier wird ein bi-modaler Ansatz für PAR realisiert, d. h. PAR wird aufgeteilt in einen langwelligeren  $q_{\text{red}}$  und einen kurzwelligen Anteil  $q_{\text{green}}$ . Rotes Licht wird im wesentlichen durch Wasser, grün-blaues Licht durch Wasser, Chlorophyll und Gelbstoff absorbiert. Für die spektralen Bereiche können nur mittlere Werte angenommen werden ( $a_g(\text{PAR}) \approx a_g(550) = a_g(350) \exp(-S(550 - 350))$ ). Neben PAR gibt es noch eine weitere, das Lichtfeld beschreibende integrierte Größe, die UV-Licht repräsentiert und aufgrund ihrer Bedeutung in der Photochemie hinzugenommen wird. Die UV-Absorption durch Gelbstoff ist im Modell  $a_g(\text{UV}) \approx a_g(350) =: C_{\text{CDOC}}$ . Genaugenommen handelt es sich daher um einen tri-modalen Ansatz:

$$E_{\text{PAR}}(z) = E_{\text{PAR}}(0) \cdot \left( q_{\text{red}} \exp \left( - \int_0^z K_{\text{red}}(z) dz \right) + q_{\text{green}} \exp \left( - \int_0^z K_{\text{green}}(z) dz \right) \right) \quad (5.36)$$

mit

$$K_{\text{red}}(z) \approx \frac{a_w(\text{red})}{\bar{\mu}_d} \quad (5.37)$$

$$K_{\text{green}}(z) \approx \frac{a_w(\text{green}) + a_{\text{chl}}^* C_{\text{Chl}}(z) + a_g(\text{PAR})}{\bar{\mu}_d} \quad (5.38)$$

und

$$E_{\text{UV}}(z) = E_{\text{UV}}(0) \exp \left( - \int_0^z \frac{a_w(\text{UV}) + a_g(\text{UV})}{\bar{\mu}_d} dz \right). \quad (5.39)$$

**Photochemie** Bei der Entfernung biologisch refraktären DOC im Ozean spielt der photochemische Abbau nach Abschätzungen von Mopper et al. (1991) eine wesentliche Rolle und die DOM-Photolysekapazität überschreitet den geschätzten fluviatilen DOM-Eintrag (Andrews et al., 2000). Da insbesondere aufgrund der Photochemie Profile von DOC und Gelbstoff nicht die gleiche Struktur aufweisen, muß diese berücksichtigt werden, auch wenn sich ihre Auswirkungen nur auf den obersten Bereich der Wassersäule beziehen. Ein unerwartet hoher Anteil der aufwärtsgerichteten Strahldichte kann auf solar induzierte Fluoreszenz von Gelbstoff zurückzuführen sein (Spitzer und Dirks, 1985), daher ist es u. a. sinnvoll, diese in Modelle zu inkorporieren. Die Grundannahme ist, daß zunächst Gelbstoff wie DOC produziert wird, d. h., daß neu produziertes DOC immer die gleichen optischen Eigenschaften hat (!) mit Ausnahme einer leichten Temperaturabhängigkeit  $g(T)$  (Visser, 1983). DOC besteht aus einer farbigen, chromophoren Komponente CDOC (Gelbstoff) und einer farblosen Komponente UDOC. Der Parameter  $q_{\text{CDOC}}$  gibt den Anteil des chromophoren DOC am Gesamtpool (ohne Berücksichtigung photochemischer Prozesse) an und  $g_{\text{b2o}}$  konvertiert DOC-Einheiten in optische Einheiten. Zusammengenommen stellen diese beiden Parameter so etwas wie einen spezifischen Absorptionskoeffizienten dar<sup>3</sup>

$$f_{\text{CDOC}} = g_{\text{b2o}} \cdot g(T) \cdot q_{\text{CDOC}} \cdot \partial_t C_{\text{CDOC}} \quad (5.40)$$

$$f_{\text{UDOC}} = g_{\text{b2o}} \cdot g(T) \cdot (1 - q_{\text{CDOC}}) \cdot \partial_t C_{\text{CDOC}} \quad (5.41)$$

Aufgrund der besonderen Stellung des DOC ist hier von der Namenskonvention abgewichen worden. Sowohl DOC als auch CDOC verändern sich unter Sonneneinstrahlung. Diese Prozesse sind weitaus weniger dokumentiert als z. B. PI-Zusammenhänge. Die Abnahme

<sup>3</sup>Die Zusammensetzung aus zwei Parametern ist darauf zurückzuführen, daß DOC aus einem farblosen und einem chromophoren Teil besteht. Der spezifische Absorptionskoeffizient für chromophores DOC wäre  $a_{\text{CDOC}}^*(\lambda) = a_g(\lambda) \cdot (q_{\text{CDOC}} \cdot \text{DOC})^{-1}$ , während sich der apparente spezifische Absorptionskoeffizient für den Gesamtpool an DOC durch  $a_{\text{DOC}}^*(\lambda) = a_g(\lambda) \cdot \text{DOC}^{-1}$  darstellen läßt. Daraus folgt für den Absorptionskoeffizienten  $a_g(\lambda) = a_{\text{DOC}}^*(\lambda) \cdot \text{DOC} = g_{\text{b2o}} \cdot q_{\text{CDOC}} \cdot \text{DOC}$ , wobei in diesem Fall  $g_{\text{b2o}} = a_{\text{CDOC}}^*(\lambda)$ , da keine weiteren funktionellen Abhängigkeiten (z. B. vom pH-Wert (Zepp und Schlotzhauer, 1981)) des spezifischen Absorptionskoeffizienten angenommen werden.

sowohl der Fluoreszenz als auch des Absorptionsvermögens hängt von der Ausgangssubstanz und der UV-Strahlung ab (Zepp und Schlotzhauer, 1981; Determann, 1995; Andrews et al., 2000). Als einfache Ansätze werden die funktionellen Verbindungen

$$f_{\text{DOC2DIC}} = c_{\text{DOC2DIC}} \cdot E_{\text{UV}} \cdot C_{\text{DOC}} \quad (5.42)$$

$$f_{\text{CDOC2UDOC}} = c_{\text{CDOC2UDOC}} \cdot E_{\text{UV}} \cdot C_{\text{CDOC}} \quad (5.43)$$

gewählt. Gleichung (5.42) beschreibt die direkte Photolyse des DOC, d. h. eine Verringerung des DOC-Gesamtpools (auch hier ist der erste Schritt im photochemischen Prozeß die Absorption des Lichtes), wogegen Gleichung (5.43) den Verlust des Absorptionsvermögens erfaßt, bei dem der DOC-Gesamtpool nicht verringert wird. Da sich Gelbstoff zunächst wie DOC verhält, wird auch ein Teil des Gelbstoffs direkt durch Photolyse reduziert und *in situ* gebildet. Da DOC hier nicht in labil und refraktär unterteilt wird, kann die stimulierende Wirkung auf bakterielle Produktion nicht berücksichtigt werden. Der Aspekt des Photo-bleaching geht mit Gleichung (5.42) und (5.43) ins Modell ein, eine explizite Beschreibung der Radikalbildung würde zu weit führen.

### 5.3.2 Phytoplanktondynamik

**Phytoplanktonwachstum** Die Prozesse und Faktoren, die das Phytoplanktonwachstum steuern, sind weitaus besser verstanden als viele andere, dennoch gibt es keine einheitliche Beschreibung. Das hier verwendete Produktionsmodell ist eine Kombination aus den Modellen von Platt et al. und Geider et al., d. h. es ist ein PI-Modell, das variable Chl:C-Verhältnisse  $\theta$  sowie eine Nährstoff- und Temperaturabhängigkeit berücksichtigt.

$$f_{\text{N2P}} = C_{\text{P}} \cdot P^{\text{C}} \quad (5.44)$$

$$P^{\text{C}} = P_{\text{m}}^{\text{C}} \cdot \left( 1 - \exp\left(\frac{-\alpha^{\text{chl}} \cdot \theta \cdot E_{\text{PAR}}}{P_{\text{m}}^{\text{C}}}\right) \right) \quad (5.45)$$

$$P_{\text{m}}^{\text{C}} = P_{\text{max}}^{\text{C}} \cdot \frac{C_{\text{N}}}{h_{\text{N2Pn}} + C_{\text{N}}} \cdot \left( Q_{\text{STD,P}} \right)^{\frac{T - T_{\text{ref,P}}}{T_{\text{ref,P}}}} \quad (5.46)$$

$$\rho_{\text{chl}} = 12 \cdot \theta_{\text{max}} \cdot \left( \frac{P^{\text{C}}}{\alpha^{\text{chl}} \cdot E_{\text{PAR}} \cdot \theta} \right) \quad (5.47)$$

Entsprechend Geider et al. (1997) wird die Photoadaption mit Hilfe des Regulationsverhältnisses  $P^{\text{C}} \cdot (\alpha^{\text{chl}} \cdot E_{\text{PAR}} \cdot \theta)^{-1}$  beschrieben.

**Respiration, Exsudation und Mortalität** Respiration  $f_{\text{P2DIC}}$ , sowie Exsudation  $f_{\text{P2DOC}}$  und Mortalität  $f_{\text{P2DET}}$  werden jeweils über lineare Ansätze berücksichtigt

$$f_{\text{P2DIC}} = c_{\text{P2DIC}} \cdot g(D) \cdot C_{\text{P}} \quad (5.48)$$

$$f_{\text{P2DOC}} = c_{\text{P2DOC}} \cdot g(D) \cdot C_{\text{P}} \quad (5.49)$$

$$f_{\text{P2DET}} = c_{\text{P2DET}} \cdot g(D) \cdot C_{\text{P}} \quad (5.50)$$

wobei  $g(D)$  eine Funktion der Tageslänge  $D$  ist, z. B.  $g(D) = 1 - \frac{D}{48h}$ , also theoretisch minimal den Wert 0.5 annimmt. D.h. alle Prozesse finden sowohl während des Tages als auch in der Nacht statt, bei längeren Dunkelphasen sind die Flüsse allerdings erhöht.

### 5.3.3 Zooplanktodynamik

**Zooplankton** Phytoplankton, Bakterien und Detritus sind potentielle Nahrungsquellen, daher werden Fraßpräferenzen  $p_X$  berücksichtigt. Das *Grazing*  $f_{X2Z}$  ergibt sich als Funktion des Nahrungsangebotes und der Zooplanktonkonzentration (Fasham und Evans, 1995, vgl.).

$$food = p_P \cdot C_P + p_B \cdot C_B + p_{DET} \cdot C_{DET} \quad (5.51)$$

$$f_{X2Z} = c_{graz} \cdot \frac{food}{h_{graz} + food} \cdot C_Z \cdot \frac{p_X \cdot X^2}{p_P \cdot C_P^2 + p_B \cdot C_B^2 + p_{DET} \cdot C_{DET}^2} \quad (5.52)$$

$$f_{Zloss} = c_{Zloss} \cdot \frac{C_Z}{h_{Zloss} + C_Z} \cdot C_Z \quad (5.53)$$

wobei  $X \in C_P, C_B, C_{DET}$ . Die Zooplanktonverluste  $f_{Zloss}$  hängen von der Zooplanktonkonzentration ab.

### 5.3.4 Remineralisierung und Redfield-Stöchiometrie

**Remineralisierung** Die Remineralisierung wird primär durch Bakterien induziert. Über die Abgabe von Exoenzymen sind sie bei der Umwandlung des Detritus zum DOC von Bedeutung ( $f_{DET2DOC}$ ), nehmen zwecks Wachstum DOC auf ( $f_{DOC2B}$ ) oder werden dem Detritus-Pool zugeführt ( $f_{B2DET}$ ). Sowohl die Grenzen zwischen Detritus und DOC als auch Unterscheidungen zwischen frei lebenden und mit Detritus verbundenen Bakterien sind nicht sehr konkret. Letztere werden im Modell nicht unterschieden.

$$f_{DET2DOC} = c_{DET2DOC} \cdot \frac{C_B}{h_{DET2DOC} + C_B} \cdot C_{DET} \cdot g(C_{O_2}) \quad (5.54)$$

$$f_{DOC2B} = c_{DOC2B} \cdot \frac{C_{DOC}}{h_{C2Bc} + C_{DOC}} \cdot \frac{C_N}{h_{C2Bn} + C_N} \cdot \frac{C_B}{h_{C2Bb} + C_B} \cdot g(C_{O_2}) \cdot g_T(T) \quad (5.55)$$

$$f_{B2DET} = c_{B2DET} \cdot C_B \quad (5.56)$$

Die Wassertemperatur  $T$  spielt über ihren Einfluß auf physiologische Prozesse und auf die physikalische Umwelt eine wichtige Rolle bei der Kontrolle der Wachstumsrate von Mikroorganismen (Caron et al., 1999). Der Temperatureinfluß  $g_T(T)$  wird gemäß der  $Q_{STD}$ -Regel für eine Referenztemperatur  $T_{ref,B}$  berücksichtigt

$$g_T(T) = (Q_{STD,B})^{\frac{T - T_{ref,B}}{T_{ref,B}}} \quad (5.57)$$

Eine Erhöhung um  $T_{\text{ref},B}$  bewirkt eine “Ver- $Q_{STD,B}$ -fachung“ der Prozesse. Sauerstoff kann optional betrachtet werden. In Abhängigkeit der Sauerstoffkonzentration verändern sich die Raten gemäß

$$g(C_{O_2}) = \frac{C_{O_2}}{h_{O_2} + C_{O_2}}. \quad (5.58)$$

**Redfield-Verhältnisse** Da keine expliziten C:N-Verhältnisse im Modell gerechnet werden, aber verschiedene Verhältnisse für Zooplankton, Phytoplankton, Bakterien und Detritus vorgegeben werden können (sich dann aber nicht mehr dynamisch im Modell verändern), sind ggf. Korrekturflüsse  $f_{\text{corrN}}$  und  $f_{\text{corrC}}$  erforderlich, um die Massenbilanz im Modell zu erhalten. Wenn z. B. das Verhältnis von C:N im Phytoplankton  $r_{C2NP}$  größer ist als das im Zooplankton  $r_{C2Zn}$ , so geht der “überschüssige“ Kohlenstoff  $c_{OP2Zc}$  in den Korrekturfluß  $f_{\text{corrC}}$ . Der Nährstoffkorrekturterm  $c_{OP2Zn}$  ist in dem Fall gleich Null. Im umgekehrten Fall ist  $c_{OP2Zc}$  gleich Null und der “überschüssige“ Nährstoff  $c_{OP2Zn}$  geht in den Korrekturfluß  $f_{\text{corrN}}$ . Kohlenstoff und Nährstoff der Korrekturflüsse wird direkt remineralisiert.

$$\begin{aligned} f_{\text{corrN}} = & + (c_{OP2Zn} \cdot f_{P2Z} + c_{OB2Zn} \cdot f_{B2Z} + c_{OD2Zn} \cdot f_{DET2Z}) \cdot q_{\text{graz}} \quad (5.59) \\ & + c_{OB2Dn} \cdot f_{B2DET} + c_{OP2Dn} \cdot f_{P2DET} + c_{OZ2Dn} \cdot f_{Z\text{loss}} \cdot (1 - q_{Z\text{ex}}) \\ & + (c_{OP2Dn} \cdot f_{P2Z} + c_{OB2Dn} \cdot f_{B2Z}) \cdot (1 - q_{\text{graz}}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} f_{\text{corrC}} = & + (c_{OP2Zc} \cdot f_{P2Z} + c_{OB2Zc} \cdot f_{B2Z} + c_{OD2Zc} \cdot f_{DET2Z}) \cdot q_{\text{graz}} \quad (5.60) \\ & + c_{OB2Dc} \cdot f_{B2DET} + c_{OP2Dc} \cdot f_{P2DET} + c_{OZ2Dc} \cdot f_{Z\text{loss}} \cdot (1 - q_{Z\text{ex}}) \\ & + (c_{OP2Dc} \cdot f_{P2Z} + c_{OB2Dc} \cdot f_{B2Z}) \cdot (1 - q_{\text{graz}}) \end{aligned}$$

### 5.3.5 BGCG-Gleichungssystem

Im folgenden werden nur die Gleichungen dargelegt, die die biogeochemischen Prozesse  $(\partial_t \mathcal{C})_{\text{bgc}}$  umfassen. Die für alle Größen geltenden Durchmischungsterme werden nicht angeführt. Detritus und Phytoplankton (und damit auch Chlorophyll) haben zusätzliche Verlustterme durch Absinken  $v_X \cdot \partial_z C_X$ . Der Übersichtlichkeit halber sind die Abkürzungen  $\kappa_x := 1 - c_{O_x}$  bei Korrekturtermen und  $p_x := 1 - q_x$  eingeführt worden.  $p_x$  bzw.  $q_x$  weisen immer darauf hin, daß der Fluß zweigeteilt wird, z. B. geht der Verlustterm  $f_{Z\text{loss}}$  des Zooplanktons zu  $q_{Z\text{ex}}$  % in den DOC-Pool und zu  $p_{Z\text{ex}}$  % zum Detritus. Die Gleichungen spiegeln die in Abbildung 5.1 schematisch dargestellten Zusammenhänge wider.

Tabelle 5.3: BGCG-Gleichungssystem: Übersicht über die biogeochemischen Prozesse. Die für alle Größen geltenden Durchmischungsterme sind nicht angeführt.

$$\begin{aligned} \partial_t C_P &= +f_{N2P} - f_{P2Z} - f_{P2DOC} - f_{P2DET} - f_{P2DIC} & (5.61) \\ &\quad -v_P \cdot \partial_z C_P \\ \partial_t C_{Chl} &= +\rho_{chl} \cdot f_{N2P} - \theta \cdot \{f_{P2DET} + f_{P2Z} + f_{P2DOC} + f_{P2DIC}\} & (5.62) \\ &\quad -v_P \cdot \partial_z C_{Chl} \\ \partial_t C_Z &= +q_{graz} \cdot p_{z2co2} \cdot \{\kappa_{P2Zc} \cdot f_{P2Z} + \kappa_{B2Zc} \cdot f_{B2Z} + \kappa_{D2Zc} \cdot f_{DET2Z}\} & (5.63) \\ &\quad -f_{Zloss} \\ \partial_t C_B &= +p_{b2co2} \cdot f_{DOC2B} - f_{B2Z} - f_{B2DET} & (5.64) \\ \partial_t C_N &= +r_{PC2N} \cdot (f_{P2DOC} + f_{P2DIC} - f_{N2P}) + r_{DC2N} \cdot f_{DET2DOC} & (5.65) \\ &\quad +r_{ZC2N} \cdot q_{z2co2} \cdot q_{graz} \cdot (\kappa_{P2Zc} \cdot f_{P2Z} + \kappa_{B2Zc} \cdot f_{B2Z} + \kappa_{D2Zc} \cdot f_{DET2Z}) \\ &\quad +r_{ZC2N} \cdot q_{Zex} \cdot f_{Zloss} - r_{BC2N} \cdot f_{DOC2B} \cdot p_{b2co2} + f_{corrN} \\ \partial_t C_{DET} &= +\kappa_{P2Dc} \cdot f_{P2DET} + \kappa_{B2Dc} \cdot f_{B2DET} & (5.66) \\ &\quad +p_{graz} \cdot \{\kappa_{P2Dc} \cdot f_{P2Z} + \kappa_{B2Dc} \cdot f_{B2Z}\} \\ &\quad +p_{Zex} \cdot \kappa_{Z2Dc} \cdot f_{Zloss} - q_{graz} \cdot f_{DET2Z} - f_{DET2DOC} - v_{DET} \cdot \partial_z C_{DET} \\ \partial_t C_{DOC} &= +f_{P2DOC} + q_{Zex} \cdot f_{Zloss} + p_{d2co2} \cdot f_{DET2DOC} - f_{DOC2B} & (5.67) \\ &\quad -f_{DOC2DIC} \\ \partial_t C_{CDOC} &= +f_{CDOC} - f_{CDOC2UDOC} & (5.68) \\ \partial_t C_{UDOC} &= +f_{UDOC} + f_{CDOC2UDOC} & (5.69) \\ \partial_t C_{DIC} &= +f_{P2DIC} + f_{DOC2DIC} - f_{N2P} + q_{d2co2} \cdot f_{DET2DOC} & (5.70) \\ &\quad +q_{z2co2} \cdot q_{graz} \cdot \{\kappa_{P2Zc} \cdot f_{P2Z} + \kappa_{B2Zc} \cdot f_{B2Z} + \kappa_{D2Zc} \cdot f_{DET2Z}\} \\ &\quad +q_{b2co2} \cdot f_{DOC2B} + f_{corrC} \\ \partial_t C_{O_2} &= -f_{P2DIC} - f_{DOC2DIC} + f_{N2P} - q_{d2co2} \cdot f_{DET2DOC} & (5.71) \\ &\quad -q_{z2co2} \cdot q_{graz} \cdot \{\kappa_{P2Zc} \cdot f_{P2Z} + \kappa_{B2Zc} \cdot f_{B2Z} + \kappa_{D2Zc} \cdot f_{DET2Z}\} \\ &\quad -q_{b2co2} \cdot f_{DOC2B} \end{aligned}$$

#### 5.4 Startwerte und Forcing

Als Antriebsdaten für das BGCG-Modell werden die Tiefe der durchmischten Schicht, vertikale Diffusionskoeffizienten aus einem TKE-Modell und Daten der Solarstrahlung direkt

oberhalb der Wasseroberfläche verwendet. Das hier verwendete TKE-Modell (Gaspar et al. (1990), zur Verfügung gestellt von A. Oschlies) benötigt die solare Bestrahlungsstärke, die an der Oberfläche absorbiert wird, den Oberflächenwärmefluß, der sich aus sensibler, latenter und Netto-Infrarotstrahlung zusammensetzt, die Oberflächentemperatur sowie den Windschub als Antrieb. Hierfür verwendete Daten sind von W. Barkmann (IOW, Institut für Ostseeforschung Warnemünde) zusammengestellt worden und stammen aus dem SOC-Datensatz (Southampton Oceanography Center, <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/sources/.soc>).

Tabelle 5.4: Startwerte BGCG-Modell (ggf. umgerechnet). Mit US gekennzeichnete Variablen stammen aus der U.S. JGOFS-Datenbank (<http://usjgofs.whoi.edu/>), die mit GER gekennzeichneten von den Sonne-Fahrten.

Variable	Fahrt	Bedeutung	Einheit
N	US, TTN043	Nitrat	$\mu\text{mol N l}^{-1}$
Z	US, TTN043	Zooplankton C, Gesamtfraktion	$\text{mmol C m}^{-3}$
CHL	US, TTN043	Chlorophyll a	$\text{mg m}^{-3}$
P		Phytoplankton $\text{CHL} \cdot \theta_{\max}$	$\text{mmol C m}^{-3}$
B	US, TTN043	Bakterien	Zellzahl $\text{Liter}^{-1} \cdot 10^9$
DET		Detritus	$\text{mmol C m}^{-3}$
DOC	GER, So119	DOC	$\text{mmol C m}^{-3}$
CDOC	GER, So119	$a_g(350)$	$\text{m}^{-1}$
UDOC		DOC-CDOC (einheiten- korrigierte)	
DIC	GER, So119	DIC, $\text{CO}_2$	$\text{mmol C m}^{-3}$
O <sub>2</sub>	US, TTN043	Sauerstoff	$\mu\text{mol l}^{-1}$
T	US, TTN043	Temperatur	$^{\circ}\text{C}$

Auf Grund der Nichtlinearität der PI-Kurve, kann die Verwendung einer mittleren täglichen Bestrahlungsstärke bei der Berechnung der täglichen Primärproduktion zu signifikanten Überschätzungen (ca. 30 %) der tatsächliche Rate führen (Platt et al., 1984, zitiert in Bidigare et al. (1992)). Daher wird über den Mittagswert in Abhängigkeit von der Tageslänge ein sinusförmiger Tagesgang gelegt. In einem ersten Schritt wird angenommen, daß  $E_{\text{UV}}(0) = q_{\text{UV}} E_{\text{PAR}}(0)$ , die Berücksichtigung einer Bewölkungsstatistik ist möglich (Kap. 6.3.2). Das biologische Modell wird mit einer (Start)Schrittweite von 15 Minuten gerechnet (mit adaptiver Schrittweitenkontrolle). Die "Physik" wird im TKE-Modell mit 5 Minuten Schritten gerechnet, im BGCG-Modell stündlich.

Als Startwerte werden mittlere Profile aus Indikdaten herangezogen und auf das Modellgitter interpoliert. Diese stammen vorwiegend aus der U.S. JGOFS-Datenbank, bzw. sind aus Daten der Sonne-Fahrten extrahiert worden (Tab. 5.4).

Die Simulationen werden für die Stationen 10°N, 15°N und 20°N auf 65°O und 16°N 60°O mit dem zugehörigen *Forcing* gerechnet. Startwerte von N, CHL, T und O<sub>2</sub> ergeben sich als Mittel aus den Daten, die innerhalb einer Toleranzgrenze von 1.5° liegen. Alle weiteren Größen beginnen unabhängig von der jeweiligen Station mit den gleichen Startprofilen. Als Spinup wird an jeder Station die Simulation für 20 Jahre gerechnet. Nach zwanzig Jahren sind jährlichen Änderungen relativ gering, aufgrund der Detritusverluste (Heraussinken bei 1000 m) ist ein komplettes Einschwingen nicht möglich.

### 5.5 Modellparameter

Die mathematische Abstraktion führt zu einer Reduzierung der Komplexität. Zwangsläufig sind dadurch im Modell Parameter enthalten, die entweder bislang nicht in dem Zusammenhang der aktuellen Fragestellung untersucht wurden, oder nicht direkt meßbar sind. Eine zusätzliche Erschwernis für eine geeignete Parameterwahl ist die Tatsache, daß viele Parameter, sofern sie ein meßbares Analogon besitzen, nur unter Laborbedingungen untersucht wurden und ihre Übertragbarkeit auf Freilandbedingungen fraglich erscheint. Je nach Modell und Fragestellung werden Parameter aus verschiedenen Blickwinkeln betrachtet oder auf verschiedene Einheiten bezogen, so daß gewisse Umrechnungen erforderlich werden. So kann die Primärproduktion pro Einheit Chlorophyll in der Form der maximalen Photosyntheserate  $P_{\max}^B$  und  $\alpha^B$  betrachtet werden oder im Lichte des Populationswachstums in Form der maximalen spezifischen Wachstumsrate  $\mu$  und der Steigung  $\alpha$ . Nicht untypische Umrechnungen sind in Tabelle 5.5 angeführt (Evans und Garçon, 1997).

Tabelle 5.5: Geläufige Einheitenumrechnungen.

1 g CHL	$\hat{=}$	0.5 mol N	
1 mol N	$\hat{=}$	79.5 g C	(= 12 · 106/16)
1 W m <sup>-2</sup>	$\hat{=}$	4.15 $\mu\text{E m}^{-2}\text{s}^{-1}$	(= 10 <sup>6</sup> · 2.5 · 10 <sup>18</sup> /(6.022 · 10 <sup>23</sup> ))
$P_{\max}^B$	$\hat{=}$	1.656 $\mu$	(=0.5 · 79.5/24)
$\alpha^B$	$\hat{=}$	0.4 $\alpha$	(=0.5 · 79.5/4.15/24)

Die im Modell enthaltenen Parameter sind in den Tabellen 5.6 bis 5.9 aufgelistet. Die Tabellen enthalten die für einen Referenzlauf gewählten Parameterwerte und Verweise auf Literaturquellen, aus denen die Werte entnommen oder abgeleitet wurden. Die Parameterwahl wird im folgenden, soweit erforderlich, diskutiert. Die Diskussion verdeutlicht bereits die Bandbreite und Unsicherheit der letztlich gewählten Parameter. Sofern es keine Meßdaten gibt, wird auf in anderen Modellen verwendete Größenordnungen zurückgegriffen.

### 5.5.1 Licht und Photochemie

Da hier kein spektrales Modell betrachtet wird, müssen jeweils mittlere Koeffizienten für die entsprechenden Wellenlängenbereiche gewählt werden.

$q_{\text{PAR}}$  Baker und Frouin (1987) untersuchten für wolkenlosen Himmel das Verhältnis der Gesamtbestrahlungsstärke zur Bestrahlungsstärke im PAR-Bereich direkt über der Wasseroberfläche. Sie stellten fest, daß  $E_{\text{PAR}}(0^+) : E_{\text{tot}}(0^+) = q_{\text{PAR}} = 0.42 - 0.5$ . Sofern als Antriebsdaten die gesamte kurzwellige Strahlung zur Verfügung steht, muß dieser Faktor berücksichtigt werden. Die Fresnel-Reflektion ist i. a.  $< 10\%$  (Zepp und Cline, 1977).

$q_{\text{red}}, q_{\text{green}}$  Für den roten Anteil  $q_{\text{red}}$  am sichtbaren Licht variieren die Werte in der Literatur (abhängig vom –nicht immer angegebenen– zu Grunde gelegten Spektralbereich). Simpson und Dickey (1981) zitieren Paulson und Simpson (1977) und Kraus (1972) mit  $q_{\text{red}} = 0.58$  bzw.  $0.62$  für Wasser, das noch Pigmente enthält, und  $0.4$  für klares Wasser. Eine Differentiation der integrierten Größe PAR wieder zum spektralen  $E$  mit der von Anderson (1993) angegebenen Formel führt für Wasser zu  $0.38$  im Bereich  $600 - 700$  nm. Der blau-grüne Anteil  $q_{\text{green}}$  ergibt sich aus  $1 - q_{\text{red}}$ .

$q_{\text{uv}}$  Oberhalb der Atmosphäre beträgt der Anteil des Lichtes mit Wellenlängen kleiner  $400$  nm  $q_{\text{uv}} = 8.7\%$  der Solarkonstanten (Mobley, 1994). Messungen im April ergaben ca.  $10 - 13\%$  (Twardowski und Donaghay, 1998, Georges Bank) und  $8 - 12\%$  (Ziegler und Benner, 2000, Texas). Der qualitative saisonale Verlauf des Verhältnisses UV:PAR ihrer Messungen läßt die Annahme eines konstanten Verhältnisses als erste Näherung zulässig erscheinen. Aufgrund der starken Änderung der Bewölkung im Arabischen Meer mit den Monsunen ist diese Annahme fragwürdig. Daher wird in einer späteren Simulation eine Bewölkungsstatistik berücksichtigt (Kap. 6.3.2).

$a_w$  Nach Gleichung (5.37) wird der Ozean als nicht streuend angesehen. Die mittleren Werte der Absorptionskoeffizienten hängen vom betrachteten Wellenlängenbereich und der evtl. Berücksichtigung einer spektralen Gewichtung ab.

Als spektraler Mittelwert für den gesamten UV-VIS-Bereich wird in Kyewalyanga et al. (1992)  $\bar{a}_w = 0.1634 \text{ m}^{-1}$  angegeben. Bei den Daten von Smith und Baker (1981) führt Mittelung zu  $\bar{a}_w(200 - 800) = 0.59 \text{ m}^{-1}$ .

Die Angaben für rotes Licht liegen bei  $a_w(\text{red}) = 0.4 \text{ m}^{-1}$ ,  $0.67 \text{ m}^{-1}$  inkl. Pigmente und  $0.2 \text{ m}^{-1}$  für klares Wasser (Taylor et al., 1997; Paulson und Simpson, 1977; Kraus, 1972). Mittelung (ohne Gewichtung) der von Prieur und Sathyendranath (1981) bzw. Smith und Baker (1981) angegebenen Absorptionsspektren führt zu  $\bar{a}_w(600 - 700) = 0.39 \text{ m}^{-1}$ . Für blau bis grün-gelbes Licht variieren verwendete Angaben von  $a_w(\text{green}) = 0.025 - 0.095 \text{ m}^{-1}$  (Taylor et al., 1997; Simpson und Dickey, 1981; Paulson und Simpson, 1977; Kraus, 1972).

Gemittelte Werte betragen  $\bar{a}_w(400 - 600) = 0.046 \text{ m}^{-1}$  bzw.  $0.073 \text{ m}^{-1}$ . Für Wellenlängen kleiner 400 nm, d. h. für  $\bar{a}_w(\text{UV})$ , gilt  $\bar{a}_w(200 - 400) = 0.53 \text{ m}^{-1}$ , bzw.  $\bar{a}_w(210 - 400) = 0.37 \text{ m}^{-1}$ .

Tabelle 5.6: Modellparameter - Licht und Photochemie.

Parameter	Wert	Einheit	(in)direkte Quelle
$a_{\text{chl}}^*$	0.013	$\text{m}^2 (\text{mg Chl})^{-1}$	Morel (1978), Taylor et al. (1997)
$a_w(\text{red})$	0.39	$\text{m}^{-1}$	Smith und Baker (1981)
$a_w(\text{green})$	0.06	$\text{m}^{-1}$	Smith und Baker (1981)
$a_w(\text{UV})$	0.37	$\text{m}^{-1}$	Smith und Baker (1981)
$q_{\text{PAR}}$	0.45		Baker und Frouin (1987)
$q_{\text{red}}$	0.38		Anderson (1993)
$q_{\text{green}}$	0.62		Anderson (1993)
$q_{\text{uv}}$	0.1		Twardowski und Donaghay (1998)
$q_{\text{CDOC}}$	0.05		Hayase und Shinozuka (1995)
$S_{\text{CDOC}}$	0.016	$\text{nm}^{-1}$	Breves und Reuter (2000)
$c_{\text{CDOC2UDOC}}$	0.011	$\text{d}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1}$	Determann (1995)
$c_{\text{DOC2DIC}}$	0.001	$\text{d}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1}$	

$a_{\text{chl}}^*$  Der spezifische, nicht spektrale Absorptionskoeffizient für Phytoplankton bzw. Chlorophyll ist eine Funktion der Algenart und -größe. Literaturangaben liegen bei  $a_{\text{chl}}^* = 0.0063 - 0.04 \text{ m}^2 (\text{mg Chl})^{-1}$  mit sich häufenden Werten um  $0.012 - 0.014 \text{ m}^2 (\text{mg Chl})^{-1}$  (Morel, 1978; Baker und Smith, 1979; Platt et al., 1988; Mitchell und Kiefer, 1988; Smith et al., 1989; Kirk, 1994; Geider et al., 1996; Taylor et al., 1997).

$S_{\text{CDOC}}$  Die Absorption durch Gelbstoff bei 350 nm wird im Modell dynamisch gerechnet, d. h. nur der Parameter  $S$  muß festgelegt werden. Bricaud et al. (1981) geben  $S$ -Werte zwischen  $0.01 - 0.02 \text{ nm}^{-1}$  an, mit einem Mittelwert von  $0.014 \text{ nm}^{-1}$ . Meßdaten aus dem Indik ergaben einen Mittelwert von  $0.016 \text{ nm}^{-1}$  (Breves und Reuter, 2000, und Kapitel 3).

$c_{\text{CDOC2UDOC}}, c_{\text{DOC2DIC}}, q_{\text{CDOC}}$  Marine Huminstoffe setzen sich aus einer zum Großteil uncharakterisierten DOC-Fraktion zusammen, und spielen vermutlich eine bedeutende Rolle bei chemischen und mikrobiellen Prozessen im Ozean. Die Photochemie betrifft sowohl den Gelbstoff als auch das DOC, allerdings in unterschiedlichem Ausmaß. Aufgrund der inhomogenen Struktur der beiden Komponenten sind die folgenden Parameter wenig abgesichert. Die Photochemie spiegelt sich modellseitig in den Gleichungen (5.42) und (5.43) wider.

Der Absorptionsverlust wird durch  $f_{\text{CDOC2UDOC}}$  beschrieben. Twardowski und Donaghay

(1998) untersuchten anhand von Meerwasserproben die Änderung der spektralen Signatur der Gelbstoffabsorption unter Lichteinwirkung. Aus ihren Angaben zur UV-Dosis während der Experimente und den gemessenen Absorptionskoeffizienten bei 412 nm ergibt mit dem Ansatz aus Gleichung (5.43)  $c_{\text{DOC}2\text{UDOC}} \approx 0.008 - 0.043 \text{ d}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1}$ . Aus den in Mesokosmosexperimenten gewonnenen Daten von Whitehead et al. (2000) im Ästuarzugsgebiet des St. Lorenz-Stroms ergeben sich Werte von  $0.001 - 0.012 \text{ d}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1}$ , je nachdem welche Wellenlänge (305, 320, 340 oder 380 nm) betrachtet wird und welche Abschätzung für die UV-Dosis herangezogen wird. In Modellrechnungen von Kouassi und Zika (1992) variiert die lichtinduzierte Änderung des Absorptionsvermögens mit der Tageszeit und dem Bewölkungsgrad und reicht von ca.  $0.005$  bis  $0.04 \text{ m}^{-1}\text{h}^{-1}$ . Bei ihren Experimenten nahm das Absorptionsvermögen bei 350 nm innerhalb von sechs Tagen um ca. 2.3 % ab. Bei einer angenommenen UV-Dosis von  $1300 \text{ W h m}^{-2}$  liefert dies maximal  $c_{\text{DOC}2\text{UDOC}} \approx 0.02 \text{ d}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1}$ .

Abschätzungen aus den Fluoreszenzexperimenten von Determann (1995) führen zum Vergleich zu einem Wert von  $0.011 \text{ d}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1}$ . Für diese Abschätzung sind die beiden von dem Autor angegebenen Exponentialfunktionen zur Beschreibung der Fluoreszenz(!)abnahme von Gelbstoff in Algen und Bakterienkulturen durch eine Exponentialfunktion genähert worden.

Gleichung (5.42) umfaßt die Photoprozesse, die nicht nur zum Verlust des Absorptionsvermögens führen, sondern auch den DOC-Gesamtpool verringern. Photochemische Photolyseraten niedermolekularer Carbonylkomponenten und Kohlenmonoxids in der Sargasso See lagen im  $\text{nM C h}^{-1}$  Bereich (Mopper et al., 1991). Mopper et al. (1991) nehmen an, daß die gemessenen photochemischen Produktionsraten von niedermolekularen Kohlenstoffspezies eine gute Approximation für die photochemischen Abbauraten des photochemisch aktiven DOC in der sonnenlichtdurchfluteten Oberflächenschicht sind. Untersuchungen von Moran und Zepp (1997), Mopper und Stahovec (1986), Kieber und Mopper (1987), Kieber et al. (1990, 1989) und Mopper et al. (1991) führen zu einer geschätzten Produktion von niedermolekularen Verbindungen und Gasen von  $1 - 108 \text{ nM C h}^{-1}$  in Meerwasserproben vom Kontinentalschelf im Südosten der USA. Moran und Zepp (1997) normierten für den Vergleich der Werte alle Daten bezüglich der Lichtintensität, der Bestrahlungsdauer und dem Absorptionsvermögen des DOM, so daß die angegebene Produktion der Produktion bei 1 h Bestrahlung während der Mittagszeit an  $32^\circ\text{N}$  entspricht. Über den Ansatz in Gleichung (5.42) zusammen mit den von den Autoren angegebenen Werten von  $\text{DOC} = 83 \mu\text{M}$  und einer Gesamtbestrahlungsstärke von  $0.063 \text{ W cm}^{-2}$  sowie mit den Parametern  $q_{\text{PAR}}$  und  $q_{\text{UV}}$  führt das zu  $c_{\text{DOC}2\text{DIC}} \approx 10^{-5}$  bis  $10^{-3} \text{ d}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1}$ .

$q_{\text{DOC}}$  beschreibt den Anteil chromophoren DOC am Gesamtpool. Abschätzungen von Hayase und Shinozuka (1995) führen zu dem Ergebnis, daß nur 1.2 % des DOM fluoreszieren. Als erste Näherung wird für den absorbierenden Anteil ein etwas höherer Wert von 0.05 angenommen. Zusammengenommen mit  $g_{\text{b}2\text{o}} = 0.1 \text{ m}^2 \text{ mmol}^{-1}$  ergibt dies einen spezifischen Absorptionskoeffizienten von  $a_{\text{DOC}}^*(350) = g_{\text{b}2\text{o}} \cdot q_{\text{DOC}} = 0.005 \text{ m}^2 \text{ mmol}^{-1}$ . Zepp

und Schlotzhauer (1981) geben für den spezifischen Absorptionskoeffizienten bei 366 nm von natürlichen (zumeist limnischen) Wasserproben bzw. extrahierten terrestrischen Huminstoffen Werte von  $0.4 - 6.6 \text{ m}^{-1} (\text{mg C l}^{-1})^{-1}$  an. Extrapolation mit  $S = 0.014 \text{ nm}^{-1}$  und Umrechnung auf Mol liefert für 350 nm Werte von  $0.006 - 0.099 \text{ m}^2 \text{ mmol}^{-1}$ , wobei die Proben aus dem Golf von Mexiko im unteren Wertebereich liegen. Der Mittelwert des spezifischen Absorptionskoeffizienten lag bei den Daten der So119-Fahrt bei  $0.002 \text{ m}^2 \text{ mmol}^{-1}$ . Demnach liegt der Modellwert im oberen Bereich der Messungen und knapp unterhalb der Literaturwerte, die primär aus Süßwasserproben stammen.

### 5.5.2 Phytoplanktodynamik

$\alpha^B$ ,  $P_m^B$ ,  $\theta_{\max}$   $\alpha^B$  und  $P_m^B$  zeigen auf der Zeitskala von Tagen dreifache Variationen, wobei der Großteil der Variation auf die Struktur der Lebensgemeinschaft zurückzuführen ist, die wiederum stark durch (nicht vorhersagbare) physikalische Ereignisse beeinflusst wird (Coté und Platt, 1983).  $P_m^B$  hängt von enzymatischen Prozessen bei der Photosynthese, Temperatur, Nährstoffverfügbarkeit, dem momentanen und vergangenen Unterwasserlichtfeld, der Tageszeit, der Zellgröße, der biochemischen und der Artenzusammensetzung ab (Coté und Platt, 1983, und Literatur darin). Für die spezifische Produktivität bei Lichtsättigung liegen Werte um  $P_m^B = 2 - 10 \text{ mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$  (Toon et al., 2000; Morel et al., 1996; Brock et al., 1994; Coté und Platt, 1983), und 5.37, 6.15 und  $3.83 \text{ mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$  bei Experimenten vor Somalia, im Golf von Aden bzw. im Roten Meer (Sathyendranath et al., 1996) vor.  $\alpha^B$  ist eine Funktion des photochemischen Prozesses und hängt u. a. von der Quantenausbeute und der Fähigkeit der Zellen, Licht zu sammeln ab. Das Verhältnis der beiden Parameter wird häufig verwendet, um die physiologische Anpassung von Algenpopulationen auf sich ändernde Umweltbedingungen zu beschreiben (Lichtadaption). Werte für die chlorophyllspezifische Anfangssteigung der PI-Kurve liegen bei  $\alpha^B = 0.08 - 0.26 \text{ mg C (mg Chl)}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1} \text{ h}^{-1}$  (Brock et al., 1994; Coté und Platt, 1983), wobei die Werte bei Experimenten vor Somalia, im Golf von Aden bzw. im Roten Meer bei 0.077, 0.089 und  $0.069 \text{ mg C (mg Chl)}^{-1} (\text{W m}^{-2})^{-1} \text{ h}^{-1}$  lagen (Sathyendranath et al., 1996).

Maximale spezifische Wachstumsraten in Modellen nehmen Werte von  $\mu = 1.17 - 3.6 \text{ d}^{-1}$  an (Fasham und Evans, 1995; Lawson et al., 1996), Experimentdaten liegen um  $0.22 - 1.5 \text{ d}^{-1}$  (Biddanda und Benner, 1997; Banse, 1994; Smith et al., 1995) und bei  $0.44 \text{ d}^{-1}$  bzw.  $0.84 \text{ d}^{-1}$  für den NEM und den SIM im Indik. Nach der obigen Umrechnung entspricht dies  $P_m^B$ -Werten um  $0.36 - 2.48 \text{ mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$ , d. h. ist niedriger als die gemessenen  $P_m^B$  Werte. Das maximale Chlorophyll zu Kohlenstoff-Verhältnis  $\theta_{\max}$  ist, wie viele andere physiologische Parameter, nicht universell, liegt aber in der Größenordnung  $0.05 \text{ g Chl (g C)}^{-1}$  bzw.  $0.08 \text{ g Chl (g C)}^{-1}$  (Taylor et al., 1997; Geider et al., 1996).

$h_{N2Pn}$ ,  $Q_{STDp}$ ,  $c_{P2CO2}$ ,  $c_{P2DET}$ ,  $c_{P2DOC}$  Halbsättigungskonstanten, die das N-limitierte Wachstum des Phytoplanktons beeinflussen, reichen in Modellen von  $h_{N2Pn} = 0.016 -$

0.85 mmol N m<sup>-3</sup>, je nachdem ob Ammonium oder Nitrat betrachtet wird (Maier-Reimer und Six, 1996; Taylor et al., 1997; Fasham und Evans, 1995), bzw. von 0.1–1.7 mmol N m<sup>-3</sup> bei Experimenten (Kiefer und Mitchell, 1983; McCarthy, 1999). Bei physiologischen Experimenten liegt der  $Q$ -Wert gewöhnlich um zwei, entsprechend wird  $Q_{\text{STD,P}}$  gesetzt. Die von der Photosynthese unabhängige Metabolismusrate wird als  $c_{\text{P2CO}_2} = 0.05 \text{ d}^{-1}$  angenommen (Geider et al., 1996). Die spezifische Mortalitätskonstante  $c_{\text{P2DET}}$  wird in Modellen häufig auf  $0.01 - 0.1 \text{ d}^{-1}$  gesetzt (Fasham und Evans, 1995; Lawson et al., 1996). Durchschnittliche DOC-Exsudationsraten liegen in Experimenten bei  $0.05 \text{ d}^{-1}$  (Smith et al., 1995) bzw. im Modell von Maier-Reimer und Six (1996) bei  $0.03 \text{ d}^{-1}$ .

Tabelle 5.7: Modellparameter - Phytoplankton.

Parameter	Wert	Einheit	(in)direkte Quelle
$\alpha^B$	0.08	g C (g Chl) <sup>-1</sup> (W m <sup>-2</sup> ) <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>	Sathyendranath et al. (1996)
$P_m^B$	4.0	mg C (mg Chl) <sup>-1</sup> h <sup>-1</sup>	Sathyendranath et al. (1996)
$\theta_{\text{max}}$	0.05	g Chl (g C) <sup>-1</sup>	Taylor et al. (1997)
$h_{\text{N2Pn}}$	0.1	mmol N m <sup>-3</sup>	Kiefer und Mitchell (1983)
$Q_{\text{STD,P}}$	2.0		
$T_{\text{refP}}$	20	°C	
$c_{\text{P2CO}_2}$	0.1	d <sup>-1</sup>	
$c_{\text{P2DET}}$	0.01	d <sup>-1</sup>	Fasham und Evans (1995)
$c_{\text{P2DOC}}$	0.015	d <sup>-1</sup>	

### 5.5.3 Zooplankton

$c_{\text{graz}}, q_{\text{graz}}, h_{\text{graz}}, p_B, p_{\text{DET}}, p_P$  Die maximale Ingestitionsrate, Grazingrate oder Phytoplankton- bzw. Bakterienmortalitätsrate aufgrund von *Grazing* reichen in der Literatur von  $c_{\text{graz}} = 0.11 \text{ d}^{-1}$  bis  $1.0 \text{ d}^{-1}$  (Fasham und Evans, 1995; Lawson et al., 1996; Sakka et al., 2000; Siegel et al., 1989) mit mittleren Werten um  $0.34 \text{ d}^{-1}$  während des NEM und SIM (Caron et al., 1999). Die Angaben für die Assimilationseffizienz oder auch das *sloppy feeding* variieren von  $q_{\text{graz}} = 0.5 - 0.84$  (Banse, 1992; Fasham und Evans, 1995; Strom et al., 1997). Angaben zu Fraßpräferenzen sind nur in Modellen zu finden:  $p_B = 0.04 - 0.36$ ,  $p_{\text{DET}} = 0.15 - 0.25$  und  $p_P = 0.15 - 0.75$  (Fasham und Evans, 1995). Die Halbsättigungskonstante des *Grazing*  $h_{\text{graz}}$  ist ebenfalls nicht experimentell belegt, sondern beruht auf Modellannahmen und liegt bei  $7.25 \text{ mmol C m}^{-3}$  bzw.  $1.02, 0.86 \text{ mmol N m}^{-3}$  (Fasham und Evans, 1995).

$c_{\text{Zloss}}, h_{\text{Zloss}}, q_{\text{Zex}}$  Die maximale Verlustrate (wiederum nur in Modellen) liegt bei  $0.05 - 0.325 \text{ d}^{-1}$  (Fasham und Evans, 1995; Keen et al., 1997; Lawson et al., 1996), mit Werten für die Halbsättigungskonstante des Verlustes von  $h_{\text{Zloss}} = 1.45 \text{ mmol C m}^{-3}$  bzw.

0.2 mmol N m<sup>-3</sup> (Fasham und Evans, 1995; Kühn, 1994).  $q_{Z_{ex}}$  gibt an, wieviel Prozent des Verlustes direkt in den DOC-Pool gehen. Entsprechend den Modellannahmen von Fasham und Evans (1995) wird er gleich 0.2 gesetzt.

Tabelle 5.8: Modellparameter - Zooplankton.

Parameter	Wert	Einheit	(in)direkte Quelle
$c_{graz}$	0.7	d <sup>-1</sup>	Caron et al. (1999)
$h_{graz}$	7.25	mmol C m <sup>-3</sup>	Fasham und Evans (1995)
$q_{graz}$	0.7		Banse (1992), Strom et al. (1997)
$p_B$	0.25		Fasham und Evans (1995)
$p_P$	0.5		Fasham und Evans (1995)
$p_{DET}$	0.25		Fasham und Evans (1995)
$c_{Z_{loss}}$	0.05	d <sup>-1</sup>	Fasham und Evans (1995)
$h_{Z_{loss}}$	1.45	mmol C m <sup>-3</sup>	Fasham und Evans (1995)
$q_{Z_{ex}}$	0.2		Fasham und Evans (1995)

#### 5.5.4 Remineralisierung und Redfield-Stöchiometrie

$c_{DOC2B}$ ,  $h_{C2Bb}$ ,  $h_{C2Bc}$ ,  $h_{C2Bn}$ ,  $c_{B2DET}$  Ogleich der mikrobielle Kreislauf eine wesentliche Rolle im C-Kreislauf spielt, sind auch hier wenig Raten abgesichert oder bekannt. Dies ist auf methodische Schwierigkeiten bei der Trennung z. B. von Bakterien und Detritus, der u. U. nur temporären Bakterienaktivität und die Vielseitigkeit der Anpassung der unterschiedlichen Bakterien an die jeweiligen Umweltbedingungen zurückzuführen. Die apparente C-Nutzung reicht tiefenabhängig von 0.088 – 0.004 mg C m<sup>-3</sup> d<sup>-1</sup> (Lorenzen et al., 1983). Aufnahmeraten  $c_{DOC2B}$  betragen 0.33 – 2.0 d<sup>-1</sup> (Sakka et al., 2000; Fasham und Evans, 1995; Strom et al., 1997; Kühn, 1994). Smith et al. (1995) geben eine Spannweite von 4 – 16 d<sup>-1</sup> in Experimenten mit nicht frei lebenden Bakterien an. Für die beim Bakterienwachstum relevanten Halbsättigungsraten sind (bestenfalls) wieder nur Modellannahmen vorhanden,  $h_{C2Bc} = 3.63$  mmol C m<sup>-3</sup> und  $h_{C2Bn} = 0.5$  mmol N m<sup>-3</sup> (Fasham und Evans, 1995). Aufgrund der bereits genannten Schwierigkeiten Detritus und Bakterien zu trennen, gibt es keine Angaben zu  $c_{B2DET}$ . Die Zerfallsrate  $c_{DET2DOC}$  reicht in Modellen von 0.01 – 0.5 d<sup>-1</sup> (Fasham und Evans, 1995; Keen et al., 1997).

**C:N** Die Annahme, daß Phytoplankton, bzw. organisches Material ein konstantes C:N:P-Verhältnis von 106:16:1 (Redfield et al., 1963) aufweist ist, insbesondere in Modellen, weit verbreitet. Neuere Untersuchungen weisen auf Abweichungen von der Redfield-Stöchiometrie hin und liegen im Oberflächenwasser bei 125:14.2:1 für das Arabische Meer bzw. bei 119:14.9:1 für den Indischen Ozean (Millero et al., 1998).

Burkhardt et al. (1999) untersuchten den Effekt der  $\text{CO}_2$ -Konzentration auf das C:N:P-Verhältnis in marinem Phytoplankton (6 Spezies) in Batchkulturen unter ausreichend Licht und Nährstoffbedingungen. Bei für Ozeanoberflächenwasser typischen  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen sind die Variationen im C:N:P-Verhältnis gering, tägliche Variationen liegen in der gleichen Größenordnung wie mit Kohlendioxid verbundenen Variationen. Wenn die unter Laborbedingungen erzielten Ergebnisse auf natürliche Phytoplanktonpopulationen übertragbar sind, ist es unwahrscheinlich, daß mit  $\text{CO}_2$  verbundene Änderungen in der Planktonstöchiometrie einen signifikanten Effekt auf den ozeanischen C-Kreislauf haben.

Tabelle 5.9: Modellparameter - Remineralisierung und Redfield-Stöchiometrie.

Parameter	Wert	Einheit	(in)direkte Quelle
$c_{\text{DOC2B}}$	1.0	$\text{mmol C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$	Fasham und Evans (1995)
$h_{\text{C2Bb}}$	10	$\text{mmol C m}^{-3}$	
$h_{\text{C2Bc}}$	100	$\text{mmol C m}^{-3}$	
$h_{\text{C2Bn}}$	0.1	$\text{mmol N m}^{-3}$	
$c_{\text{DET2DOC}}$	0.1	$\text{d}^{-1}$	Keen et al. (1997)
$h_{\text{DET2DOC}}$	0.5	$\text{mmol C m}^{-3}$	
$Q_{\text{STD,B}}$	2.0		
$T_{\text{refB}}$	10	$^{\circ}\text{C}$	
$c_{\text{B2DET}}$	0.06		
$r_{\text{BC2N}} = \text{cbn} : \text{cbc}$	1:5	$\text{mol N (mol C)}^{-1}$	Nagata und Wantanabe (1990)
$r_{\text{DC2N}} = \text{cdn} : \text{cdc}$	1:8	$\text{mol N (mol C)}^{-1}$	Biddanda und Benner (1997)
$r_{\text{PC2N}} = \text{cpn} : \text{cpc}$	16:106	$\text{mol N (mol C)}^{-1}$	Redfield et al. (1963)
$r_{\text{ZC2N}} = \text{czn} : \text{czc}$	16:106	$\text{mol N (mol C)}^{-1}$	Redfield et al. (1963)
$c_{\text{sinkd}}$	2	$\text{m d}^{-1}$	Wefer (1991)
$c_{\text{sinkp}}$	0.2	$\text{m d}^{-1}$	Wefer (1991)
$q_{\text{b2CO2}}$	0.2		
$q_{\text{d2CO2}}$	0.2		
$q_{\text{z2CO2}}$	0.2		

Nach Biddanda und Benner (1997) ist das Redfieldverhältnis in DOM noch fraglich. Die relative Abundanz der Kohlenwasserstoffe im organischen Material des Phytoplanktons stieg bei ihren Untersuchungen mit zunehmendem Alter der Kulturen. Der zelluläre C-Gehalt von Phytoplankton lag bei ihren Experimenten bei  $0.04 - 0.95 \text{ pmol C Zelle}^{-1}$  und N:C-Verhältnisse lagen bei  $0.09 - 0.18$ . Sie geben für Detritus Werte von  $r_{\text{DC2N}} = 1:8$  bzw.  $0.24 - 0.07$  an. Das N:C-Verhältnis in Bakterien liegt bei  $r_{\text{BC2N}} = 1:5$  (Nagata und Wantanabe, 1990, zitiert in Moran und Zepp (1997)).

$c_{\text{sinkd}}$ ,  $c_{\text{sinkp}}$ ,  $q_{\text{b2CO}_2}$ ,  $q_{\text{d2CO}_2}$ ,  $q_{\text{z2CO}_2}$  Die Sinkgeschwindigkeit von *marine snow*, Detritus  $c_{\text{sinkd}}$  ist abhängig von seiner Struktur und Zusammensetzung und variiert folglich relativ stark. Angaben reichen von  $0 - 100 \text{ m d}^{-1}$  (Banse, 1994; Keen et al., 1997; Lorenzen et al., 1983) und bis zu  $1000 \text{ m d}^{-1}$  für Kotpillen (Wefer, 1991). Die Sinkgeschwindigkeit des Phytoplanktons  $c_{\text{sinkp}}$  hängt von der jeweiligen Spezies ab. Wefer (1991) führt Literaturwerte von  $0.2 - 0.3 \text{ m d}^{-1}$  für Coccolithophoriden und bis zu  $100 \text{ m d}^{-1}$  für Diatomeen an.

Die Respiration von Bakterien und Zooplankton, sowie der Teil Kohlenstoff, der bei der Remineralisierung des Detrituspools zum DIC-Pool geht, wird nur implizit berücksichtigt, d. h. nur ein prozentualer Anteil der jeweiligen Flüsse geht direkt zum DIC.

## 5.6 Sensitivitätsanalyse

In Abhängigkeit von den gewählten Parametern werden unterschiedliche Realisationen des Modells betrachtet, d. h. es stellen sich unterschiedliche Dynamiken ein. Aufgrund der Vielzahl vorhandener Parameter im Modell wird die Modellsensitivität nur im Hinblick auf ausgewählte Parameter dargestellt. Als Referenz dient die mit den im vorangegangenen Abschnitt festgelegten Parametern durchgeführte Simulation an Station 15N. Für den Vergleich läuft die Simulation jeweils ein Jahr, d. h. ein "neues Gleichgewicht" hat sich i. a. noch nicht wieder eingestellt. Es werden jeweils die integrierten Größen von  $0 - 150 \text{ m}$  dargestellt. Die Betrachtung bis auf  $1000 \text{ m}$  liefert vergleichbare Ergebnisse. Die zugehörigen Abbildungen befinden sich im Anhang C.

**Phytoplankton, Zooplankton und Sauerstoffeinfluß** Das Phytoplanktonwachstum wird über die Änderung der maximalen Wachstumsrate  $P_m^B$  beeinflusst. Eine Halbierung führt zu starken Einbrüchen beim Phytoplankton, und einer Halbierung der Primärproduktion. Zooplankton nimmt ebenfalls ab, während die Bakterien und die Nährstoffe zunehmen. Die Verdopplung der maximalen Wachstumsrate führt hingegen zu einer Primärproduktionssteigerung um ca. 30 %, erhöhtem Zooplankton, Detritus, Phytoplankton und DOC bei geringeren Bakterien und Nährstoffgehalten.

Eine Änderung der Zooplanktonfraßpräferenzen hat nur geringe Auswirkungen auf die Systemdynamik. Werden Phytoplankton, Detritus und Bakterien in gleichem Maße vertilgt, d. h. die Fraßpräferenzen sind alle ein Drittel, nehmen die Bakterien ab, während Detritus und Phytoplankton bis auf leichte Zunahmen während des SWM ähnlich bleiben. Das Zooplankton nimmt etwas zu. Wird kein Detritus aufgenommen, und Bakterien und Phytoplankton gleich bevorzugt, bleibt wiederum Phytoplankton und Detritus ähnlich; Bakterien und Zooplankton nehmen ein wenig ab. Die Primärproduktion ändert sich in beiden Fällen um  $+4 - 5 \%$ .

Die Nichtberücksichtigung des "Verlangsamungseffektes" durch erniedrigte Sauerstoffkonzentrationen bedeutet, daß mehrere Prozesse parallel verändert werden, und somit synergetische Effekte betrachtet werden. Als Resultat erhöht sich die Bakterien- und die Zoo-

planktonkonzentration (im Maximum). Darüber hinaus ist eine temporäre Abnahme des Phytoplanktons im August, und insgesamt eine Abnahme der Primärproduktion um ca. 13 % zu beobachten.

**Microbial Loop und Redfieldverhältnisse** Die Geschwindigkeit der Remineralisierung hat maßgeblichen Einfluß auf die Verweilzeit des Stickstoffs in den verschiedenen Pools, daher ist bei den die Remineralisierung betreffenden Parameteränderungen mit entsprechend großen Veränderungen der Dynamiken zu rechnen. Der Einfluß der Bakterien auf die Remineralisierung wird mittels  $h_{\text{DET2DOC}}$  und  $c_{\text{DET2DOC}}$  verändert, und das Bakterienwachstum über die Wahl von  $c_{\text{DOC2B}}$ .

Die deutlichsten Änderungen sind i. a. in der oberflächennahen Schicht zu beobachten. Eine Halbierung der Konstante  $c_{\text{DOC2B}}$  führt zur Akkumulation von DOC und ausgeprägteren Phytoplanktodynamiken, d. h. schärferen Maxima und Minima, einhergehend mit einer Verringerung der Primärproduktion um 18 %. Die Bakterien nehmen bis auf unrealistisch geringe Werte ab, die Parameterwahl erscheint damit nicht sinnvoll.

Die Halbierung von  $c_{\text{DET2DOC}}$  führt zu einer Halbierung der Primärproduktion. Wie erwartet nimmt DOC ab und Detritus etwas zu. Da der Detritus absinkt, entzieht er der Oberfläche potentielle Nährstoffe. Die Verdopplung desselben Parameters führt beinahe zu einer 90 %igen Zunahme der Primärproduktion, während DOC wieder angereichert wird.

Wird der Einfluß der Bakterien auf die Remineralisierung reduziert, d. h.  $h_{\text{DET2DOC}}$  klein gewählt, bzw. gleich Null, bleibt der Detritusgehalt vergleichbar und die Bakterien nehmen zu, die Primärproduktion wächst um ca. 50 %. Der Detritusgehalt in größeren Tiefen wird zu gering.

Die gekoppelte Änderung mehrerer Parameter, d. h.  $h_{\text{DET2DOC}}$ ,  $c_{\text{DOC2B}}$  und  $h_{\text{C2Bb}}$ , führt gleichfalls zu einer Reduktion des Detritus und zur Akkumulation von DOC nahe der Oberfläche. Die Primärproduktion steigt wiederum um ca. 50 %.

Die gleichzeitige Parameterisierung sowohl des Epi- als auch des Mesopelagials ist bzgl. der Remineralisierung nicht unproblematisch, da die ablaufenden Prozesse unter sehr verschiedenen Randbedingungen ablaufen. Ein "wahrer" Parametersatz existiert nicht.

Die C:N-Verhältnisse können programmseitig vorgegeben werden. Eine Änderung auf gleiche C:N-Verhältnisse im Phytoplankton, Zooplankton, Bakterien und Detritus führt entsprechend zu Nullkorrekturflüssen. Die veränderten Werte bedeuten, daß insgesamt weniger N im System zirkuliert (wenn für alle das klassische Redfieldverhältnis von 106:16 angenommen wird). Die Primärproduktion ist um ca. 25 % geringer.

**Optikkomponenten** Da insbesondere der Gelbstoff ein neuer Modellbestandteil ist, werden die mit ihm in Verbindung stehenden Parameter näher untersucht. Unter der Annahme, daß 10 % des DOC optisch aktiv sind, d. h.  $q_{\text{DOC}} = 0.1$ , ergeben sich nur geringe Änderungen gegenüber dem Referenzlauf. Gelbstoffabweichungen sind hauptsächlich in lokalen Maxima zu verzeichnen, die Primärproduktion ändert sich nicht. Da die Gelbstoffkonzentration

trationen relativ gering sind, sind die Auswirkungen auf die anderen Kompartimente unerheblich.

Eine Verdopplung der Photolyseraten  $c_{\text{CDOC2UDOC}}$  und  $c_{\text{DOC2DIC}}$  führt zu insgesamt weniger Gelbstoff und DOC nahe der Oberfläche und minimalen Verschiebungen bei den Bakterien und dem Phytoplankton. Die Primärproduktionsänderung beträgt nur 2 %. Eine Veränderung des "exponentiellen" Steigungsparameters  $S_{\text{CDOC}}$  auf den Standardwert  $0.014 \text{ nm}^{-1}$  führt gleichfalls nur zu geringen Abweichungen. Die Primärproduktion verringert sich um 1 – 2 %. Die Auswirkungen sind aufgrund der niedrigen Gelbstoffkonzentrationen vernachlässigbar.

Veränderte Auswirkungen des Gelbstoffs auf den Bereich des sichtbaren Bereichs bewirken dagegen eine Abnahme der Primärproduktion um 9 %. Hier wurde anstelle von  $a_g(\text{PAR}) \approx a_g(550)$  der Wert  $a_g(\text{PAR}) \approx a_g(450)$  verwendet.

Eine Änderung der Absorptionscharakteristik des Chlorophylls  $a_{\text{chl}}^* = 0.02 \text{ m}^2 \text{ mg}^{-1}$  führt zu leicht veränderter Bakteriendynamik und Primärproduktionsunterschieden im Monsun. Die jährliche Primärproduktion ändert sich nur um 3 %.

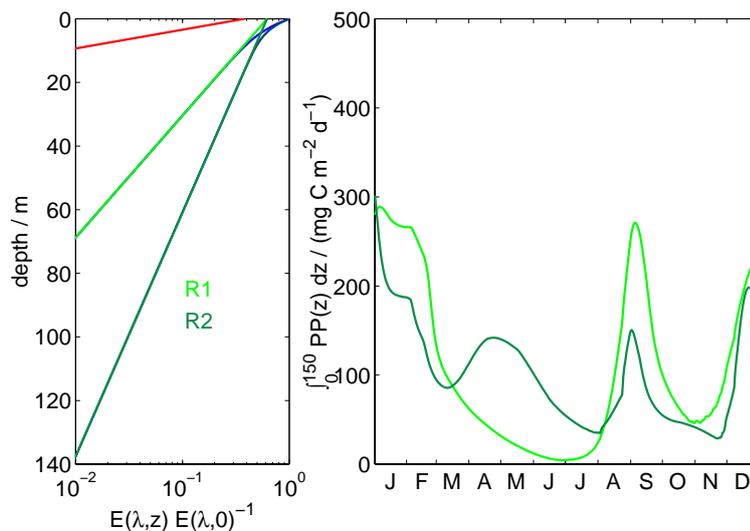


Abbildung 5.2: Auswirkungen der modellierten Absorption durch reines Wasser im grün-blauen Spektralbereich (zweites Simulationsjahr). Links: Anteil roten bzw. grün-blauen Lichtes in Abhängigkeit von der Tiefe, R1:  $a_w(\text{green}) = 0.06 \text{ m}^{-1}$  R2:  $a_w(\text{green}) = 0.03 \text{ m}^{-1}$ . Rechts: Auswirkungen auf die integrierte Primärproduktion in den oberen 150 m.

Im Gegensatz zu den Veränderungen der Remineralisierungsparameter bleibt bei diesen Parameteränderungen die Systemdynamik weitestgehend erhalten. Maßgeblicheren Einfluß hat dagegen die Wahl der Parameter, die den Einfluß des reinen Wassers erfassen. Diese limitieren bereits die potentiell maximale 1 %-Tiefe. In Abbildung 5.2 ist die Auswirkung der Wahl von  $a_w(\text{green})$ , d. h. der Absorption des grünen Lichtes auf Grund des Wassers dargestellt. Wird dieser Parameter gegenüber der Defaulteinstellung halbiert, so reicht die

maximale 1 %-Tiefe bis ca. 140 m gegenüber nur ca. 70 m. Als Folge bildet sich in der Intermonsunzeit ein tiefes Chlorophyllmaximum aus, das zu hoher Primärproduktion zu diesem Zeitpunkt führt und die Nährstoffzehrung ist so groß, daß die Primärproduktion im SWM noch geringer wird.

## 6 Modellergebnisse

Beobachtungen werden nicht mit einem Modell, sondern mit der Realisation eines Modells verglichen, die z. T. durch die innere Struktur des Modells, aber auch durch die Wahl der Parameter, der Antriebsdaten und der Anfangswertbedingungen sowie den verwendeten Algorithmen zur numerischen Lösung festgelegt wird. Im Zuge einer Validierung wird überprüft, ob das Modell innerhalb der gestellten Anforderungen akzeptable Ergebnisse liefert, wobei die Frage nach der Bewertung der Modellgüte nicht von vornherein festgelegt ist. Nach wie vor ist offen, welches objektive Maß angelegt werden kann, um ein Modell, bzw. die Realisation eines Modells zu bewerten. Ist z. B. die Reproduktion einer qualitativen und auch quantitativen, aber um zwei Wochen verschobenen Dynamik gegenüber Beobachtungen bereits als "gut" anzusehen? Die Beantwortung dieser Frage ist nicht Ziel dieser Arbeit, die mit ihnen verbundene Problematik ist bekannt und wird hier der Vollständigkeit halber angeführt (Rykiel, 1996). Darüber hinaus verdeutlicht ein Blick auf Satellitendaten, daß auch der offenen Ozean nicht so strukturarm ist, wie über die laterale Homogenität in 1D-Modellen angenommen. Aufgrund der genannten Einschränkungen wird in dieser Arbeit das Modell für Prozeßstudien und nicht für exakte Datenreproduktion verwendet. Hierdurch ist nach wie vor die Betrachtung prinzipieller Entwicklungen und Auswirkungen möglich.

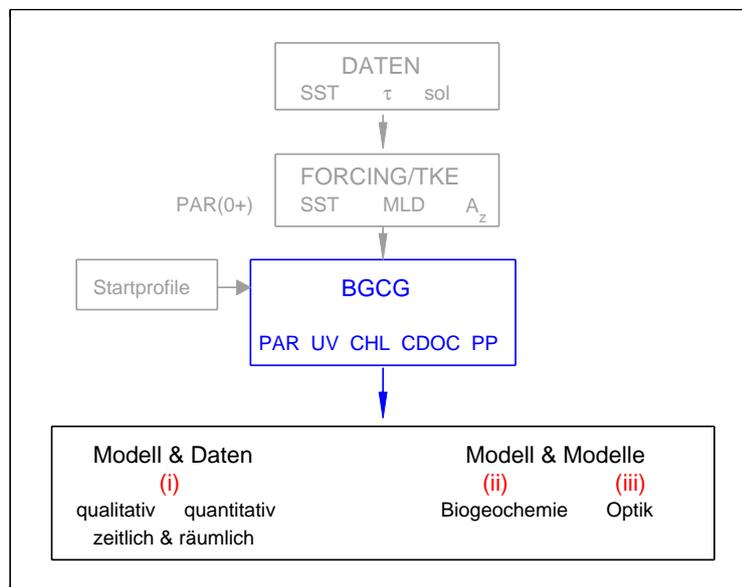


Abbildung 6.1: Gliederung der Auswertung und Ergebnisdarstellung. Unter Berücksichtigung der grau unterlegten Antriebsdaten und Startprofile, sind die blau markierten BGCG-Simulationsergebnisse erzielt worden. Die Ergebnisse des BGCG-Modells werden zunächst mit Daten verglichen (i). Anschließend erfolgt der Vergleich mit Ergebnissen anderer Modelle (ii) und (iii).

Die Darstellung der Modellergebnisse gliedert sich in drei Teile, in denen die Ergebnisse der Simulationen aus unterschiedlichen Blickwinkeln mit Daten oder den Ergebnissen anderer Modelle verglichen werden (Abb. 6.1),

- (i) die Darstellung der BGCG-Simulationsergebnisse und der Vergleich mit Daten (Modell-Daten-Vergleich),
- (ii) die Modellergebnisse im biogeochemischen Kontext (Modell-Modell-Vergleich), und
- (iii) die Modellergebnisse im optischen Kontext (Modell-Modell-Vergleich).

Teil (i) umfaßt die qualitative Betrachtung räumlicher und zeitlicher Modellentwicklungen und die quantitative Validierung mit Daten. In Teil (ii) werden die Modellergebnisse mit Ergebnissen den in Kapitel 4 vorgestellten Primärproduktionsmodells und mit empirischen Ansätzen zum Partikelexport verglichen. Teil (iii) umfaßt schließlich den besonderen Aspekt des Gelbstoffs im Modell und seine Wirkung auf andere Modellkomponenten sowie Untersuchungen seiner Bedeutung in numerischen und empirischen IOP- und AOP-Modellen und im Zusammenhang mit Satellitendaten.

## 6.1 BGCG-Simulationsergebnisse - Vergleich mit Daten

Zunächst werden Simulationsergebnisse am Beispiel eines Jahresganges an  $15^{\circ}\text{N}$   $65^{\circ}\text{O}$  vorgestellt, anhand derer eine qualitative zeitliche Validierung vorgenommen wird. Daran schließt sich der Vergleich von Simulationen an den weiteren Stationen  $10^{\circ}\text{N}$   $65^{\circ}\text{O}$ ,  $20^{\circ}\text{N}$   $65^{\circ}\text{O}$  und  $16^{\circ}\text{N}$   $60^{\circ}\text{O}$  an, um eine (ansatzweise) geographische Validierung zu ermöglichen. Die Stationen werden im Folgenden mit 10N, 15N, 20N und 16N gekennzeichnet. Abschließend erfolgt der Vergleich von Modell- und Datenprofilen. Eine Übersicht über die für die Validierung herangezogenen Stationen ist in Kapitel 6.1.3, Abbildung 6.8 dargestellt.

### 6.1.1 Qualitative zeitliche Validierung

In den Abbildungen 6.2 und 6.3 sind Modellergebnisse eines Simulationsjahres an der Station 15N dargestellt. Aufgrund der hohen vertikalen Diffusionskoeffizienten in der durchmischten Schicht zu Jahresbeginn werden existierende Strukturen in den Startprofilen unmittelbar durchmischt. Bei den Chlorophyllprofilen kann sich ein tiefes Chlorophyllmaximum erst nach einer Verringerung der MLD im Intermonsun ausbilden. Unterhalb der MLD und der 1 %-Tiefe entsteht ein kontinuierliches räumliches Bakterienmaximum, das sein zeitliches Maximum erst nach dem Phytoplankton und dem Zooplankton, mit einsetzendem SWM erreicht. Die 1 %-Tiefe variiert zwischen ca. 50 und 65 m. Der Einfluß der MLD auf die Systemdynamik ist deutlich zu erkennen. Anhand des Verhältnisses von Chlorophyll zu Phytoplanktonkohlenstoff ist eine zunehmende Lichtadaption mit sich ändernder Lichtressource sichtbar. Die Schätzung der Biomasse aufgrund von Chlorophylldaten würde

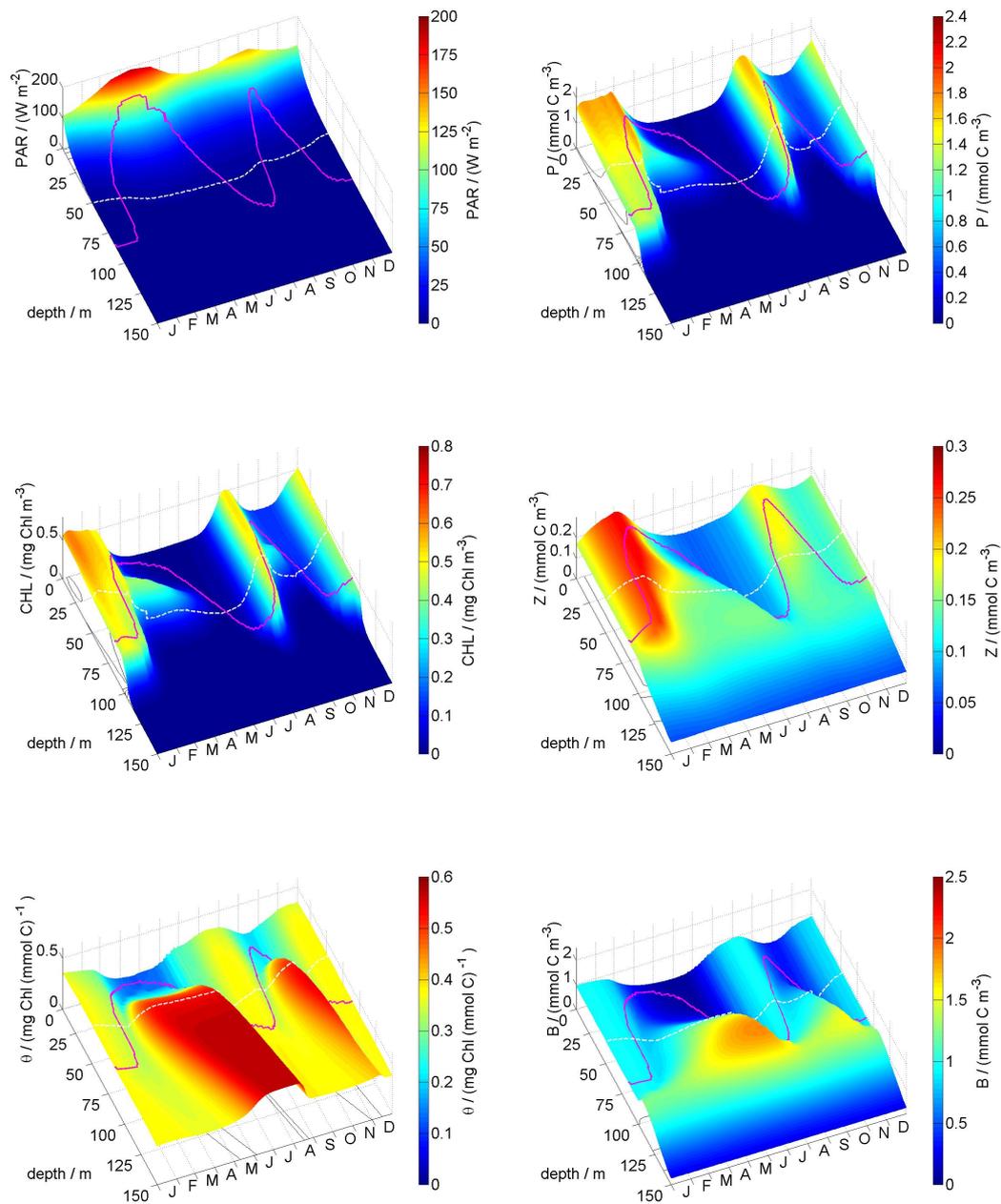


Abbildung 6.2: Ein Simulationsjahr @ 15N. In der linken Spalte sind die oberen 150 m für PAR, Chlorophyll und  $\theta$ , d. h. das Verhältnis  $\text{mg Chl (mmol C)}^{-1}$  dargestellt (von oben nach unten); rechts ist die Entwicklung des Phytoplanktons, des Zooplanktons und der Bakterien abgebildet. Die durchgezogene magentafarbende Linie repräsentiert die MLD, die gestrichelte weiße Linie die approximierte 1 %-Tiefe. Die obersten dargestellten PAR-Werte sind bereits durch das Wasser und seine Inhaltsstoffe beeinflusst.

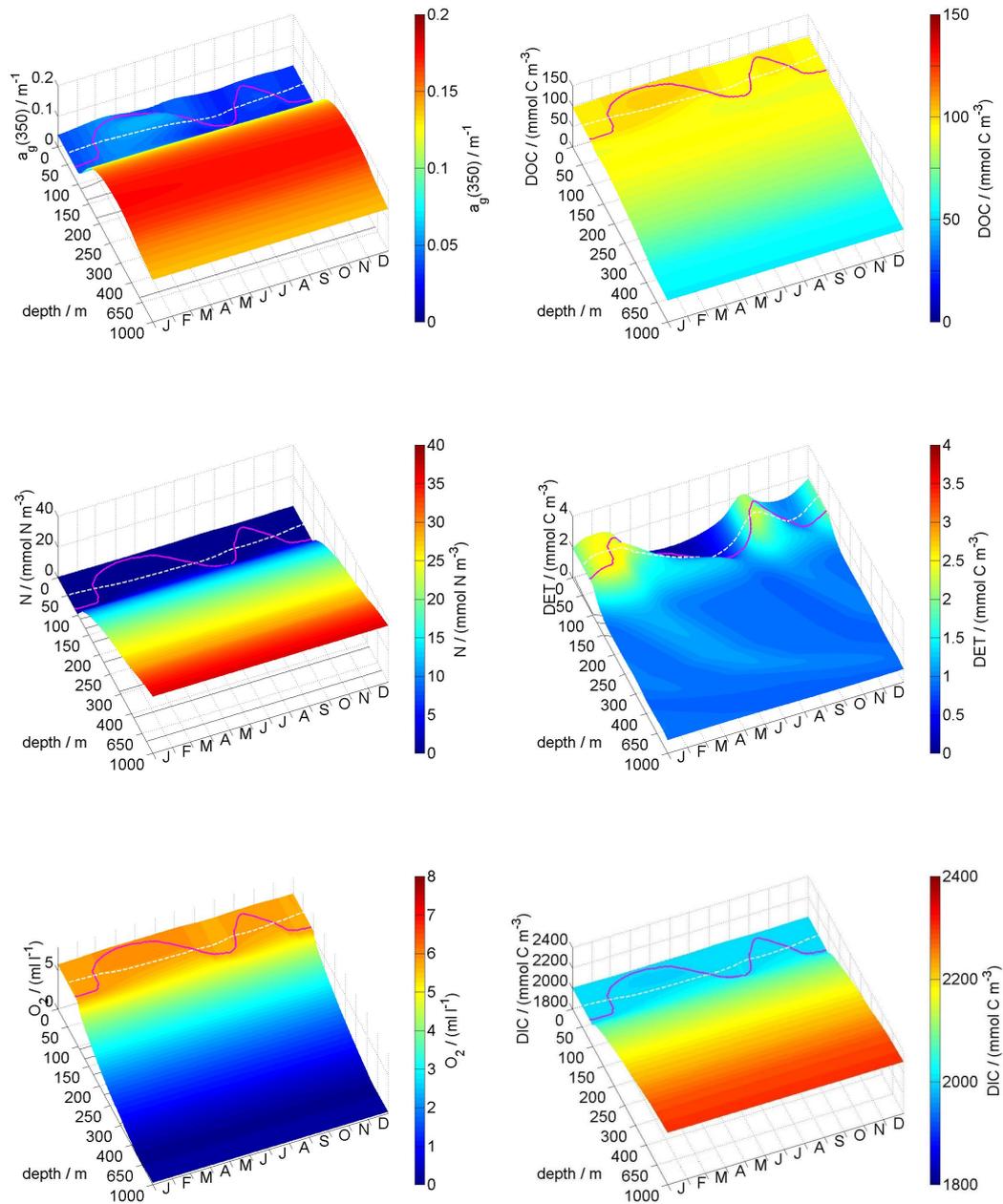


Abbildung 6.3: Ein Simulationsjahr @ 15N. In der linken Spalte ist Gelbstoff, Nährstoff und Sauerstoff dargestellt (von oben nach unten); rechts ist die Entwicklung des DOC, Detritus und DIC abgebildet. Die durchgezogene magentafarbene Linie repräsentiert wiederum die MLD, die gestrichelte weiße Linie die approximierte 1 %-Tiefe (Die Tiefenachse ist nicht äquidistant unterteilt!).

in einer solchen Situation zu systematischen Fehlern führen. Unterhalb der durchmischten Schicht nähert sich das Verhältnis dem vorgegebene maximalen Verhältnis  $\theta_{\max}$  an. Das Zooplankton folgt im wesentlichen dem Phytoplankton, entsprechend den gesetzten Fraßpräferenzen kann es sich alternativ von Detritus und Bakterien ernähren. Die Konzentrationen liegen in der Größenordnung im Bereich gemessener Daten (Kap. 6.1.3). Abgebildet sind jeweils die 12:00 Uhr-Werte. Da die MLD auch im Tagesgang variiert, stimmen die Strukturen der Zustandsvariablen, z. B. des Chlorophylls nicht genau mit ihr überein.

In Abbildung 6.3 ist die zeitliche Entwicklung weiterer Modellgrößen bis in 1000 m Tiefe dargestellt. DOC zeigt die typischerweise zu findende Verteilung mit hohen Werten nahe der Oberfläche und abnehmenden Werten mit der Tiefe. Obgleich zunächst wie DOC gebildet, sind die Gelbstoffwerte nahe der Oberfläche aufgrund der Photochemie am geringsten. Nach einer Phytoplanktonblüte aggregiert vermehrt Detritus, der anschließend absinkt. Unterhalb 400 m liegen die Sauerstoffkonzentrationen bereits bei weniger als  $0.4 \text{ ml l}^{-1}$ . Nährstoff und DIC weisen mit zunehmender Tiefe wachsende Konzentrationen auf. In ca. 100 – 150 m Tiefe ist der DIC-Gradient entsprechend den Beobachtungen von (Sarma et al., 1996) am höchstens. Während des Intermonsuns kommt es zu einem leichten Rückgang der Oberflächenkonzentration, der allerdings geringer ist als der beobachtete.

Die saisonale Entwicklung von MLD und 1 %-Tiefe stimmt mit der in Brock et al. (1993) und Dickey et al. (1998) beschriebenen überein: Während der Intermonsune ist das zentrale Arabische Meer durch eine relativ flache MLD charakterisiert, die sich während der Monsune vertieft. Fluktuationen der 1 %-Tiefe sind auf saisonale Änderungen der MLD und der Phytoplanktonkonzentration zurückzuführen. Maximale Tiefen werden gegen Ende der Intermonsune erreicht, minimale bei Übergang zwischen Monsunen und Intermonsunen. Die Beobachtungen von Dickey et al. (1998) stammen von einer Verankerungsstation ( $15^{\circ}30'N$ ,  $61^{\circ}30'O$ , s. Abb. 6.8), mit der die Variabilität bio-optischer und physikalischer Eigenschaften während eines Jahres untersucht wurde. PAR zeigt halbjährliche Zyklen mit Maximalwerten während der Intermonsunphasen. Basierend auf der  $1^{\circ}C$ -Definition der MLD war die max. Tiefe während des Winters mit ca. 110 m größer als die während des Sommers (80 m), im Gegensatz zu vorherigen Beobachtungen. In der hinteren Hälfte des SIM war die 1 %-Tiefe i. a. größer als die MLD (bei geringen Chlorophyllkonzentrationen) und flacher während der späteren Phasen der Monsune. Chlorophyllkonzentrationen während des NEM sind teilweise größer als im SWM (aufgrund mesoskaliger Strukturen).

Der qualitative Verlauf des Phytoplanktons und der Bakterien ist vergleichbar mit den Beobachtungen von Ramaiah et al. (1996). Sie beobachteten bei Untersuchungen im östlichen Arabischen Meer eine entkoppelte zeitliche und räumliche Variabilität in Bakterien- und Picoplanktonabundanz in den oberen 150 m. Die Modellentwicklung ist gegenüber den Beobachtungen zeitlich um ca. einen Monat versetzt. Die Monsunperiode im Juli/August zeichnete sich durch hohe Phytoplanktonbiomasse und hohe Primärproduktion aus. Die vorangegangene Intermonsunzeit im April/Mai wies die niedrigsten Werte auf. Höhere Bakterierendichten bildeten sich gegen Ende des SWM und in den Intermonsunzeiten aus.

Die Bakterienabundanz im Intermonsun könnte nach Ramaiah et al. (1996) auf Abbauprodukte der Phytoplanktonblüten, Exsudate und Partikelabbau zurückzuführen sein. Das durch Phytoplanktonblüten produzierte labile DOC wird zunächst von den Bakterien genutzt. Das inerte DOC bekommt erst unter oligotrophen Bedingungen eine Bedeutung für die Bakterien (Ramaiah et al., 1996). Da im Modell nicht zwischen labilem und refraktärem DOC unterschieden wird, kann diese Sukzession der Ressourcennutzung nicht verglichen werden.

### 6.1.2 Qualitative räumliche Validierung

Alle Simulationen zeichnen sich durch relativ geringe Chlorophyll- und Phytoplanktonkonzentrationen aus. Die Konzentrationen sind an der nördlichen Station 20N mit Ausnahme des Februars am kleinsten. Die jährliche Primärproduktion ist an Station 16N am höchsten, gefolgt von 15N, 10N und 20N. Sie beträgt an der nördlichsten Station nur 48 % derjenigen an 15N (s. Kap. 6.2.1). Die zum Zeitpunkt der Sol19-Fahrt in den Daten sichtbare Vertiefung des tiefen Chlorophyllmaximums in Abhängigkeit von der geographischen Lage (Kap. 3) ist kein kontinuierliches Merkmal der Modellsimulation. Im ersten Drittel des Jahres ist eine leichte äquatorwärtige Vertiefung der 1 %-Tiefe zu erkennen (Abb. 6.4, 6.5). Die 1 %-Tiefe liegt mit ca. 50 bis 65 m zwischen den gemessenen Tiefen von Dickey et al. (1998, an 15°30'N 61°30'O) und den Angaben von Qasim (1982) mit 20 bis 60 m. Die Abweichungen gegenüber den tieferen Werten ist u. a. auf die Parameterwahl zurückzuführen, da diese die potentiell maximale 1 %-Tiefe bereits festlegt (vgl. Kap. 5.6)

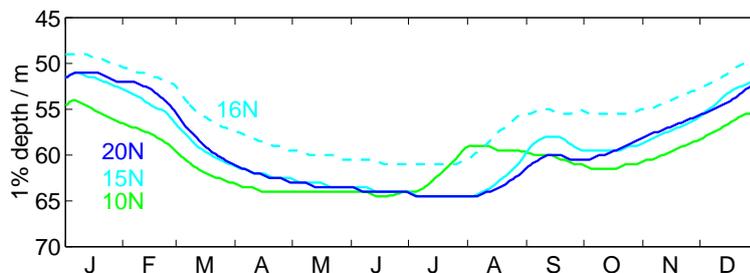


Abbildung 6.4: Saisonaler Verlauf der 1 %-Tiefe an den vier Stationen.

Die nördlichste Station zeichnet sich neben geringerer Primärproduktion auch durch weniger Bakterien und Zooplankton in den oberen 150 m aus. Gauns et al. (1996) fanden ebenfalls geringere Mikrozooplanktonkonzentrationen an den nördlichen Stationen gegenüber den südlichen (mit J gekennzeichnete Stationen längs 64°O, Abb. 6.8). In den Abbildungen 6.6 und 6.7 ist die DOC- und Gelbstoff-Dynamik für die vier Stationen dargestellt. Neben den niedrigen oberflächennahen Gelbstoffwerten fallen die erhöhten Werte an der Station 16N auf. Auf dem Nord-süd-Transsekt 20N/15N/10N ist eine Zunahme in Richtung Norden zu erkennen, die in dieser qualitativen Form auch in den Daten zu sehen ist.

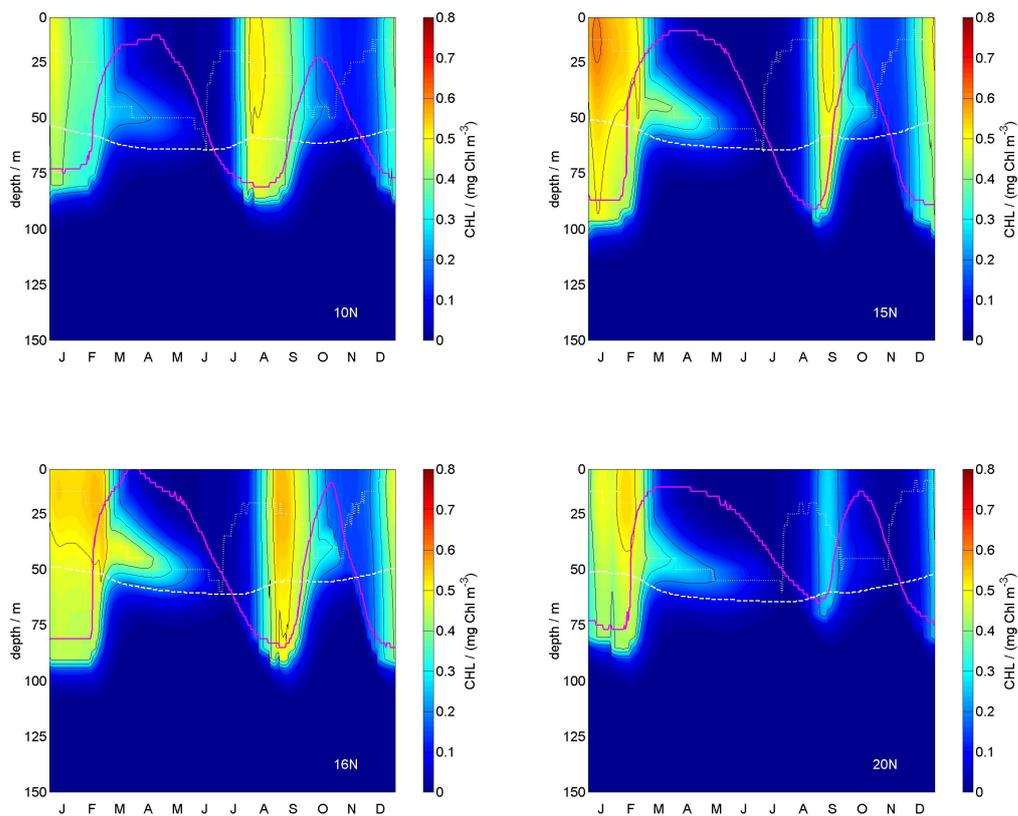


Abbildung 6.5: Chlorophyll-Dynamik an den vier Stationen. Die durchgezogene magenta-farbende Linie stellt wiederum die MLD dar, die gestrichelte weiße Linie die 1 %-Tiefe und die gepunktete weiße das (D)CM. Das Chlorophyllmaximum ist im durchmischten Fall kaum ausgezeichnet, die Chlorophyllkonzentration ist über den gesamten Bereich der MLD relativ homogen.

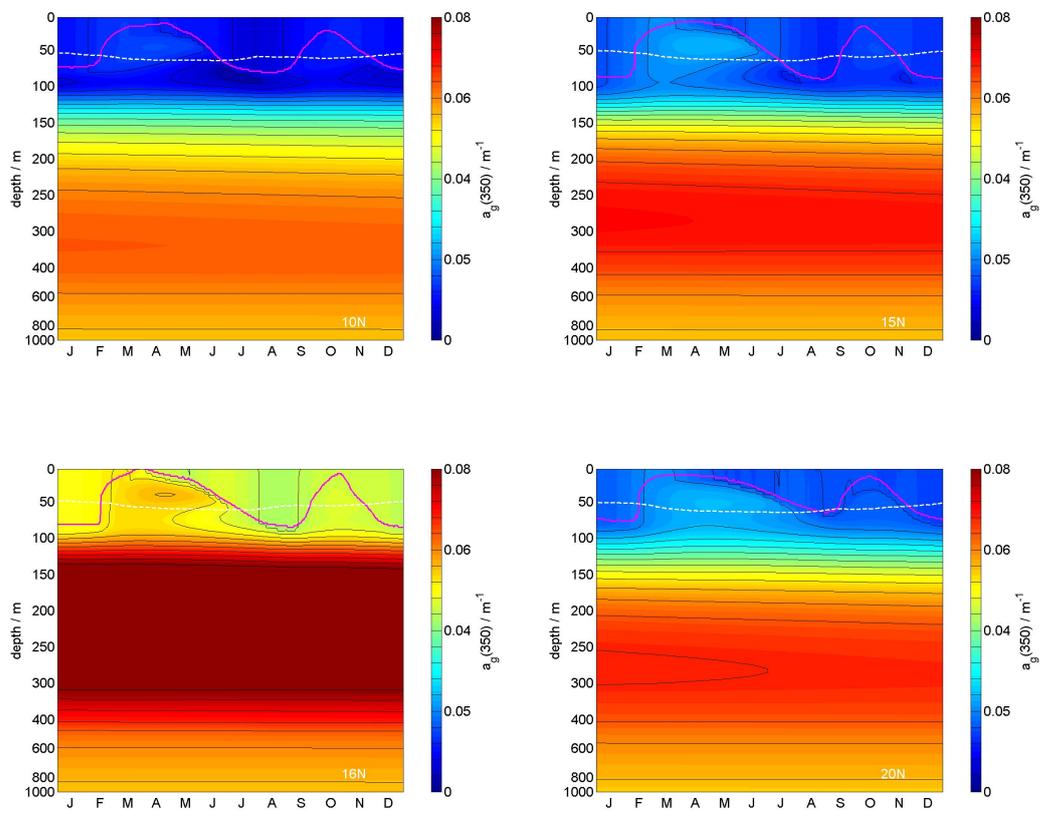


Abbildung 6.6: Gelbstoff-Dynamik an den vier Stationen. Die durchgezogene magentafarbende Linie stellt wiederum die MLD dar, die gestrichelte weiße Linie die 1 %-Tiefe.

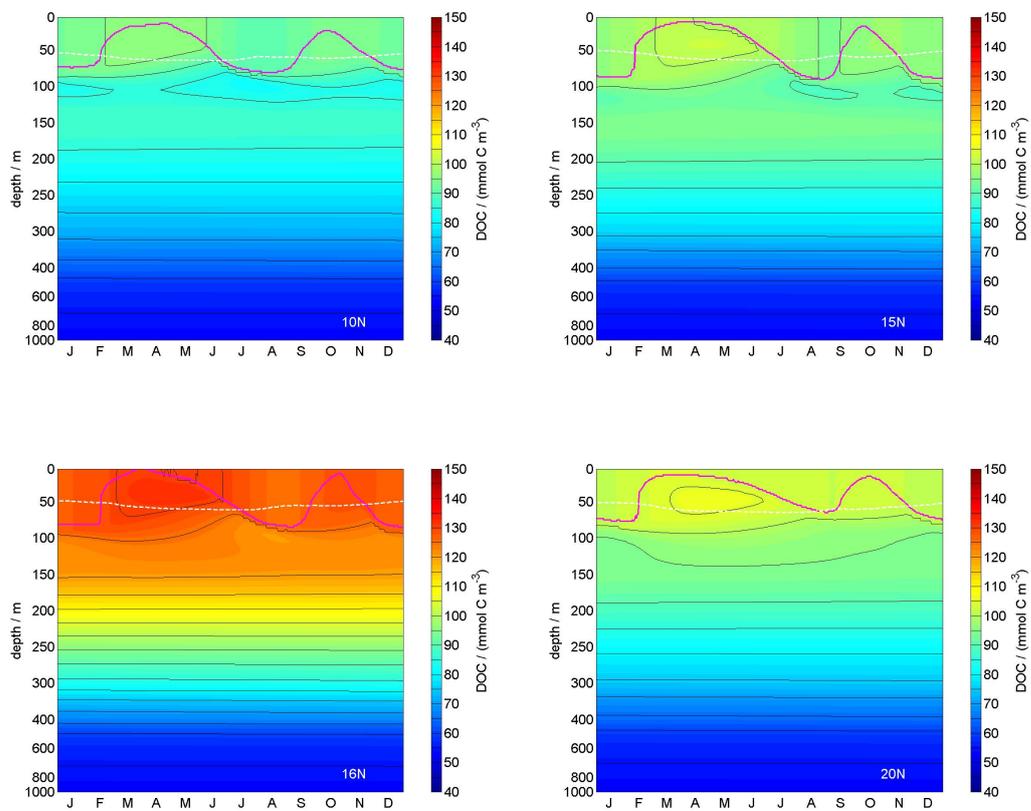


Abbildung 6.7: DOC-Dynamik an den vier Stationen. Die durchgezogene magentafarbende Linie stellt wiederum die MLD dar, die gestrichelte weiße Linie die 1 %-Tiefe.

### 6.1.3 Quantitative Validierung - Modell- und Datenprofile

Für den Vergleich der Modellergebnisse mit Daten werden die bereits in Kapitel 5 erwähnten Daten der U.S. JGOFS-Datenbank verwendet sowie die Daten der So119-Fahrt. Tabelle 6.1 beinhaltet eine Übersicht über verwendete Daten und die jeweiligen Quellen oder Verantwortlichen. Die Daten stammen aus verschiedenen Jahren und die aus der SOC-Datenbank extrahierten Antriebsdaten in Verbindung mit dem TKE-Modell entsprechen nicht dem gleichen Zeitrahmen, bzw. im Modell wird jedes Jahr der gleiche Antrieb verwendet. Mangels Alternative und da das Modell für Prozeßuntersuchungen verwendet wird, wird es als legitim angesehen, die Chlorophyll-, Nährstoff- und Sauerstoffdaten aus einem Toleranzbereich von  $1.5^\circ$  um die jeweiligen Stationen zusammenzufassen. Die Datengrundlage für Zooplankton, POC, PON und Bakterien ist weitaus geringer, daher werden hier jeweils die Daten aus den U.S. JGOFS-Fahrten in dem jeweiligen Monat gemeinsam betrachtet, d. h. nicht orts aufgelöst. Daten aus einem Monat werden immer mit sämtlichen Profilen der zugehörigen Modellgröße aus dem gleichen Monat verglichen. Von den So119-Daten werden die Profile der Stationen SAST, CAST, NAST und WAST für den Vergleich mit den Simulationen des Monats Mai an 10N, 15N, 20N und 16N verwendet. Beim Vergleich der Chlorophyllprofile sind zusätzlich Daten von Bhattathiri et al. (1996), Sellmer (1999) und Prasanna Kumar et al. (2000) herangezogen worden. Die Bakterienprofile werden außerdem mit Daten von Ramaiah et al. (2000) und die Exportwerte mit Daten von Lee et al. (1998) und Rixen et al. (2000b) verglichen.

Tabelle 6.1: Übersicht über die Quellen der für Vergleichszwecke herangezogenen Daten. Es sind jeweils die Fahrtbezeichnungen in den zugehörigen Monaten und die Literatur bzw. die Verantwortlichen angeführt.

Variable	JAN	MAR	MAI	JUL	AUG	OCT	NOV	PI
POC, PON, B	TTN043	TTN045		TTN049	SK115		TTN054	[1]
O <sub>2</sub> , N	TTN043	TTN045	So119	TTN049	TTN050	TTN053	TTN054	[2]
CHL	TTN043	TTN045, SK99	So119, SK91	TTN049	SK104, SK115	TTN053, SK77	TTN054	[3]
Z	TTN043	TTN045		TTN049	TTN050			[4]
DOC			So119					[5]
$a_g(350)$			So119					
Export			mittlerer Jahresgang					[6]

[1] F. Azam, D. Smith, H. Ducklow; Ramaiah et al. (2000), [2] L. Codispoti, [3] R. Barber, J. Marra; Bhattathiri et al. (1996); Prasanna Kumar et al. (2000), [4] K. Wishner, M. Gowing, [5] N. Delling, [6] Lee et al. (1998); Rixen et al. (2000b).

In Abbildung 6.8 sind die Modell- und die Verankerungsstationen, die Fahrtroute der U.S. JGOFS-Kampagne und weitere für die Validierung herangezogene Stationen abgebildet.

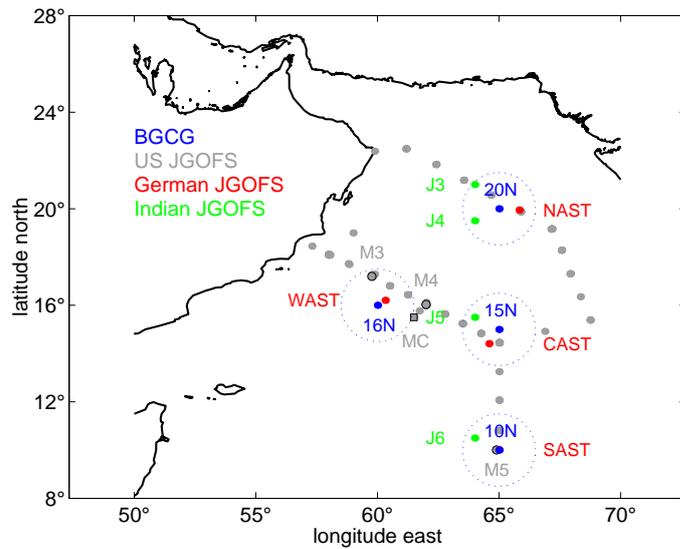


Abbildung 6.8: Übersicht über die für die Validierung herangezogenen Stationen. In blau sind die Modellstationen des BGCG-Modells und jeweils ein Kreis von  $1.5^\circ$  eingezeichnet (s. Text). Die im Rahmen des U.S. JGOFS abgefahrene Standardroute ist in grau dargestellt. Im Text erwähnte Verankerungsstationen sind mit M gekennzeichnet und in der Graphik an der Stelle der ihnen am nächsten gelegenen hydrographischen Station eingezeichnet (max. Abstand 12 – 54 km). Die im Rahmen der Validierung herangezogenen Stationen des Indischen JGOFS sind grün markiert und mit J gekennzeichnet.

In den Abbildungen 6.9 bis 6.12 ist der Vergleich der Modellsimulationen und der Daten für 15N dargestellt. Die Graphiken für die weiteren Stationen befinden sich im Anhang D. Die Größenordnung der Chlorophylldaten und Modellergebnisse stimmt überein. Allerdings sind in den Daten zeitweise tiefe Chlorophyllmaxima zu erkennen, die durch das Modell nicht in der gleichen Form - zumindest nicht zum gleichen Zeitpunkt - wiedergegeben werden (Abb. 6.9). Im Januar stimmt die Form der Profile an 15N überein, die Modellkonzentrationen sind erhöht. Im März bildet sich in Übereinstimmung mit den Daten ein DCM aus. Das Modellergebnis liegt zwischen den Datenprofilen. Während im Modell die Chlorophyllkonzentrationen im Juli noch im Minimum sind, sind sie in den Daten bereits erhöht. Diese Profile werden erst verzögert erreicht, stimmen dann aber in Form und Betrag überein. An 10N ist ein zeitgleicher Anstieg der Chlorophyllkonzentrationen im Juli zu sehen, wobei deutlich die ausgeprägte Dynamik des Modells zu diesem Zeitpunkt zu erkennen ist. Im Oktober ist in den Meßdaten wieder ein leichtes DCM zu erkennen und die erhöhten Chlorophyllwerte reichen in größere Tiefen. Das DCM ist im Modell nur leicht angedeutet. Dies ist vermutlich auf interannuelle Verschiebungen im Einsetzen des SWM und auf eine andere Dynamik der durchmischten Schicht im Beobachtungsjahr zurückzuführen. Im November sind die Werte geringer, mit den Daten vergleichbare Konzentrationen werden wieder zeitlich verschoben im Dezember erreicht.

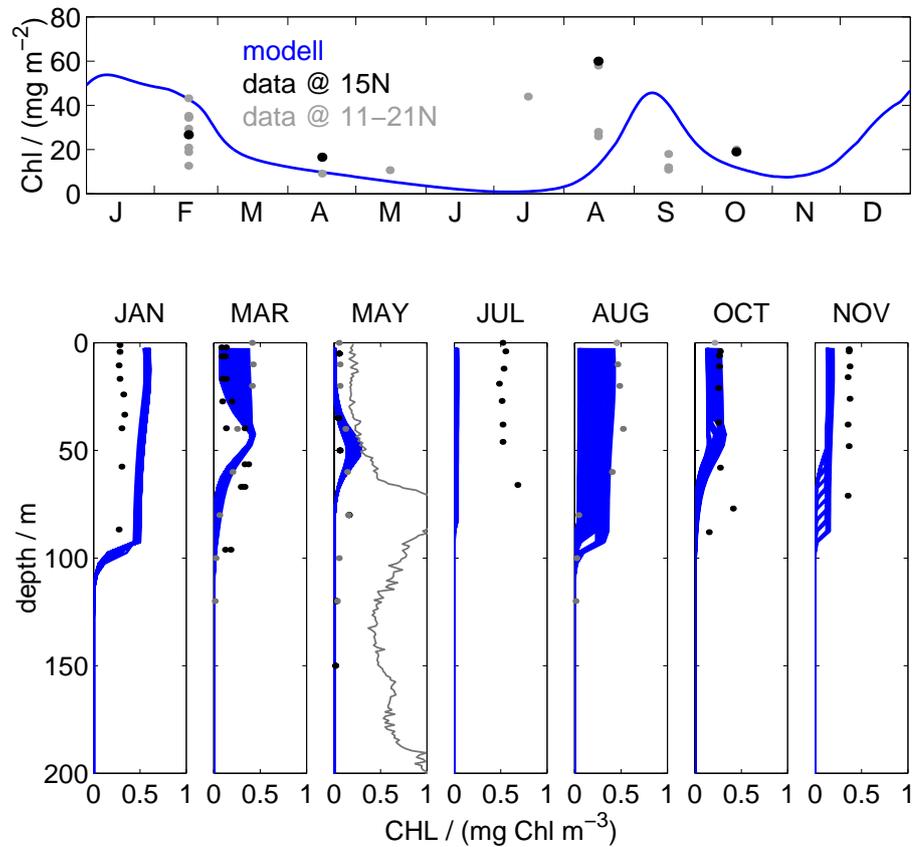


Abbildung 6.9: Vergleich Simulation und Daten: Chlorophyll @ 15N. Oben: Integrierter Chlorophyllgehalt (0 – 120 m) im Jahresgang; blau: Modell, grau: Daten von Prasanna Kumar et al. (2000). Unten: Es sind jeweils sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat dargestellt (blau), sowie Daten von R. Barber und J. Marra aus der U.S. JGOFS-Datenbank (schwarz), Daten von Bhattathiri et al. (1996, dunkelgrau, wobei die Profile aus April/Mai im Mai, Februar/März im März und aus dem Juli/August im August eingezeichnet sind) und Oberflächendaten von Prasanna Kumar et al. (2000, hellgrau). Das durchgezogene graue Profile im Mai stellt das *in situ*-Profil an Station 5 der So119-Fahrt in rel. Einheiten dar.

Für das zentrale Arabische Meer liegen die Literaturwerte der oberflächennahen Chlorophyllgehalte bei  $0.28 \text{ mg m}^{-3}$  (Sellmer, 1999, SWM 1994), bzw. bei  $0.03\text{--}0.05$ ,  $0.06\text{--}0.41$  und  $0.42\text{--}0.45 \text{ mg m}^{-3}$  (Bhattathiri et al., 1996, SIM, NEM und SWM 1994/95). Prasanna Kumar et al. (2000) geben abhängig von der Jahreszeit und der geographischen Breite Werte von  $0.04\text{--}1.12 \text{ mg m}^{-3}$  an, wobei die Werte nur vereinzelt oberhalb  $0.5 \text{ mg m}^{-3}$  liegen. Im DCM liegen die Chlorophyllkonzentrationen bei bis zu  $0.6 \text{ mg m}^{-3}$  (Sellmer, 1999; Prasanna Kumar et al., 2000). Der integrierte Chlorophyllgehalt in den oberen 100 m liegt in der Literatur bei  $27.4 \text{ mg m}^{-2}$  (Sellmer, 1999, SWM 1994), bzw.  $8\text{--}17$ ,  $13\text{--}27$  und  $34\text{--}44 \text{ mg m}^{-2}$  (Bhattathiri et al., 1996, SIM, NEM, SWM 1994/95) und  $9.2\text{--}16.6$ ,

26 – 60, 11 – 20 und 12.7 – 43.2 mg m<sup>-2</sup> (Prasanna Kumar et al., 2000, 0 – 120 m, SIM, SWM, AIM, NEM 1992 – 97) gegenüber Modellwerten von bis zu ca. 55 mg m<sup>-2</sup>. Bei Beobachtungen von Gundersen et al. (1998) waren die integrierten Chlorophyllkonzentrationen (0 – 100 m) in Bereichen des zentralen Arabischen mitunter im SIM größer als während des SWM.

Da im Modell keine art- oder größenspezifische Aufteilung des Planktons berücksichtigt ist, gestaltet sich der Vergleich mit den Zooplanktondaten schwierig. Das Auftreten von Nano-, Mikro- und Mesozooplankton ist im großen Maße von den vorkommenden Algen abhängig und wird modellseitig nicht differenziert. In Abbildung 6.10 sind Daten der Mesozooplanktonfraktionen 200 – 500, 500 – 1000, 1000 – 2000, > 2000  $\mu$  und die der Gesamtfraktion herangezogen. Die Konzentrationen sind in den oberen 150–200 m maximal. Der maximale Wert der Gesamtfraktion reicht bis zu 3.36 mmol C m<sup>-3</sup> nahe der Oberfläche, der Großteil der Werte liegt unterhalb 2 mmol C m<sup>-3</sup>. Gauns et al. (1996) geben für die Mikrozooplanktonkonzentration der oberen 200 m minimal 0.3 mmol m<sup>-3</sup> bis maximal 3 mmol m<sup>-3</sup> an. Die Gesamtbiomasse des heterotrophen Nano- und Mikroplanktons betrug nach Garrison et al. (1998) im späten SWM (südl. Transekt) ca. 0.08 – 1 mmol C m<sup>-3</sup>. Die Modellkonzentrationen liegen im Bereich unterhalb 0.5 mmol C m<sup>-3</sup>.

Die Bakteriendaten von F. Azam, D. Smith und H. Ducklow liegen in Zellzahl pro Kubikmeter vor. Campbell et al. (1998) geben als Konversionsfaktor 12 fg C Zelle<sup>-1</sup> für heterotrophe Bakterien an, mit dessen Hilfe die Daten in mmol C m<sup>-3</sup> umgerechnet und dargestellt werden können. Während der von Campbell et al. (1998) durchgeführten Messungen der mikrobiellen Lebensgemeinschaft waren die heterotrophen Bakterien im Oberflächenwasser dominant (verglichen mit dem Picoplankton *Prochlorococcus*, *Synechococcus* und picoeukaryoten Algen), mit höheren Abundanzen in Küstennähe. Die durchschnittlichen Tiefenprofile zeigten gleichmäßige Abundanzen in der durchmischten Schicht, mit schnellen Abnahmen darunter. In Abhängigkeit vom angenommenen Konversionsfaktor liegen die Profile in der durchmischten Schicht im Meßbereich, darunter sind sie im Modell zu stark dezimiert (Abb. 6.10). Darüber hinaus sind die Modellprofile selten so gut durchmischt wie die Daten, es sind wesentlich stärker ausgeprägte tiefe Maxima zu erkennen. Diese sind in den Daten während des Intermonsuns im Frühling z. T. als Peaks an der Basis der durchmischten Schicht wiederzufinden. Schätzungen der durchschnittlichen tiefenintegrierten mikrobiellen Gesamtbiomasse ergaben ein Maximum im SWM (Campbell et al., 1998). Nach Qasim (1982) liegen die oberflächennahen Sauerstoffkonzentrationen bei 4.2 bis 5.2 ml l<sup>-1</sup> und nehmen von Norden nach Süden zu. In 100 m Tiefe reichen die Werte von 0.9 bis 4.5 ml l<sup>-1</sup>, in 500 m von 0.2 bis 1.6 ml l<sup>-1</sup>. Ein entsprechendes Gefälle ist auch im Modell zu sehen (Abb. 6.11). Beim Vergleich der Sauerstoff- und Nährstoffdaten fällt allerdings auf, daß der in den Daten deutlich zu erkennende relativ scharfe Übergang in die Sauerstoffminimumzone nicht entsprechend durch das Modell wiedergegeben wird. Der Übergang ist hier kontinuierlicher. Die oberflächennahen Werte sind zu hoch und der Gradient ist zu klein. Im Mesopelagial werden dann die gemessenen Konzentrationen ange-

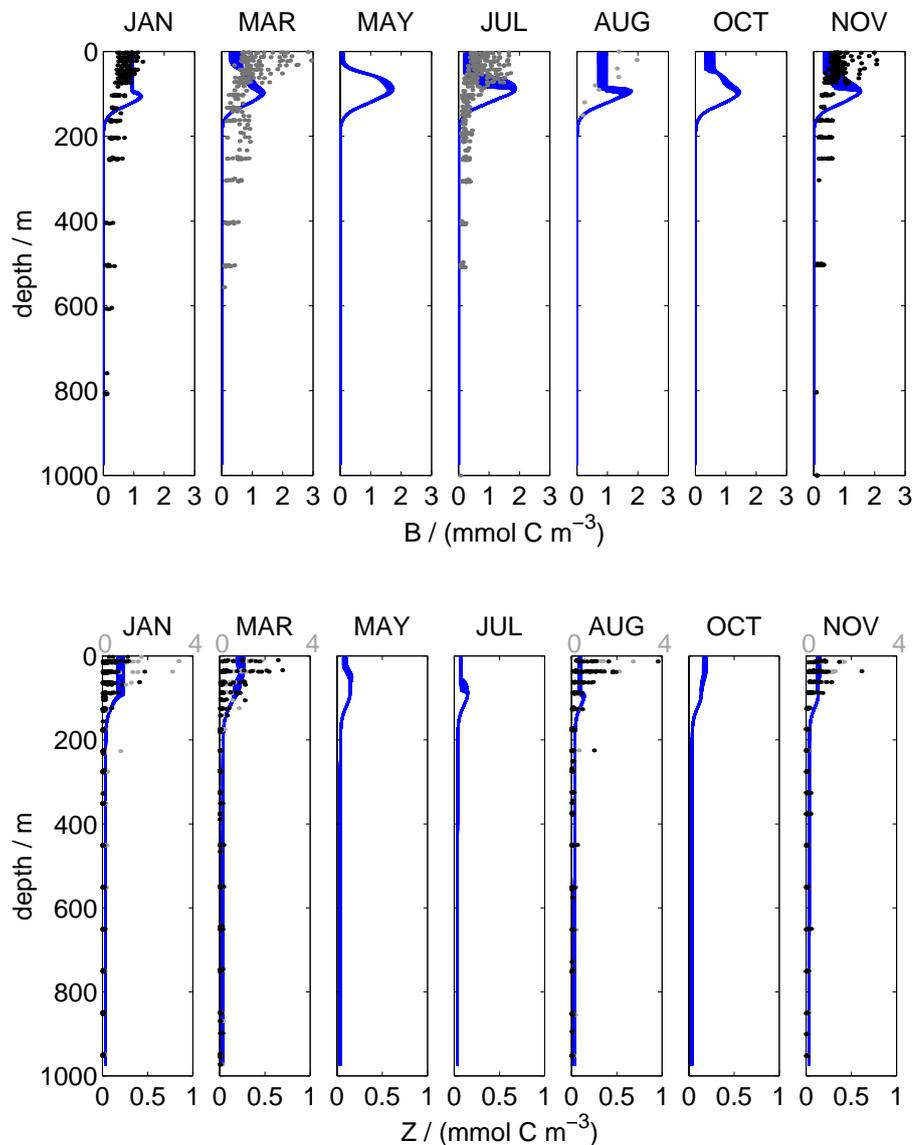


Abbildung 6.10: Vergleich Simulation und Daten: Bakterien und Zooplankton @ 15N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), Bakteriendaten von F. Azam und D. Smith (schwarz), sowie H. Ducklow (dunkelgrau) und Ramaiah et al. (2000, hellgrau) und Zooplanktondaten von K. Wishner und M. Gowing aus der U.S. JGOFS-Datenbank. Die Zooplanktondatenpunkte werden jeweils in der Tiefe, die sich auf halben Wege zwischen Öffnen und Schließen des Netzes bei der Probennahme befindet eingezeichnet. Die Bakteriendaten aus der U.S. JGOFS Datenbank wurden mit dem Konversionsfaktor von  $12 \text{ fg C Zelle}^{-1}$  umgerechnet (Campbell et al., 1998, heterotrophe Bakterien). Das Zooplankton der Fraktionen  $< 2000 \mu$  ist in schwarz, jenes  $> 2000 \mu$  bzw. die Gesamtfraktion in grau dargestellt.

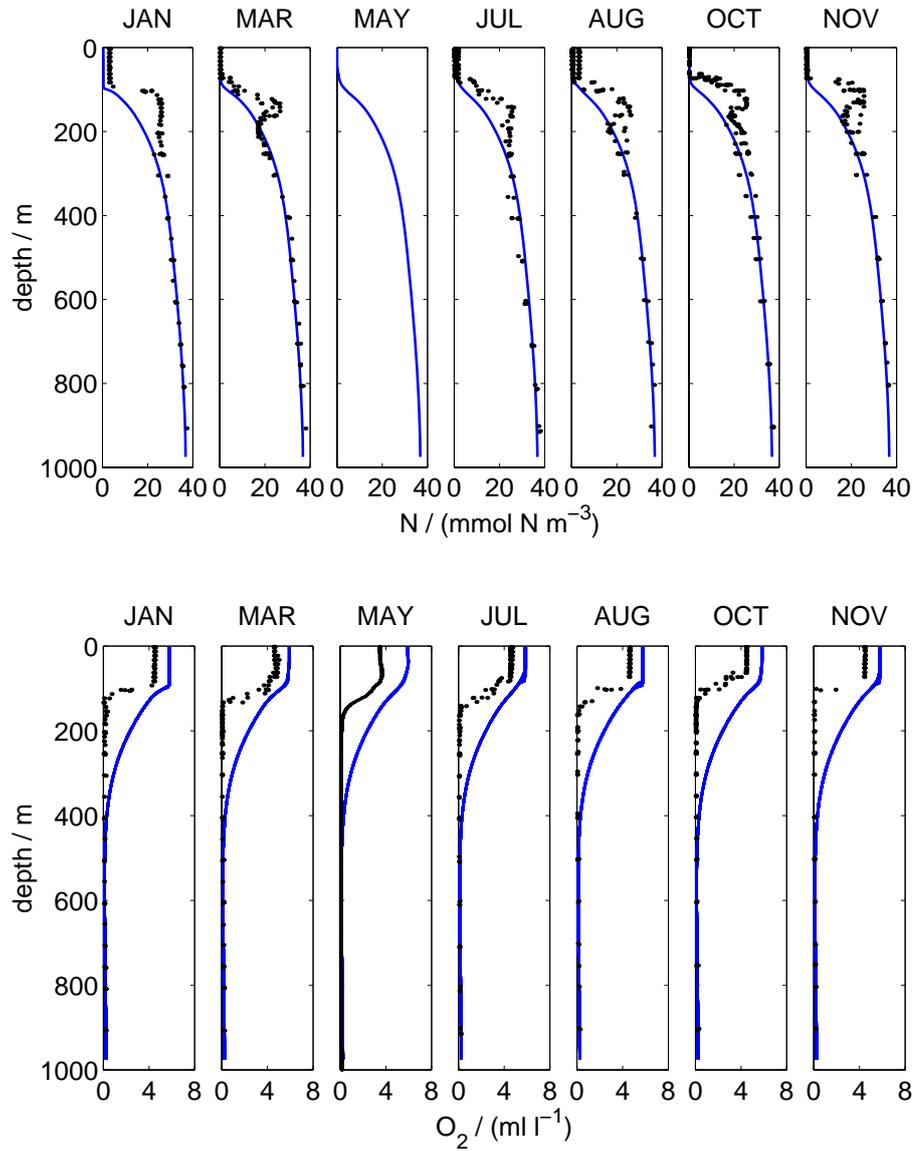


Abbildung 6.11: Vergleich Simulation und Daten: Nährstoff und Sauerstoff @ 15N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), Nährstoff- und Sauerstoffdaten von L. Codispoti aus der U.S. JGOFS-Datenbank, mit Ausnahme des Sauerstoffprofils im Mai, das von der So119-Fahrt stammt.

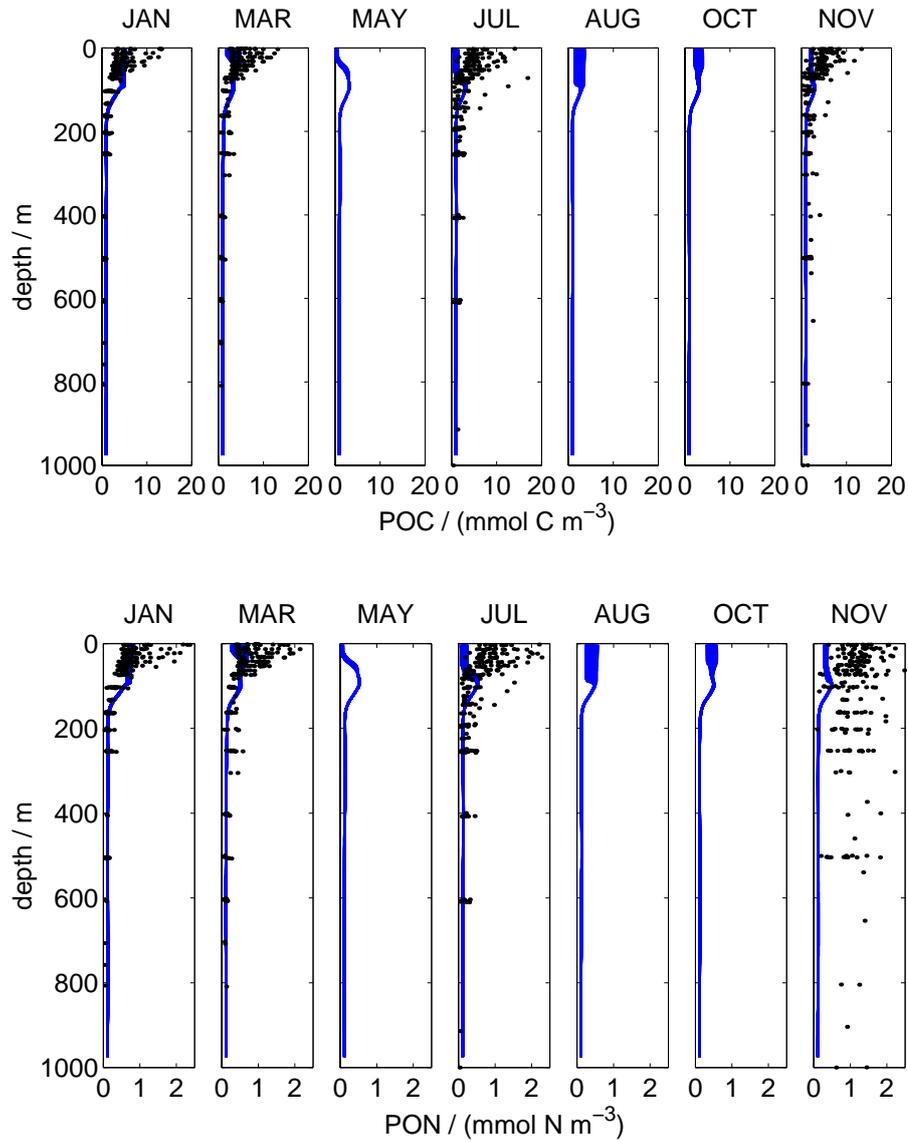


Abbildung 6.12: Vergleich Simulation und Daten: POC und PON @ 15N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), POC- und PON-Daten von F. Azam, D. Smith, H. Ducklow aus der U.S. JGOFS-Datenbank. Vereinzelte POC-Werte reichen bis knapp unterhalb 300  $\text{mmol m}^{-3}$ .

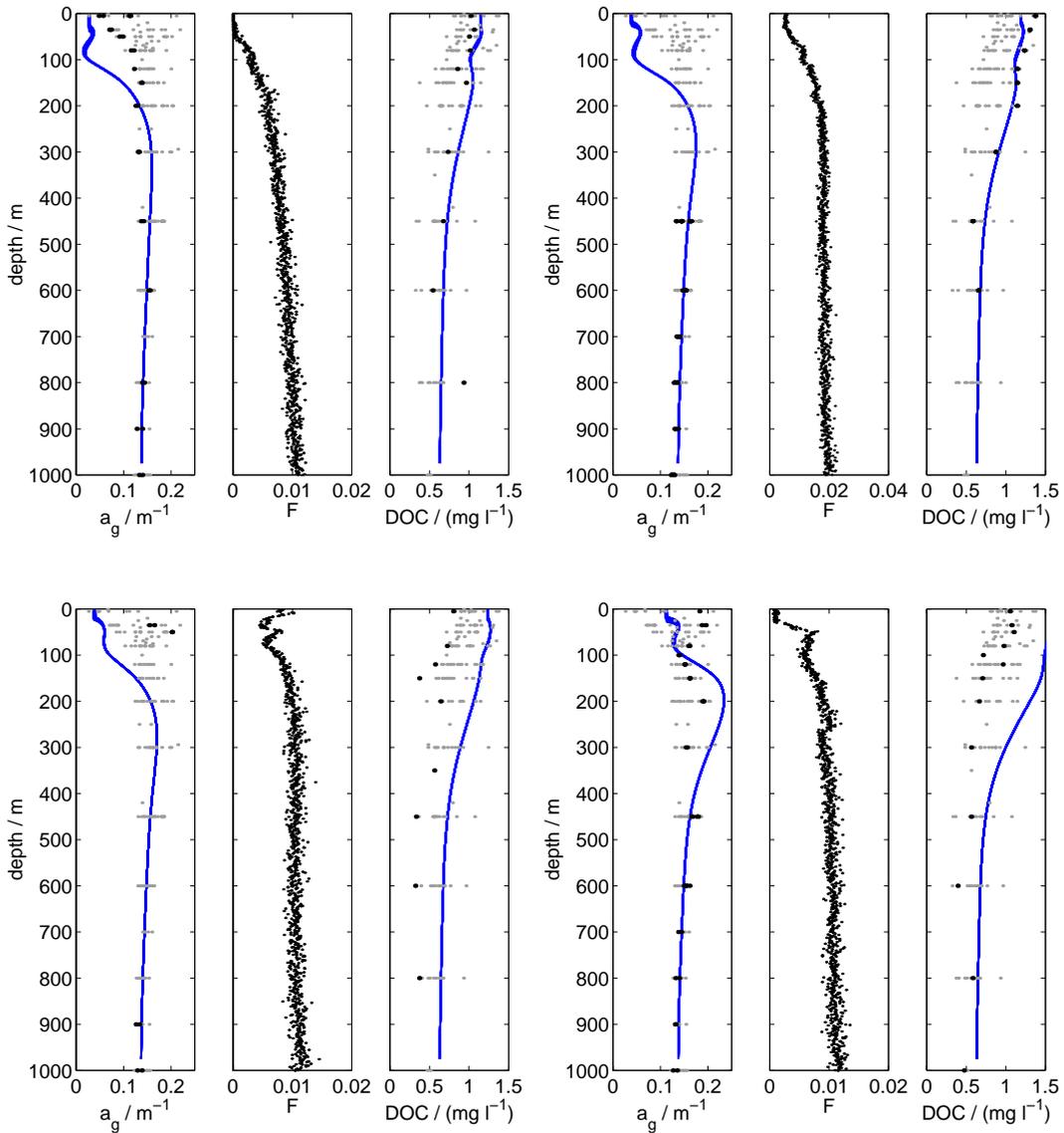


Abbildung 6.13: Vergleich Simulation und Daten: Gelbstoffabsorption und -fluoreszenz und DOC. Dargestellt sind die Modellprofile für Mai (blau), sämtliche Gelbstoffabsorptionskoeffizienten  $a_g(350)$  und DOC-Werte (N. Delling, IfBM) der So119-Fahrt (grau), sowie die der jeweiligen Station (schwarz).

nommen. Da Sauerstoff nur elementar zum Triggern der Prozesse eingebaut ist, wird diese modellseitige Defizit hingenommen. Beim Nährstoff wird der starke Gradient unterhalb 200 m genauso wenig durch das Modell reproduziert. Die Konzentrationen nehmen bis auf den Bereich im Gradienten vergleichbare Werte an.

Für den Vergleich der POC- und PON-Daten mit dem Modell wird jeweils die Summe aus

$$C_{\text{POC}} = C_{\text{P}} + C_{\text{Z}} + C_{\text{B}} + C_{\text{DET}}$$

bzw.

$$C_{\text{PON}} = r_{\text{PC2N}}C_{\text{P}} + r_{\text{ZC2N}}C_{\text{Z}} + r_{\text{BC2N}}C_{\text{B}} + r_{\text{DETC2N}}C_{\text{DET}}$$

betrachtet (Abb. 6.12). Auch hier sind wieder alle Datenpunkte zusammengefaßt, d. h. nicht orts aufgelöst dargestellt. Die Modellkonzentrationen in der durchmischten Schicht liegen im unteren Bereich der POC-Daten, und entsprechen den Werten von offshore Regionen, für die Gundersen et al. (1998) 4–7 mmol m<sup>-3</sup> während der U.S. JGOFS-Fahrten angeben. Hohe Konzentrationen von 10–12 mmol m<sup>-3</sup> sind in Küstennähe zu finden. Bhattathiri et al. (1996) geben dagegen im offenen Ozean weitaus höhere Werte von bis zu 24 mmol m<sup>-3</sup> für die oberen 120 m während des NEM an (J3, 10°N 64°O).

Entsprechend der in Gundersen et al. (1998) dargestellten POC-Konzentrationen gilt im Modell 16N > 15N > 10N. Die höchsten POC-Konzentrationen wurden in den oberen 50 m gefunden mit starken Gradienten in 50 bis 75 m Tiefe, bzw. während des Intermonsuns auch unterhalb der MLD. Unterhalb der MLD fällt die POC-Konzentration gewöhnlich rapide. Die PON-Modellergebnisse liegen gleichfalls im unteren Konzentrationsbereich der Meßdaten. Große Abweichungen sind nur im November zu sehen, während die Übereinstimmung im Januar akzeptabel ist. Für einen genaueren Vergleich der Dynamik genügen die vorliegenden Daten nicht.

Der Vergleich der DOC- und Gelbstoffdaten beschränkt sich auf Profile der So119-Fahrt (Abb. 6.13). An allen Stationen werden die oberflächennahen Gelbstoffwerte modellseitig unterschätzt, während sie im Mesopelagial weitestgehend übereinstimmen. Lokale Maxima sind an Station 20N und 16N deutlich zu erkennen. An Station 20N ist das in den Fluoreszenzdaten gut sichtbare lokale Maximum auch im Modellprofil der Gelbstoffabsorption zu sehen. Im Modell ist es breiter, da auch das zeitgleiche Chlorophyllmaximum breiter ist als das gemessene. Coble et al. (1998) führten Untersuchungen nahe der omanischen Küste im Bereich 58°O bis 60°O durch. Ihre  $a_g(375)$  Daten an der Oberfläche reichen von weniger als 0.05 m<sup>-1</sup> bis mehr als 0.25 m<sup>-1</sup>. Der Großteil der Werte aus 0–200 m liegt bei 0.05 m<sup>-1</sup> mit maximal 0.15 m<sup>-1</sup> und nur vereinzelt höher. Die (extrapolierten) Modelldaten an 16N, d. h. am östlichen Rand ihres Untersuchungsgebietes, liegen bei ca. 0.067 m<sup>-1</sup> nahe der Oberfläche und bei 0.15 m<sup>-1</sup> in 200 m Tiefe. Weitere Untersuchungen von Del-Castillo und Coble (2000) zeigten, daß die Fluoreszenz des gelösten organischen Materials (FDOM) während des SWM am höchsten war (bis 100 km von der Küste entfernt), während die höchsten Werte während des NEM in offshore Regionen gefunden wurden. CDOM und

FDOM korrelierten während SWM invers mit der Temperatur, so daß Auftrieb die Ursache für die erhöhten Werte war. Die DOC-Modellwerte liegen (mit Ausnahme der Station 20N) im Bereich der während der So119-Fahrt gemessenen DOC-Konzentrationen. Der direkte Vergleich der von der jeweiligen Station stammenden Profile zeigt Abweichungen, wobei die Struktur, d. h. hohe Werte nahe der Oberfläche und abnehmende darunter, erhalten bleibt.

Im vorangegangenen Abschnitt sind die BGCG-Modellergebnisse -soweit möglich- mit Daten und Literaturwerten verglichen worden. Aufgrund der zu Beginn bereits genannten Einschränkungen an das Modell (Antrieb aus einem Jahr, Daten aus verschiedenen Jahren, das Fehlen lateraler Einflüsse im Modell etc.) ist keine genaue Datenreproduktion erwartet worden. Vielmehr ging es um den Vergleich der Dynamik und der Größenordnungen, die durch das Modell als hinreichend gut wiedergeben angesehen werden. In den sich anschließenden Teilen (ii) und (iii) erfolgt nun die Auswertung der Simulationsergebnisse im Kontext der in Kapitel 4 vorgestellten Modelle.

## 6.2 Simulationsergebnisse im biogeochemischen Kontext - Vergleich mit Modellen

In Kapitel 4 sind zwei Modelle zur Berechnung der Primärproduktion vorgestellt worden, die nun im Kontext mit den Ergebnissen des BGCG-Modells betrachtet werden. Desweiteren wird der Einfluß des Gelbstoffs auf die Primärproduktion untersucht und der Export aus der euphotischen Zone und in größeren Tiefen näher betrachtet.

### 6.2.1 Primärproduktion

**BGCG, OP und RSM** Das Modell von Morel und Berthon (1989) ist zunächst ein Modell zur Schätzung der Gesamtpigmentkonzentration, die wiederum genügt, um mit einem einfachen Ansatz die Primärproduktion zu ermitteln. Im Folgenden wird dieses Modell mit RS-Modell (RSM, *Remote Sensing Model*) abgekürzt. Im Modell von Sathyendranath et al. (1995) wird hingegen die vertikale Chlorophyllverteilung als bekannt vorausgesetzt. Das BGCG-Modell liefert Chlorophyllprofile anhand derer die für das OP-Modell notwendigen Parameter gewonnen werden (Gl. 4.23). Die Fitprozedur liefert die für die Beschreibung des Gauß-Profiles erforderlichen Größen  $B_T$ ,  $\sigma$ ,  $z_m$  und  $B_0$  (Abb. 4.1). Weiterhin wird mit dem RS-Modell die Konzentration bestimmt, die vom Satelliten erfaßt werden würde und aus ihr die über die euphotische Zone integrierte Gesamtpigmentkonzentration ermittelt.

In Abbildung 6.14 sind für den 30sten, 100sten und 240sten Tag des Simulationsjahres die Chlorophyllprofile des BGCG- und des OP-Modells dargestellt. Morel und Berthon (1989) geben in Abhängigkeit von  $\overline{C}_{KPAR}$  neun trophische Zustände an und über den Vergleich normierter Pigmentprofile ( $C/\overline{C}_{Ze}$  vs.  $z/Z_e$ ) ermittelten sie typische Profile im Bereich  $0 - 1.5Z_e$  für jede Situation und gaben deren Parametrisierung an. Im BGCG-Modell ist die

potentielle 1 %-Tiefe  $Z_e$  bereits durch die Parameterwahl begrenzt. Daher gibt es u. U. zwei Werte für  $Z_e$ , einen aus dem BGCG-Modell und einen gemäß der iterativen Bestimmungsvorschrift im RSM. Die Bestimmung der normierten Profile mit anschließender Rücktransformation liefert zwei weitere Pigmentprofile im Bereich  $0 - 1.5Z_e$ . Während die aus den Parametern des Gauß-Fits rekonstruierten Profile die BGCG-Profile annähernd beschreiben, weisen die aus  $\bar{C}_{KPAR}$  abgeleiteten Profile starke Abweichungen auf sobald die beiden  $Z_e$ -Werte stark variieren (April).

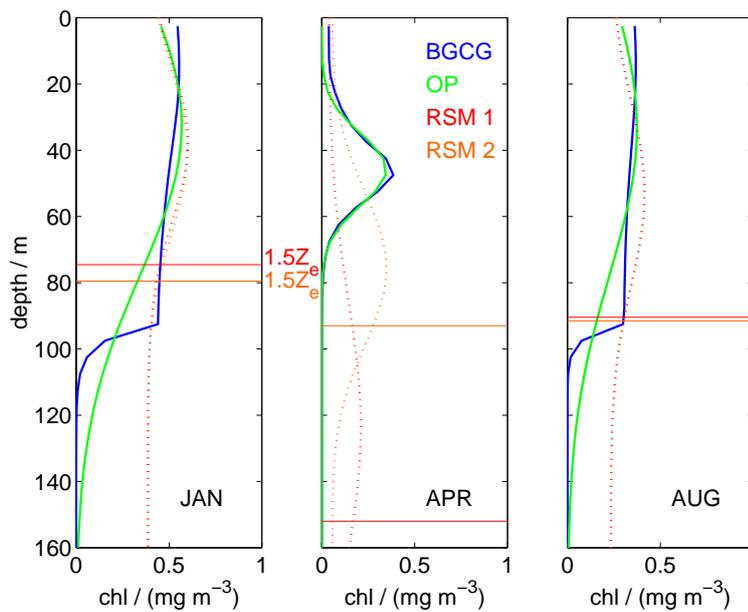


Abbildung 6.14: Chlorophyllprofile aus BGCG- (blau), OP- (grün) und RS- (gestrichelt) Modell @ 15N. Die gestrichelt dargestellten Profile geben die aus den normierten Profilen rekonstruierten Profile wieder, wobei in RSM 1 die iterativ bestimmte 1 %-Tiefe und in RSM 2 die im BGCG-Modell ermittelte 1 %-Tiefe zu Grunde gelegt wurde.

In Abbildung 6.15 sind die mittlere Pigmentkonzentration  $\bar{C}_{KPAR}$  innerhalb der Eindringtiefe  $Z_{KPAR}$  und die mittlere Konzentration  $\bar{C}_{sat}$ , d. h. die Pigmente, die potentiell vom Satelliten gesehen werden können, dargestellt.  $\bar{C}_{KPAR}$  und  $\bar{C}_{sat}$  stimmen nahezu überein. Im Vergleich dazu ist die integrierte BGCG-Modell Chlorophyllkonzentration der oberen 200 m, die bis zur Tiefe der euphotischen Schicht und die nach Gleichung (4.24) aus  $\bar{C}_{sat}$  abgeleitete Gesamtkonzentration in der euphotischen Schicht abgebildet. Die so ermittelte Konzentration zeigt einen ähnlichen Verlauf mit der des BGCG-Modells innerhalb der euphotischen Zone. Pigmente unterhalb  $Z_e$  werden nicht erfaßt.

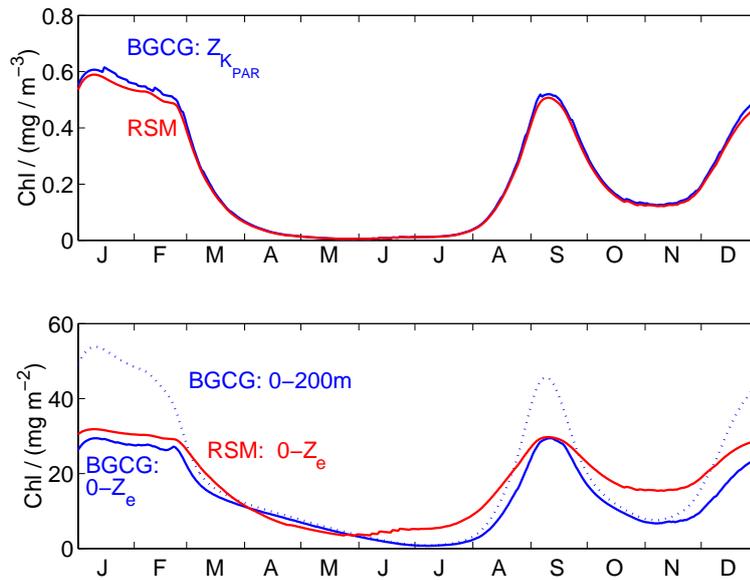


Abbildung 6.15: Oben: Verlauf der mittleren Chlorophyllkonzentration innerhalb  $Z_{K_{PAR}}$  im BGCG-Modell und der mittleren Pigmentkonzentration  $\bar{C}_{sat}$ , die vom Satelliten gesehen werden würde, im Jahresgang @ 15N. Unten: Integrierte Chlorophyllkonzentration innerhalb  $Z_e$  und der oberen 200 m im BGCG-Modell, sowie aus der empirischen Formel geschätzte integrierte Pigmentkonzentration innerhalb der euphotischen Zone.

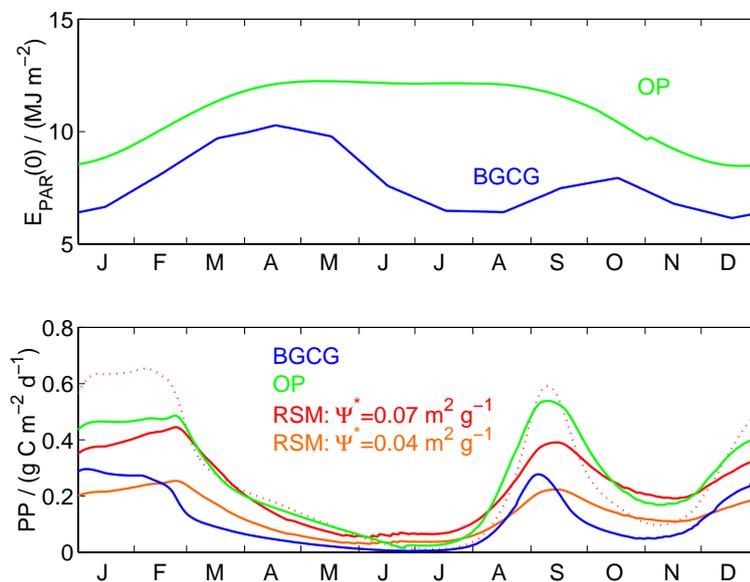


Abbildung 6.16: Oben: Jahresgang der mit dem OP-Modell berechneten über den Tag und den photosynthetisch verfügbaren Wellenlängenbereich integrierten Bestrahlungsstärke für wolkenlosen Himmel und der im BGCG-Modell als Antrieb verwendete Bestrahlungsstärke @ 15N. Unten: Aus den Modellen resultierende Primärproduktionsabschätzungen.

Aus den nun zur Verfügung stehenden Größen kann zusammen mit Informationen über die tägliche Einstrahlung die Primärproduktion geschätzt und mit der des BGCG-Modells verglichen werden (Abb. 6.16). Der qualitative Verlauf der Primärproduktion stimmt in den drei Modellen (BGCG-, OP- und RS-Modell) überein. Quantitative Unterschiede im OP-Modell resultieren daher, das (i) ggf. die angenommene Gauß-Struktur nicht zutrifft, (ii) das OP-Modell mit wolkenlosen Himmel rechnet, (iii) die Primärproduktion unterschiedlich parametrisiert ist ( $\alpha^B$  und  $P_m^B$  sind gleich, aber im BGCG-Modell ist die Primärproduktion noch eine Funktion des Nährstoffangebotes und der Temperatur), und (iv) der Strahlungstransport und damit das resultierende Lichtfeld unterschiedlich behandelt wird. Quantitative Unterschiede im RSM sind gleichfalls auf unterschiedliche Parametrisierungen zurückzuführen, aber auch auf die Tatsache, daß in diesem Modell statistische Zusammenhänge für Untersuchungen auf globalen Skalen betrachtet worden sind. Nach Morel (1978, 1991) ist  $\Psi^* = 0.07(\pm 0.035) \text{ m}^2 \text{ (g Chl)}^{-1}$  und nimmt damit trotz sehr unterschiedlicher trophischer Situationen nur einen relativ beschränkten Wertebereich ein. In Abbildung 6.16 sind die resultierenden Primärproduktionsschätzungen mit  $\Psi^* = 0.07 \text{ m}^2 \text{ (g Chl)}^{-1}$  und  $\Psi^* = 0.04 \text{ m}^2 \text{ (g Chl)}^{-1}$  unter der Annahme, daß alle Pigmente tatsächlich Chlorophyll sind, dargestellt. Es ist ersichtlich, daß bei geringem  $\Psi^*$  die Schätzung auch quantitativ vergleichbar mit der im BGCG-Modell ist.

Tabelle 6.2: Primärproduktionsabschätzungen: Ergebnisse aus BGCG- und OP-Modell. Für die Berechnung der Saisonwerte sind die Monate gewählt worden, die mit relativ hoher Wahrscheinlichkeit jahresunabhängig zu der entsprechenden Monsunphase zählen: NEM: Dezember - Februar, SIM: April, SWM: Juli - Mitte September und AIM: Oktober.

<b>max. Wert</b> $\text{g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$	<b>Saison</b>	<b>Modell</b>
0.45 – 0.51	NEM	OP
0.23 – 0.3	NEM	BGCG
0.14 – 0.25	SIM	OP
0.04 – 0.07	SIM	BGCG
0.36 – 0.55	SWM	OP
0.13 – 0.3	SWM	BGCG
0.17 – 0.45	AIM	OP
0.04 – 0.15	AIM	BGCG

In den Tabellen 6.2 und 6.3 sind Primärproduktionsabschätzungen aus verschiedenen ozeanischen Regionen und Ergebnisse des BGCG- und des OP-Modells zusammen getragen. Die BGCG-Modellerggebnisse (der betrachteten Modellrealisation) liefern Abschätzungen im unteren Bereich. Im NEM liegt das Maximum bei  $0.23 - 0.3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  und im darauffolgenden Intermonsun beträgt es weniger als  $0.07 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Während des SWM liegt

das Maximum der Primärproduktion an der nördlichsten Station bei nur  $0.13 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , sonst bei ca.  $0.3 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Im sich anschließenden Intermonsun sind die Maximalwerte mit  $0.04 - 0.15 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  wieder geringer. In der Regel weist Station 20N die kleinsten und 16N die größten Werte auf. Die OP-Ergebnisse liegen im NEM bei  $0.45 - 0.51 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  und im SWM bei ca.  $0.36 - 0.55 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ . Verglichen mit den Literaturwerten liegt die Primärproduktion im Bereich des offenen Ozeans, zeigt allerdings relativ geringe Werte gegenüber speziellen Werten für den Indischen Ozean. In Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Bhattathiri et al. (1996) ist die Primärproduktion im Winter um einen Faktor zwei höher als die im vorangehenden Intermonsun. Ein Ergebnis der U.S. JGOFS Untersuchungen 1995 war, daß die Primärproduktion im NEM in der gleichen Größenordnung wie die während des SWM lag, im Gegensatz zu den historischen Daten, in denen sie während des NEM weniger als 15 % beträgt (Smith et al., 1998a).

Tabelle 6.3: Primärproduktionsabschätzungen: Literaturwerte.

Wert ( $\text{g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ )	Anmerkung	Quelle
0.76	mittlere Rate nördl. $15^\circ\text{N}$ , aus historischen Daten	Naqvi und Shailaja (1993) in Warren (1994)
>0.5	vor arab. Halbinsel und Indien	Romankevich (1984)
0.1 – 0.5	offener Ozean	Romankevich (1984)
0.08	offener Ozean allg.	Wefer (1991)
0.013 – 6.010	nördl. $15^\circ\text{N}$	Qasim (1982)
0.835	durchschnittl. nördl. $15^\circ\text{N}$	Qasim (1982)
1.329	küstennah, nördl. $15^\circ\text{N}$	Qasim (1982)
0.626	offener Ozean, nördl. $15^\circ\text{N}$	Qasim (1982)
0.87	SWM 1994, zentrales Arabisches Meer	Sellmer (1999)
0.44 – 1.782	SWM, offener Ozean	Prasanna Kumar et al. (2000)
0.77	SWM 1995, $64^\circ\text{O}$	Bhattathiri et al. (1996)
0.44 – 1.76	SWM 1995, küstennah	Bhattathiri et al. (1996)
0.193 – 0.199	SIM 1994, $64^\circ\text{O}$	Bhattathiri et al. (1996)
0.281 – 0.306	SIM 1994, küstennah	Bhattathiri et al. (1996)
0.163 – 0.31	SIM, $11-21^\circ\text{N}$	Prasanna Kumar et al. (2000)
0.337 – 0.643	NEM 1995, $64^\circ\text{O}$	Bhattathiri et al. (1996)
0.2 – 0.807	NEM 1995, küstennah	Bhattathiri et al. (1996)
0.335 – 0.985	NEM, offener Ozean	Prasanna Kumar et al. (2000)
0.1 – 1.0	Omanische Küste	Sheppard et al. (1992)
0.21 – 1.6	Rotes Meer	Sheppard et al. (1992)
>1.7	SWM, Modellvorhersage	Brock et al. (1994)

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von Tab. 6.3		
Wert ( $\text{g C m}^{-2} \text{d}^{-1}$ )	Anmerkung	Quelle
>0.3	NEM, Modellvorhersage	Brock et al. (1994)
<0.1	IM, Modellvorhersage	Brock et al. (1994)
0.27 – 0.396	oligotroph, Atlantik	Morel et al. (1996)
0.521 – 1.619	mesotroph, Atlantik	Morel et al. (1996)
1.192 – 2.279	eutroph, Atlantik	Morel et al. (1996)

**Der Einfluß von Gelbstoff** Da es sich bei Gelbstoff um eine neue Zustandsvariable in BGC-Modellen handelt, wird seine Wirkung auf die Systemdynamik im Modell im Folgenden betrachtet. Der Gelbstoff beeinflusst das Unterwasserlichtfeld sowohl im sichtbaren als auch insbesondere im UV-Bereich (Gl. 5.36 und 5.39). In Simulationsläufen für 16N, 15N und 10N wurde dieser Einfluß eliminiert, wobei alle anderen Parameter beibehalten wurden. Der Vergleich der Simulationsläufe mit und ohne Gelbstoff liefert ähnliche jährliche Primärproduktionswerte an den Stationen 10N und 15N und eine Erhöhung der jährlichen Primärproduktion um ca. 9 % an 16N. D.h. dort, wo die Gelbstoffkonzentration vergleichsweise hoch ist, kann sie maßgeblichen Einfluß auf die Primärproduktion haben. In Abbildung 6.17 sind exemplarisch die Auswirkungen auf Primärproduktion und Bakterien an 16N dargestellt.

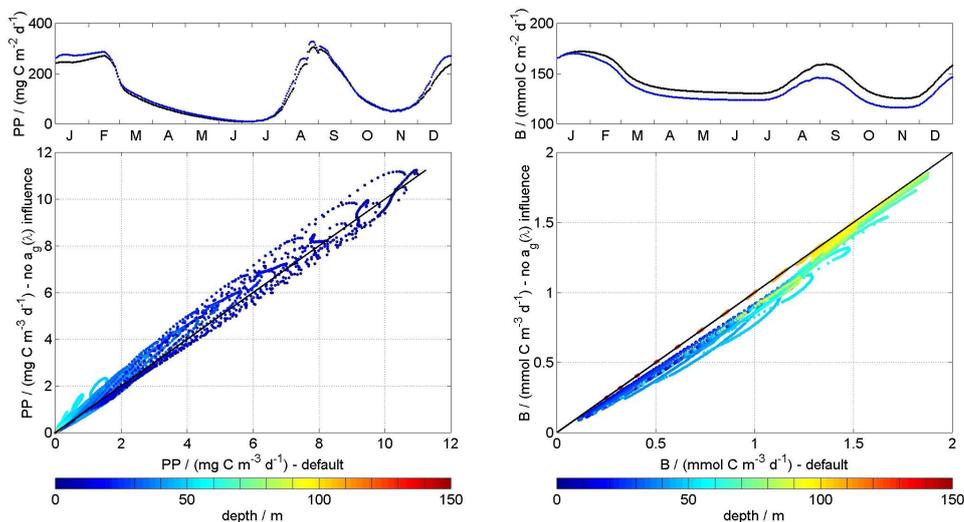


Abbildung 6.17: Links: oben: Jahresgang der integrierten Primärproduktion (0 – 150 m) @ 16N. Der Standardlauf ist schwarz, der ohne Einfluß des Gelbstoffs blau; unten: Primärproduktion mit vs. ohne Gelbstoffeinfluß. Rechts: oben: Jahresgang der integrierten Bakterienkonzentration (0 – 150 m) @ 16N; unten: Bakterien mit vs. ohne Gelbstoffeinfluß.

### 6.2.2 Partikelexport

Die Effizienz der biologischen Pumpe hängt vom Kohlenstoffleck im pelagischen Nahrungsnetz ab und dem assoziierten Transport des organischen Kohlenstoffs in größere Tiefen bis hin zur Sedimentation. Schelfgebiete, mit hoher, saisonaler Produktivität können über lateralen Transport Kohlenstoff in ozeanische Gebiete eintragen. Im offenen Ozean werden nach Schätzungen von Berger et al. (1989) ca. 10 % der Primärproduktion aus den oberen 200 m exportiert, 1 % sinkt als POC bis zum Meeresgrund. In Küstennähe werden dagegen rund 25 % exportiert und ca. 7 % der Primärproduktion gelangen bis zum Boden.

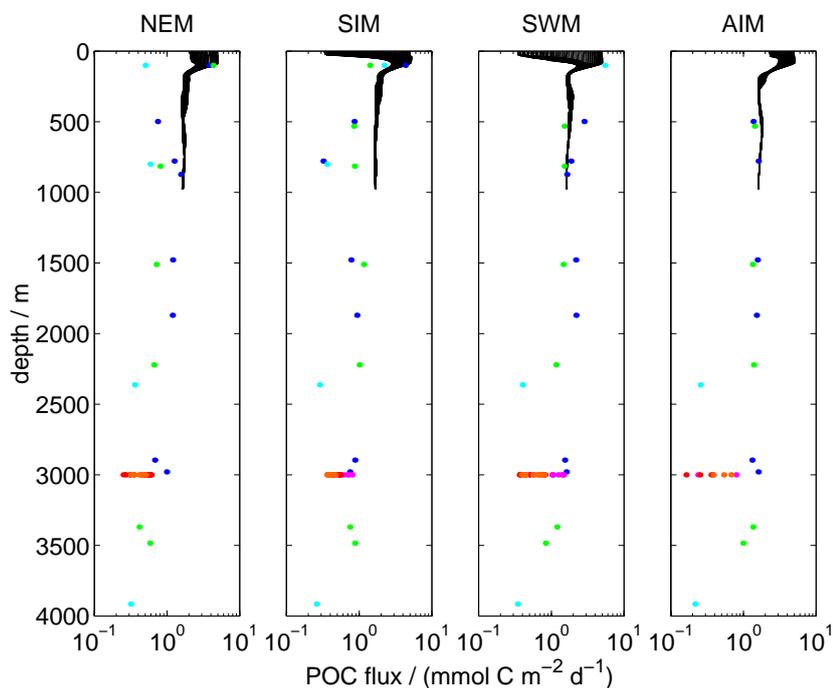


Abbildung 6.18: Simulierter Export und Daten für Nordost-Monsun, Frühling-Intermonsun, Südwest-Monsun und Herbst-Intermonsun (NEM, SIM, SWM, AIM). Die Daten von Rixen et al. (2000b) sind mittlere Daten aus den Jahren 1986 – 1996, die Daten von Lee et al. (1998) stammen aus 1994/95. (schwarz: BGCG @ 16N, blau: M3, grün: M4, cyan: M5, magenta: WAST, rot: CAST, orange: EAST).

Im Arabischen Meer wird der Partikelfluß im Wesentlichen durch die Monsune - Beginn, Dauer und Strengung - gesteuert. Während des SWM und des NEM sind i. a. höhere Flüsse zu beobachten als während der Intermonsune (Haake et al., 1993). Messungen des POC-Flusses sind aufwendig, da z. B. Sedimentfallen ausgebracht und in regelmäßigen Abständen eingeholt werden müssen. Daher ist mehrfach versucht worden, den POC-Fluß als Funktion der Tiefe aus Primärproduktionsdaten zu berechnen. Die in Bishop (1989) verglichenen acht empirischen Gleichungen aus der Literatur liefern bei einer jährlichen Primärproduktion von  $45.2 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  an 16N einen Fluß von  $1.5 - 11.9 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$

in 150 m Tiefe. Das Modell liegt bei  $9.1 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ . In größeren Tiefen kommt es zu erheblichen Abweichungen zwischen den Ergebnissen der empirischen Formeln und dem Modell ( $0.4 - 2.2 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  vs.  $7.3 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  in 850 m). In Lee et al. (1998) sind für die Stationen M3, M4 und M5 (Abb. 6.8) durchschnittliche jährliche Flüsse für 1995 angegeben, die in ca. 850 m bei  $6.7, 4.5$  und  $2 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  liegen. In ca. 3000 m betragen sie noch  $4.8, 3.5$  und  $1.3 \text{ g C m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ . Der durchschnittliche jährliche Fluß organischen Kohlenstoffs in 3000 m Tiefe (1986 – 1990) lag bei  $3.2, 1.9$  und  $2.1 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$  an WAST, CAST und EAST, wobei die interannuellen Schwankungen des Gesamtpartikelflusses bis zu  $\pm 37\%$  an CAST betragen (Haake et al., 1993). In Abbildung 6.18 ist der simulierte Export im Vergleich zu den Daten von Lee et al. (1998) und Rixen et al. (2000b) für die vier Monsun-/Intermonsunzeiten dargestellt. Bis auf den zu hohen Export im SIM liegen die simulierten Flüsse im oberen Bereich der gemessenen Daten. Die Überschreitung während dieser Phase führt zu den erhöhten jährlichen Flüssen.

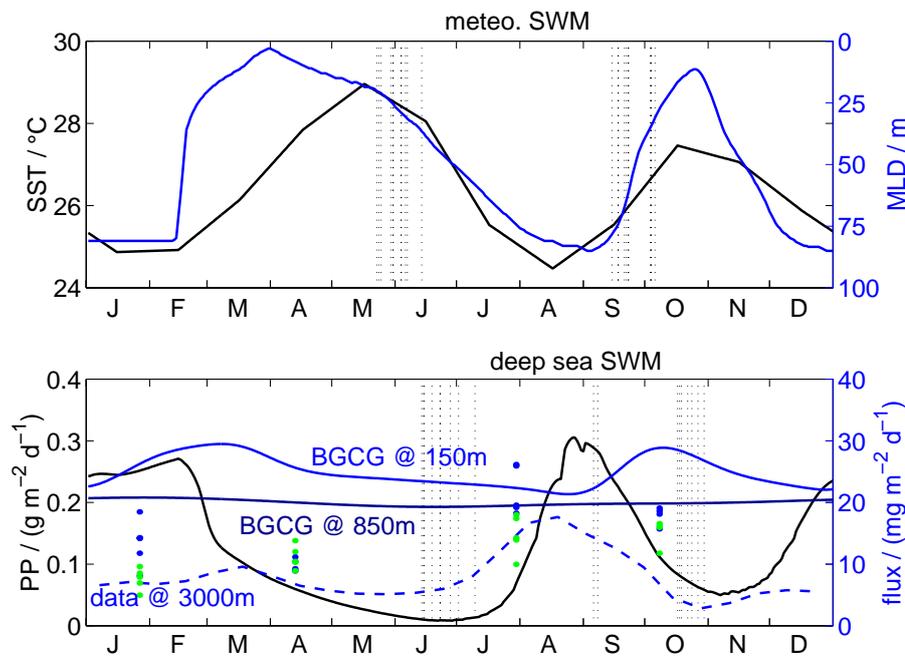


Abbildung 6.19: Oben: Jahresgang der SST und der MLD @ 16N. Unten: Jahresgang der Primärproduktion, des absinkenden Detrituskohlenstoffs in 150 m und 850 m Tiefe im BGCG-Modell, und des (mittleren) POC-Flusses in 3000 m (Rixen et al., 2000b). Die gestrichelten vertikalen Linien markieren die in Rixen et al. (2000b) angegebenen Start- und Endpunkte (1986 – 1996) des meteorologischen SWM (Wind) und die Zeitpunkte, an denen er sich in der Tiefsee widerspiegelt (anhand der Signatur des organischen Kohlenstoffs). Punkte repräsentieren Daten aus Lee et al. (1998) unterhalb 800 m (blau:  $17^{\circ}12'N$   $59^{\circ}48'O$  (M3), grün:  $16^{\circ}02'N$   $62^{\circ}O$  (M4)). Sie stellen die mittleren Flüsse für die jeweilige Saison in 1995 dar und sind jeweils in dessen Mitte eingezeichnet.

In Abbildung 6.19 ist die Primärproduktion im BGCG-Modell und der absinkende Detritus in 150 m und 850 m dargestellt. Bei einer Sinkgeschwindigkeit von  $2 \text{ m d}^{-1}$  erreicht ein Primärproduktionspeak zu Jahresbeginn nach ca. hundert Tagen 200 m. Die in der Menge absinkenden Detritus wieder erkennbaren, verschobenen saisonalen Primärproduktionsstrukturen schwimmen mit zunehmender Tiefe. Der mittlere Jahresgang des POC-Flusses weist dagegen nach 2 – 7 Wochen nach Einsetzen des meteorologischen SWM eine Zunahme des organischen Kohlenstoffflusses auf, 2 – 3 Wochen nach Ende des meteorologischen SWM nimmt er i. a. wieder ab (Rixen et al., 2000b). Peakwerte reichen bis ca.  $27 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$  (Rixen et al., 2000a). Im BGCG-Modell liegen die Werte im Jahresgang dagegen relativ konstant bei ca.  $20 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , ohne eine ausgeprägte Saisonalität zu zeigen.

Während des SWM führen Auftrieb am westlichen Rand des Arabischen Meeres und Wind induzierte Durchmischung zu erhöhter Produktivität und ansteigendem Partikelfluß. Gleichzeitig ist der Transport allochthonen Materials (vor allem Staub von der Arabischen Halbinsel und aus Somalia) in das Arabische Meer am größten, während im östlichen Teil der Zufluß warmen, nährstoffarmen äquatorialen Wassers den Partikelfluß beeinflussen könnte (Haake et al., 1993). Das BGCG-Modell kann aufgrund seiner Struktur weder Auftriebsphänomene noch laterale Einflüsse und den Eintrag allochthonen Materials richtig erfassen. Damit verbundene Beobachtungen können folglich nicht in der Form reproduziert werden. Der Gesamtpartikelfluß in 3000 m variierte im Zeitraum 1986 – 1990 der Messungen von Haake et al. (1993) zwischen  $0.1 - 600 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , wobei während der Monsune relative Maxima auftraten. Der Anteil des organischen Kohlenstoff betrug  $1.1 - 4.5 \text{ g m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ , der Rest setzte sich aus Karbonaten, lithogenem Material und biogenem Opal zusammen. Im BGCG-Modell wird Phytoplankton nicht artspezifisch erfaßt, Karbonate oder biogenes Opal werden nicht berücksichtigt und damit auch keine unterschiedlichen, von den Bestandteilen abhängigen Sinkgeschwindigkeiten oder Remineralisierungsraten. Bei gleichbleibender Remineralisierung müßte die Sinkgeschwindigkeit erhöht werden, um zeitgleiche Peaks zu erhalten, während sie niedriger sein müßte, um einen geringeren Fluß in der Tiefe zu erhalten. Darüber hinaus wird die Wiedergabe der Saisonalität in größeren Tiefen durch die Wahl der Modellauflösung eingeschränkt.

## 6.3 Simulationsergebnisse im optischen Kontext - Vergleich mit Modellen

### 6.3.1 Unterwasserlichtfeld

Das BGCG-Modell liefert die Konzentrationen der Wasserinhaltsstoffe, die in Optikmodellen (empirischen und numerischen) als Eingabeparameter benötigt werden. Im folgenden werden die "tri-modalen" Ergebnisse des BGCG-Modells im Lichte des spektralen empirischen Modells von Morel (1988) und der Implementation eines spektralen numerischen Modells (Schröder, 1999) betrachtet (Abb. 6.20).

Nach den Gleichungen von Anderson (1993) wird aus dem Mittagswert *PAR* des BGCG-

Modells die spektrale Charakteristik  $E_d(0)$  rekonstruiert. Morels empirisches Modell für  $E_d(z)$  (Gl. 4.14) ist für *Case I*-Wasser konzipiert, Gelbstoff ist nur implizit, nicht explizit enthalten. Da aus dem BGCG-Modell Informationen über Gelbstoff zur Verfügung stehen, werden diese bei einer weiteren Betrachtung additiv hinzugefügt.

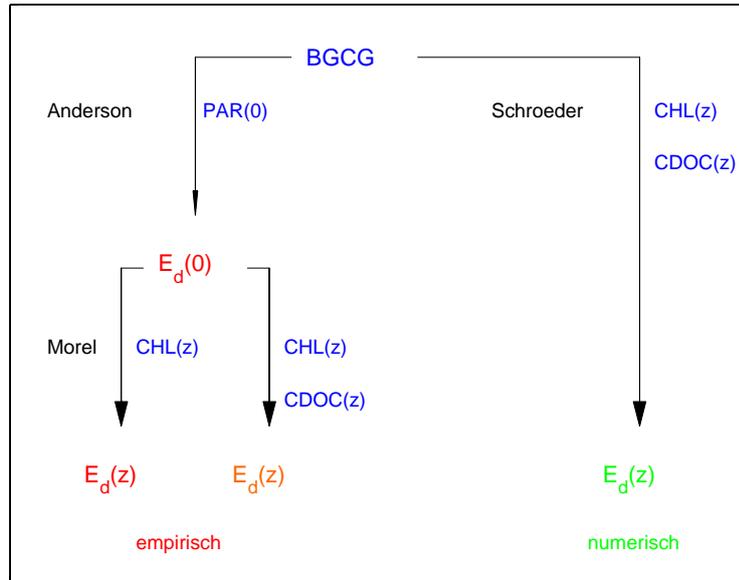


Abbildung 6.20: (iii) Übersicht empirische und numerische Optikmodelle. Aus dem BGCG-Modell stammende Eingabeparameter sind blau, Ergebnisse der empirischen Formeln rot/orange und Ergebnisse des numerischen Modells grün gekennzeichnet.

In Abbildung 6.21 sind für den Simulationstag 100 die aus dem BGCG-Modell resultierenden Chlorophyll- und Gelbstoffprofile sowie die normierten PAR-Profile  $PAR(z)/PAR(0)$  aus dem BGCG-, dem empirischen und dem numerischen Modell dargestellt. Die Chlorophyllkonzentrationen sind relativ gering und weisen ein DCM knapp oberhalb 50 m auf. Der Gelbstoff zeigt eine Erhöhung unterhalb 20 m mit einem breiten Maximum in der Tiefe des DCM. Für die 1 %-Tiefe gilt  $1\%(\text{BGCG}) < 1\%(\text{num. M.}) < 1\%(\text{mod. emp. M.}) < 1\%(\text{emp. M.})$ , mit ca. 65, 70, 75 und 105 m. Unter Verwendung des gängigen Konzeptes, die 1 %-Tiefe als Maß für die euphotische Zone anzusehen, ist der Bereich für Nettowachstum im BGCG-Modell am geringsten, während die empirische Beschreibung vermutlich die 1 %-Tiefe überschätzt. Die modifizierte empirische Form liefert vergleichbare Ergebnisse mit dem weitaus aufwendigeren Rechnungen des numerischen Modells, dessen Ergebnisse als die das tatsächliche Lichtfeld am realistischsten wiedergebende Approximation angesehen werden (Schröder, 1999; Barth, 1999, s. Ergebnisse dort). Die Unterschiede zwischen dem empirischen und dem numerischen Modell treten bei der Betrachtung des gesamten Spektrums  $E_d$  nicht so klar hervor (ohne Abb.), zeigen sich aber deutlich bei der Betrachtung der spektralen 1 %-Tiefe in Abbildung 6.22. Der Vergleich der spektralen Charakteristiken des Unterwasserlichtfeldes zeigt, daß die Abweichungen zwischen dem numerischen

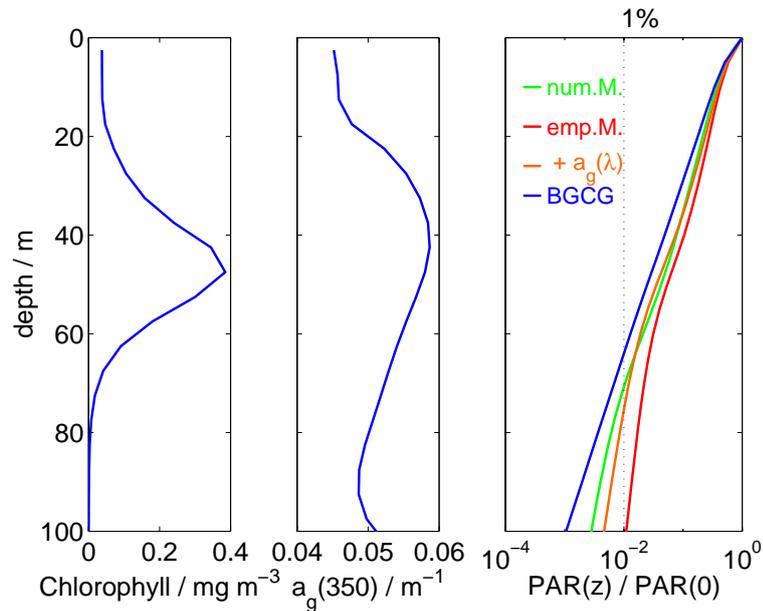


Abbildung 6.21: @ 15N Tag 100: Dargestellt sind die aus dem BGCG-Modell resultierenden Chlorophyll- und Gelbstoffprofile, sowie die normierten PAR-Profile  $PAR(z)/PAR(0)$  aus dem BGCG-, dem empirischen und dem numerischen Modell.

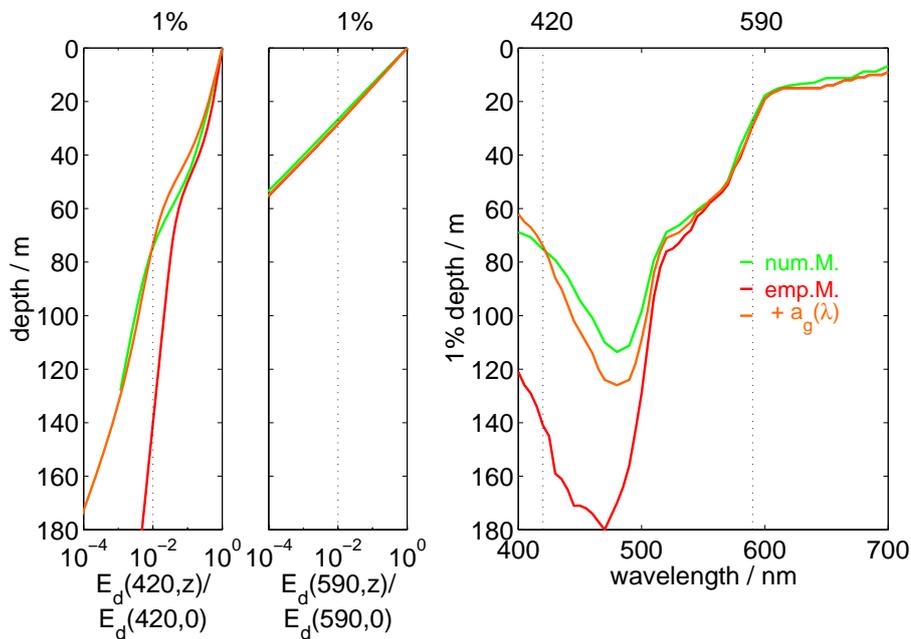


Abbildung 6.22: @ 15N Tag 100: Dargestellt sind die normierten abwärtsgerichteten Bestrahlungsstärken  $E_d(\lambda, z)/E_d(\lambda, 0)$  bei  $\lambda = 420$  und  $590$  nm sowie die spektrale 1 %-Tiefe des empirischen und des numerischen Modells.

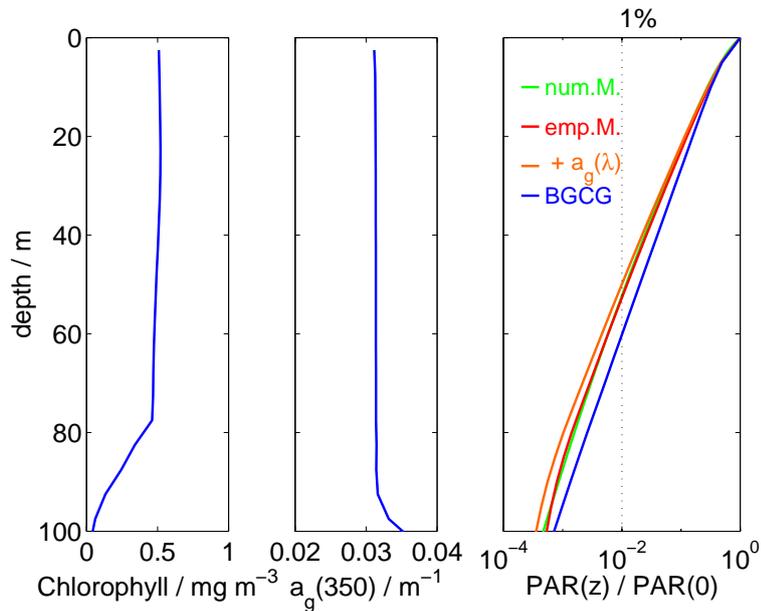


Abbildung 6.23: @ 15N Tag 255: Dargestellt sind die aus dem BGCG-Modell resultierenden Chlorophyll- und Gelbstoffprofile sowie die normierten PAR-Profile  $PAR(z)/PAR(0)$  aus dem BGCG-, dem empirischen und dem numerischen Modell.

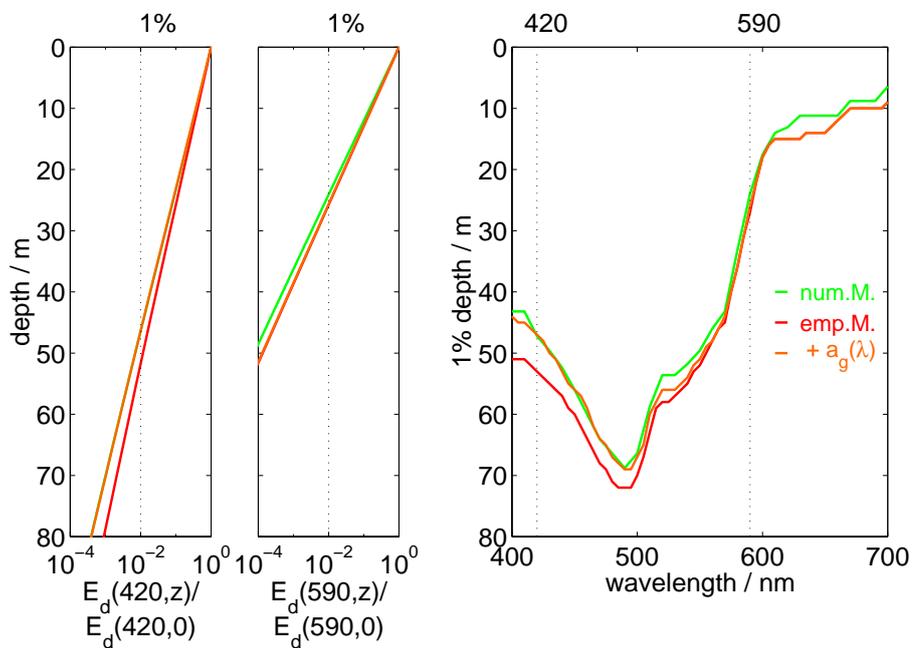


Abbildung 6.24: @ 15N Tag 255: Dargestellt sind die normierten abwärtsgerichteten Bestrahlungsstärken  $E_d(\lambda, z)/E_d(\lambda, 0)$  bei  $\lambda = 420$  und  $590$  nm sowie die spektrale 1%-Tiefe des empirischen und des numerischen Modells.

und dem empirischen Modell im Orangen weitaus geringer sind als im Blauen, da der Gelbstoff aufgrund seiner Absorptionscharakteristik dort einen vernachlässigbaren Einfluß hat. Bei 420 nm spiegelt sich im Verlauf des Profils das DCM wider. Die Hinzunahme von Gelbstoff im empirischen Modell führt zu erniedrigten Werten in der Höhe des DCM und zu einer besseren Übereinstimmung mit dem numerischen Modell unterhalb des tiefen Chlorophyllmaximums.

In Abbildung 6.23 sind die gleichen Größen wie in Abbildung 6.21 für den Simulationstag 255 dargestellt. Nach Einsetzen des SWM ist die Chlorophyllkonzentration vergleichsweise hoch, die obere Wassersäule ist gut durchmischt. Die Gelbstoffkonzentration ist homogen verteilt und geringer gegenüber den Werten an Tag 100. Die vier PAR-Profile zeigen weitaus geringere Unterschiede. Es ist  $1\% (\text{mod. emp. M.}) < 1\% (\text{num. M.}) \approx 1\% (\text{emp. M.}) < 1\% (\text{BGCG})$ , mit ca. 50, 53 und 61 m. Der Einfluß des Gelbstoffs spielt eine vergleichsweise geringe Rolle bei der Bestimmung der 1 %-Tiefe im empirischen Modell (Abb. 6.24).

### 6.3.2 Bewölkungsgrad, UV und Gelbstoff

In Kapitel 5.4 wurde die Annahme gemacht, daß die UV-Strahlung an der Oberfläche einem festen Anteil  $q_{uv}$  von PAR entspricht. Alternativ wurde die Möglichkeit der Berücksichtigung einer Bewölkungsstatistik angesprochen. Der Grad der UV-Einstrahlung an der Meeresoberfläche wird durch die Atmosphärenoptik bestimmt. Entscheidend sind u. a. der Ozongehalt, die Aerosol- und die Partikelverteilung und der Bewölkungsgrad (Zimmermann, 1991, z. B.). Vereinfachend wird angenommen, daß die Berücksichtigung des Bewölkungsgrades in diesem Kontext ausreichend ist. In einem Simulationslauf wurden hierfür monatliche Daten des Bewölkungsgrades des ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*) herangezogen. In Abbildung 6.25 ist der mittlere Jahresgang (1984-1991) des Bewölkungsgrades an 15N dargestellt.

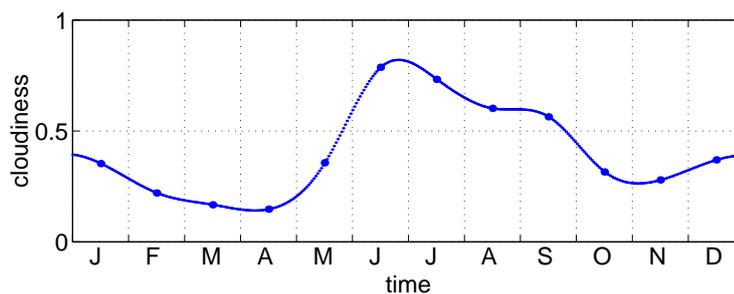


Abbildung 6.25: Mittlerer Jahresgang des Bewölkungsgrades @ 15N. Die monatlichen Daten von 1984 bis 1991 des ISCCP (Punkte,  $13^{\circ}75N$   $63^{\circ}75O$ ) wurden gemittelt und interpoliert (durchgezogene Linie).

Für den vom Bewölkungsgrad und damit von der Jahreszeit abhängigen Anteil  $q_{uv}$  wird

weiterhin angenommen, daß

$$q_{uv}(t) = g(c(t)) = -0.2c(t) + 0.2$$

wobei  $c(t) \in [0, 1]$  der Bewölkungsgrad in Abhängigkeit von der Zeit  $t$  ist. D. h. statt wie bisher im Jahresgang konstant 10 % zu betragen, schwankt der Wert nun zwischen 0 % bei 100 % Bewölkung und 20 % bei wolkenlosem Himmel. Für das UV-Licht in der Simulation ergibt sich ein Jahresgang gemäß Abbildung 6.26. Die Berücksichtigung der Bewölkungsstatistik führt zu keinen signifikanten Änderungen der Primärproduktion ( $< 0.5$  % in den oberen 100 m).

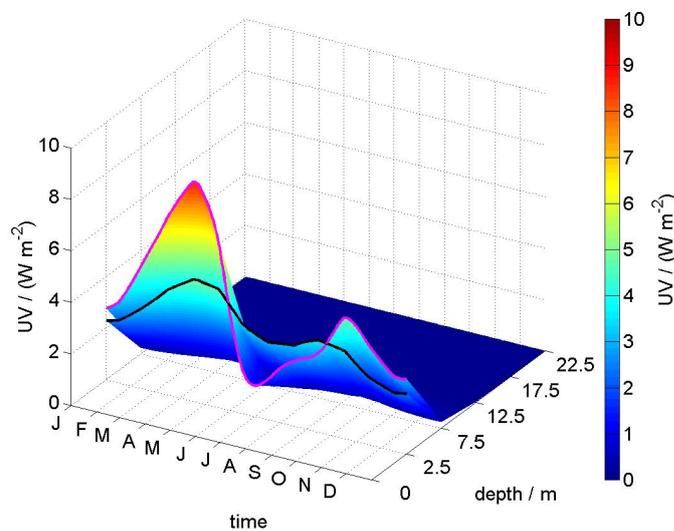


Abbildung 6.26: Jahresgang der UV-Strahlung in der Simulation bei konstantem (schwarz) und vom Bewölkungsgrad abhängigem (magenta)  $q_{uv}(t)$ .

Die veränderte Gelbstoffdynamik ist in der Abbildung 6.27 für 15N und 16N dargestellt. Zu sehen sind die  $a_g(350)$ -Werte bei konstantem vs. denen bei variablen  $q_{uv}(t)$  vs. Zeit. Die vierte Dimension, die Tiefe, ist farbig markiert. Die vertikale Ebene kennzeichnet gleiche Gelbstoffkonzentrationen. In der  $a_g(350)$ - $a_g(350)$ -Ebene ist zusätzlich die Projektion der Datenpunkte (schwarz) abgebildet. An 15N treten Abweichungen zwischen den Simulationen Anfang April, d. h. gegen Ende des SIM, in den oberen Metern auf. Die Konzentrationen sind größer bei konstantem  $q_{uv}(t)$ , da zu diesem Zeitpunkt die Bewölkung noch relativ gering ist bei einsetzender Vertiefung der durchmischten Schicht. Gegen Ende Juli liegen die Werte weitestgehend in der vertikalen Ebene, d. h. ähneln sich.

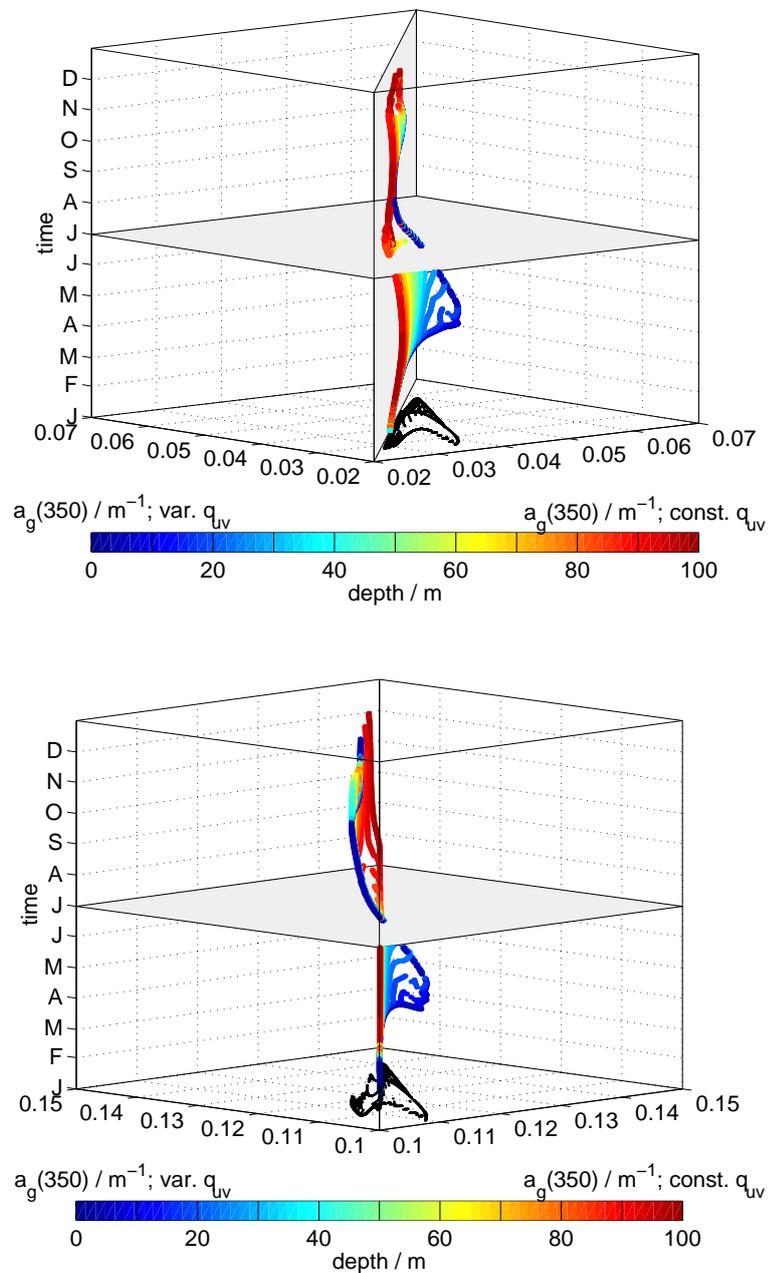


Abbildung 6.27: Auswirkungen der Berücksichtigung eines von der Bewölkung abhängigen UV-Jahresganges auf die Gelbstoffverteilung. Oben: @ 15N, unten: @ 16N. Aufgetragen sind die  $a_g(350)$ -Werte bei konstantem vs. denen bei variablen  $q_{uv}(t)$  vs. Zeit. Die vierte Dimension, die Tiefe, ist farbig dargestellt. Die vertikale Ebene kennzeichnet gleiche Gelbstoffkonzentrationen. Die horizontal eingezeichnete Ebene markiert Anfang Juli und dient der Orientierung. In der  $a_g(350)$ - $a_g(350)$ -Ebene ist die Projektion der Datenpunkte (schwarz) abgebildet.

### 6.3.3 Gelbstoff und Chlorophyll

Das Modell liefert Chlorophyllkonzentrationen und Gelbstoffabsorptionskoeffizienten bei 350 nm. Mit dem Modell von Prieur und Sathyendranath (1981) kann die spektrale Signatur des Chlorophylls  $a_{\text{chl}}$  rekonstruiert werden (Gl. 4.9 ff.). Die Standardbeschreibung der durch Gelbstoff hervorgerufenen spektralen Absorption mit  $S = 0.016 \text{ nm}^{-1}$  liefert  $a_{\text{g}}(440)$ -Werte (Gl. (2.2)). Sie wird für Daten oberhalb der Rotfluoreszenzzone als hinreichend angesehen. Der Vergleich dieser beiden Größen zeigt im Jahresgang beträchtliche Variationen. In Abbildung 6.28 ist für Station 15N das Verhältnis von  $a_{\text{g}}(440)$  zu  $a_{\text{chl}}(440)$  in der photischen Zone und  $a_{\text{g}}(440)$  vs.  $a_{\text{chl}}(440)$  in den oberen 5 m dargestellt. Die qualitativen Verläufe an den anderen Stationen sind ähnlich, Station 16N zeichnet sich durch insgesamt höhere Gelbstoffkonzentrationen aus. Um den zeitlichen Verlauf genauer zu analysieren ist die Zeit farbig gekennzeichnet. Mit einsetzendem SWM im Mai/Juni ändert sich das Verhältnis, Gelbstoff nimmt weiter ab, während die Absorption durch Chlorophyll zunimmt. Ein erneuter Wechsel in der Dynamik ist Ende August und nochmals im Oktober erkennbar. Die durch Gelbstoff hervorgerufene Absorption ist temporär größer als die durch Chlorophyll.

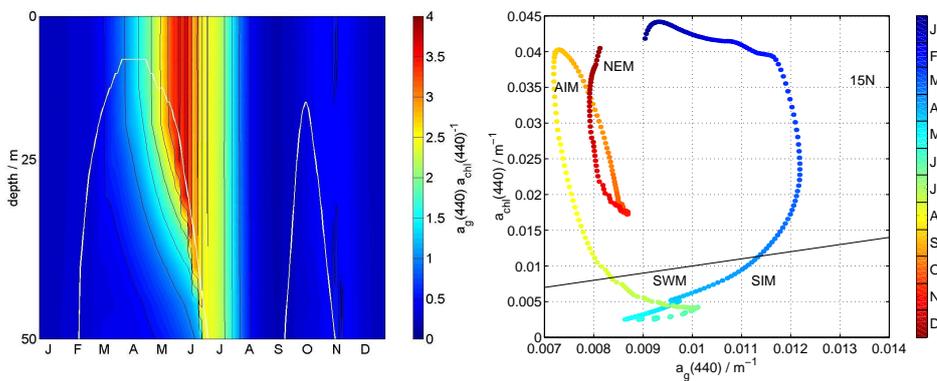


Abbildung 6.28: Gelbstoff- vs. Chlorophyllabsorption bei 440 nm @ 15N. Links: Verhältnis im Jahresgang in der euphotischen Zone, rechts: Gelbstoff- und Chlorophyllabsorption bei 440 nm in 2.5 m Tiefe. Die schwarze durchgezogene Linie kennzeichnet gleiche Gelbstoff- und Chlorophyllkonzentrationen.

Das Fehlen einer Korrelation zwischen Chlorophyll und CDOM wird als Indiz dafür genommen, daß Gelbstoff nicht autochton gebildet ist (Vodacek et al. (1997); Nelson et al. (1998) in Whitehead et al. (2000)). Im Modell wird dagegen angenommen, daß es autochton gebildet wird. Daß es dennoch nicht korreliert, ist darauf zurückzuführen, daß CDOM und Chlorophyll mit unterschiedlichen Raten gebildet und auch abgebaut werden (Carder et al., 1989).

#### 6.4 Zusammenfassung Simulationsergebnisse

Mit Hilfe von optischen Meßmethoden können Informationen über gelöste organische Substanzen, Phytoplankton und aromatische Aminosäuren als Bestandteile von Plankton und Bakterien, sowie Lichtfelddaten ermittelt und in Bezug zur Hydrographie des Untersuchungsgebiets gesetzt und interpretiert werden. Die optischen Eigenschaften des Wassers beeinflussende und optisch nachweisbare Bestandteile des Wassers spielen insbesondere im Zusammenhang mit der Fernerkundung eine Rolle, da die Satellitendatenauswertung auf optischen Eigenschaften des Mediums basiert und ein Großteil jetziger und künftiger Daten über Satelliten gewonnen wird. Folglich ist es erforderlich, optische Größen im biogeochemischen Kontext zu betrachten.

Im Rahmen des JGOFS-Verbundprojektes wurde ein bio-optisches Modell zur Beschreibung der Entstehung und Veränderung optisch nachweisbarer organischer Stoffe entwickelt. Die schlechte Korrelation zwischen DOC und Gelbstoff macht eine gesonderte Betrachtung des Gelbstoffs erforderlich. Die Gelbstoffdynamik in der Deckschicht wird im wesentlichen durch photochemische Prozesse beeinflusst, die ihrerseits eine Ursache für das Entstehen niedrigmolekularer Kohlenwasserstoffe bilden, und kann einen maßgeblichen Einfluß auf das Unterwasserlichtfeld haben. Zusätzlich zur Betrachtung der DOC-Dynamik wird daher explizit die Dynamik chromophorer Bestandteile modelliert. Unterhalb der Deckschicht wird die Gelbstoffdynamik primär durch Remineralisierungsprozesse beeinflusst. Sauerstoff ist aufgrund seiner Bedeutung im Arabischen Meer und insbesondere wegen seines potentiellen Einflusses auf die Fluoreszenz hinzugenommen worden. Da keine mechanistische Beschreibung für die beobachtete Rotfluoreszenz gefunden werden konnte, ist eine mögliche Wirkung des Sauerstoffs auf den Gelbstoff nicht implementiert. Die konkrete Realisierung der Flußbeschreibungen folgt den Erkenntnissen des Vergleichs der bio-optischen mit biologisch/chemischen Extraktions- und Analysedaten. Der verfolgte Ansatz im BGCG-Modell geht über die früher durchgeführte Modellierung der reinen Gelbstofffluoreszenz hinaus und betrachtet die bio-optischen Parameter im Zusammenhang mit biotischen und abiotischen Faktoren.

Da der Gelbstoff als optisch aktiver Bestandteil des DOC einen Teil des DOC ausmacht, wird modellseitig angenommen, daß er zunächst wie DOC gebildet und abgebaut wird. Zusätzlich kann er durch photochemische Reaktionen in den nicht optisch aktiven Anteil umgewandelt werden. Da die Dynamik der durchmischten Schicht Einfluß darauf hat, wie lange Gelbstoff photochemischen Prozessen ausgesetzt ist, beeinflusst sie dessen Konzentration. Der Ansatz führt zu strukturell mit Daten vergleichbaren Profilen von DOC und Gelbstoff. Die Gelbstoffdynamik kann modellseitig erfaßt werden, aufgrund der geringen Datengrundlage sind weitere Validierungen erforderlich. Um den Einfluß der Photochemie zu erfassen, ist zusätzlich zur integrierten Lichtgröße PAR ein "Modell UV" berücksichtigt worden.

Der Vergleich mit den Daten aus dem Arabischen Meer zeigt, daß das Modell die prinzipi-

elle Dynamik in akzeptabler Form reproduziert. Hierbei ist hervorzuheben, daß es sich bei den verwendeten Parametern nicht um einen optimierten Parametersatz handelt, sondern um Parameter, die das Ergebnis einer Literaturstudie sind.

Die Primärproduktionswerte liegen, verglichen mit Literaturwerten, im unteren Bereich für das Arabische Meer. Der Vergleich mit anderen Primärproduktionsmodellen zeigt, daß bei der Schätzung aus Satellitendaten tiefe Chlorophyllmaxima zu starken Abweichungen bei der Schätzung führen können. Der simulierte POC-Fluß in der Tiefe erfaßt die richtige Größenordnung, gibt aber die Saisonalität nicht exakt wieder. Dies wird z. T. auf die Wahl der Modellauflösung zurückgeführt. Die sehr einfache Approximation des UV-Lichtes an der Ozeanoberfläche als festen prozentualen Anteil des PAR führt bei den durchgeführten Simulationen zu ähnlichen Ergebnissen gegenüber Modellrechnungen, bei denen ein vom Bewölkungsgrad abhängiger Jahresgang berücksichtigt wurde.

Die Auswirkungen einer differenzierteren Lichtfeldmodellierung auf das System sind anhand des BGCG-Modells und des im Rahmen der Diplomarbeit von Schröder (1999) implementierten spektralen Lichtfeldmodells untersucht und mit einem einfachen empirischen Modell für die abwärtsgerichtete Strahlung (Morel, 1988) verglichen worden. Im numerischen Modell wird der Strahlungstransport auf der Basis der Matrix-Operator-Methode unter Einbeziehung der Raman-Streuung sowie der Gelbstoff- und Chlorophyllfluoreszenz beschrieben (optional). Das Strahlungsfeld kann für beliebige Wasserkörper, in denen der Partikelstreuoeffizient mit der Phytoplanktonkonzentration korreliert, simuliert werden. Anwendungen in verschiedenen Seegebieten liefern eine gute Übereinstimmung von Simulation und Messung (Schröder, 1999; Barth, 1999; Schröder et al., Manuskript). Eine Erweiterung des Modells ermöglicht die Berechnung des Unterwasserlichtfeldes für mehr als zehn Schichten und damit Rechnungen auf der Grundlage der BGCG-Modellergebnisse. Ein Vergleich dieses Modells und eines einfachen empirischen Modells, in dem der Gelbstoff nicht explizit berücksichtigt wird, zeigt, daß die Hinzunahme von Gelbstoff im empirischen Modell eine Verbesserung liefert.

Modellergebnisse sind immer Realisationen eines Modells, das durch die innere Struktur, aber auch durch die Wahl der Parameter, der Antriebs- und der Anfangsdaten sowie den verwendeten Algorithmen zur numerischen Lösung festgelegt wird. Änderungen können durch jede einzelne dieser Komponenten bewirkt werden. Wird nur der implementierte Einfluß des Gelbstoffs auf das Unterwasserlichtfeld vernachlässigt, so kann dieser (bei ansonsten gleicher Parameterwahl) ca. 10 % Unterschied in der Primärproduktion verursachen.

Bei der Betrachtung des Einflusses bio-optischer Parameter auf die modellierte und mit Satellitendaten geschätzte Primärproduktion wird die Relevanz bzgl. regionaler Abschätzungen ersichtlich. Bei der Satellitendatenauswertung für den offenen Ozean wird Gelbstoff i. a. vernachlässigt oder als zum Phytoplankton korreliert angenommen. Mit Hilfe von Modellrechnungen und -vergleichen der Gelbstoffdynamik können Abschätzung des Einflusses von Gelbstoff durchgeführt werden. Die Konzentrationsänderungen werden durch die Dynamik der durchmischten Schicht, chemische Prozesse und autochthone Neubildung

verursacht. Diese Kopplung führt zu Gelbstoffkonzentrationen, die im Jahresgang nicht mit dem Chlorophyllgehalt korrelieren und zeitweise in der gleichen Größenordnung der durch Chlorophyll bedingten liegen.

## 7 Zusammenfassung und abschließende Betrachtungen

Ziel dieser Arbeit war, die Fluorophorverteilung im Arabischen Meer auf der Grundlage erhobener Daten zu beschreiben, in ihrer Bedeutung zu erfassen und in einem biogeochemischen Modell zu implementieren. Anhand dieses Modells sind die Auswirkungen des Gelbstoffs sowohl auf das Unterwasserlichtfeld als auch auf die Biogeochemie untersucht worden. Die Arbeit bildet somit einen Beitrag zu der in JGOFS relevanten Erfassung des Einflusses biologischer Prozesse auf marine Stoffkreisläufe.

Im ersten Teil der vorliegenden Arbeit sind Daten aus dem Arabischen Meer ausgewertet und in Zusammenhang mit der regionalen Ozeanographie dargestellt worden. Die beobachtete temporäre Abhängigkeit der Tiefe des Chlorophyllmaximums von der geographischen Breite ist im Zusammenhang mit der Satellitenfernerkundung von Interesse, da sie ein wichtiger Parameter in Modellen zur Primärproduktion ist. Lokale Maxima der Gelbstofffluoreszenz fallen mehrfach mit tiefen Chlorophyllmaxima zusammen, was auf eine autochtone Produktion schließen läßt. Darüber hinaus sind erhöhte Fluoreszenzwerte in Auftriebsregionen vor der omanischen Küste, aber auch im Zwischen- und Tiefenwasser zu beobachten. Die beobachteten Gelbstoffabsorptionskoeffizienten liegen im typischen Bereich für ozeanisches Wasser mit einem gegenüber dem häufig verwendeten  $S$ -Wert leicht erhöhten mittleren  $S$ -Wert, der zu einer steileren exponentiellen Charakteristik des spektralen Absorptionskoeffizienten führt. Die Existenz einer zusätzlichen Absorptionsbande im Absorptionsspektrum stellt die Allgemeingültigkeit der herkömmlichen empirischen Beschreibung der Gelbstoffabsorption mittels einer Exponentialkurve im Bereich von 350 bis 700 nm in Frage. Die zusätzliche Absorptionsbande spielt hauptsächlich in der Sauerstoffminimumzone eine Rolle, Änderungen der spektralen Eigenschaft  $S$  beeinflussen dagegen auch die inhärenten Eigenschaften der euphotischen Zone. Neben der erwarteten Chlorophyllfluoreszenz  $F(420/680)$  in der euphotischen Zone ist in der OMZ eine Rotfluoreszenz beobachtet worden, die in dieser Form für das Arabische Meer noch nicht dokumentiert ist. Ihre Intensität scheint invers mit der Sauerstoffkonzentration zu korrelieren. Bei Anregung mit 420 nm, d. h. genau dort, wo im Gelbstoffabsorptionsspektrum die zusätzliche Absorptionsbande beobachtet worden ist, ist eine Emissionbande bei 660 nm zu sehen. Die Peakflanken von  $F(420/660)$  reichen bis in den Bereich der Detektionswellenlänge von Chlorophyll und verursachen so das vermeintliche Chlorophyllsignal. Aus der Analyse der vorliegenden Daten zur Rotfluoreszenz kann keine mechanistische Beschreibung der ursächlichen Zusammenhänge abgeleitet werden.

Im zweiten Teil der Arbeit sind zunächst verschiedene, in der Literatur dokumentierte Modelle zur Beschreibung des Unterwasserlichtfeldes, der Biogeochemie und Primärproduktion als auch des Gelbstoffs dargelegt worden. Aus den dokumentierten Erkenntnissen zu den relevanten Prozessen im Arabischen Meer und aus bestehenden Modellansätzen ist ein Modell entwickelt worden, das über die früherer Betrachtung der reinen Gelbstofffluoreszenz hinausgeht und bio-optische Parameter im Zusammenhang mit biotischen und abiotischen

Faktoren beschreibt. Der Vergleich dieses, als BGCG-Modell bezeichneten, Modells mit Daten aus dem Arabischen Meer zeigt, daß das Modell die prinzipielle Dynamik und Größenordnung der betrachteten Größen in akzeptabler Form reproduziert, ohne das zuvor eine Parameteroptimierung stattgefunden hätte. Vergleiche mit einem erweiterten numerischen Modell zur Beschreibung des spektralen Lichtfeldes und mit einem empirischen Modell führen zu dem Ergebnis, daß durch die Hinzunahme der Gelbstoffabsorption im einfachen empirischen Modell eine verbesserte Beschreibung erreicht werden kann. Der im BGCG-Modell implementierte Einfluß des Gelbstoffs auf das Unterwasserlichtfeld hat in Simulationen bis zu ca. 10 % Unterschied in der simulierten Primärproduktion verursacht.

Im Zusammenhang mit Satellitendatenauswertung ist die Bedeutung des Gelbstoffs bekannt (Sathyendranath et al., 1989b; Tassan, 1994), und er gilt als schwer bestimmbar Komponente. In der vorliegenden Arbeit wurde ersichtlich, daß die synergetischen Effekte des photochemischen Abbaus, der Dynamik der durchmischten Schicht und der autochtonen Neubildung von Gelbstoff zu Gelbstoffkonzentrationen führen, die im Jahresgang nicht mit den Chlorophyllkonzentrationen korrelieren und die durch Chlorophyll verursachte Absorption temporär auch überschreiten können. Die bei der Satellitendatenauswertung oftmals angenommene Korrelation mit dem Chlorophyll bzw. die Vernachlässigung der Gelbstoffkonzentration ist damit nicht uneingeschränkt zulässig. Die zukünftige Einkopplung in Modelle ermöglicht theoretische Studien, die ggf. Hinweise auf die Größenordnung liefern können. In Küstennähe, in der zusehends *Case II*-Wasser vorliegt, gewinnen mineralische Partikel sowie Gelbstoff an Bedeutung. Neben fluviatilen und äolischem Eintrag kann dort in Verbindung mit Auftriebsphänomenen gelbstoffreicherer Wasser an die Oberfläche gelangen. Dies ist in den Daten der So120- und So119-Fahrten und auch bereits bei der Meteor M32/5-Fahrt 1995, deren Daten hier nicht weiter betrachtet worden sind, dokumentiert und konnte in einer ersten Implementation in einem 3D-Strömungsmodell (Max Planck Institut Hamburg, MPI Hamburg) reproduziert werden. Die zukünftige Berücksichtigung von Gelbstoff in Modellen scheint damit vielversprechend zu sein.

Die Modellergebnisse wurden anhand der für das Arabische Meer zur Verfügung stehenden Daten validiert. Neben einer erweiterten Validierung ist die Übertragbarkeit des Modells auf andere ozeanische Regionen zu prüfen. Hierfür müssen die spezifischen Besonderheiten des Arabischen Meeres, die im Antrieb und der Parameterwahl enthalten sind, modifiziert werden. Um die Verlässlichkeit derzeitiger Modellergebnisse durch weitere Vergleiche mit Daten und Modellverbesserungen und -ergänzungen zu erhöhen, kann auf die Messung von *ground-truth*-Daten auch in Zukunft nicht verzichtet werden. Simulationen können ggf. Hinweise für (günstige) Probenahmezeitpunkte liefern. In einem weiteren Schritt kann der Einfluß interannueller Schwankungen auf die beobachtete Dynamik untersucht werden, sowie ein Einfluß der Photochemie auf die Verfügbarkeit des DOC/Gelbstoffs implementiert werden. Im beschriebenen Modell, wird Streuung an mineralischen Partikeln vernachlässigt. In Regionen mit starkem fluviatilen oder äolischem Eintrag ist dies nicht zulässig. Eine Erweiterung der Lichtfeldbeschreibung ist in dieser Situation erforderlich.

Angesichts des Fehlens eines Konsens bei der Beschreibung biogeochemischer Dynamiken und angesichts der Uncharakterisiertheit des Gelbstoffs, bzw. der die Absorption hervorruhenden Substanzen, führt die Hinzunahme von Gelbstoff in Modellen zu weiteren Freiheitsgraden. Bei qualitativen Abschätzungen wird Gelbstoff vermutlich keine bedeutende Rolle spielen. Die vorliegende Arbeit liefert dagegen Hinweise dafür, daß er an Bedeutung gewinnt, sobald eine differenzierte Betrachtung auf quantitativer Ebene erfolgt. Bei einer quantitativen Erfassung der Photochemie erscheint die Betrachtung einer höheren spektralen Auflösung sinnvoll.

Die weitere Untersuchung des Chlorophyll-zu-Gelbstoff-Verhältnisses, sowie der Abbauraten von Chlorophyll und Gelbstoff und ggf. der Abhängigkeit von Umweltfaktoren und der Zusammensetzung der Lebensgemeinschaft ist in Zusammenhang mit der Fernerkundung ein Gesichtspunkt, der an Bedeutung gewinnen kann, da in Zukunft immer mehr Daten über Satelliten erfaßt werden.

Im Kontext der globalen Klimaentwicklung und der Problematik des Treibhauseffektes werden Ansätze zu Auswirkungen kleinster Partikel, Aerosole und Gase in der Atmosphäre diskutiert. Das internationale IGBP-Programm SOLAS (*Surface Ocean-Lower Atmosphere Study*) hat die quantitative Erfassung der wichtigsten biogeochemischen und physikalischen Wechselwirkungen und Rückwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre zum Ziel. Dabei soll untersucht werden, inwiefern das gekoppelte System Ozean-Atmosphäre das Klima und die Umwelt beeinflusst und umgekehrt. Insbesondere interessiert hierbei die UV-induzierte Produktion der klimarelevanten Spurengase Carbonylsulfid COS, Carbondisulfid CS<sub>2</sub> und Kohlenmonoxid CO, durch photochemischen Abbau von gelöstem organischen Material. Diese aus der photochemischen Zersetzung des Gelbstoffs hervorgehenden Gase können in die Atmosphäre exportiert werden. Bei der Betrachtung einer Rückwirkung ozeanischer Prozesse auf die Atmosphäre kann daher die Photochemie und damit auch der Gelbstoff eine wichtige Größe sein.

## Literatur

- Anderson, J.J., 1982: *The nitrite oxygen interface at the top of the oxygen minimum zone in the eastern tropical North Pacific*. Deep-Sea Res, 29, 1193-1201.
- Anderson, T.R., 1993: *A spectrally averaged model of light penetration and photosynthesis*. Limnol Oceanogr, 38(7), 1403-1419.
- Andrews, S.S., S. Caron, O.C. Zafrou, 2000: *Photochemical oxygen consumption in marine waters: A major sink for colored dissolved organic matter?* Limnol Oceanogr, 45(2), 267-277.
- Arrigo, K.R., C.W. Brown, 1996: *Impact of chromophoric dissolved organic matter on UV inhibition of primary productivity in the sea*. Mar Ecol Prog Ser, 140, 207-216.
- Azam, F., D.C. Smith, 1991: *Bacterial influence on the variability in the ocean's biogeochemical state. A mechanistic view*. In: S. Demers (Hrsg.): Particle Analysis in Oceanography. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 213-236.
- Baker, K.S., R.C. Smith, 1979: *Quasi-inherent characteristics of the diffuse attenuation coefficient for irradiance*. Ocean Optics 6, Proc Soc Photoopt Inst Eng, 208, 60-63.
- Baker, K.S., R.C. Smith, 1982: *Bio-optical classification and model of natural waters. 2*. Limnol Oceanogr, 27(3), 500-509.
- Baker, K.S., R. Frouin, 1987: *Relation between photosynthetically available radiation and total insolation at the ocean surface under clear skies*. Limnol Oceanogr, 32(6), 1370-1377.
- Banase, K., 1992: *Grazing, temporal changes of phytoplankton concentration and the microbial loop in the open sea*. In: P.G. Falkowski, A.D. Woodhead (Hrsg.): Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea. Plenum Press, New York, 409-440.
- Banase, K., 1994: *On the coupling of hydrography, phytoplankton, zooplankton and settling organic particles offshore in the Arabian Sea*. In: D. Lal (Hrsg.): Biogeochemistry of the Arabian Sea. Indian Academy of Science, Bangalore, 27-63.
- Barth, H., 1999: *Substanzspezifische Analyse spektraler Attenuationskoeffizienten und ihr Einfluß auf das Strahlungsfeld im Meer*. Dissertation am Fachbereich Physik der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg. <http://docserver.bis.uni-oldenburg.de/publikationen/dissertation/fb08.html>.
- Barth, H., R. Heuermann, K.D. Loquay, R. Reuter, U. Stute, 1997 a: *Long-term stable sensors for bio-optical measurements*. In: J.H. Stel, H.W.A. Behrens, J.C. Borst, L.J. Dropert, J.P. van der Meulen (Hrsg.): Operational Oceanography. EOS, Amsterdam, 133-140.

- Barth, H., K. Grisard, K. Holtsch, R. Reuter, U. Stute, 1997 b: *Polychromatic transmissometer for in situ measurements of suspended particles and gelbstoff in water*. Appl Opt, 36(30), 7919-7928.
- Berger, W.H., V.S. Smetacek, G. Wefer (Hrsg.), 1989: *Productivity of the ocean: present and past*. John Wiley & Sons Limited c S. Bernhard, Dahlem Konferenz, 471S.
- Bhattathiri, P.M.A., Aditi Pant, Surekha Sawant, M. Gauns, S.G.P. Matondkar, R. Mohanraju, 1996: *Phytoplankton production and chlorophyll distribution in the eastern and central Arabian Sea 1994-1995*. Cur Sci 71, 857-862.
- Biddanda, B., R. Benner, 1997: *Carbon, nitrogen, and carbohydrate fluxes during the production of particulate and dissolved organic matter by marine phytoplankton*. Limnol Oceanogr, 42(3), 506-518.
- Bidigare, R.R., B.B. Prézelin, R.C. Smith, 1992: *Bio-optical models and the problems of scaling*. In: P.G. Falkowski, A.D. Woodhead (Hrsg.): *Primary Productivity and Biogeochemical Cycles in the Sea*. Plenum Press, New York, 175-212.
- Bird, R.E., 1984: *A simple, solar spectral model for direct-normal and diffuse horizontal irradiance*. Sol Energy, 32, 461-471.
- Bishop, J.K.B., 1989: *Regional extremes in particulate matter composition and flux: effects on the chemistry of the ocean interior*. In: W.H. Berger, V.S. Smetacek, G. Wefer (Hrsg.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons Limited c S. Bernhard, Dahlem Konferenz, 117-137.
- Boss, E., W.S. Pegau, J.R.V. Zaneveld, A.H.B. Barnard, 1998: *Spatial and temporal variability of absorption by dissolved material at a continental shelf*. SPIE Ocean Optics XIV, 1036-1043.
- Breves, W., R. Reuter, 2000: *Bio-optical properties of gelbstoff in the Arabian Sea at the onset of the southwest monsoon*. Proc Indian Acad Sci Earth Planet Sci, 109(4), 415-425.
- Breves, W., R. Heuermann, R. Reuter: *Enhanced red fluorescence emission in the oxygen minimum zone of the Arabian Sea*. Deep-Sea Res, eingereicht.
- Breves, W., R. Reuter, N. Delling, W. Michaelis: *Fluorophores in the Arabian Sea and their relation to upwelling processes*. Deep-Sea Res, eingereicht.
- Bricaud, A., A. Morel, L. Prieur, 1981: *Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains*. Limnol Oceanogr, 26(1), 43-53.
- Bricaud, A., A. Morel, 1986: *Light attenuation and scattering by phytoplanktonic cells: a theoretical modeling*. Appl Opt, 225, 571-580.

- Brock, J., S. Sathyendranath, T. Platt, 1993: *Modelling the seasonality of subsurface light and primary production in the Arabian Sea*. Mar Ecol Prog Ser, 101, 209-221.
- Brock, J., S. Sathyendranath, T. Platt, 1994: *A model study of seasonal mixed layer primary production in the Arabian Sea*. In: D. Lal (Hrsg.): *Biogeochemistry of the Arabian Sea*. Indian Academy of Science, Bangalore, 65-78.
- Brock, J.C., S. Sathyendranath, T. Platt, 1998: *Biohydro-optical classification of the north-western Indian Ocean*. Mar Ecol Prog Ser, 165, 1-15.
- Broenkow, W.W., A.J. Lewitus, M.A. Yarbrough, R.T. Krenz, 1983: *Particle fluorescence and bioluminescence distributions in the eastern tropical Pacific*. Nature, 302, 329-331.
- Broenkow, W.W., A.J. Lewitus, M.A. Yarbrough, 1985: *Spectral observations of pigment fluorescence in intermediate depth waters of the North Pacific*. J Mar Res, 43, 875-891.
- Broenkow, W.W., M.A. Yuen, M.A. Yarbrough, 1992: *VERTEX: biological implications of total attenuation and chlorophyll and phycoerythrin fluorescence distributions along a 2000 m deep section in the Gulf of Alaska*. Deep-Sea Res, 39, 417-437.
- Burkhardt, S., I. Zondervan, U. Rebesell, 1999: *Effect of CO<sub>2</sub> concentration on C:N:P ratio in marine phytoplankton: A species comparison*. Limnol Oceanogr, 44(3), 683-690.
- Campbell, L., M.R. Landry, J. Constantinou, H.A. Nolla, S.L. Brown, H. Liu, A.A. Caron, 1998: *Response of microbial community structure to environmental forcing in the Arabian Sea*. Deep-Sea Res II, 45, 2301-2325.
- Carder, K.L., R.G. Steward, G.R. Harvey, P.B. Ortner, 1989: *Marine humic and fulvic acids: Their effects on remote sensing of ocean chlorophyll*. Limnol Oceanogr, 34(1), 68-81.
- Caron, D.A., M.R. Dennett, D.J. Lonsdale, 1999: *Hot and cold herbivory: A JGOFS perspective on microbial grazing in the Arabian Sea and the Ross Sea*. U.S. JGOFS Newsletter, 10(2).
- Chen, R.F., J.L. Bada, 1992: *The fluorescence of dissolved organic matter in seawater*. Mar Chem, 37, 191-221.
- Christman, R.F., E.T. Gjessing (Hrsg.), 1983: *Aquatic and terrestrial humic material*. Aan Arbor Science, Michigan, 538S.
- Coble, P.G., 1996: *Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy*. Mar Chem, 51, 325-346.
- Coble, P.G., M.M. Brophy, 1994: *Investigation of the geochemistry of dissolved organic matter in coastal waters using optical properties*. SPIE 2258, Ocean Optics XII, 377-391.

- Coble, P.G., C.E. Del Castillo, B. Avril, 1998: *Distribution and optical properties of CDOM in the Arabian Sea during the 1995 Southwest Monsoon*. Deep-Sea Res II, 45, 2195-2223.
- Coté, B., T. Platt, 1983: *Day-to-day variations in the spring-summer photosynthetic parameters of coastal marine phytoplankton*. Limnol Oceanogr, 28(2), 320-344.
- Cracknell, A.P., 1983: *Remote sensing application in marine science and Technology*. NATO Asi Series C, 106, D. Reidel Publishing Company, 466S.
- Craigie, J.S., J. McLachlan, 1964: *Excretion of coloured ultra-violet substances by marine algae*. Can J Bot 42, 23-33.
- Del Castillo, C.E., P.G. Coble, 2000: *Seasonal variability of the colored dissolved organic matter during the 1994-95 NE and SW monsoons in the Arabian Sea*. Deep-Sea Res II, 47(7-8), 1563-1579.
- Demers, S. (Hrsg.), 1991: *Particle Analysis in Oceanography*. NATO ASI Series G, 27, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 416S.
- Denman, K.L., A.E. Gargett 1995: *Biological-physical interactions in the upper ocean: the role of vertical and small scale transport processes*. Ann Rev Fluid Mech, 27, 225-255.
- De Souza Sierra, M.M., O.F.X. Donard, 1991: *Simulation of fluorescence variability in estuaries*. Oceanol Acta, 11, 275-284.
- De Souza Sierra, M.M., O.F.X. Donard, M. Lamotte, C. Belin, M. Ewald, 1994: *Fluorescence spectroscopy of coastal and marine waters*. Mar Chem, 47, 127-144.
- Determann, S., 1995: *Analyse biologischer und biogeochemischer Prozesse im Meer mit Fluoreszenzspektroskopie*. Dissertation am Fachbereich Physik der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg.
- Determann, S., R. Reuter, P. Wagner, R. Willkomm, 1994: *Fluorescent matter in the eastern Atlantic Ocean. Part 1: method of measurement and near-surface distribution*. Deep-Sea Res, 41(4), 659-675.
- Determann, S., R. Reuter, R. Willkomm, 1996: *Fluorescent matter in the eastern Atlantic Ocean. Part 2: vertical profiles and relation to water masses*. Deep-Sea Res, 43(3), 345-360.
- Determann, S., J.M. Lobbes, R. Reuter, J. Rullkötter, 1998: *UV fluorescence excitation and emission spectroscopy of marine algae and bacteria*. Mar Chem, 62, 137-156.
- Dickey, T., J. Marra, D.E. Sigurdson, R.A. Weller, C.S. Kinkade, S.E. Zedler, J.D. Wiggert, C. Langdon, 1998: *Seasonal variability of bio-optical and physical properties in the Arabian Sea: October 1994 - October 1995*. Deep-Sea Res II 45, 2001-2025.

- Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss, G. Siedler, 1992: *Allgemeine Meereskunde*. 3. Aufl., Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Duursma, E.K., R. Dawson, 1981: *Marine organic chemistry*. EOS, 31, 521S.
- Emery, W.J., J. Meincke, 1986: *Global water masses: summary and review*. Oceanol Acta, 9(4), 383-391.
- Ertel, J.R., J.I. Hedges, 1983: *Bulk chemical and spectroscopic properties of marine and terrestrial humic acids, melanoidins and catechol-based synthetic polymers*. In: R.F. Christmann, E.T. Gjessing (Hrsg.): *Aquatic and terrestrial humic materials*. Ann Arbor Science, Michigan, 143-164.
- Evans, G.T., V.C. Garçon (Hrsg.), 1997: *One-dimensional models of water column biogeochemistry*. JGOFS Report 23, JGOFS Bergen, Norwegen, 85S.
- Falkowski, P.G., A.D. Woodhead (Hrsg.), 1992: *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*. Plenum Press, New York, 550S.
- Falkowski, P.G., J.A. Raven (Hrsg.), 1997: *Aquatic photosynthesis*. Blackwell Science, 256S.
- Fasham, M.J.R. (Hrsg.), 1984: *Flows of energy and materials in marine ecosystems: theory and practice*. Plenum Press, New York, 733S.
- Fasham, M.J.R., G.T. Evans, 1995: *The use of optimization techniques to model marine ecosystem dynamics at the JGOFS station at 47° N 20° W*. Phil Trans R Soc Lond B, 348, 203-209.
- Ferrari, G.M., 1991: *Influence of pH and heavy metals in the determination of yellow substance in estuarine areas*. Remote Sens Environ, 89-100.
- Ferrari, G.M., S. Tassan, 1991: *On the accuracy of determining light absorption by 'yellow substance' through measurements of induced fluorescence*. Limnol Oceanogr, 36, 777-786.
- Fogg, G.E., G.T. Boalch, 1958: *Extracellular products in pure cultures of brown algae*. Nature, 181, 789-790.
- Frimmel, F.H. (Hrsg.), 1988: *Humic substances and their role in the environment*. Wiley publication, Berlin, 271S.
- Gao, H., R.G. Zepp, 1998: *Factors influencing photoreactions of dissolved organic matter in a coastal river of the southeastern United States*. Environ Sci Technol, 32, 2940-2946.

- Garrison, D.L., M.M. Gowing, M.P. Hughes, 1998: *Nano- and microplankton in the northern Arabian Sea during the southwest monsoon, august-september 1995. A US-JGOFS study.* Deep-Sea Res II, 45, 2269-2299.
- Gaspar, P., Y. Gregoris, J.-M. Levevre, 1990: *A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: Tests at station Papa and long-term upper ocean study site.* J Geophys Res, 95(C9), 16179-16193.
- Gauns, M., R. Mohanraju, M. Madhupratap, 1996: *Studies on the microzooplankton from the central and eastern Arabian Sea.* Cur Sci, 71(11), 874-877.
- Geider, R.J., 1987: *Light and temperature dependence of the carbon to chlorophyll a ratio in microalgae and cyanobacteria: implications for physiology and growth of phytoplankton.* New Phytol, 106, 1-34.
- Geider, R.J., H.L. MacIntyre, T.M. Kana, 1996: *A dynamic model of photoadaptation in phytoplankton.* Limnol Oceanogr, 41(1), 1-15.
- Geider, R.J., H.L. MacIntyre, T.M. Kana, 1997: *A dynamic model of phytoplankton growth and acclimation: responses of the balanced growth rate and the chlorophyll a: carbon ratio to light, nutrient-limitation and temperature.* Mar Ecol Prog Ser, 148, 187-200.
- Geider, R.J., H.L. MacIntyre, T.M. Kana, 1998: *A dynamic regulatory model of phytoplankton acclimation to light, nutrients and temperature.* Limnol Oceanogr, 43(4), 679-694.
- GKSS Report, ESA Contract No. RFQ 3-5059/84 NL/MO, 1986: *The use of chlorophyll fluorescence measurements from space for separating constituents of sea water.* Volume I, Summary Report, GKSS Research Centre Geesthacht, 1986.
- GKSS Report, ESA Contract No. RFQ 3-5060/84 NL/MO, 1986 *The influence of yellow substances on remote sensing of sea-water constituents from space.* Volume I, Summary Report, Volume II Appendices. GKSS Research Centre Geesthacht, 1986.
- Gordon, H.R., 1989: *Can the Lambert-Beer law be applied to the diffuse attenuation coefficient of ocean water?* Limnol Oceanogr, 34(8), 1389-1409.
- Green, S.A., N.V. Blough, 1994: *Optical absorption and fluorescence properties of chromophoric dissolved organic matter in natural waters.* Limnol Oceanogr, 39(8), 1903-1916.
- Gundersen, J.S., W.D. Gardner, M.J. Richardson, I.D. Walsh, 1998: *Effects of monsoons on the seasonal and spatial distributions of POC and chlorophyll in the Arabian Sea.* Deep-Sea Res, 45, 2103-2132.
- Haake, B., V. Ittekkot, T. Rixen, V. Ramaswamy, R.R. Nair, W.B. Curry, 1993: *Seasonality and interannual variability of particle fluxes to the deep Arabian Sea.* Deep-Sea Res, 40(8), 1323-1344.

- Haake, B., T. Rixen, T. Reemtsma, V. Ramaswamy, V. Ittekkot, 1996: *Processes determining seasonality and interannual variability of settling particle*. In: V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo, P.J. Depetris (Hrsg.): *Particle flux in the ocean*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England, 251-270.
- Haltrin, V.I., G.W. Kattawar, 1993: *Self-consistent solution of the equation of transfer with elastic and inelastic scattering in oceanic optics: 1. Model*. *Appl Opt*, 32(27), 5356-5367.
- Harris, G.P., 1986: *Phytoplankton ecology: structure, function and fluctuation*. Capman and Hill, London, 384S.
- Hawes, S.K., K.L. Carder, G. Harvey, 1992: *Quantum fluorescence efficiencies of fulvic and humic acids: effects on ocean color and fluorometric detection*. *SPIE 1750, Ocean Optics XI*, 212-223.
- Hayase, K., N. Shinozuka, 1995: *Vertical distribution of fluorescent organic matter along with AOU and nutrients in the equatorial Central Pacific*. *Mar Chem*, 48, 283-290.
- Helz, G.R., R.G. Zepp, D.G. Crosby (Hrsg.), 1994: *Aquatic and surface photochemistry*. Lewis.
- Herbland, A., 1978: *The soluble fluorescense in the open sea*. *J Exp Mar Biol Ecol*, 32, 275-284.
- Herndl, G.J., G. Müller-Niklas, J. Frick, 1993: *Major role of ultraviolet-B in controlling bacterioplankton growth in the surface layer of the ocean*. *Nature*, 361, 717-718.
- Heuermann, R., K.D. Loquay, R. Reuter, 1995: *A multi-wavelength in situ fluorometer for hydrographic measurements*. *EARSeL Advances in Remote Sensing*, 3(VII), 71-77.
- Hill, M.N. (Hrsg.), 1963: *The sea, 2*. Wiley-Interscience, New York, 554S.
- Hoge, F.E., A. Vodacek, N.V. Blough, 1993: *Inherent optical properties of the ocean: retrieval of the absorption coefficient of chromophoric dissolved organic matter from fluorescence measurements*. *Limnol Oceanogr*, 38, 1394-1402.
- Højerslev, N.K., 1974: *Daylight measurments for photosynthetic studies in the western Mediterranean*. University Copenhagen, Inst Phys Oceanogr Rep, 26, 38S.
- Højerslev, N.K., 1988: *Natural occurences and optical effects of gelbstoff*. University Copenhagen, Geophysical Inst, Dept Phys Oceanogr Rep.
- Honjo, S., 1996: *Fluxes of particles to the interior of the open ocean*. In: V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo, P.J. Depetris (Hrsg.): *Particle Flux in the Ocean*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England, 91-154.

- Ishiwatari, R., 1992: *Macromolecular material (humic substance) in the water column and sediments*. Mar Chem, 39, 151-166.
- Ittekkot, V., P. Schäfer, S. Honjo, P.J. Depetris (Hrsg.), 1996: *Particle flux in the ocean*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England, 372S.
- Jerlov, N.G., 1951: *Optical studies of ocean water*. Rep Swedish Deep-Sea Exped, 3, 1-59.
- Jerlov, N.G., 1976: *Marine optics*. Elsevier, Amsterdam, 231S.
- Jerlov, N.G., E. Steemann Nielsen, 1974: *Optical aspects of oceanography*. Academic Press, London, New York, 494S.
- Kalle, K., 1937: *Meereskundliche chemische Untersuchungen mit Hilfe des Zeisschen Pulfrich Photometers*. Annln Hydrog Berl, 65, 276-282.
- Kalle, K., 1949: *Fluoreszenz und Gelbstoff im Bottnischen und Finnischen Meerbusen*. Dtsch Hydrogr Z, 2, 117-124.
- Kalle, K., 1963: *Über das Verhalten und die Herkunft der in den Gewässern und in der Atmosphäre vorhandenen himmelblauen Fluoreszenz*. Dtsch Hydrogr Z, 16, 153-166.
- Karabashev, G.S., A.I. Agatova, 1984: *Relationship of fluorescence intensity to concentration of dissolved organic substances in ocean water*. Oceanol, 24(6), 680-682.
- Keen, T.R., J.C. Kindle, D.K. Young, 1997: *The interaction of southwest monsoon upwelling, advection and primary production in the northwest Arabian Sea*. J Mar Sys, 13, 61-82.
- Kieber, D.J., K. Mopper, 1987: *Photochemical formation of glyoxylic and pyruvic acids in seawater*. Mar Chem, 21, 135-149.
- Kieber, D.J., J. McDaniel, K. Mopper, 1989: *Photochemical source of biological substrates in sea water: implications for carbon cycling*. Nature, 341, 637-639.
- Kieber, D.J., X. Zhou, K. Mopper, 1990: *Formation of carbonyl compounds from UV-induced photodegradation of humic substances in natural waters: Fate of riverine carbon in the sea*. Limnol Oceanogr, 35(7), 1503-1515.
- Kiefer, D.A., B.G. Mitchell, 1983: *A simple, steady state description of phytoplankton growth based on absorption cross section and quantum efficiency*. Limnol Oceanogr, 28(4), 770-776.
- Kirk, J.T.O., 1994: *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, 2. Aufl., 509S.

- Kouassi, A.M., R.G. Zika, 1990: *Light induced alteration of the photophysical properties of dissolved organic matter in seawater. Part I. Photoreversible properties of natural waters fluorescence.* Neth J Sea Res, 27(1), 25-32.
- Kouassi, A.M., R.G. Zika, J.M.C. Plane, 1990: *Light induced alteration of the photophysical properties of dissolved organic matter in seawater. Part II. Estimates of the environmental rates of the natural water fluorescence.* Neth J Sea Res, 27(1), 33-41.
- Kouassi, A.M., R.G. Zika, 1992: *Light induced destruction of the absorbance property of dissolved organic matter in seawater.* Toxicol Environ Chem Rev, 35, 195-211.
- Kraus, E.B., 1972: *Atmosphere-ocean interaction.* Clarendon Press, 275S.
- Krause, G.H., E. Weis, 1991: *Chlorophyll fluorescence and photosynthesis: the basics.* Ann Rev Plant Physiol Plant Mol Biol, 42, 313-349.
- Kühn, W., 1994: *A one-dimensional nitrogen-based physical-biological model of the pelagic ecosystem.* Institut für Meereskunde der Universität Hamburg, Tech Rep, 14.
- Kumar, M.D., A. Rajendran, K. Somasundar, B. Haake, A. Jenisch, Z. Shuo, V. Ittekkot, B.N. Desai, 1990: *Dynamics of dissolved organic carbon in the north Indian Ocean.* Mar Chem, 31, 299-316.
- Kumar, S.P., T.G. Prasat, 1996: *Winter cooling in the northern Arabian Sea.* Cur Sci, 71(11), 834-841.
- Kywalyanga, M., T. Platt, S. Sathyendranath, 1992: *Ocean primary production calculated by spectral and broad-banded models.* Mar Ecol Prog Ser, 85, 171-185.
- Lal, D. (Hrsg.), 1994 : *Biogeochemistry of the Arabian Sea.* Indian Academy of Science, Bangalore, 253S.
- Lampert, W., U. Sommer, 1993: *Limnoökologie.* Thieme-Verlag, Stuttgart, 440S.
- Laschke, A., 1995: *Entwicklung eines multispektralen Photometers für Lichtmessungen im Meer: Messungen der skalaren Bestrahlungsstärke.* Diplomarbeit am Fachbereich Physik der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg.
- Lawson, L.M., E.E. Hofmann, Y.H. Spitz, 1996: *Time series sampling and data assimilation in a simple marine ecosystem model.* Deep-Sea Res II, 43(2-3), 625-651.
- Lee, Z.P., K.L. Carder, J. Marra, R.G. Stewart, M.J. Perry, 1996: *Estimating primary production at depth from remote sensing.* Appl Opt, 35(3), 463-474.
- Lee, C., D.W. Murray, R.T. Barber, K.O. Buesseler, J. Dymond, J.I. Hedges, S. Honjo, S.J. Manganini, J. Marra, C. Modser, M.L. Peterson, W.L. Prell, S.G. Wakeham, 1998: *Particulate organic carbon fluxes: compilation of results from the 1995 US JGOFS Arabian Sea Process Study.* Deep-Sea Res II, 45, 2489-2501.

- Lendt, R., 2000: *Reaktionen des oberflächennahen marinen Karbonatsystems im nordwestlichen Arabischen Meer auf den Südwest-Monsun*. Dissertation an der Universität Hamburg. <http://www.sub.uni-hamburg.de/disse/243/Disse.pdf>.
- Lewitus, A.J., W.W. Broenkow, 1985: *Intermediate depth pigment maxima in oxygen minimum zones*. Deep-Sea Res, 32, 1101-1115.
- Liu, C.-C., J.D. Woods, C.D. Mobley, 1999: *Optical model for use in oceanic ecosystem models*. Appl Opt 38(21), 4475-4485.
- Lorenzen, C.J., 1966: *A method for the continuous measurement of in vivo chlorophyll concentration*. Deep-Sea Res, 13, 223-227.
- Lorenzen, C.J., S.W. Jeffrey, 1980: *Determination of chlorophyll in seawater. Report of intercalibration tests*. UNESCO Tech Pap Mar Sci, 35.
- Lorenzen, C.J., N.A. Welschmeyer, A.E. Copping, M. Vernet, 1983: *Sinking rates of organic particles*. Limnol Oceanogr, 28(4), 766-769.
- Louda, J.W., E.W. Baker, 1986: *The biogeochemistry of chlorophyll*. In: M.L. Sohn (Hrsg.): *Organic Marine Geochemistry*. ACS Symposium Series 305, 107-126.
- Madhupratap, M., T.C. Gopalakrishnan, P. Haridas, K.K.C. Nair, P.N. Aravindakshan, G. Padmavati, S. Paul, 1996: *Lack of seasonal and geographic variation in mesozooplankton biomass in the Arabian Sea and its structure in the mixed layer*. Cur Sci, 71(11), 863-868.
- Maier-Reimer, E., K.D. Six, 1996: *Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model*. Global Biogeochemical Cycles, 10(4), 559-583.
- Manghnani, V., J.M. Morrison, T.S. Hopkins, E. Böhm, 1998: *Advection of upwelled waters in the form of plumes off Oman during the Southwest Monsoon*. Deep-Sea Res II, 45, 2027-2052.
- Mann, K.H., J.R.N. Lazier, 1991: *Dynamics of marine ecosystems: biological-physical interactions in the oceans*. Blackwell Science, Inc, 466S.
- Mc Carthy, J.J., 1999: *Nitrogen dynamics during the Arabian Sea Northeast Monsoon*. Deep-Sea Res II, 46(8-9), 1623-1664.
- Mellor, G.L., T. Yamada, 1982: *Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems*. Rev Geophys Space Phys, 20(4), 851-875.
- Miller, W.L., 1994: *Recent advances in the photochemistry of natural dissolved organic matter*. In: G.R. Helz, R.G. Zepp, D.G. Crosby (Hrsg.): *Aquatic and surface photochemistry*, Lewis, 111-128.

- Miller, W.L., R.G. Zepp, 1995: *Photochemical production of dissolved inorganic carbon from terrestrial organic matter: Significance to the oceanic organic carbon cycle*. *Geophys Res Lett*, 22, 417-184.
- Miller, W.L., M.A. Moran, 1997: *Interaction of photochemical and microbial processes in the degradation of refractory dissolved organic matter from a coastal marine environment*. *Limnol Oceanogr*, 45(6), 1317-1324.
- Millero, F.J., E.A. Degler, D.W.O. Sullivan, C. Goyet, G. Eiseid, 1998: *The carbon dioxide system in the Arabian Sea*. *Deep-Sea Res II*, 45, 2225-2252.
- Mitchell, B.G., D.A. Kiefer, 1988: *Chlorophyll a specific absorption and fluorescence excitation spectra for light-limited phytoplankton*. *Deep-Sea Res*, 35(5), 639-663.
- Mobley, C.D., 1994: *Light and water: radiativ transfer in natural water*. Academic press, Inc, London, 592S.
- Mopper, K., W.L. Stahovec, 1986: *Sources and sinks of low molecular weight organic carbonyl compounds in seawater*. *Mar Chem*, 19, 305-321.
- Mopper, K., X. Zhou, R.J. Kieber, D.J. Kieber, R.J. Sikorski, R.D. Jones, 1991: *Photochemical degradation of dissolved organic carbon and its impact on the oceanic carbon cycle*. *Nature*, 353, 60-63.
- Mopper, K., C.A. Schultz, 1993: *Fluorescence as a possible tool for studying the nature and water column distribution of DOC components*. *Mar Chem*, 41, 229-238.
- Moran, M.A., R.G. Zepp, 1997: *Role of photoreactions in the formation of biologically labile compounds from dissolved organic matter*. *Limnol Oceanogr*, 42(6), 1307-1316.
- Morel, A., 1978: *Available, usable, and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis*. *Deep-Sea Res*, 25, 673-688.
- Morel, A., 1988: *Optical Modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case I waters)*. *J Geophys Res*, 93(C9), 10749-10768.
- Morel, A., 1991: *Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications*. *Prog Oceanogr*, 26, 263-306.
- Morel, A., R.C. Smith, 1974: *Relation between total quanta and total energy for aquatic photosynthesis*. *Limnol Oceanogr*, 19(4), 591-600.
- Morel, A., L. Prieur, 1977: *Analysis of variations in ocean color*. *Limnol Oceanogr*, 22(4), 709-722.

- Morel, A., J.-F. Berthon, 1989: *Surface pigments, algal biomass profiles, and potential production of the euphotic layer. Relationship reinvestigated in view of remote-sensing applications.* Limnol Oceanogr, 34(8), 1545-1562.
- Morel, A., D. Antoine, M. Babin, Y. Dandonneau, 1996: *Measured and modeled primary production in the northeast Atlantic (EUMELI JGOFS program): the impact of natural variations in photosynthetic parameters on model predictive skill.* Deep-Sea Res, 43(8), 1273-1304.
- Morrison, J.M., L.A. Codispoti, S. Gaurin, B. Jones, V. Manghnani, Z. Zheng, 1998: *Seasonal variation of hydrographic and nutrient fields during the US JGOFS Arabian Sea Process Study.* Deep-Sea Res II, 45(10-11), 2053-2101.
- Nagata, T., Y. Wantanabe, 1990: *Carbon- and nitrogen-to-volume ratios of bacterioplankton grown under different nutrient conditions.* Appl Environ Microbiol, 56, 1303-1309.
- Naqvi, W.A., 1991: *Geographical extent of denitrification in the Arabian Sea in relation to some physical processes.* Oceanol Acta, 14(3), 281-290.
- Naqvi, S.W.A., 1994: *Denitrification processes in the Arabian Sea.* In: D. Lal (Hrsg.): *Biogeochemistry of the Arabian Sea*, Indian Academy of Science, Bangalore, 181-202.
- Naqvi, S.W.A., M.D. Kumar, P.V. Narvekar, S.N. De Soussa, M.D. George, C. DeSilva, 1993: *An intermediate nepheloid layer associated with high microbial metabolic rates and denitrification in the northwest Indian Ocean.* J Geophys Res, 98, 16469-16479.
- Naqvi, S.W.A., M.S. Shailaja, 1993: *Activity of the respiratory electron transport system and respiration rates within the oxygen minimum layer of the Arabian Sea.* Deep-Sea Res II, 40, 687-695.
- Nelson, J.R., 1989: *Phytoplankton pigments in macrozooplankton feces: variability in carotenoid alterations.* Mar Ecol Prog Ser, 52, 129-144.
- Nelson, J.R., 1993 a: *Rates and possible mechanism of light dependent degradation of pigments in detritus derived from phytoplankton.* J Mar Res, 51, 155-179.
- Nelson, J.R., 1993 b: *Detrital spectral absorption: Laboratory Studies of visible light effects on phytodetritus absorption, bacterial spectral signal, and comparison to field measurements.* J Mar Res, 51, 181-207.
- Nelson, N., D. Siegel, A. Michaels, 1998: *Seasonal dynamics of colored dissolved material in the Sargasso Sea.* Deep-Sea Res, 45, 931-957.
- Nieke, B., R. Reuter, R. Heuermann, H. Wang, M. Babin, J.C. Therriault, 1997: *Light absorption and fluorescence properties of chromophoric dissolved organic matter (CDOM), in the St. Lawrence Estuary (Case 2 waters).* Cont Shelf Res, 17(3), 235-252.

- Noye, J., 1984: *Computational techniques for differential equations*. Elsevier Science Publishers B.V. North Holland, Amsterdam, Mathematics Studies 83, 679S.
- Noye, J., 1987: *Numerical modelling: Applications to marine systems*. Elsevier Science Publishers B.V. North Holland, Amsterdam, 295S.
- Noye, J., 1987 a: *Numerical methods for solving the transport equation*. In: J. Noye: *Numerical modelling: Applications to marine systems*. Elsevier Science Publishers B.V. North Holland, 195-230.
- Noye, J., 1987 b: *Finite difference methods for solving the one-dimensional transport equation*. In: J. Noye: *Numerical modelling: Applications to marine systems*. Elsevier Science Publishers B.V. North Holland, 231-256.
- Obernosterer, I., B. Reitner, G.J. Herndl, 1999: *Contrasting effects of solar radiation on dissolved organic matter and its bioavailability to marine bacterioplankton*. *Limnol Oceanogr*, 44(7), 1645-1654.
- Owens, T.G., 1991: *Energy transformation and fluorescence in photosynthesis*. In: S. Demers (Hrsg.): *Particle Analysis in Oceanography*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 101-140.
- Pacanowski, R.C., S.G.H. Philander, 1981: *Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans*. *J Phys Oceanogr*, 11, 1443-1451.
- Paulson, C., J.J. Simpson, 1977: *Irradiance measurements in the upper ocean*. *J Phys Oceanogr*, 7, 952-957.
- Perry, M.J., 1994: *Measurement of phytoplankton absorption other than per unit of chlorophyll a*. In: R.W. Spinrad, K.L. Carder, M.J. Perry: *Ocean Optics*. Oxford University Press Inc., New York, 107-117.
- Platt, T., 1986: *Primary Production of the ocean water column as a function of surface light intensity: algorithms for remote sensing*. *Deep-Sea Res*, 33(2), 149-163.
- Platt, T., D.V.S. Rao, B. Irwin, 1983: *Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean*. *Nature*, 301, 702-704.
- Platt, T., M.R. Lewis, R. Geider, 1984: *Thermodynamics of the pelagic ecosystem: Elementary closure conditions for biological production in the open ocean*. In: M.J.R. Fasham (Hrsg.): *Flows of energy and materials in marine ecosystems: theory and practice*. Plenum Press, New York, 733S.
- Platt, T., S. Sathyendranath, C.M. Caverhill, M.R. Lewis, 1988: *Ocean primary production and available light: further algorithms for remote sensing*. *Deep-Sea Res*, 35(6), 855-879.

- Platt, T., W.G. Harrison, M.R. Lewis, W.K.W. Li, S. Sathyendranath, R.E. Smith, A.F. Vezina, 1989: *Biological production of the oceans: the case for a consensus*. Mar Ecol Prog Ser, 52, 77-88.
- Platt, T., S. Sathyendranath, 1991: *Biological production models as elements of coupled atmosphere-ocean models for climate research*. J Geophys Res 96, 2585-2592.
- Postma, H., M.W. Manuela, J.W. Rommets, 1976: *Breakdown and production of fluorescent substances in Dutch waters*. Neth J Sea Res, 19(4), 499-516.
- Prasanna Kumar, S., M. Madhuratap, M. Dileep Kumar, M. Gauns, P.M. Muraleedharan, V.V.S.S. Sarma, S.N. De Souza, 2000: *Physical control of primary productivity on a seasonal scale in central and eastern Arabian Sea*. Proc Indian Acad Sci Earth Planet Sci, 109(4), 433-441.
- Press, W.H., S.A. Teukolsky, W.V.V.T. Vetterling, B.P. Flannery, 1992: *Numerical recipes in C*. Second Edition. Cambridge University Press, 994S.
- Prieur, L., S. Sathyendranath, 1981: *An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials*. Limnol Oceanogr, 26(4), 671-689.
- Qasim, S.Z., 1982: *Oceanography of the northern Arabian Sea*. Deep-Sea Res, 29(9), 1041-1068.
- Ramaiah, N., S. Raghukumar, Mangesh Gauns, 1996: *Bacterial abundance and production in the central and eastern Arabian Sea*. Cur Sci, 71(11), 878-882.
- Ramaiah, N., V.V.S.S. Sarma, Mangesh Gauns, M. Dileep Kumar, M. Madhuratap, 2000: *Abundance and relationship of bacteria with transparent exopolymer particles during the 1996 summer monsoon in the Arabian Sea*. Proc Indian Acad Sci Earth Planet Sci, 109(4), 443-451.
- Redfield, A.C., B.H. Ketchum, F.A. Richards, 1963: *The influence of organisms on the composition of sea-water*. In: M.N. Hill (Hrsg.): *The Sea*, 2, Wiley-Interscience, New York, 26-77.
- Rixen, T., B. Haake, V. Ittekkot, 2000 a: *Sedimentation in the western Arabian Sea. The role of coastal and open-ocean upwelling*. Deep-Sea Res II, 47, 2155-2178.
- Rixen, T., V. Ittekkot, B. Haake-Gaye, P. Schäfer, 2000 b: *The influence of the SW monsoon on the deep-sea organic carbon cycle in the Holocene*. Deep-Sea Res II, 47, 2629-2651.
- Rochford, D.J., 1964: *Salinity maxima in the upper 1000 meters of the North Indian Ocean*. Aust J Mar Freshwater Res, 15, 1-24.

- Roesler, C.S., M.J. Perry, K.L. Carder, 1989: *Modeling in situ phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters*. *Limnol Oceanogr*, 34(8), 1510-1523.
- Romankevich, E.A., 1984: *Geochemistry of organic matter in the ocean*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 334S.
- Rothschild, B.J. (Hrsg.), 1992: *Toward a theory on biological-physical interactions in the world ocean*. NATO Asi Series C, 239, Kluwer, 650S.
- Rykiel, E.J. Jr., 1996: *Testing ecological models: the meaning of validation*. *Ecol Model*, 90, 229-244.
- Sakka A., L. Legendre, M. Gosselin, B. Delesalle, 2000: *Structure of the oligotrophic planktonic food web under low grazing of heterotrophic bacteria: Takapoto Atoll, French Polynesia*. *Mar Ecol Prog Ser*, 197, 1-17.
- Sakshaug, E., A. Bricaud, Y. Dandonneau, P.G. Falkowski, K.A. Kiefer, L. Legendre, A. Morel, J. Parslow, M. Takahashi, 1997: *Parameters of photosynthesis: definitions, theory and interpretation of results*. *J Plankton Res*, 19, 1637-1670.
- Sarma, V.V.S.S., M. Dileep Kumar, M.D. George, A. Rajendran, 1996: *Seasonal variations in inorganic carbon components in the central and eastern Arabian Sea*. *Cur Sci*, 71(11), 852-856.
- Sathyendranath, S., L. Lazzara, L. Prieur, 1987: *Variations in the spectral values of specific absorption of phytoplankton*. *Limnol Oceanogr*, 32(2), 403-415.
- Sathyendranath, S., T. Platt, 1988: *The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean: A model for applications in oceanography and remote sensing*. *J Geophys Res*, 93, 9270-9280.
- Sathyendranath, S., T. Platt, 1989 a: *Computation of aquatic primary production: Extended formalism to include effect of angular and spectral distribution of light*. *Limnol Oceanogr*, 34(1), 188-198.
- Sathyendranath, S., T. Platt, 1989 b: *Remote sensing of ocean chlorophyll: Consequence of non-uniform pigment profile*. *Appl Opt*, 28(3), 490-495.
- Sathyendranath, S., T. Platt, C.M. Caverhill, R.E. Warnock, M.R. Lewis, 1989 a: *Remote sensing of ocean primary production: computations using a spectral model*. *Deep-Sea Res*, 36(3), 431-453.
- Sathyendranath, S., L. Prieur, T. Platt, 1989 b: *A three-component model of ocean colour and its application to remote sensing of phytoplankton pigments in coastal waters*. *Int J Remote Sensing*, 10(8), 1373-1394.

- Sathyendranath, S., T. Platt, 1994: *New production and mixed layer physics*. In: D. Lal (Hrsg.): *Biogeochemistry of the Arabian Sea*. Indian Academy of Sciences, Bangalore, 79-90.
- Sathyendranath, S., A. Longhurst, C.M. Caverhill, T. Platt, 1995: *Regionally and seasonally differentiated primary production in the North Atlantic*. *Deep-Sea Res.*, 42, 1773-1802.
- Sathyendranath, S., T. Platt, V. Stuart, B.D. Irwin, M.J.W. Veldhuis, G.W. Kraay, W.G. Harrison, 1996: *Some bio-optical characteristics of phytoplankton in the NW Indian Ocean*. *Mar Ecol Prog Ser*, 132, 299-311.
- Schönig, H., 1995: *Entwicklung eines multispektralen Photometers für Lichtmessungen im Meer: Messungen der vektoriellen Bestrahlungsstärke*. Diplomarbeit am Fachbereich Physik der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg.
- Schröder, M., 1999: *Beiträge durch Fluoreszenz und Raman-Streuung zum Spektrum des Tageslichtes im Ozean*. Diplomarbeit am Fachbereich Physik der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg.
- Schröder, M., H. Barth, R. Reuter: *Impact of inelastic scattering on the underwater day-light in the ocean: model evaluation and validation*. Eingereicht 2001 bei Applied Optics.
- Schulman, S.G., 1985: *Molecular luminescence spectroscopy*. Chemical Analysis, 77, Wiley-Interscience Publications. John Wiley & Sons, New York.
- Sellmer, C., 1999: *Phytoplanktologische Studien im westlichen Arabischen Meer zur Zeit des SW-Monsuns - Ein Beitrag zum Verständnis des regionalen Kohlenstoffkreislaufs*. Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät des Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Sen Gupta, R., S.W.A. Naqvi, 1984: *Chemical oceanography of the Indian Ocean, north of the equator*. *Deep-Sea Res.*, 31, 671-706.
- Sheppard, C., A. Price, C. Roberts, 1992: *Marine ecology of the Arabian Sea: patterns and processes in extreme tropical environments*. Academic Press, London, San Diego, 359S.
- Shetye, S.R., A.D. Gouveia, S.S.C. Sheno, 1994: *Circulation and water masses of the Arabian Sea*. In: D. Lal (Hrsg.): *Biogeochemistry of the Arabian Sea*. Indian Academy of Science, Bangalore, 9-26.
- Sheno, S.S.C., S.R. Shetye, A.D. Gouveia, G.S. Michael, 1993: *Salinity extrema in the Arabian Sea*. SCOPE/UNEP Sonderband, 76, 37-49.
- Sidorenko, V.M., S.A. Pakkonen, 1994 a: *Intensity of the water fluorescence variation caused by organic matter transition from suspended state into solution*. SPIE 2258, Ocean Optics XII, 793-796.

- Sidorenko, V.M., S.A. Pakkonen, 1994 b: *Vertical stratification of the fluorescence intensity dissolved in the sea water organic water*. SPIE 2258, Ocean Optics XII, 806-810.
- Sieburth, J. McN., A. Jensen, 1968: *Studies on algal substances in the sea. I. Gelbstoff (Humic Material) in terrestrial and marine waters*. J Exp Mar Biol Ecol, 2, 174-189.
- Sieburth, J. McN., A. Jensen, 1969: *Studies on algal substances in the sea. II. The formation of gelbstoff (Humic Material) by exudates of phaeophytas*. J Exp Mar Biol Ecol, 3, 275-289.
- Siegel, D.A., T.D. Dickey, L. Washburn, M.K. Hamilton, B.G. Mitchell, 1989: *Optical determination of particulate abundance and production variations in the oligotrophic ocean*. Deep-Sea Res, 36(2), 211-222.
- Siegel, D.A., A.F. Michaels, 1996: *Quantification of non-algal light attenuation in the Sargasso Sea: Implications for biogeochemistry and remote sensing*. Deep-Sea Res II, 43 (2-3), 321-345.
- Simpson, J.J., T.D. Dickey, 1981: *Alternative parametrizations of downward irradiance and their dynamical significance*. J Phys Oceanogr, 11, 876-882.
- Smith, D.C., G.F. Steward, R.A. Long, F. Azam, 1995: *Bacterial mediation of carbon fluxes during a diatom bloom in a mesocosm*. Deep-Sea Res II, 42(1), 75-97.
- Smith, R.C., K.S. Baker, 1978 a: *The bio-optical state of ocean waters and remote sensing*. Limnol Oceanogr, 23(2), 247-259.
- Smith, R.C., K.S. Baker, 1978 b: *Optical classification of natural waters*. Limnol Oceanogr, 23(2), 260-267.
- Smith, R.C., K.S. Baker, 1981: *Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm)*. Appl Opt, 20(2), 177-184.
- Smith, R.C., B.B. Prézelin, R.R. Bidigare, K.C. Baker, 1989: *Bio-optical modeling of photosynthetic production in coastal waters*. Limnol Oceanogr, 34(8), 1524-1544.
- Smith, S.L., L.A. Codispoti, J.M. Morrison, R.T. Barber, 1998 a: *The 1994-1996 Arabian Sea Expedition: an integrated, interdisciplinary investigation of the response of the northwestern Indian Ocean to monsoonal forcing*. Deep-Sea Res II, 45, 1905-1915.
- Smith, S., M. Roman, I. Prusova, K. Wishner, M. Gowing, L.A. Codispoti, R. Barber, J. Marra, C. Flagg, 1998 b: *Seasonal response of zooplankton to monsoonal reversals in the Arabian Sea*. Deep-Sea Res II, 45, 2369-2403.
- Sohn, M.L. (Hrsg.), 1986: *Organic Marine Geochemistry*. ACS Symposium Series 305, 427S.

- Sooahoo, J., D.A. Kiefer, 1982 a: *Vertical distribution of phaeopigments - I. A simple grazing and photooxidative scheme for small particles*. Deep-Sea Res, 29(12), 1539-1551.
- Sooahoo, J., D.A. Kiefer, 1982 b: *Vertical distribution of phaeopigments - II. Rates of production and kinetics of photooxidation*. Deep-Sea Res, 29(12), 1553-1563.
- Spinrad, R.W., H. Glover, B.B. Ward, L.A. Codispoti, G. Kullenberg, 1989: *Suspended particle and bacterial maxima in Peruvian coastal waters during a cold water anomaly*. Deep-Sea Res, 36(5), 715-733.
- Spinrad, R.W., K.L. Carder, M.J. Perry, 1994: *Ocean Optics*. Oxford University Press Inc., New York, 275S.
- Spitzer, D., R.W.J. Dirks, 1985: *Contamination of the reflectance of natural waters by solar-induced fluorescence of dissolved organic matter*. Appl Opt, 24(4), 444-445.
- Spitz, A., V. Ittekkot, 1982: *Gelbstoff: An uncharacterized fraction of dissolved organic carbon*. In: GKSS Report 1986: The influence of yellow substances on remote-sensing of seawater-constituents from space, II, GKSS Geesthacht Research Center, Geesthacht, Germany, 1-31.
- Stel, J.H., H.W.A. Behrens, J.C. Borst, L.J. Droppert, J.P. van der Meulen (Hrsg.), 1997: *Operational Oceanography*. EOS, Amsterdam.
- Stoderegge, K., G.J. Herndl, 1998: *Production and release of bacterial capsular material and its subsequent utilization by marine bacterioplankton*. Limnol Oceanogr, 43(5), 877-884.
- Strom, S.L., R. Benner, S. Ziegler, M.J. Dagg, 1997: *Planktonic grazers are a potentially important source of marine dissolved organic carbon*. Limnol Oceanogr, 45(6), 1364-1374.
- Sverdrup, H.U., 1953: *On conditions for the vernal blooming of phytoplankton*. J Cons Perm Int Exp Mer, 18, 287-295.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson, R.H. Fleming, 1942: *The oceans: Their physics, chemistry and general biology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1060S.
- Tassan, S. 1994: *Local algorithms using SeaWiFS data for the retrieval of phytoplankton, pigments, suspended sediment, and yellow substance in coastal waters*. Appl Opt, 33(12), 2369-2378.
- Taylor, A.H., R.J. Geider, F.J.H. Gilbert, 1997: *Seasonal and latitudinal dependencies of phytoplankton carbon-to-chlorophyll a ratios: results of a modeling study*. Mar Ecol Prog Ser, 152, 51-66.

- Thingsta, T.F., A. Hagström, R. Rassoulzadegard, 1997: *Accumulation of degradable DOC in surface waters: Is it caused by a malfunctioning microbial loop?* *Limnol Oceanogr*, 42(2), 398-404.
- Tomczak, M., J.S. Godfrey, 1994: *Regional oceanography: An introduction*. Pergamon Press, 422S.
- Toon, R.K., S.E. Lohrenz, C.E. Rathburn, A.M. Wood, R.A. Arnone, B.H. Jones, J.C. Kindle, A.D. Weidemann, 2000: *Photosynthesis-irradiance parameters and community structure associated with coastal filaments and adjacent waters in the northern Arabian Sea*. *Deep-Sea Res II*, 47(7-8), 1249-1277.
- Turro, N.J., 1965: *Molecular photochemistry*. Benjamin, New York.
- Twardowski, M.S., P.L. Donaghay, 1998: *The spectral signature associated with the photobleaching of CDOM absorption*. SPIE, Ocean Optics XIV.
- Visser, S.A., 1983: *Fluorescence phenomena of humic matter of aquatic origin and microbial cultures*. In: R.F. Christman, E.T. Gjessing (Hrsg.): *Aquatic and terrestrial humic materials*. Ann Arbor Science, Michigan, 183-202.
- Vodacek, A., S.A. Green, N.V. Blough, 1994: *An experimental model of solar-stimulated fluorescence of chromophoric dissolved organic matter*. *Limnol Oceanogr*, 39(1), 1-11.
- Vodacek, A., N.V. Blough, M.D. deGrandpre, E.T. Peltzer, R.K. Nelson, 1997: *Seasonal variation of CDOM and DOC in the Middle Atlantic Bight: Terrestrial inputs and photooxidation*. *Limnol Oceanogr*, 42(4), 674-686.
- Warren, B.A., 1994: *Context of the suboxic layer in the Arabian Sea*. In: D. Lal (Hrsg.): *Biogeochemistry of the Arabian Sea*. Indian Academy of Science, Bangalore, 203-216.
- Watts, L.J., S. Sathyendranath, C. Caverhill, H. Maass, T. Platt, N.J.P. Owens, 1999: *Modelling new production in the northwest Indian Ocean region*. *Mar Ecol Prog Ser*, 183, 1-12.
- Wefer, G., 1991: *Stofftransport zum Meeresboden*. *Naturwiss*, 78, 1-6.
- Whitehead, R.F., S. de Mora, S. Demers, M. Gosselin, P. Monfort, B. Mostajir, 2000: *Interactions of ultraviolet-B radiation, mixing, and biological activity on photobleaching of natural chromophoric dissolved organic matter: A mesocosm study*. *Limnol Oceanogr*, 45(2), 278-291.
- Wishner, K.F., C.J. Ashjian, C. Gelfman, M.M. Gowing, L. Kann, L.A. Levin, L.S. Mullinfaux, J. Saltzman, 1995: *Pelagic and benthic ecology of the lower interface of the Eastern Tropical Pacific oxygen minimum zone*. *Deep-Sea Res*, 42(1), 93-115.

- Wishner, K.F., M.M. Gowing, C. Gelfman, 1998: *Mesozooplankton biomass in the upper 1000 m in the Arabian Sea: overall seasonal and geographic patterns, and relationship to oxygen gradients*. Deep-Sea Res, 45, 2405-2433.
- Wolfbeis, O.S., 1985: *Fluorescence of organic natural products*. In: S.G. Schulman: Molecular luminescence spectroscopy. Chemical Analysis, 77, Wiley-Interscience Publications. John Wiley & Sons, New York, 167-369.
- Wolf, K.-U., J.D. Woods, 1992: *Lagrangian simulation of primary production in the physical environment - the deep chlorophyll maximum and nutricline*. In: B.J. Rothschild (Hrsg.): Toward a theory on biological-physical interactions in the world ocean. NATO Asi Series C, 239, Kluwer, 51-70.
- Wyrski, K., 1971: *Oceanographic atlas of the international Indian Ocean Expedition*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D.C.
- Wyrski, K., 1973: *Physical oceanography of the Indian Ocean*. In: B. Zeitschel (Hrsg.): Biology of the Indian Ocean. Springer Verlag, Berlin, 18-36.
- Yentsch, C.S., 1983 a: *Remote sensing of biological substances*. In: A.P. Cracknell: Remote Sensing Application in Marine Science and Technology, NATO Asi Series C, 106, D. Reidel Publishing Company, 263-297.
- Yentsch, C.S., 1983 b: *A note on the fluorescence characteristics of particles that pass through glass-fiber filters*. Limnol Oceanogr, 28(3), 597-599.
- Yentsch, C.S., C.A. Reichert, 1962: *The interrelationship between water-soluble yellow substances and chloroplastic pigments in marine algae*. Bot Mar, 3, 65-74.
- Yentsch, C.S., D.W. Menzel, 1963: *A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence*. Deep-Sea Res, 10, 221-231.
- Yentsch, C.S., D.A. Phinney, 1985: *Spectral fluorescence: an ataxonomic tool for studying the structure of phytoplankton populations*. J Plankton Res, 7(5), 617-632.
- Yentsch, C.S., D.A. Phinney, 1989: *A bridge between ocean optics and microbial ecology*. Limnol Oceanogr, 34(8), 1694-1705.
- You, Y., M. Tomczak, 1993: *Thermocline circulation and ventilation in the Indian Ocean derived from water mass analysis*. Deep-Sea Res, 40, 13-56.
- Zafirou, O.C., J. Jousset-Dubien, R.G. Zepp, R.G. Zika, 1984: *Photochemistry of natural waters*. Environ Sci Technol, 18(12), 358A-371A.
- Zeitschel, B., S.A. Gerlach, 1973: *The biology of the Indian Ocean*. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York, 549S.

- Zepp, R.G., 1978: *Quantum Yields of reaction of pollutants in dilute aqueous solution*. Environ Sci Technol, 12(3), 327-329.
- Zepp, R.G., 1988: *Environmental photoprocesses involving natural organic matter*. In: F.H. Frimmel (Hrsg.): *Humic substances and their role in the environment*. Wiley publication, Berlin, 193-214.
- Zepp, R.G., D.M. Cline, 1977: *Rates of direct photolysis in aquatic environment*. Environ Sci Technol, 11(4), 359-366.
- Zepp, R.G., G.L. Baughman, 1978: *Prediction of photochemical transformation of pollutants in the aquatic environment*. In: O. Hutzinger, L.H. von Lelyueld, B.C.J. Zoeteman (Hrsg.): *Aquatic pollutants transformation and biological effects*. Pergamon Press, 237-363.
- Zepp, R.G., F. Schlotzhauer, 1981: *Comparison of photochemical behaviour of various humic substances in water: III spectroscopic properties of humic substances*. Chemosphere, 10(5), 479-486.
- Ziechmann, W., 1980 a: *Ein mathematisches Modell zur Beschreibung der Humifizierung*. In: W. Ziechmann: *Huminstoffe*. Verlag Chemie, Weinheim Deerfield Beach Florida Basel, 158-167.
- Ziechmann, W., 1980 b: *Huminstoffe*. Verlag Chemie, Weinheim Deerfield Beach Florida Basel, 408S.
- Ziegler, S., R. Benner, 2000: *Effects of solar radiation on dissolved organic matter cycling in a subtropical seagrass meadow*. Limnol Oceanogr 45(2), 257-266.
- Zielinski, O., 1999: *Bio-optische Modellierung des pelagischen Ökosystems nördlich der Kanarischen Inseln*. Dissertation am Fachbereich Physik der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg. <http://docserver.bis.uni-oldenburg.de/publikationen/dissertation/fb08.html>
- Zielinski, O., O. Llinás, A. Oschlies, R. Reuter: *Underwater light field and its effect on an 1d-ecosystem model at station ESTOC, north of the Canary Islands*. Deep-Sea Res, im Druck.
- Zimmermann, G., 1991: *Fernerkundung des Ozeans*. Akademie Verlag GmbH, Berlin, 419S.

## A Akronyme

Tabelle A.1: Verwendete Akronyme und Abkürzungen

<b>Akronym</b>	<b>Bedeutung</b>	<b>Kapitel</b>
AABW	Antarctic Bottom Water	Kap. 3.2.2
AAIW	Antarctic Intermediate Water	Kap. 3.2.2
AAMW	Australasian Mediterranean Water	Kap. 3.2.2
AIM	Autumn InterMonsoon	Kap. 3.2.2
AOP	Apparent Optical Properties	Kap. 2.1.2
ASHSW	Arabian Sea High Salinity Water	Kap. 3.2.2
ASW	Arabian Sea Water	Kap. 3.2.2
B	Bakterien	Kap. 5.1
BBW	Bengal Bay Water	Kap. 3.2.2
BC	Barren Class	Kap. 3.3.2
BGC	BioGeoChemisches (Modell)	Kap. 4
BGCG	BioGeoChemisches Gelbstoff (Modell)	Kap. 1
BW	Bottom Water	Kap. 3.2.2
CAST	Central Arabian Sea Trap	Kap. 3.2.2
CDOM	Chromophoric Dissolved Organic Matter	Kap. 2.2.1
CDW	Circumpolar Deep Water	Kap. 3.2.2
CTD	ConductivityTemperatureDepth (Device)	Kap. 3.1
DCM	Deep Chlorophyll Maximum	Kap. 3.2.3
DET	DETritus	Kap. 5.1
DIC	Dissolved Inorganic Carbon	Kap. 2.2.1
DOC	Dissolved Organic Carbon	Kap. 2.2.1
DOM	Dissolved Organic Matter	Kap. 1
EAC	East Arabian Current	Kap. 3.2.1
ECC	Equatorial Counter Current	Kap. 3.2.1
ESW	Equatorial Surface Water	Kap. 3.2.2
FTCS	Explicit Forward Time Centred Space	Kap. 4.4
FDOM	Fluorescent DOM	Kap. 2.2.1
GER	German (JGOFS)	Kap. 5.4
IAPSO	International Association of Physical Sciences of the Oceans	Kap. 2.1.1
ICW	Indian Central Water	Kap. 3.2.2
IDW	Indian Deep Water	Kap. 3.2.2
IEW	Indian Equatorial Water	Kap. 3.2.2

*Fortsetzung nächste Seite*

<i>Fortsetzung von Tab. A.1</i>		
<b>Akronym</b>	<b>Bedeutung</b>	<b>Kapitel</b>
IfBM	Institut für Biogeochemie und Meereschemie	Kap.3.1
IfM	Institut für Meereskunde	Kap.3.1
IGBP	International Geosphere Biosphere Program	Kap. 1
IIW	Indonesian Intermediate Water	Kap. 3.2.2
IM	InterMonsoon	Kap. 6.2.1
IOP	Inherent Optical Properties	Kap. 2.1.2
IOEW	Indian Ocean Equatorial Water	Kap. 3.2.2
IOW	Institut für Ostseeforschung Warnemünde	Kap.5.4
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project	Kap. 6.3.2
IUW	Indonesian Upper Water	Kap. 3.2.2
JGOFS	Joint Global Ocean Flux Study	Kap. 1
LS50	Luminescence Spectrometer	Kap. 3.1
MC	Mocambique Current	Kap. 3.2.1
MFL	MehrkanalFLuorometer	Kap. 3.1
MLBC	Mixed Layer Bloom Class	Kap. 3.3.2
MLD	Mixed Layer Depth	Kap. 3.2.3
MPI	Max Planck Institut	Kap. 7
MST	MultiSpektraler Trübungssensor	Kap. 3.1
N	Nährstoff (Stickstoff)	Kap. 5.1
NAST	Northern Arabian Sea Trap	Kap. 3.2.2
NEC	North Equatorial Current	Kap. 3.2.1
NEM	North East Monsoon	Kap. 3.2.1
NICW	North Indian Central Water	Kap. 3.2.2
NIDW	North Indian Deep Water	Kap. 3.2.2
NPP	NettoPrimärProduktion	Kap. 4.1.2
NPZD	Nährstoff-Phytoplankton-Zooplankton-Detritus (Modell)	Kap. 4.3
OMZ	Oxygen Minimum Zone	Kap. 3.2.2
P	Phytoplankton	Kap. 5.1
PAR	Photosynthetical Available Radiation	Kap. 2.1.1
PGW	Persian Gulf Water	Kap. 3.2.2
PI	Photosynthesis Irradiance (Parameter)	Kap. 2.2.2
POC	Particulate Organic Carbon	Kap. 2.2.1
PON	Particulate Organic Nitrogen	Kap. 6.1.3
RAD	RADiometer	Kap. 3.1
RSPGIW	Red Sea Persian Gulf Intermediate Water	Kap. 3.2.2
<i>Fortsetzung nächste Seite</i>		

<i>Fortsetzung von Tab. A.1</i>		
<b>Akronym</b>	<b>Bedeutung</b>	<b>Kapitel</b>
RSW	Red Sea Water	Kap. 3.2.2
RS(M)	Remote Sensing (Model)	Kap. 6.2.1
RTE	Radiative Transfer Equation	Kap. 2.1.3
SAST	Southern Arabian Sea Trap	Kap. 3.2.2
SC	Somali Current	Kap. 3.2.1
SEC	South Equatorial Current	Kap. 3.2.1
SICW	South Indian Central Water	Kap. 3.2.2
SIM	Spring InterMonsoon	Kap. 3.2.2
SK	Sagar Kanya (Cruises)	Kap. 6.1.3
So119	Sonne 119 (Fahrt)	Kap. 3.1
So120	Sonne 120 (Fahrt)	Kap. 3.1
SOC	Southampton Oceanography Center	Kap. 5.4
SOLAS	Surface Ocean-Lower Atmosphere Study	Kap. 7
SST	Sea Surface Temperature	Kap. 3.2.2
SWM	South West Monsoon	Kap. 3.2.1
SWMC	Southwest Monsoon Current	Kap. 3.2.1
TC	Transitional Class	Kap. 3.3.2
TKE	Turbulent Kinetic Energy	Kap. 4.4
TTC	Typical Tropical Class	Kap. 3.3.2
TTN	Thomas Thompson (Cruises)	Kap. 5.4
UDOC	Uncolored DOC	Kap. 4.2
UV	UltraViolet (Strahlung)	Kap. 2.2.1
WAST	Western Arabian Sea Trap	Kap. 3.2.2
Z	Zooplankton	Kap. 5.1
ZC	Zansibar Current	Kap. 3.2.1

## B Symbolverzeichnis

Tabelle B.1: Symbolverzeichnis. Die im Modell verwendeten Bezeichner sind den Tab. 5.6 bis Tab. 5.9 zu entnehmen. Innerhalb der Arbeit kann es vorkommen, daß verschiedene Dinge an unterschiedlichen Stellen mit demselben Symbol bezeichnet worden sind. So bezeichnet z. B.  $\theta$  einmal einen Winkel und an anderer Stelle das Chl:C-Verhältnis. Es geht jedoch immer aus dem Zusammenhang hervor, was gemeint ist.

Symbol	Einheit	Bedeutung
$a$	$m^{-1}$	spektraler Absorptionskoeffizient
$a_c$	$m^{-1}$	... von Pigmenten
$a_d$	$m^{-1}$	... von organischem Detritus
$a_g$	$m^{-1}$	... von Gelbstoff
$a_{mp}$	$m^{-1}$	... von mineralischen Partikeln
$a_w$	$m^{-1}$	... von Wasser
$a_C^*$	$m^2 (mg\ Chl)^{-1}$	spezifischer Absorptionskoeffizient von Chlorophyll und chlorophyllähnlichen Pigmente
$a_C^{*'} $		normierter spezifischer Absorptionskoeffizient von Chlorophyll und chlorophyllähnlichen Pigmente
$a_P^*$		spezifischer Absorptionskoeffizient nicht-chlorophyllhaltiger Partikel biologischen oder terrestrischen Ursprungs
$a_P^{*'} $		normierter spezifischer Absorptionskoeffizient nicht-chlorophyllhaltiger Partikel biologischen oder terrestrischen Ursprungs
$a_Y^*$		spezifischer Absorptionskoeffizient von Gelbstoff
$a_Y^{*'} $		normierter spezifischer Absorptionskoeffizient von Gelbstoff
$a_1, a_2$		Fitparameter
$a^F$	$m^{-1}$	durch die fluoreszierende Substanz hervorgerufene Absorptionskoeffizienten
$A_0$	$nm^{-1}$	Parameter bei der substanzspezifischen Beschreibung von $\eta^F$
$A_1, A_2$		Parameter bei der substanzspezifischen Beschreibung von $\eta^F$
$\alpha$	$d^{-1} (W\ m^{-2})^{-1}$	Anfangssteigung der PI-Kurve

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von Tab. B.1		
Symbol	Einheit	Bedeutung
$\alpha^B$	$\text{mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$ $(\text{W m}^{-2})^{-1}$	normierte Anfangssteigung der PI-Kurve
$\alpha^B(\lambda)$	$\text{mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$ $(\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1})^{-1}$	photosynthetisches Aktionsspektrum
$b$	$\text{m}^{-1}$	Streukoeffizient
$b_b$	$\text{m}^{-1}$	Rückstreukoeffizient
$B$	$\text{mg m}^{-3}$	photosynthetisch aktive Biomasse
$B_T$	$\text{mg m}^{-2}$	Gesamtbiomasse oberhalb der Hintergrundpigmentkonzentration
$B_0$	$\text{mg m}^{-3}$	Hintergrundpigmentkonzentration
$B_1, B_2$	$\text{nm}^{-1}$	Parameter bei der substanzspezifischen Beschreibung von $\eta^F$
$\beta$	$\text{m}^{-1} \text{ sr}^{-1}$	Volumenstreuungsfunktion elastische Streuung
$\tilde{\beta}$	$\text{sr}^{-1}$	Phasenfunktion elastische Streuung
$\beta^F$	$\text{m}^{-1} \text{ sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}$	Volumenstreuungsfunktion inelastische Streuung (Fluoreszenz)
$\tilde{\beta}^F$	$\text{sr}^{-1}$	Phasenfunktion inelastische Streuung (Fluoreszenz)
$c$	$\text{m}^{-1}$	Strahlattenuationskoeffizient
$c_0$	$\text{m s}^{-1}$	Lichtgeschwindigkeit
$c_{x2y}$	variiert	Modellkonstante bei der Prozeßbeschreibung zwischen $x$ und $y$
$C$	$\text{mg m}^{-3}$	Chlorophyll (Phytoplankton)
$C'$	$\text{m}^{-1}$	Normierungskoeffizient Chlorophyll
$C(z, t)$	$\text{mg m}^{-3}$	Konzentration in der Tiefe $z$ zum Zeitpunkt $t$
$C_0$	$\text{mg m}^{-3}$	Pigmentkonzentration an der Oberfläche
$\bar{C}_{\text{KPAR}}$	$\text{mg m}^{-3}$	durchschnittliche Pigmentkonzentration innerhalb einer Attenuationslänge $Z_{\text{KPAR}}$ (bzgl. PAR)
$\bar{C}_{\text{sat}}$	$\text{mg m}^{-3}$	durchschnittliche Konzentration, die von einem Satellitenradiometer gesehen wird
$C_T$	$\text{mg m}^{-2}$	integrierte Biomasse
$C_X$	$\text{mmol C m}^{-3}$ bzw. $\text{mmol N m}^{-3}$	Konzentration der Substanz X
Chl, CHL	$\text{mg m}^{-3}$	Chlorophyllkonzentration

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von Tab. B.1		
Symbol	Einheit	Bedeutung
$\chi_c(\lambda)$		tabellierte Koeffizienten für die Beschreibung der Attenuation durch Chlorophyll
$D$	$\text{mg l}^{-1}$	DOM
$DL$	h	Tageslänge
$DR$	$\text{mg C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$	tägliche Respiration der photoautotrophen Organismen
$D_z$	$\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$	turbulenter Austauschkoeffizient
$dA, dS$	$\text{m}^2$	Flächenelemente
$\Delta r$	m	Streckenintervall
$\Delta V$	$\text{m}^3$	kleines Wasservolumen
$\Delta x$	m	Streckenintervall
$\Delta t$	s	Zeitintervall
$e(\lambda)$		tabellierte Exponenten für die Beschreibung der Attenuation durch Chlorophyll
$E$	$\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$	Bestrahlungsstärke ( <i>irradiance</i> )
$E_o$	$\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$	skalare Bestrahlungsstärke
$E_d$	$\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$	abwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke
$E_u$	$\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$	aufwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke
$E_{\text{PAR}}(\lambda, z, t)$	$\text{W m}^{-2} \text{ nm}^{-1}$	Bestrahlungsstärke im PAR Bereich
$E_{\text{PAR}}(z, t)$	$\text{W m}^{-2}$	integrierte Bestrahlungsstärke im PAR Bereich
$\eta^F$	$\text{nm}^{-1}$	spektrale Quantenausbeutefunktion
$f_{X2Y}$	$\text{mmol C m}^{-3} \text{ d}^{-1}$ bzw. $\text{mmol N m}^{-3} \text{ d}^{-1}$	Prozeß $f$ zwischen Ausgangssubstanz $X$ und Zielsubstanz $Y$
$f^F$	$\text{nm}^{-1}$	Wellenlängen-Re-Distributionsfunktion
$F_X$		Fluß der Eigenschaft $X$
$g^F$		dimensionslose Funktion
$\gamma$		Verhältnis von aktiver zu gesamter Pigmentkonzentration
$h$	J s	Planck'sches Wirkungsquantum
$h_{x2y}$	$\text{mmol C m}^{-3}$ bzw. $\text{mmol N m}^{-3}$	Halbsättigungskonstante bei der Prozeßbeschreibung zwischen $x$ und $y$
$h^F$	$\text{nm}^{-1}$	Emissionsfunktion der Fluoreszenz
$I$	$\text{W sr}^{-1} \text{ nm}^{-1}$	Strahlstärke
$k_c, k'_c$		tabellierte Koeffizienten für $K_C$
$k_d, k'_d$		tabellierte Koeffizienten für $K_D$

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von Tab. B.1		
Symbol	Einheit	Bedeutung
$k_w$	$m^{-1}$	diffuser Attenuationskoeffizient von Wasser
$k_{\alpha\lambda}$		Funktion, die das substanzspezifische Absorptionsverhalten und die Lichtabhängigkeit bei der Photolyse beschreibt
$K_d$	$m^{-1}$	diffuser Attenuationskoeffizient bzgl. $E_d$
$K_{PAR}$	$m^{-1}$	diffuser Attenuationskoeffizient bzgl. PAR
$K_T$	$m^{-1}$	gesamter diffuser Attenuationskoeffizient bzgl. $E_d$
$K_C$	$m^{-1}$	diffuser Attenuationskoeffizient von Chlorophyll und chlorophyllähnlichen Pigmenten bzgl. $E_d$
$K_D$	$m^{-1}$	diffuser Attenuationskoeffizient von gelöstem organischen Material bzgl. $E_d$
$K_W$	$m^{-1}$	diffuser Attenuationskoeffizient von Wasser bzgl. $E_d$
$\kappa_1$	$m^{-1}$	Fitparameter Michaelis-Menten-Kurve
$\kappa_2$	Raman-Einheiten $nm^{-1}$	Fitparameter Michaelis-Menten-Kurve
$\lambda, \lambda'$	nm	Wellenlänge
$\lambda_0$	nm	Referenzwellenlänge
$\lambda_1^F, \lambda_2^F$	nm	Wellenlängen, die das Intervall festlegen, in der Fluoreszenz angeregt werden kann
$L$	$W m^{-2} nm^{-1} sr^{-1}$	Strahldichte ( <i>radiance</i> )
$\bar{\mu}$		mittlerer Kosinus
$\bar{\mu}_d$		abwärtsgerichteter mittlerer Kosinus
$\mu_m$	$d^{-1}$	maximale Wachstumsrate
$n_a, n_w$		Brechzahlen Luft bzw. Wasser
$\nu$	Hz	Frequenz der Strahlung
$\omega_0$		Einfachstreuabedo
$p_x$		Modellkonstante, die einen Anteil beschreibt
$P$	$m^{-1}$	nicht-chlorophyllhaltige Partikel biologischen oder terrestrischen Ursprungs
$P'$		Normierungskoeffizient nicht-chlorophyllhaltiger Partikel
$P^B, P_{opt}^B$	$mg C (mg Chl)^{-1} h^{-1}$	chlorophyllspezifische Raten (aus Primärproduktionsmessungen abgeleitete)

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von Tab. B.1		
Symbol	Einheit	Bedeutung
$P^B$	$\text{mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$	normierte Photosyntheserate
$\frac{P^B}{m}$	$\text{mg C (mg Chl)}^{-1} \text{ h}^{-1}$	normierte max. Assimilationszahl
$\overline{PAR}(0^+)$	$\text{J m}^{-2}$	über den Tag integrierte photosynthetisch verfügbare Strahlung an der Meeresoberfläche
$\varphi$	Grad	geographischen Breite
$\varphi_c$		chlorophyllspezifische Quantenausbeuten
$\Phi$		Quantenausbeute
$\Phi^F$		Quantenausbeute (Chlorophyll, Gelbstoff) ( $F = C, Y$ )
$\Phi$	$\text{W nm}^{-1}$	Strahlungsfluß
$\Phi_i, \Phi_a, \Phi_s, \Phi_t$	$\text{W nm}^{-1}$	einfallender, absorbiertes, gestreuter, ohne Richtungsänderung transmittierter Strahlungsfluß
$\psi$	Grad	Streuwinkel
$\psi^*$	$\text{m}^2 (\text{g Chl})^{-1}$	Querschnitt Photosynthese
$q_x$		Modellkonstante, die einen Anteil beschreibt
$Q$	J	Energie
$r^2$		quadrierter Korrelationskoeffizient
$R$		Reflektivität
$R_{rs}$	$\text{sr}^{-1}$	<i>Remote sensing</i> Reflektivität
$\rho$	$\text{kg m}^{-3}$	Dichte
$S$	$\text{nm}^{-1}$	exponentieller Steigungsparameter
$S$		Salzgehalt
$S_X$		spezifischer empirischer Scherkoeffizient
$\sigma$	m	Fitparameter: Maß für die Breite des Gauß-Peaks
$\sigma_T$		in der Ozeanographie verwendete Darstellungsweise für die Dichte (bzgl. $T$ )
$\sigma_\theta$		in der Ozeanographie verwendete Darstellungsweise für die Dichte (bzgl. $\theta$ )
$\sigma^F$		Varianzparameter bei der Beschreibung der Re-Distributionsfunktion $f^F$
$t$	s	Zeit
$T$	$^\circ\text{C}$	Temperatur
$\theta$	$^\circ\text{C}$	potentielle Temperatur
$\theta$	Grad	Winkel

Fortsetzung nächste Seite

Fortsetzung von Tab. B.1		
Symbol	Einheit	Bedeutung
$\theta$	mg Chl (mg C) <sup>-1</sup>	CHL:C-Verhältnis
$\theta_{\max}$	mg Chl (mg C) <sup>-1</sup>	maximales CHL:C-Verhältnis
$\theta_a, \theta_w$	Grad	Sonnenwinkel in der Luft bzw. im Wasser
$\tau$		bel. Variable
$\tau_j^n$		diskretisierte Variable zum Zeitpunkt $n$ (bzw. $n\Delta t$ ) am Ort $j$ (bzw. $j\Delta x$ )
$w$	m s <sup>-1</sup>	$z$ -Komponente des Geschwindigkeitsvektors
$W_{10}$	m s <sup>-1</sup>	Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe
$\vec{x}$		Ortsvektor
$X_a, X_s$		Luft-, Oberflächenwerte der Eigenschaft $X$
$\xi$		Raumrichtung
$\Xi_d, \Xi_u$		oberer, unterer Halbraum
$Y$	m <sup>-1</sup>	Gelbstoff
$Y'$		Normierungskoeffizient Gelbstoff
$z_m$	m	Tiefe des Chlorophyllmaximums
$Z_e$	m	Tiefe der euphotischen Zone
$Z_{KPAR}$	m	Eindringtiefe, eine Attenuationslänge (bzgl. PAR)

## C Sensitivitätsanalyse

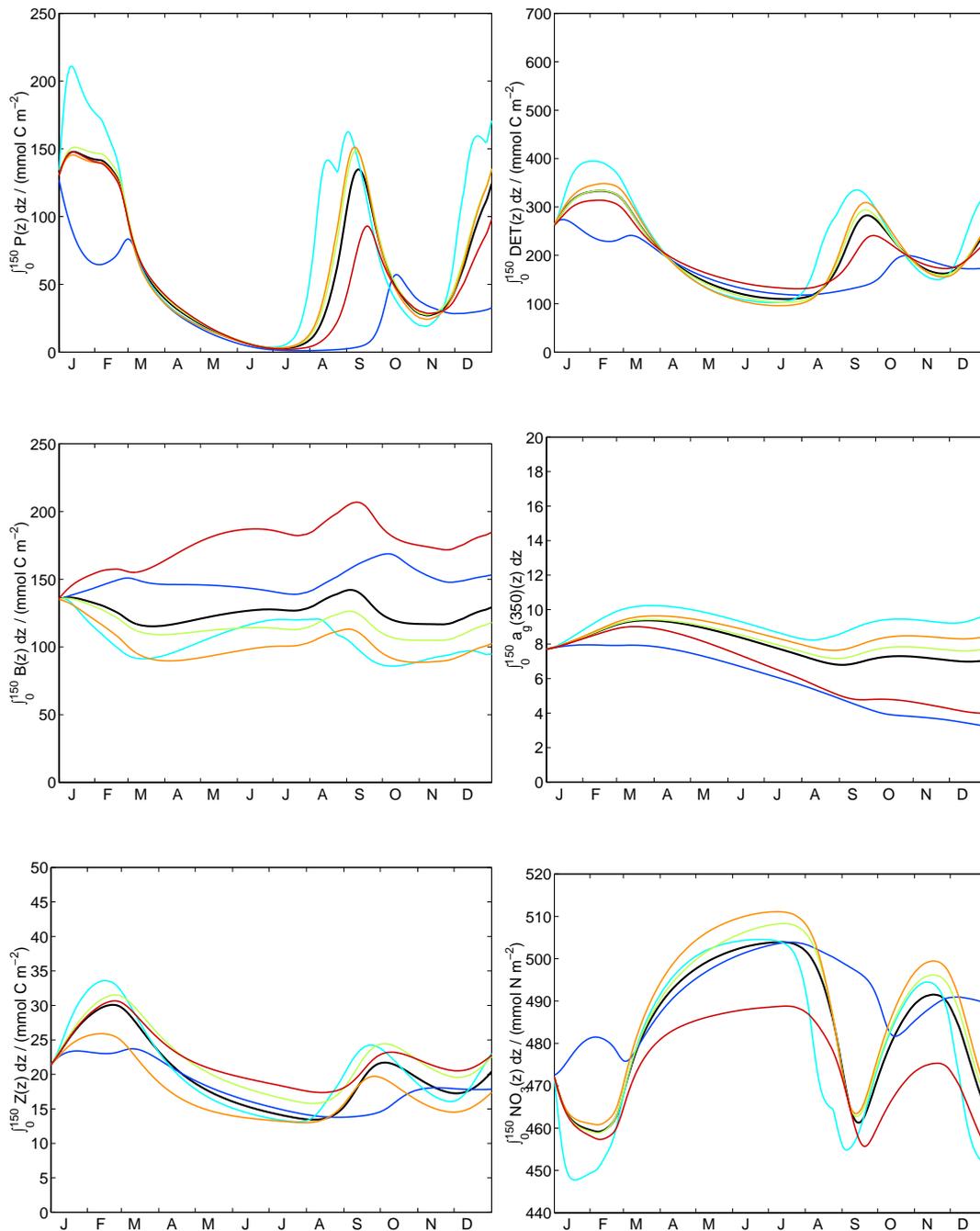


Abbildung C.1: Sensitivitätsanalyse 150 m: Phytoplankton, Zooplankton und Sauerstoffeinfluß. Schwarz = Referenzlauf, dunkelblau = Halbierung der max. Wachstumsrate, hellblau = Verdopplung der max. Wachstumsrate, grün = gleiche Fraßpräferenzen, orange = Fraßpräferenz für Detritus gleich null, rot = Nichtberücksichtigung des Sauerstoffeinflusses.

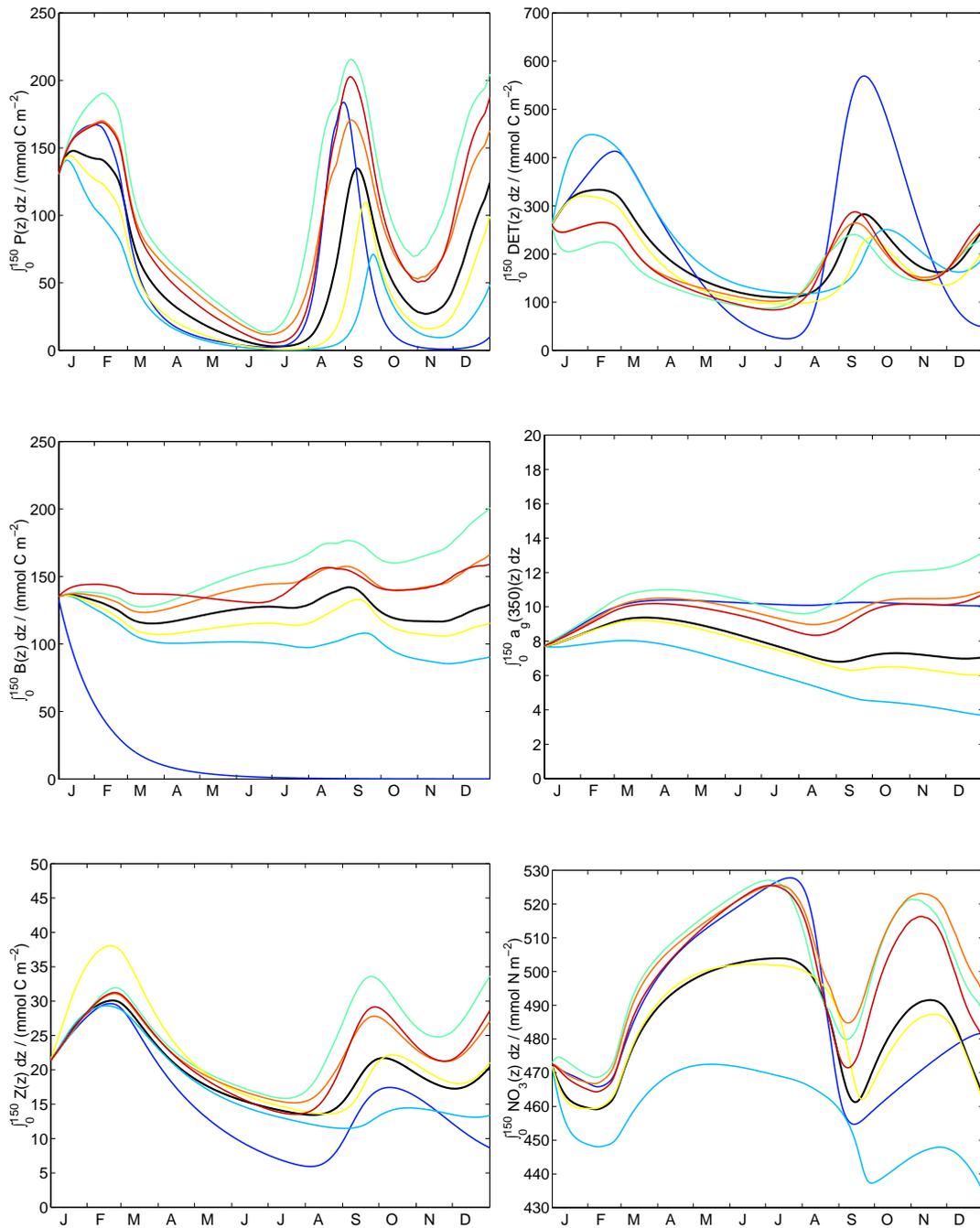


Abbildung C.2: Sensitivitätsanalyse 150 m: *Microbial Loop* und Redfieldverhältnisse. Schwarz = Referenzlauf, dunkelblau = Halbierung der Bakterienwachstumsrate, hellblau = Halbierung der Remineralisierungsrate, hellgrün = Verdopplung der Remineralisierungsrate, gelb = C:N nach Redfield, orange = Reduzierung des Bakterieneinflusses auf die Remineralisierung, rot = zeitgleiche Veränderung mehrerer Parameter.

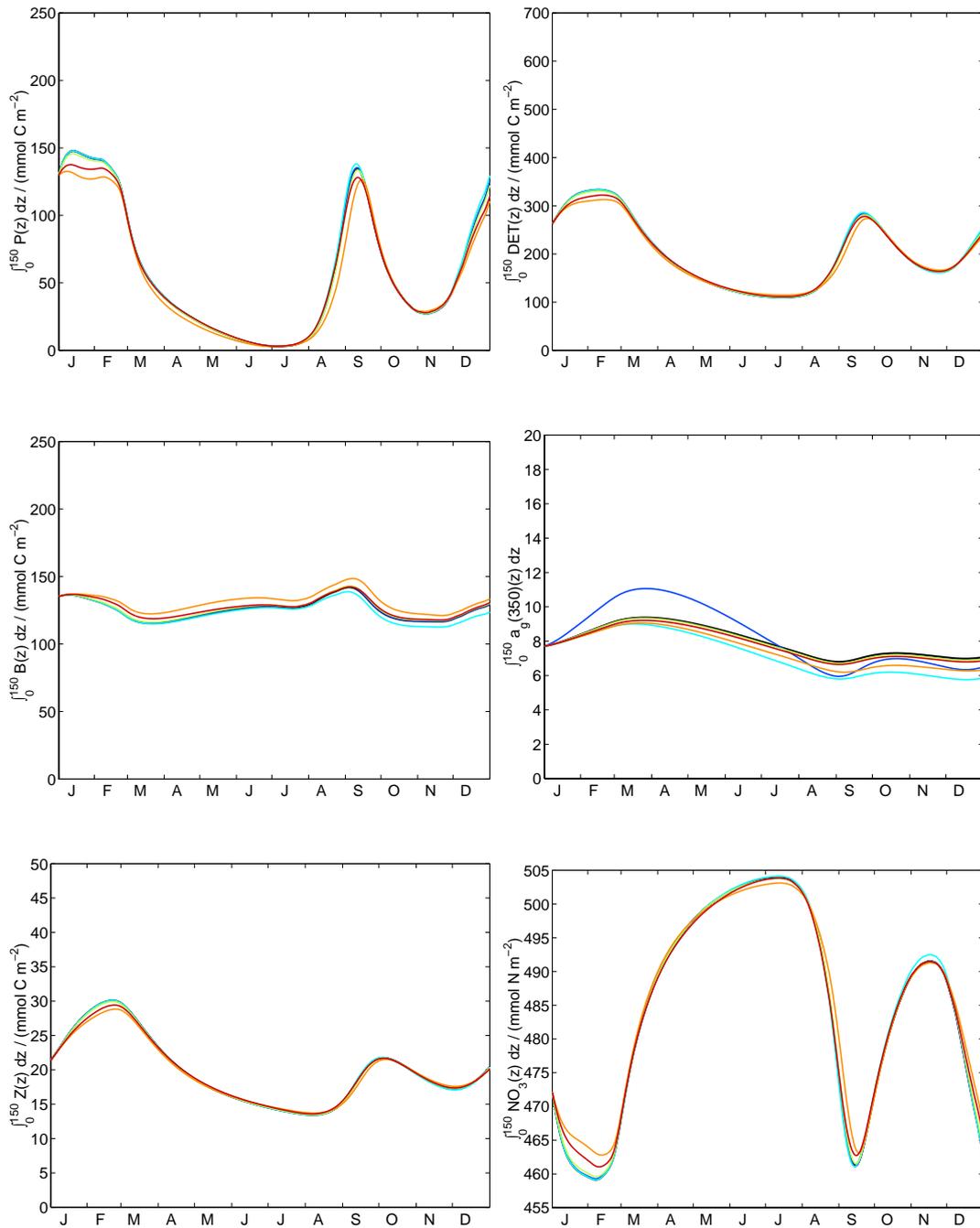


Abbildung C.3: Sensitivitätsanalyse 150 m: Optikkomponenten. Schwarz = Referenzlauf, dunkelblau = Erhöhung des optisch aktiven Anteils des DOC, hellblau = Verdopplung der Photolyserate, hellgrün = Standardwert für  $S$ , orange = Erhöhung des Gelbstoffeinflusses auf den Bereich des sichtbaren Lichtes, rot = Erhöhung der Chlorophyllabsorption.

## D Validierung an 10N, 16N und 20N

### 10N

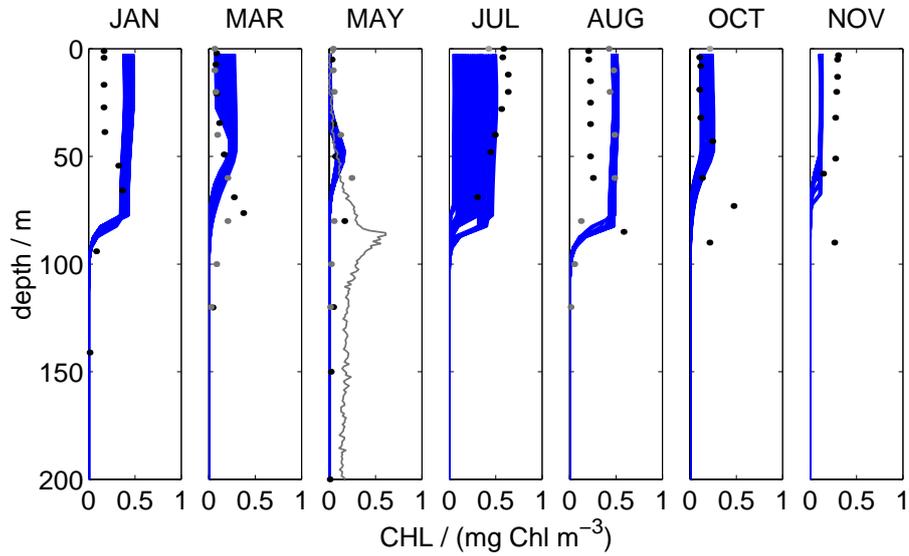


Abbildung D.1: Vergleich Simulation und Daten: Chlorophyll @ 10N. Es sind jeweils sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau) dargestellt, sowie Daten von R. Barber und J. Marra aus der U.S. JGOFS-Datenbank (schwarze Punkte), Daten von Bhattathiri et al. (1996, dunkelgraue Punkte, wobei die Profile aus April/Mai im Mai, Februar/März im März und aus dem Juli/August im August eingezeichnet sind) und Oberflächendaten von Prasanna Kumar et al. (2000, hellgraue Punkte). Das durchgezogene graue Profile im Mai stellt das *in situ*-Fluoreszenzprofil an Station 6 der So119-Fahrt in rel. Einheiten dar.

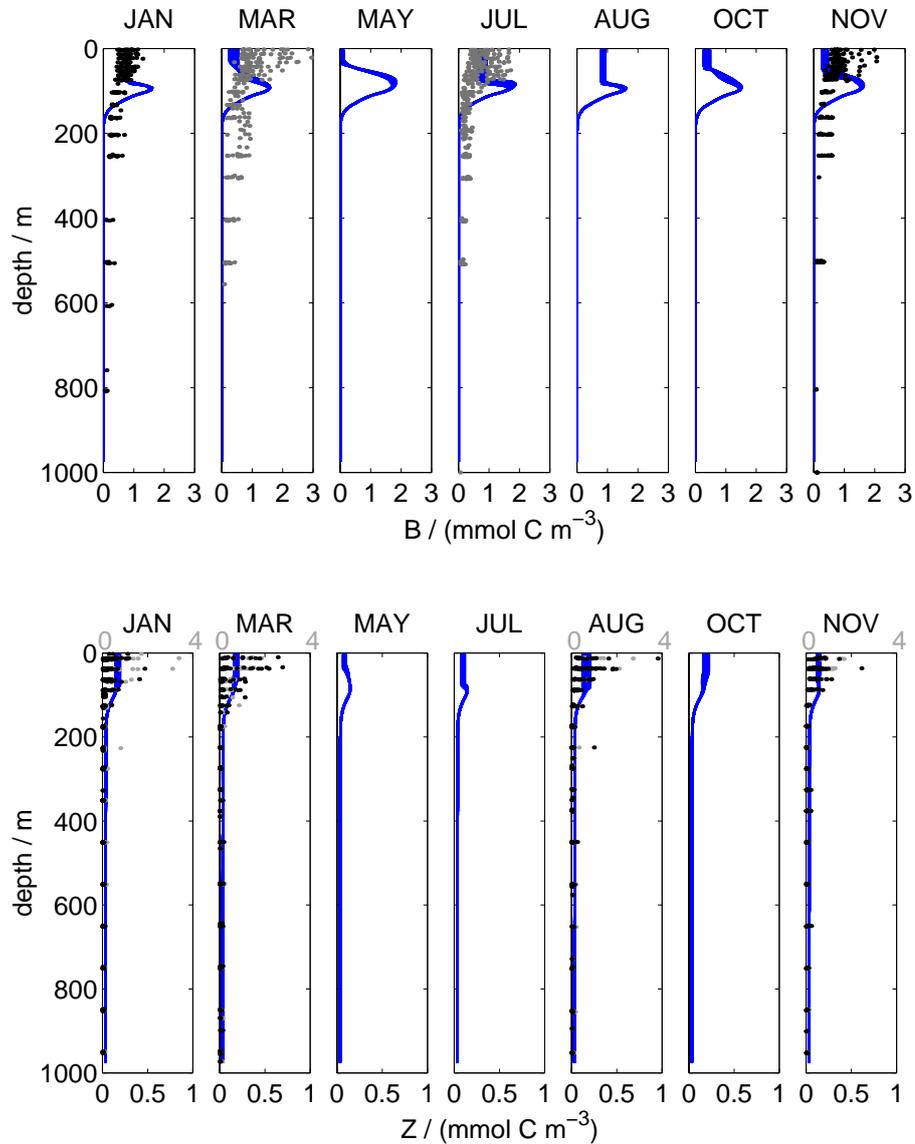


Abbildung D.2: Vergleich Simulation und Daten: Bakterien (oben) und Zooplankton (unten) @ 10N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), Bakteriendaten von F. Azam und D. Smith (schwarz), sowie H. Ducklow (dunkelgrau) und Ramaiah et al. (2000, hellgrau) und Zooplanktondaten von K. Wishner und M. Gowing aus der U.S. JGOFS-Datenbank. Die Zooplanktondatenpunkte werden jeweils in der Tiefe, die sich auf halben Wege zwischen Öffnen und Schließen des Netzes bei der Probennahme befindet eingezeichnet. Die Bakteriendaten aus der U.S. JGOFS-Datenbank wurden mit dem Konversionsfaktor von  $12 \text{ fg C Zelle}^{-1}$  umgerechnet (Campbell et al., 1998, heterotrophe Bakterien). Das Zooplankton der Fraktionen  $< 2000 \mu$  ist in schwarz, jenes  $> 2000 \mu$  bzw. die Gesamtfraktion in grau dargestellt (mit Konzentrationsangaben an der oberen Abszisse).

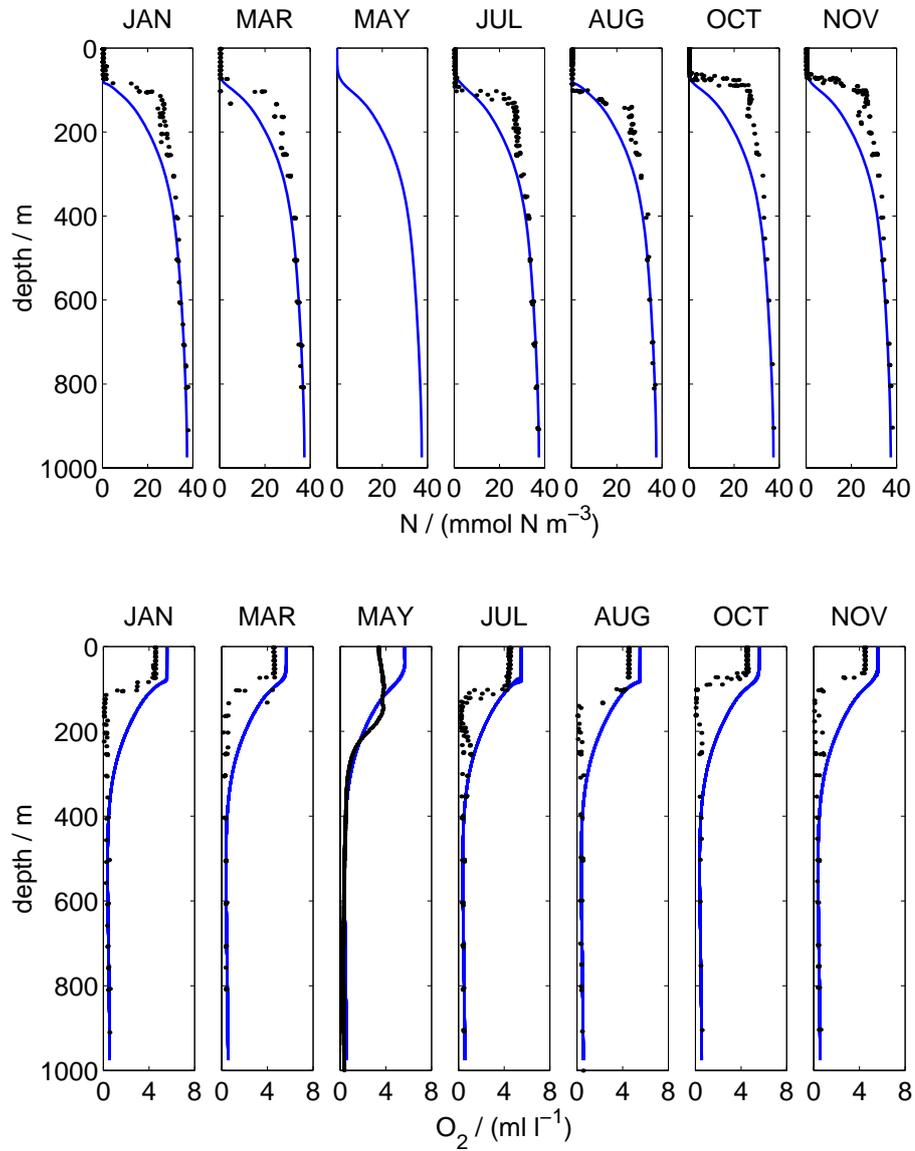


Abbildung D.3: Vergleich Simulation und Daten: Nährstoff und Sauerstoff @ 10N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), Nährstoff- und Sauerstoffdaten von L. Codispoti aus der U.S. JGOFS-Datenbank, mit Ausnahme des Sauerstoffprofils im Mai, das von der So119-Fahrt stammt.

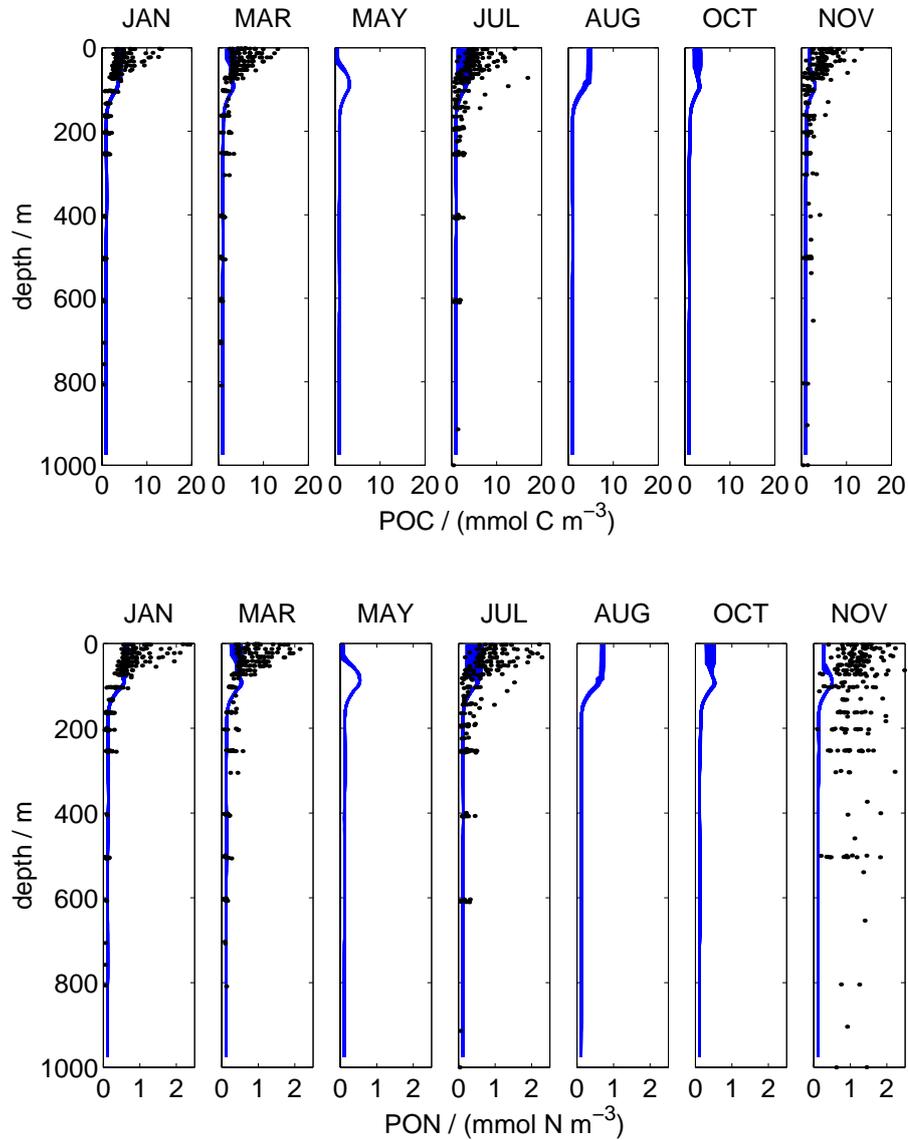


Abbildung D.4: Vergleich Simulation und Daten: POC und PON @ 10N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), POC- und PON-Daten von F. Azam, D. Smith, H. Ducklow aus der U.S. JGOFS-Datenbank. Vereinzelt POC-Werte reichen bis knapp unterhalb 30 mmol m<sup>-3</sup>.

## 20N

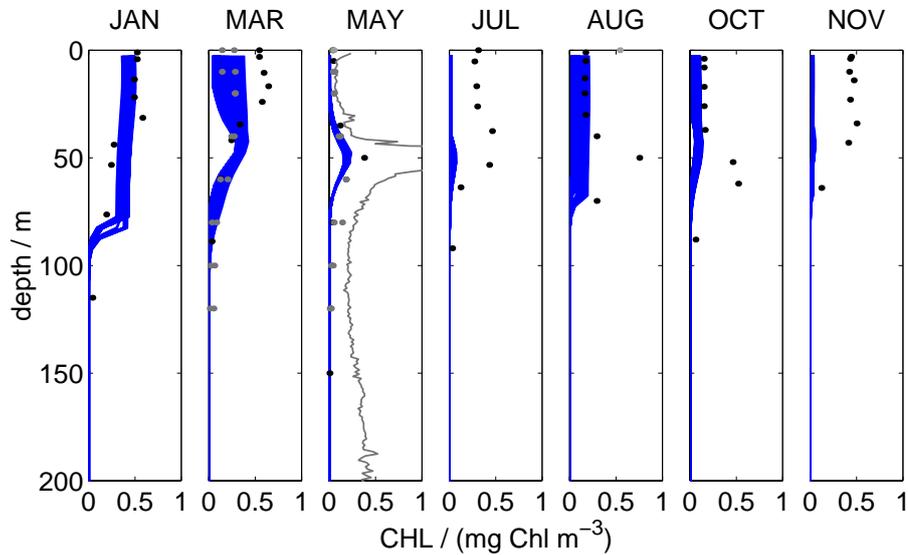


Abbildung D.5: Vergleich Simulation und Daten: Chlorophyll @ 20N. Es sind jeweils sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau) dargestellt, sowie Daten von R. Barber und J. Marra aus der U.S. JGOFS-Datenbank (schwarz), Daten von Bhattathiri et al. (1996, dunkelgrau, wobei die Profile aus April/Mai im Mai, Februar/März im März und aus dem Juli/August im August eingezeichnet sind) und Oberflächendaten von Prasanna Kumar et al. (2000, hellgrau). Das durchgezogene graue Profile im Mai stellt das *in situ*-Profil an Station 3 der So119-Fahrt in rel. Einheiten dar.

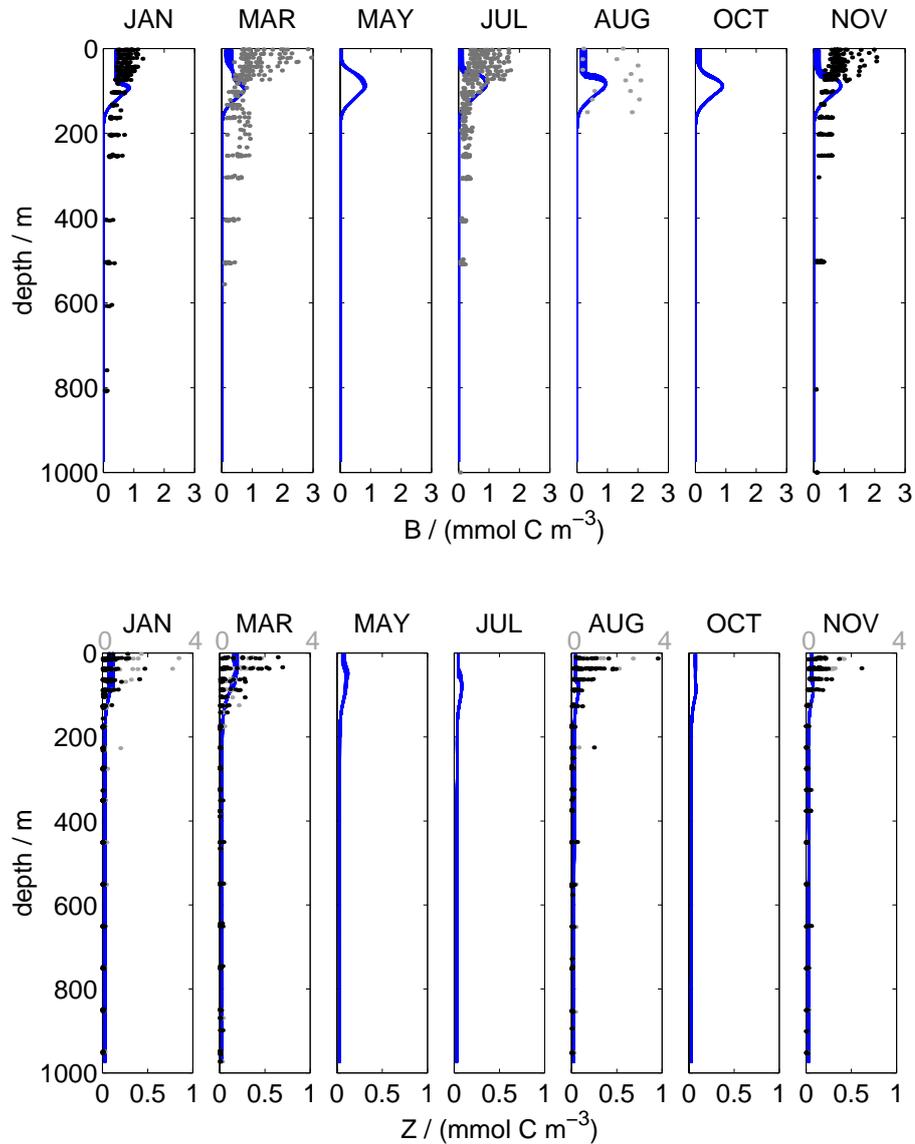


Abbildung D.6: Vergleich Simulation und Daten: Bakterien und Zooplankton @ 20N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), Bakteriendaten von F. Azam und D. Smith (schwarz), sowie H. Ducklow (dunkelgrau) und Ramaiah et al. (2000, hellgrau) und Zooplanktondaten von K. Wishner und M. Gowing aus der U.S. JGOFS-Datenbank. Die Zooplanktondatenpunkte werden jeweils in der Tiefe, die sich auf halben Wege zwischen Öffnen und Schließen des Netzes bei der Probennahme befindet eingezeichnet. Die Bakteriendaten aus der U.S. JGOFS-Datenbank wurden mit dem Konversionsfaktor von  $12 \text{ fg C Zelle}^{-1}$  umgerechnet (Campbell et al., 1998, heterotrophe Bakterien). Das Zooplankton der Fraktionen  $< 2000 \mu$  ist in schwarz, jenes  $> 2000 \mu$  bzw. die Gesamtfraktion in grau dargestellt.

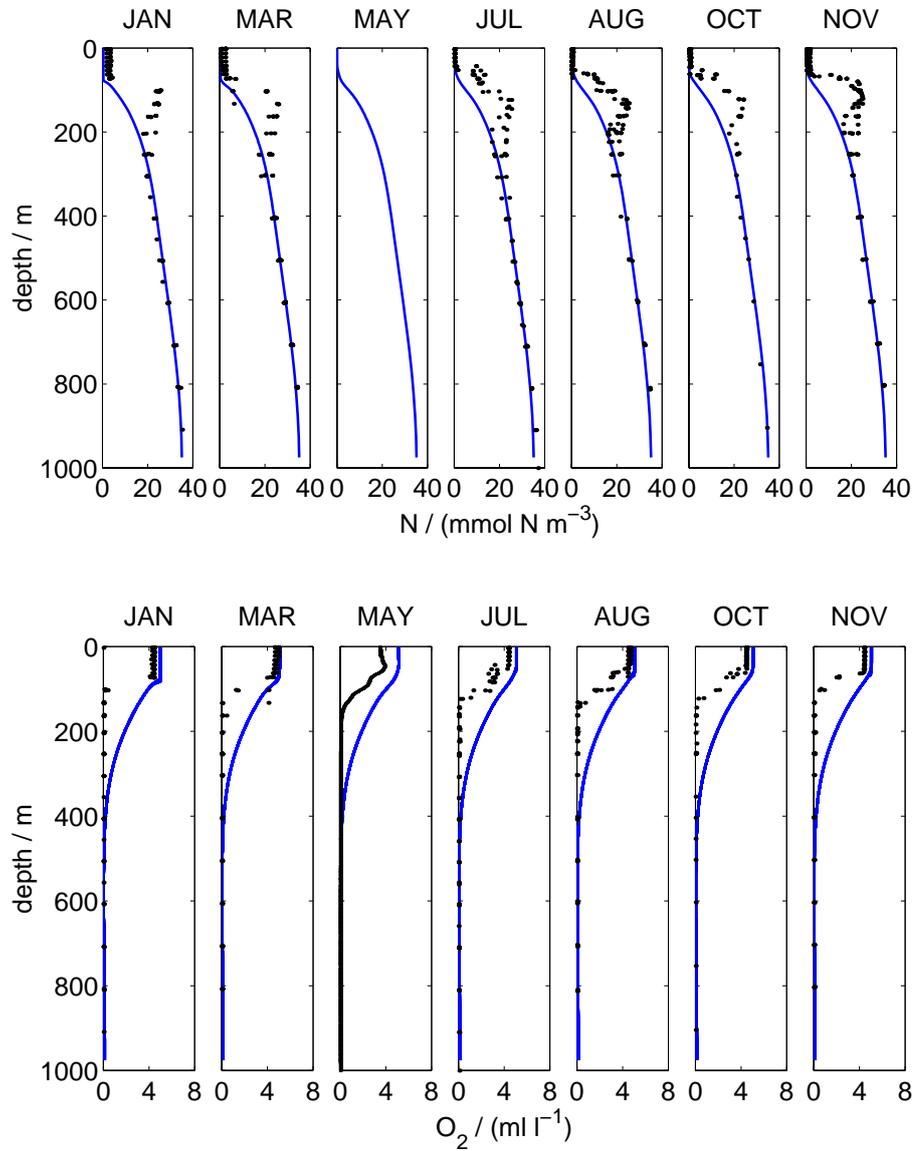


Abbildung D.7: Vergleich Simulation und Daten: Nährstoff und Sauerstoff @ 20N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), Nährstoff- und Sauerstoffdaten von L. Codispoti aus der U.S. JGOFS-Datenbank, mit Ausnahme des Sauerstoffprofils im Mai, das von der So119-Fahrt stammt.

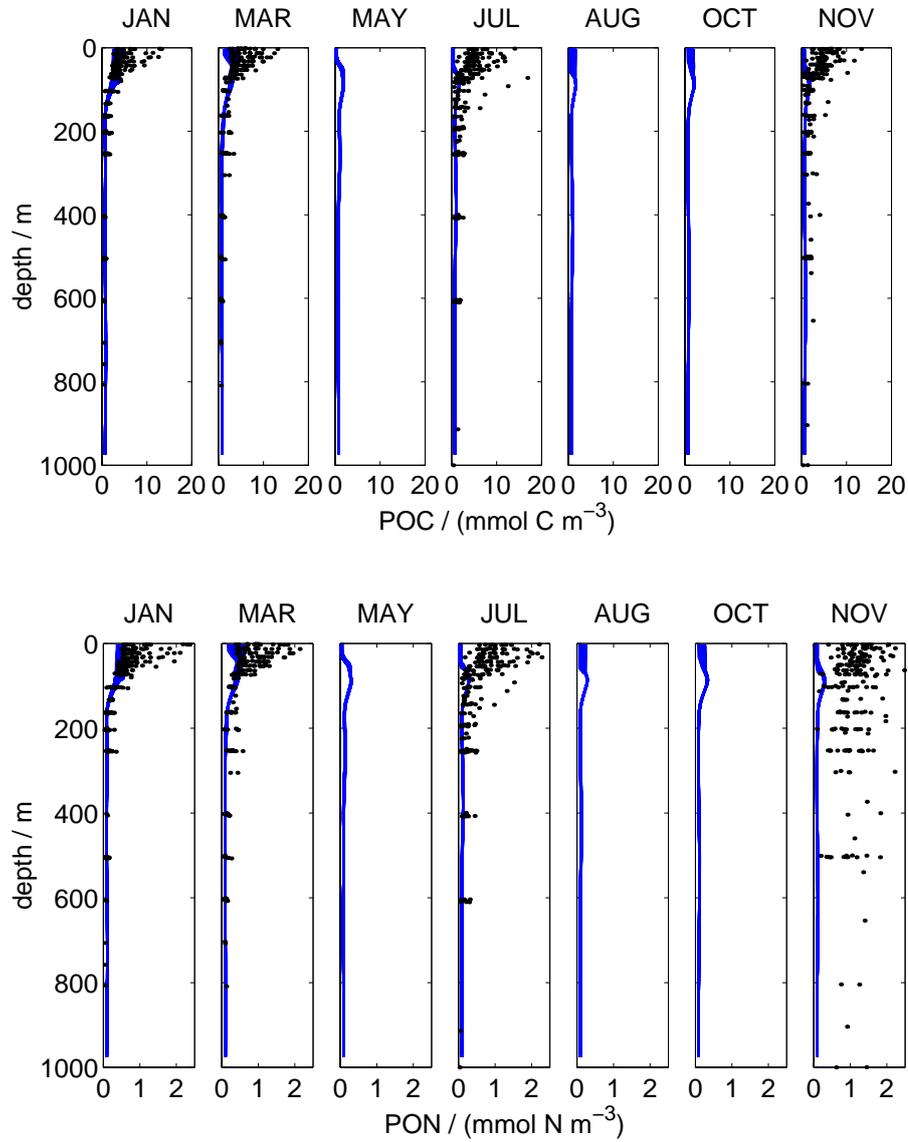


Abbildung D.8: Vergleich Simulation und Daten: POC und PON @ 20N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), POC- und PON-Daten von F. Azam, D. Smith, H. Ducklow aus der U.S. JGOFS-Datenbank. Vereinzelt POC-Werte reichen bis knapp unterhalb 30 mmol m<sup>-3</sup>.

## 16N

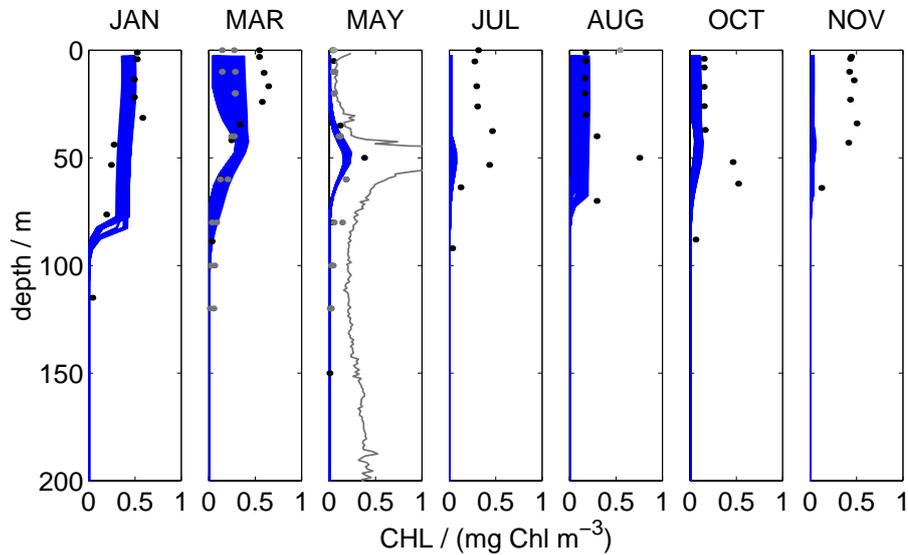


Abbildung D.9: Vergleich Simulation und Daten: Chlorophyll @ 16N. Es sind jeweils sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau) dargestellt, sowie Daten von R. Barber und J. Marra aus der U.S. JGOFS-Datenbank (schwarz), Daten von Bhattathiri et al. (1996, dunkelgrau, wobei die Profile aus April/Mai im Mai, Februar/März im März und aus dem Juli/August im August eingezeichnet sind) und Oberflächendaten von Prasanna Kumar et al. (2000, hellgrau). Das durchgezogene graue Profile im Mai stellt das *in situ*-Profil an Station 7 der So119-Fahrt in rel. Einheiten dar.

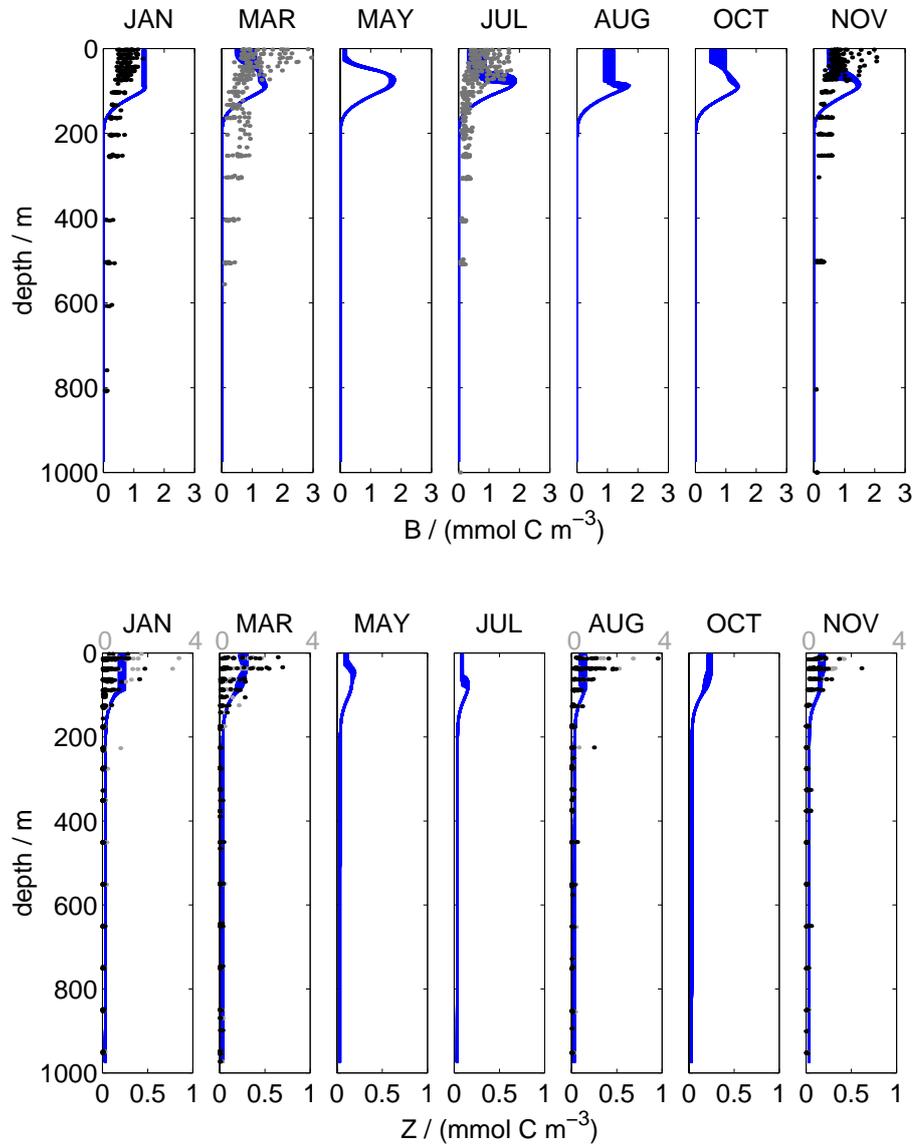


Abbildung D.10: Vergleich Simulation und Daten: Bakterien und Zooplankton @ 16N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), Bakteriendaten von F. Azam und D. Smith (schwarz), sowie H. Ducklow (dunkelgrau) und Ramaiah et al. (2000, hellgrau) und Zooplanktondaten von K. Wishner und M. Gowing aus der U.S. JGOFS-Datenbank. Die Zooplanktondatenpunkte werden jeweils in der Tiefe, die sich auf halben Wege zwischen Öffnen und Schließen des Netzes bei der Probennahme befindet eingezeichnet. Die Bakteriendaten aus der U.S. JGOFS-Datenbank wurden mit dem Konversionsfaktor von  $12 \text{ fg C Zelle}^{-1}$  umgerechnet (Campbell et al., 1998, heterotrophe Bakterien). Das Zooplankton der Fraktionen  $< 2000 \mu$  ist in schwarz, jenes  $> 2000 \mu$  bzw. die Gesamtfraktion in grau dargestellt.

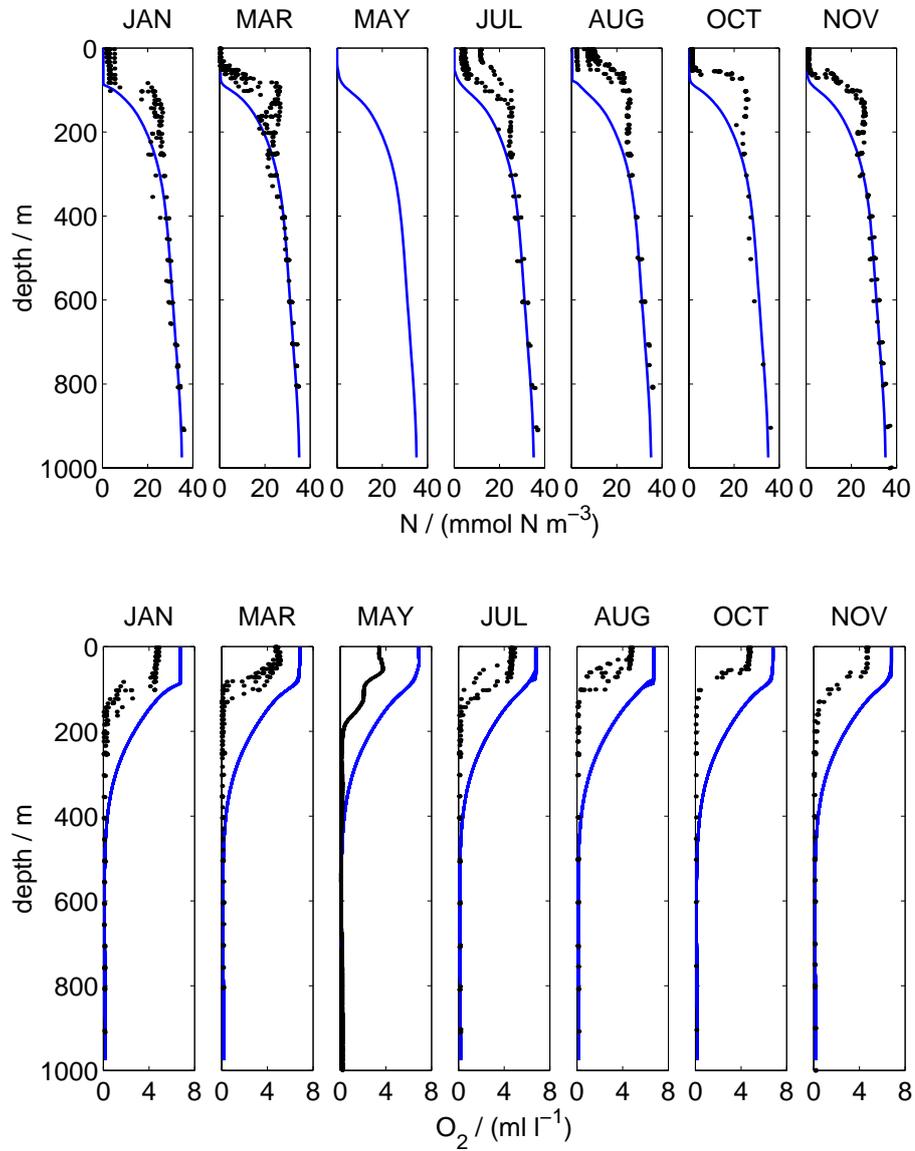


Abbildung D.11: Vergleich Simulation und Daten: Nährstoff und Sauerstoff @ 16N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), Nährstoff- und Sauerstoffdaten von L. Codispoti aus der U.S. JGOFS-Datenbank, mit Ausnahme des Sauerstoffprofils im Mai, das von der So119-Fahrt stammt.

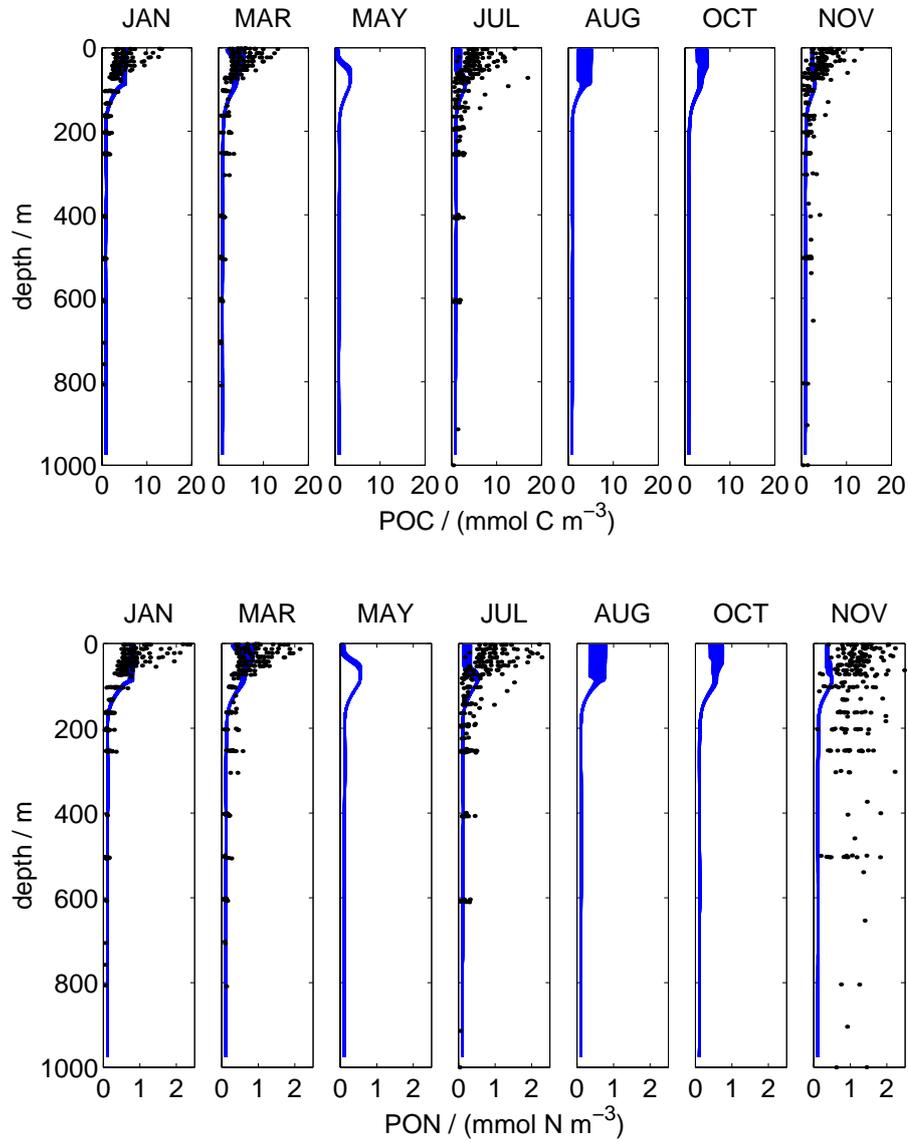


Abbildung D.12: Vergleich Simulation und Daten: POC und PON @ 16N. Dargestellt sind wieder sämtliche Modellprofile aus dem entsprechenden Monat (blau), POC- und PON-Daten von F. Azam, D. Smith, H. Ducklow aus der U.S. JGOFS-Datenbank. Vereinzelt POC-Werte reichen bis knapp unterhalb 30 mmol m<sup>-3</sup>.

## **Danksagung**

Ich möchte allen danken, die mir in der zurückliegenden Zeit halfen, diese Arbeit fertig zu stellen, in dem sie Mittel bereitstellten, fachlich mit mir diskutierten, die Arbeit lasen und korrigierten. Mein Dank gilt auch all jenen, die mir zuhörten, mit mir Spaß hatten, für mich da waren und für Zerstreuung sorgten.

Dr. R. Reuter danke ich für die Möglichkeit, die Arbeit anfertigen zu können und für die gewährte Unterstützung und Mittelbereitstellung. Prof. Dr. W. Ebenhöf und Prof. Dr. K. Hinsch danke ich für die Begutachtung der Arbeit.

Darüber hinaus danke ich all jenen, die mir (oder im Internet) Daten oder Modelle zur Verfügung stellten. Hierzu zählen insbesondere W. Barkmann, N. Delling, R. Lendt, V. Ittekkot, E. Maier-Reimer, K. Neumann, A. Oschlies, T. Rixen und A. Suthhoff, sowie alle, die am Zustandekommen und der Pflege der Datenbanken, insbesondere der deutschen JGOFS-Datenbank am Institut für Meereskunde Kiel und der U. S. JGOFS-Datenbank, beteiligt waren und sind.

Ich möchte allen ehemaligen und gegenwärtigen Mitgliedern der Arbeitsgruppe Angewandte Optik/Laserfernerkundung bzw. Meeresphysik, d. h. Arne, Bernhard, Christine, Ela, Hans, Julika, Klaus, Manfred, Marc, den Michaels, Oliver, Rawi, Rüdiger, den Stefans und allen, die ich hier vergessen habe zu erwähnen für die Unterstützung und den Spaß, den wir zusammen bei der Arbeit hatten danken.

Ich freue mich, daß ich an verschiedenen Forschungsfahrten teilhaben durfte und bedanke mich auch bei den Besatzungen der Heincke, Meteor, Poseidon, Senckenberg, Sonne und Viktor Hensen, ohne die Meeresforschung nicht möglich wäre.

Besonderer Dank gilt auch Ul(l)i, die meine Arbeit Korrektur las und meinen Freunden, mit denen ich viel Zeit verbrachte. Darüber hinaus möchte ich meinen Eltern dafür danken, daß sie immer für mich da sind.

Das dieser Arbeit zugrunde liegende Vorhaben wurde mit Mitteln des Bundesministeriums für Forschung und Technologie unter den Förderkennzeichen BEO 03F 0183J und BEO 03F 0241B gefördert.

## **Erklärung:**

Hiermit versichere ich, daß ich diese Arbeit selbständig verfaßt und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe.

Oldenburg, im September 2001

## Lebenslauf

Name : Breves  
Vorname : Wiebke  
Geburtsdatum : 04.12.71  
Geburtsort : Bremen  
Staatsangehörigkeit : deutsch  
Familienstand : ledig

### Schulbildung

1978-1980 : Grundschule Hohwisch, Bremen  
1980-1984 : Grundschule Hude-Süd und Orientierungsstufe, Hude  
1984-1991 : Graf-Anton-Günther Gymnasium, Oldenburg  
28.05.1991 : Allgemeine Hochschulreife

### Studium

1991-2001 : Studiengang Diplom Mathematik, Universität Oldenburg  
1994-1997 : Studiengang Marine Umweltwissenschaften, Universität Oldenburg  
30.05.1997 : Diplom Marine Umweltwissenschaften  
11.12.2001 : Diplom Mathematik

### Beruflicher Werdegang

1997-2000 : wissenschaftliche Mitarbeiterin im Projekt "JGOFS - Indischer Ozean"  
in der Arbeitsgruppe Meeresphysik, Fachbereich Physik, Universität Oldenburg