

# Bio-optische Modellierung des pelagischen Ökosystems nördlich der Kanarischen Inseln

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

von Oliver Zielinski  
geboren am 21.10.1970 in Oldenburg (Oldb.)

Oldenburg im September 1999

*Soweit wir um uns blicken, gewinnt das Universum seinen Halt an seiner Gesamtheit. Und es gibt nur eine einzige wirklich mögliche Weise, es zu betrachten: es wie einen Block, als ein Ganzes zu nehmen.*

Pierre Teilhard de Chardin

Erstreferent: Dr. Rainer Reuter

Korreferenten: Prof. Dr. Wolfgang Ebenhöf und Prof. Dr. Klaus Hinsch

# Bio-optische Modellierung des pelagischen Ökosystems nördlich der Kanarischen Inseln

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

von Oliver Zielinski  
geboren am 21.10.1970 in Oldenburg (Oldb.)

Oldenburg im September 1999

*Soweit wir um uns blicken, gewinnt das Universum seinen Halt an seiner Gesamtheit. Und es gibt nur eine einzige wirklich mögliche Weise, es zu betrachten: es wie einen Block, als ein Ganzes zu nehmen.*

Pierre Teilhard de Chardin

Erstreferent: Dr. Rainer Reuter

Korreferenten: Prof. Dr. Wolfgang Ebenhöf und Prof. Dr. Klaus Hinsch

## Zusammenfassung

Die experimentelle und theoretische Untersuchung der marinen Primärproduktion als Teil des globalen Kohlenstoffkreislaufs ist ein wichtiger Aspekt aktueller Großforschungsvorhaben. Durch den Übergang vom offenen Atlantischen Ozean zum Auftriebsgebiet in Küstennähe bieten die Gewässer nördlich der Kanarischen Inseln ein ideales Feld für die Untersuchung gekoppelter physikalisch-biologischer Prozesse in der Wassersäule. Die Analyse optischer Eigenschaften wie z.B. der Fluoreszenz und Absorption gelöster und partikulärer Substanzen sowie die Messung des Unterwasserlichtfeldes ermöglichen hier eine schnelle Erhebung hochauflösender Informationen über das Ökosystem Ozean.

Ziel dieser Arbeit ist es, die marine Primärproduktion unter besonderer Berücksichtigung der Lichtfeldbeschreibung zu modellieren und daraus Aussagen über die Relevanz bio-optischer Parameter innerhalb biologischer Simulationen zu erhalten. Anhand der Ergebnisse von Forschungsfahrten wird in einem ersten Schritt die hydrographische, biologische und optische Situation nördlich der Kanarischen Inseln beschrieben. Diese Untersuchungen liegen in Übereinstimmung mit bekannten Beobachtungen physikalischer und biologischer Parameter und ergänzen diese um optische Informationen, wie z.B. die Klassifizierung als Fall 1-Gewässer mit Jerlov-Wassertypen von IA bis II.

Licht ist eine der primären Voraussetzungen für Wachstum in pelagischen Ökosystemen. Der Vergleich verschiedener Beschreibungen der photosynthetisch verfügbaren Strahlung *PAR* und deren Einfluß auf ein 1-dimensionales physikalisch-biologisches Modell an der ESTOC-Station (29° N, 15°30'W) verdeutlicht die Relevanz dieses optischen Parameters innerhalb des Modells. So ändert sich für vier alternative Beschreibungen von *PAR* die jährliche Primärproduktion nur gering ( $\pm 7\%$ ), aber die vertikale Verteilung des Phytoplanktons in der Wassersäule zeigt signifikante Schwankungen, besonders in der oberflächennahen Chlorophyllkonzentration ( $\pm 38\%$ ). Dies ist speziell von Interesse, wenn Modelle mit den Radiometerdaten von Fernerkundungssatelliten gekoppelt werden sollen. Eine realistische, wenngleich rechenzeitsparende Beschreibung von *PAR* wird daher vorgeschlagen und innerhalb eines modifizierten 1-dimensionalen Modells in Übereinstimmung mit den experimentellen Beobachtungen zur Abschätzung der jährlichen Primärproduktion an der ESTOC-Station verwendet.

# Inhaltsverzeichnis

|          |                                                                         |           |
|----------|-------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <b>1</b> | <b>Einleitung</b>                                                       | <b>5</b>  |
| 1.1      | Die Rolle des Pelagials für den globalen Kohlenstoffkreislauf . . . . . | 6         |
| 1.2      | CANIGO und die Kanarischen Inseln . . . . .                             | 11        |
| 1.3      | Übersicht ausgewerteter Forschungsfahrten . . . . .                     | 13        |
| <b>2</b> | <b>Regionale Ozeanographie</b>                                          | <b>15</b> |
| 2.1      | Wassermassen im Kanarenbecken . . . . .                                 | 15        |
| 2.2      | Saisonale Variabilität des Oberflächenwassers . . . . .                 | 20        |
| <b>3</b> | <b>Messung und Analyse bio-optischer Daten</b>                          | <b>22</b> |
| 3.1      | Das Mehrkanalfluorometer – MFL . . . . .                                | 23        |
| 3.1.1    | Chlorophyll <i>a</i> und andere lichtsammelnde Komplexe . . . . .       | 25        |
| 3.1.2    | Absorption und Fluoreszenz von Gelbstoff . . . . .                      | 27        |
| 3.1.3    | Tryptophanfluoreszenz . . . . .                                         | 33        |
| 3.2      | Der multispektrale Trübungssensor – MST . . . . .                       | 34        |
| 3.3      | Spektrale Messung des Lichtfeldes – RAD . . . . .                       | 36        |
| 3.4      | Laborspektrofluorometer und -photometer . . . . .                       | 40        |
| <b>4</b> | <b>Variabilität entlang 29°N</b>                                        | <b>48</b> |
| 4.1      | Hydrographie und Gelbstofffluoreszenz . . . . .                         | 48        |
| 4.2      | Dynamik des Phytoplanktons . . . . .                                    | 54        |
| 4.3      | Charakterisierung des Lichtfeldes . . . . .                             | 64        |
| <b>5</b> | <b>Licht in der Wassersäule</b>                                         | <b>73</b> |
| 5.1      | Lichtfeldbeschreibungen in der Literatur . . . . .                      | 74        |
| 5.2      | Verwendung in marinen Ökosystemmodellen . . . . .                       | 79        |
| 5.3      | Vergleich von vier <i>PAR(z)</i> -Beschreibungen . . . . .              | 81        |
| <b>6</b> | <b>Ein 1-d bio-optisches Modell</b>                                     | <b>88</b> |
| 6.1      | Implementation des 1-d NPZD-Modells . . . . .                           | 88        |
| 6.2      | Ergebnisse des Modellvergleichs . . . . .                               | 98        |

|                                                        |            |
|--------------------------------------------------------|------------|
| <b>7 Die Rolle bio-optischer Modelle</b>               | <b>106</b> |
| 7.1 Die jährliche Primärproduktion bei ESTOC . . . . . | 106        |
| 7.2 Die Rolle bio-optischer Prozesse . . . . .         | 111        |
| 7.3 Ausblick und offene Fragestellungen . . . . .      | 116        |
| <b>Literaturverzeichnis</b>                            | <b>132</b> |
| <b>A Stationslisten der Expeditionen</b>               | <b>133</b> |
| A.1 FS Victor Hensen VH0695 - Juni 1995 . . . . .      | 134        |
| A.2 FS Victor Hensen VH0196 - Januar 1996 . . . . .    | 135        |
| A.3 FS Meteor M37/2b - Januar 1997 . . . . .           | 136        |
| A.4 FS Victor Hensen VH0397/2 - April 1997 . . . . .   | 138        |
| A.5 FS Poseidon P237/4 - April 1998 . . . . .          | 139        |
| A.6 FS Meteor M42/1b - Juli 1998 . . . . .             | 140        |
| A.7 FS Poseidon P249 - März 1999 . . . . .             | 141        |
| <b>B Abbildungs- und Tabellenverzeichnis</b>           | <b>145</b> |

# Kapitel 1

## Einleitung

Die salzhaltigen Meere bedecken 70.8 % der Erdoberfläche und stellen damit den größten Teil der Biosphäre unseres Planeten. Die Gesamtheit des Wassers in seinen drei physikalischen Zuständen (Eis, Wasser, Wasserdampf) wird dabei als Hydrosphäre bezeichnet, welche die Erdkruste überschichtet und den unteren Bereich der Erdatmosphäre befeuchtet (Abb. 1.1). Ökologisch gliedert sich die marine Hydrosphäre in den pelagischen und den benthischen Raum, zwischen denen enge Wechselwirkungen bestehen. Das Pelagial umfaßt die Gesamtheit des marinen Wasserkörpers und die in diesem schwebenden und schwimmenden Lebewesen. Letztere werden aufgrund ihrer Körpergrößen und Lebensweisen entweder dem Plankton (gr. *das Dahintreibende*) oder dem Nekton (gr. *schwimmend*) zugeordnet (Tait & Dipper, 1998). In der Vertikalen wird das Pelagial in vier Etagen unterteilt: das Epipelagial, welches von der Oberfläche bis in eine Tiefe von ca. 200 m reicht, das Mesopelagial (-200 m bis -1000 m), das Bathypelagial (-1000 m bis -5000 m) und das Abyssopelagial (tiefer als 5000 m). Die in dieser Arbeit untersuchten Prozesse beziehen sich hauptsächlich auf das Epipelagial, in dem durch die Verfügbarkeit von Licht marine Primärproduktion stattfindet, sowie auf das Mesopelagial, welches durch den Abbau absinkender organischer Materie aus dem Epipelagial charakterisiert ist. Das Benthos bezeichnet seinerseits sämtliche Lebewesen, die sich dicht über, auf dem oder im Meeresboden aufhalten. Die Artenvielfalt (*Biodiversität*) dieser marinen Hydrosphäre ist zum großen Teil noch unerforscht, wie auch die Rolle des Meeres für die Entwicklung des Klimas. Meeresströmungen und Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Ozean beeinflussen den globalen Kohlenstoffkreislauf und damit auch die Erwärmung der Erde (Treibhauseffekt) in Folge der erhöhten Kohlendioxidemissionen (siehe Abb. 1.2) seit Beginn der industriellen Revolution (Jahnke, 1990; Crutzen, 1990; Longhurst, 1991; Falkowski, 1994).

Die Rolle des Pelagials für den globalen Kohlenstoffkreislauf wird in Abschnitt 1.1 weiter verdeutlicht werden. Die speziellen Eigenschaften der Kanarenregion und

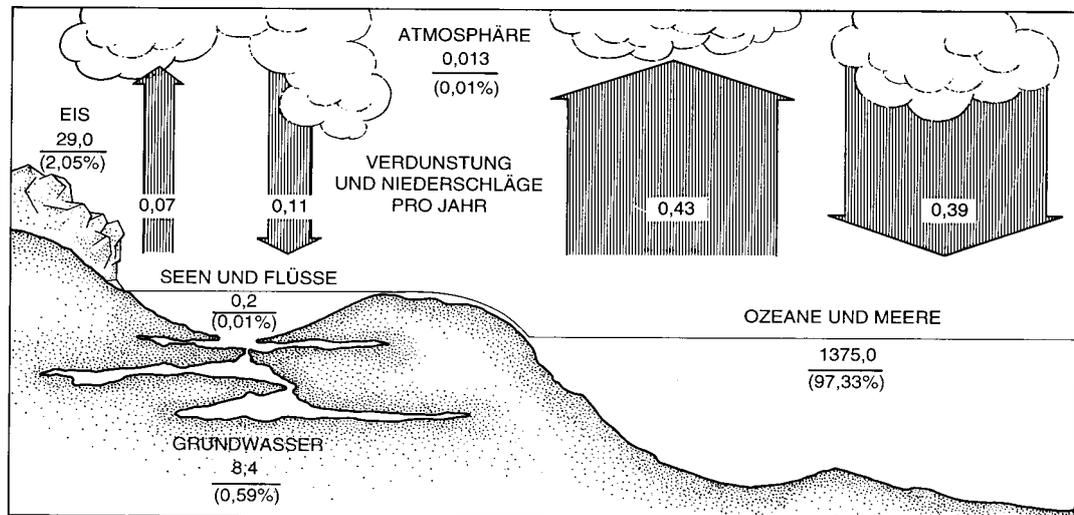


Abbildung 1.1: Derzeitiger Zustand der Hydrosphäre bezüglich der Verteilung ihrer Wassermassen auf die drei physikalischen Zustände (Meer- und Süßwasser, Eis, Wasserdampf) sowie hinsichtlich ihres durch Verdunstung und Niederschläge bedingten Kreislaufs (nach Ambroggi, 1980 aus Tardent, 1993). Die in der Abbildung aufgeführten Zahlen geben die Volumina in Mio. km<sup>3</sup> an.

die Ziele der dort angesiedelten Forschungsprojekte werden in Abschnitt 1.2 dargestellt. Cramer (1998) gibt, im Rahmen des *International Geosphere-Biosphere Programme* (IGBP), als mögliche Strategien für die angestrebte Synthese und Integration von Forschungsergebnissen die wiederholte Durchführung von Transekten (geographische Schnitte), sowie die Modellierung biogeophysikalischer Systeme in verschiedenen Komplexitätsgraden, an. Diese Arbeit betrachtet sowohl die Ergebnisse mehrerer Forschungsfahrten, die in der Kanarenregion durchgeführt wurden und die einen zonalen Transekt entlang 29°N gemeinsam haben (Abschnitt 1.3, sowie Kapitel 2 bis 4), als auch die Aussagen einer Modellierung des pelagischen Ökosystems mit besonderem Schwerpunkt der gekoppelten biologisch-optischen Prozesse (Kapitel 6 und 7).

## 1.1 Die Rolle des Pelagials für den globalen Kohlenstoffkreislauf

Abgesehen von der Zufuhr anorganischer Rohstoffe durch Flüsse und der Entnahme organischer Produkte aus dem Meer, sind die marinen Kreisläufe organischer Materie weitgehend unabhängig von jenen des Festlandes. Die Abbildung 1.3 verdeutlicht, daß der Kohlenstoffkreislauf der Erde (nach Woodwell, 1978) durch eine Reihe gekoppelter Zyklen in einem relativen Gleichgewicht charakterisiert ist. Die langfristigen Auswir-

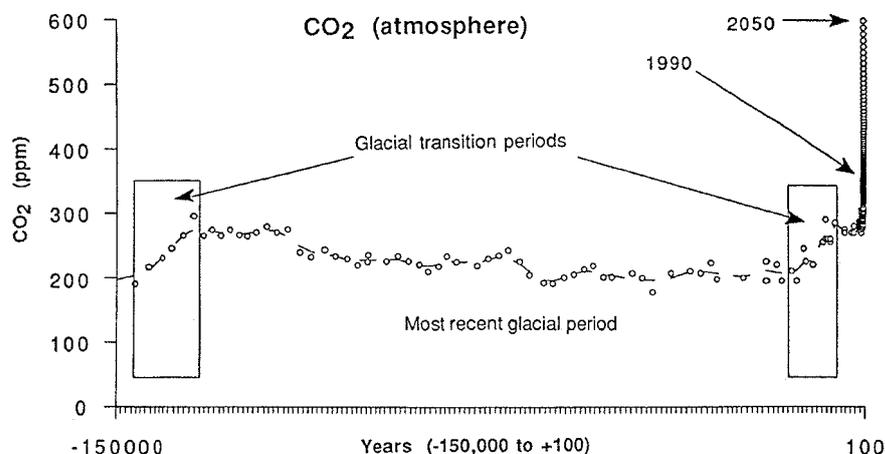


Abbildung 1.2: Abschätzung des CO<sub>2</sub> Partialdrucks in der Atmosphäre (pCO<sub>2atm</sub>) für die letzten 150.000 Jahre aus Eiskernbohrungen und modernen Mauna Loa-Südpol Daten, mit einer Extrapolation ins Jahr 2050 anhand des aktuellen Anstiegs (Longhurst, 1991).

kungen des von Menschenhand freigesetzten (*anthropogenen*) Kohlenstoffs auf dieses System sind jedoch noch immer unklar (McElroy, 1983; Schneider, 1987). Insbesondere das Verhalten der ozeanischen Ökosysteme ist von Interesse, da die Tiefengewässer und Sedimente der Ozeane eine nahezu unbegrenzte Deponie für Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>) darstellen (siehe z.B. Woodwell, 1978; Siegenthaler & Sarmiento, 1993).

Atmosphärisches Kohlendioxid wird durch diffusive Prozesse in die oberste Schicht des Meeres gemischt. Dort bildet die Thermokline eine Grenzschicht für den Transport in die Tiefengewässer. Innerhalb der euphotischen Zone (Schicht, in der die Menge aufgenommenen CO<sub>2</sub> die durch Respiration abgegebene Menge übersteigt), wird der inorganische Kohlenstoff durch marine Primärproduktion dann in organische Komponenten überführt. Nur ein kleiner Anteil (ca. 10%) sinkt in Form partikulären Materials (z.B. als Kotballen) ab oder gelangt über Advektion in aphotische Regionen, wo die organische Materie größtenteils remineralisiert und CO<sub>2</sub> wieder frei wird. Insgesamt erreichen nur 0.5% bis 4% des in der Primärproduktion fixierten Kohlenstoffs den Meeresboden und sind somit dem marinen biogenen Kreislauf entzogen (Sarmiento *et al.*, 1995).

Die Primärproduktion kann je nach Quelle der von den Algen aufgenommenen Nährstoffe in eine neue und eine regenerierte Produktion unterschieden werden (Eppley & Peterson, 1979; Berger *et al.*, 1989). Die neue Produktion findet auf der Basis von Nitrateinträgen in die euphotische Zone statt, welche zumeist durch atmosphäri-

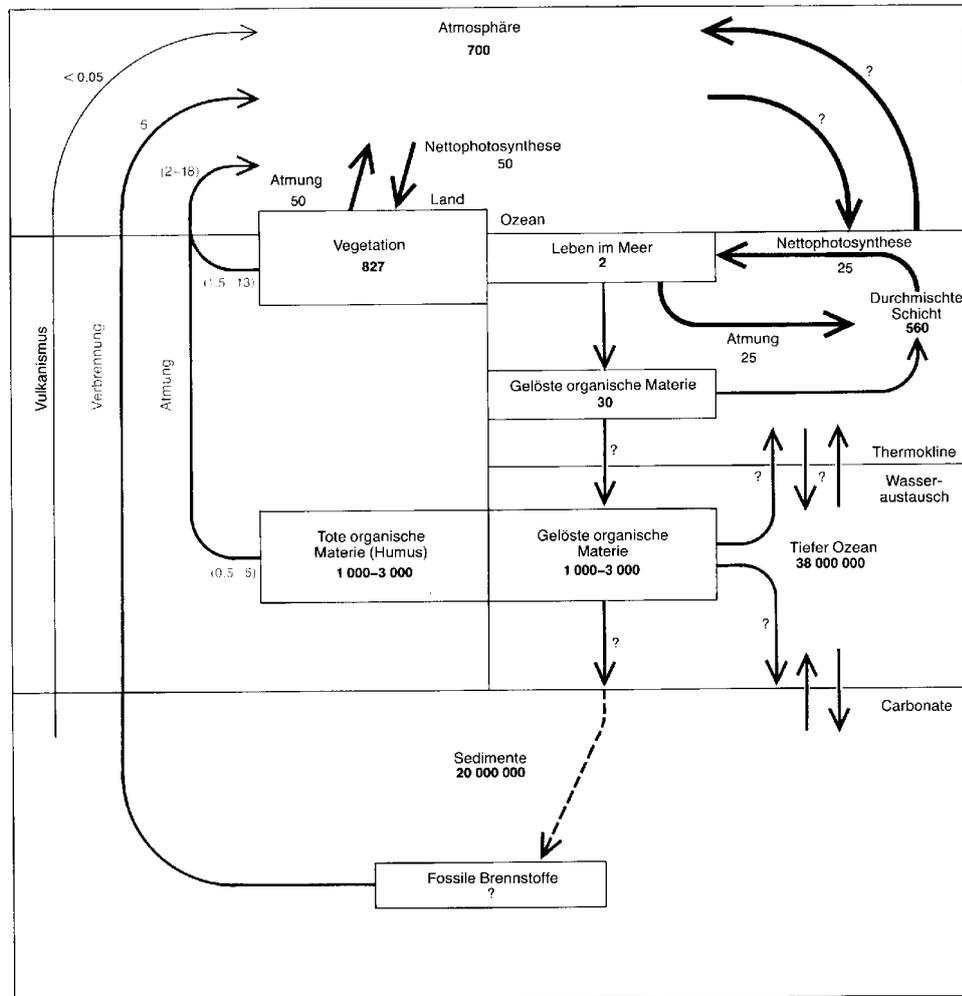


Abbildung 1.3: Der Kohlenstoffkreislauf der Erde in 10<sup>9</sup> Tonnen. Der anthropogene Anteil ist links als Verbrennung gekennzeichnet. Der von marinen Organismen fixierte Kohlenstoff wird zum größten Teil sofort in den Kreislauf zurückgeführt. Nur ein kleiner Anteil sinkt in die Tiefen der Ozeane. Dieser Transport ergänzt die langsame Diffusion von Kohlendioxid aus der Atmosphäre in die oberen Schichten der Ozeane. Obwohl die Tiefengewässer eine nahezu unbegrenzte Deponie für Kohlendioxid sind, muß das Gas erst in die obere Wasserschicht eindringen und dann die Thermokline überwinden (Woodwell, 1978).

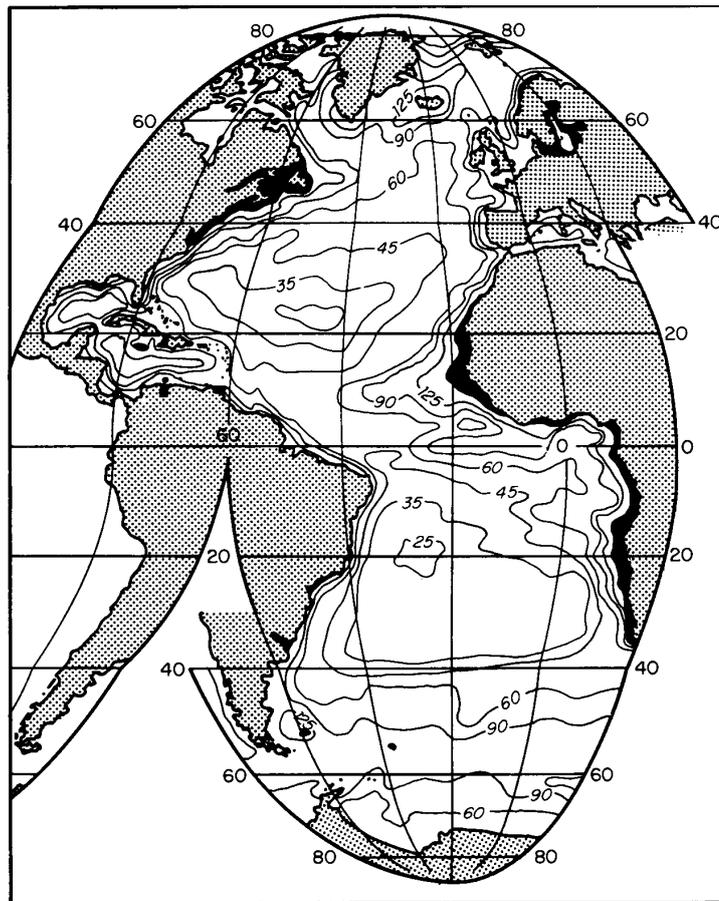


Abbildung 1.4: Produktivität des Atlantischen Ozeans in g C/(m<sup>2</sup>a) (Berger , 1989).

sche und Flußeinträge, sowie Durchmischungsprozesse aus tieferen Schichten in das System eingebracht werden. Sie ist somit entscheidend für die Exportproduktion, d.h. den Transport von Kohlenstoff in die Tiefsee (Ducklow, 1995). Die regenerierte Produktion auf der Basis remineralisierten Ammoniums repräsentiert ihrerseits den Kreislauf des Stickstoffs innerhalb der euphotischen Zone und ist insbesondere in oligotrophen Gewässern maßgeblich für die Gesamtproduktivität des Systems und die vorhandene pflanzliche Biomasse (*standing stock*, siehe Jahnke, 1990; Tardent, 1993). Durch die Abhängigkeit der marinen Primärproduktion von der Verfügbarkeit von Nährstoffen, anorganischem Kohlenstoff sowie Licht entsteht eine sehr inhomogene Verteilung der Produktivität (Abb. 1.4). Küstenregionen und Auftriebsgebiete zeigen eine deutlich höhere Produktivität (größer  $150 \text{ g C}/(\text{m}^2\text{a})$ ) als die offenen Ozeane (kleiner  $40 \text{ g C}/(\text{m}^2\text{a})$ ). Der in den Nährsalzen fixierte Stickstoff ist in ozeanischen Gewässern zumeist der limitierende Faktor für pflanzliches Wachstum, aber auch Phosphor- und Eisenlimitierungen sind beobachtet worden (Martin & Fitzwater, 1988; Cullen, 1995), wodurch sogenannte *high nutrient low chlorophyll* Gebiete erklärt werden können.

Die in der Literatur vertretenen Angaben für die globale jährliche marine Primärproduktion basieren im wesentlichen auf den Karten von Flemin (1957), Koblents-Mishke *et al.* (1968) sowie Berger (1987) und variieren zwischen  $18 \text{ Gt C/a}$  und  $51 \text{ Gt C/a}$  (siehe Berger, 1989a; Longhurst *et al.*, 1995). Aufgeteilt auf die Ozeane kann diese wie folgt zugeordnet werden (Berger, 1987; die Produktion in den Küstengebieten ist jeweils in Klammern angegeben): Pazifik 7.0 (4.1), Indik 2.8 (1.9), Atlantik 4.3 (1.7), Antarktischer Ozean 5.2. Gesamt:  $27.0 \text{ Gt C/a}$ , wobei die küstennahe Produktion nach eigenen Angaben vermutlich unterschätzt ist und sich die Gesamtproduktion somit auf ca.  $30 \text{ Gt C/a}$  beläuft. Die Abschätzung von Longhurst *et al.* (1995) von  $50.2 \text{ Gt C/a}$  basiert auf der Auswertung von Radiometerdaten des CZCS (*Coastal Zone Color Scanner*) an Bord des Satelliten Nimbus 7 (Oktober 1978 bis Juni 1986) in Kombination mit *in situ* Daten aus Schiffskampagnen. Dabei wurde der Weltozean in 57 Provinzen eingeteilt, die sich hinsichtlich ihrer Chlorophyllverteilung in der euphotischen Zone und ihrer Produktivität unterscheiden. Durch den hohen Anteil von Schwebstoffen in Küstengewässern ist eine Überschätzung der Produktivität in diesen Regionen wahrscheinlich. Unter der Annahme, daß nur 25% des dort errechneten Chlorophylls tatsächlich vorhanden sind, ergibt sich eine jährliche globale Primärproduktion von  $44.7 \text{ Gt C/a}$ .

Die Komplexität der hier vereinfacht dargestellten Prozesse im Ozean, sowie die Unsicherheiten in den gemachten Abschätzungen verdeutlichen die Notwendigkeit gezielter experimenteller, wie auch theoretischer Untersuchungen auf verschiedenen Zeit- und Raumskalen. Die hier vorgestellten bio-optischen Messungen und Modelle stehen in diesem Kontext, wobei gezielt die regionalen Charakteristika nördlich der

Kanarischen Inseln untersucht werden.

## 1.2 CANIGO und die Kanarischen Inseln

Die Kanarischen Inseln, im nordöstlichen Atlantik, 100–600 km westlich der Marokkanischen Küste gelegen, werden vom Kanarenstrom, einem östlichen Zweig des nordatlantischen Subtropenwirbels, umgeben (Abb. 1.5). Dieses mit ca. 10–20 cm/s vorbeiströmende Oberflächenwasser bestimmt die nährstoffarmen (*oligothrophen*) Bedingungen im Pelagial. Durch die saisonal variierenden nordnordöstlichen Passatwinde wird in Küstennähe jedoch ein vorwiegend westlicher Transport des Oberflächenwassers induziert (Ekman-Transport), wodurch am Schelf kaltes Tiefenwasser nach oben gelangt. Dieser Auftrieb bringt ebenfalls Nährstoffe mit sich und damit eine erhöhte Primärproduktion in Küstennähe, die auch für den Kohlenstoffkreislauf relevant ist (Tomczak & Godfrey, 1994). Eine weitere wichtige Quelle pflanzlicher Biomasse stellen die an speziellen Küstenpositionen, wie z.B. Cape Ghir oder Cape Yubi, auftretenden Filamente dar, die eine Länge von bis zu 300 km, bei einer Breite von bis zu 50 km erreichen können und über mehrere Wochen stabil bleiben (Nykjaer, 1988).

Seit Februar 1994 wird im Rahmen von JGOFS (*Joint Global Ocean Flux Studies*) und als Beitrag zum *World Ocean Circulation Experiment* (WOCE), die ESTOC-Station (*European Station for Time-series in the Canary Islands*) betrieben (Llinás *et al.*, 1997). Diese Zeitserienstation befindet sich ca. 100 km nördlich von Gran Canaria und Teneriffa (29°10'N, 15°30'W) und hat eine Wassertiefe von 3600 m. Die Station ist mit verankerten Sinkstofffallen und Strömungsmessern ausgestattet und wird monatlich durch Forschungsschiffe angefahren, um eine Vielzahl physikalischer, chemischer und biologischer Parameter in der Wassersäule zu messen. Seit 1997 werden diese Messungen durch das Europäische MAST III-Projekt CANIGO (*Canary Island Azores Gibraltar Observation*) komplettiert. Ziel dieses bis Oktober 1999 laufenden Projektes mit 45 Partnern aus 12 Ländern ist es, das marine System der Kanaren-Azoren-Gibraltar Region im Nordostatlantik durch interdisziplinäre Untersuchungen auf beckenweiter Skala zu verstehen (Parilla, 1998). Das Projekt unterteilt sich dabei in vier Unterprojekte:

1. Zirkulation und Dynamik der Transporte durch das östliche Randströmungssystem (*eastern boundary current system*).
2. Der Beitrag des pelagischen Systems zum Kohlenstoffkreislauf.
3. Partikelfluß und Paleoceanographie im östlichen Randsystem.
4. Flüsse und Ausstrom des Mittelmeeres.

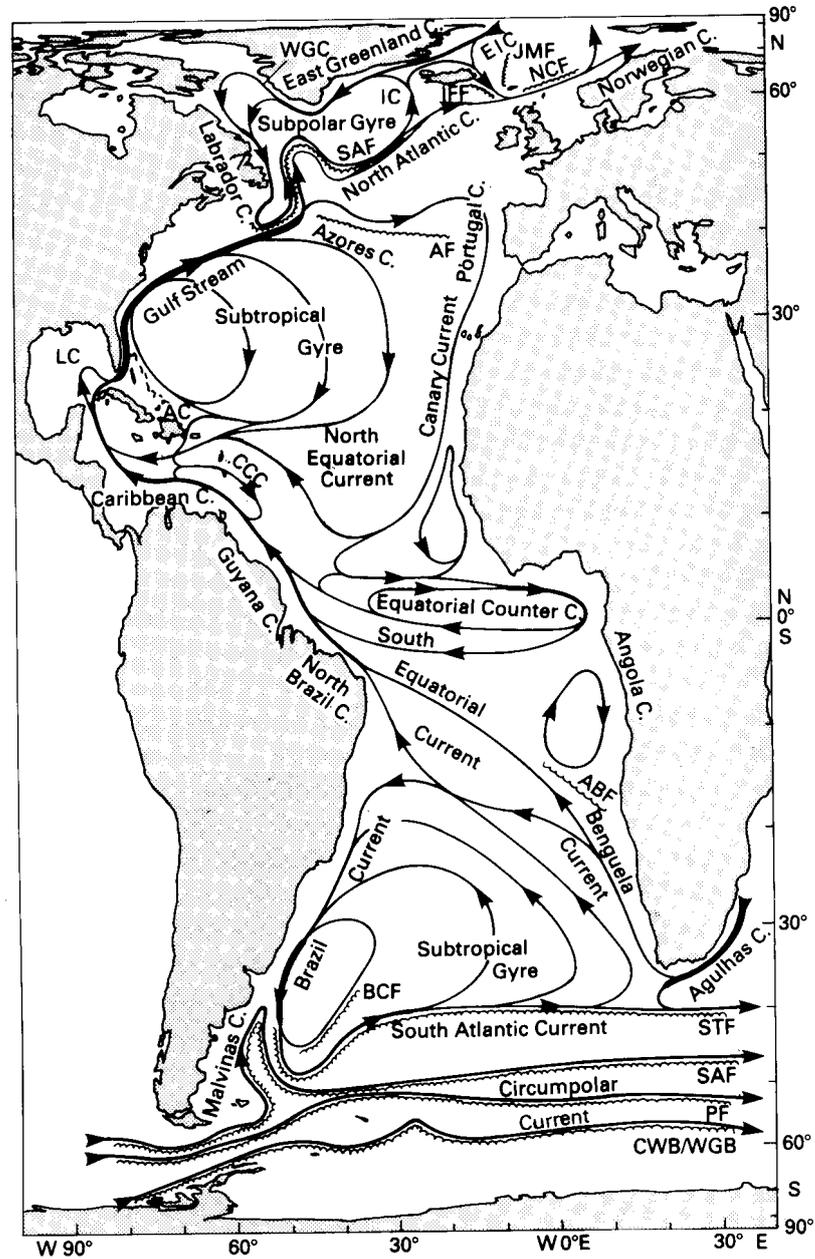


Abbildung 1.5: Oberflächenströmungen des Atlantischen Ozeans. Vor der Küste von Nordwest Afrika ist der Kanarenstrom (*canary current*) als Teil des nordatlantischen Subtropenwirbels (*subtropical gyre*) eingezeichnet (Tomczak & Godfrey, 1994).

Die in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen wurden im Rahmen von CANIGO Subprojekt 2 und unter Kooperation mit Partnern aus den Subprojekten 1 und 3, sowie aus ESTOC und JGOFS durchgeführt.

### 1.3 Übersicht ausgewerteter Forschungsfahrten

Seit 1995 wurden von der Arbeitsgruppe Angewandte Optik/Meeresphysik an der Carl von Ossietzky Universität Oldenburg sieben Expeditionen in die Kanarenregion unternommen (Tabelle 1.1). Die Ausfahrten im Frühling 1995 und Winter 1996 waren eine wissenschaftliche Vorbereitung des CANIGO-Projektes und dienten gleichzeitig dem Test neuentwickelter optischer Sensoren (siehe Abschnitt 3). Mit dem Beginn von CANIGO war die Möglichkeit der Teilnahme an zwei größeren Expeditionen gegeben (FS Meteor Reisen im Januar 1997 und Juli 1998), die neben dem zonalen Schnitt entlang 29°N, einen Meridionalschnitt entlang 18°W und einen weiteren Zonalschnitt entlang 32°N enthielten und somit eine hydrographische Box westlich der Marokkanischen Küste komplettierten (Abb. 1.6). Drei Expeditionen wurden als Teil von CANIGO unter wissenschaftlicher Leitung der Arbeitsgruppe an Bord der FS Victor Hensen (April 1997) und FS Poseidon (April 1998 und März 1999) durchgeführt. Die Stationslisten der einzelnen Fahrten befinden sich im Anhang A.

| Zeitraum          | Schiff           | Bezeichnung | Route                 |
|-------------------|------------------|-------------|-----------------------|
| 30.05.–07.06.1995 | FS Victor Hensen | VH0695      | 29°N-Schnitt          |
| 10.01.–11.02.1996 | FS Victor Hensen | VH0196      | 29°N-Schnitt          |
| 06.01.–22.01.1997 | FS Meteor        | M37/2b      | Box: 29°N, 18°W, 32°N |
| 25.04.–05.05.1997 | FS Victor Hensen | VH0397/2    | 29°N-Schnitt          |
| 20.04.–30.04.1998 | FS Poseidon      | P237/4      | 29°N-Schnitt          |
| 26.06.–16.07.1998 | FS Meteor        | M42/1b      | Box: 29°N, 18°W, 32°N |
| 02.03.–17.03.1999 | FS Poseidon      | P249        | 29°N-Schnitt          |

Tabelle 1.1: Übersicht der Forschungsfahrten in der Kanarenregion. Von 1997–1999 sind alle Fahrten im Rahmen von CANIGO durchgeführt worden.

Insgesamt umfassen die gesammelten Daten dieser sieben Expeditionen mehr als 300 Profile mit verschiedenen Sensoren, die im Kapitel 3 vorgestellt werden. Die aufbereiteten Daten wurden in leicht interpretierbare Formate transformiert, durch Zusatzinformationen ergänzt und in Form einer CD-ROM archiviert. Sie stehen nach Ablauf von CANIGO ebenfalls beim Irish Marine Data Centre zur Verfügung, welches die gesammelten Daten des Projektes verwaltet, siehe:

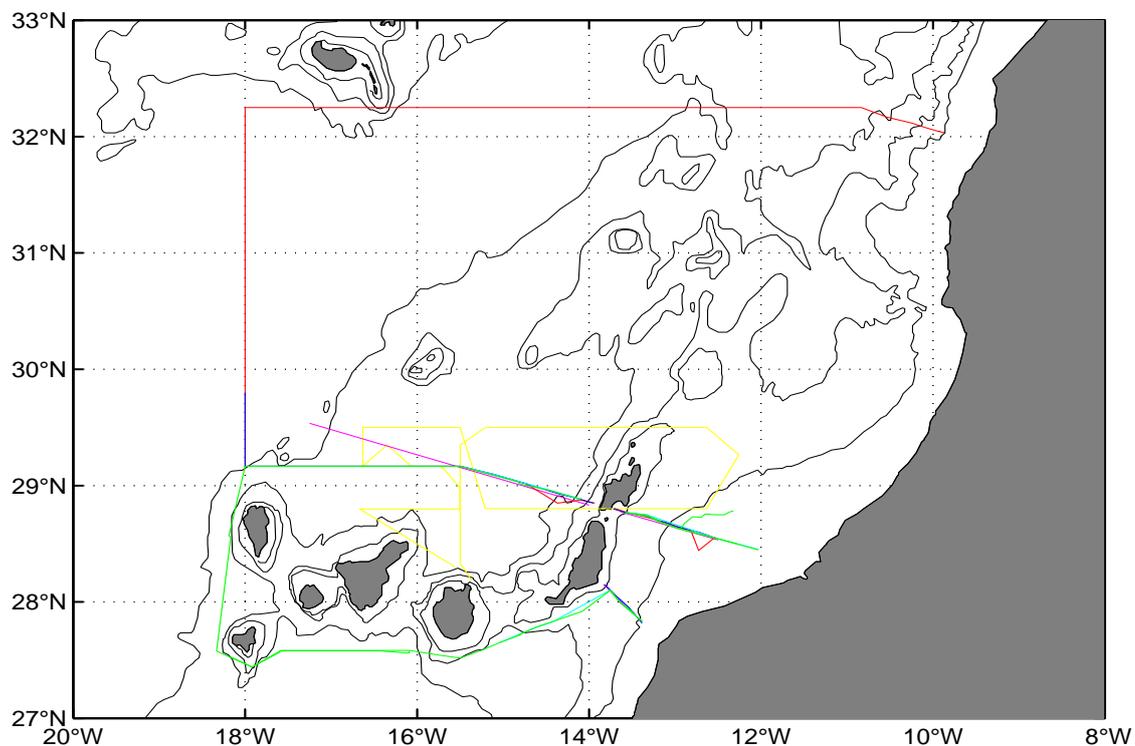


Abbildung 1.6: Karte der Forschungsfahrten in der Kanarenregion: VH0695 (gelb), VH0196 (magenta), M37/2b und M42/1b (rot), VH0397/2 (blau), P237/4 (cyan) und P249 (grün). Küsten- und Konturlinien (1000, 2000, 3000 und 4000 m) in schwarz. Die ESTOC-Station befindet sich bei  $29^{\circ}10'N$ ,  $15^{\circ}30'W$ .

<http://www.marine.ie/datacentre/projects/CANIGO/>.

Es wurden innerhalb der Arbeitsgruppe diverse `Matlab`-Routinen entwickelt, die den Umgang mit den Daten vereinfachen und eine erweiterte Analyse erlauben (siehe auch Zielinski & Reuter, 1997). Dieses als *Oldenburger Daten Format* (ODF) bezeichnete System ist auf den Internetseiten der Arbeitsgruppe beschrieben:

<http://www.physik.uni-oldenburg.de/Docs/las/>.

# Kapitel 2

## Regionale Ozeanographie

Die besondere Rolle der Kanarischen Inseln, als Teil des subtropischen Wirbels, ist bereits in Abschnitt 1.2 beschrieben worden. Die experimentellen Ergebnisse der im vorherigen Abschnitt aufgelisteten Forschungsfahrten dienen dazu, die physikalischen und biologischen Eigenschaften der Region zu bestimmen und liefern Ansatzpunkte und Verifikationsmöglichkeiten für Ökosystemmodelle (siehe Kapitel 6 und 7). In einem ersten Schritt werden nun die regionalen hydrographischen Charakteristika anhand von Zonalschnitten illustriert, welche den physikalischen Ausgangspunkt der weiteren Beobachtungen bilden. Im anschließenden Kapitel 3 werden die parallel verwendeten optischen Meßgeräte kurz dargestellt, mit denen die biologisch-optischen Charakteristika nördlich der Kanarischen Inseln untersucht wurden (siehe Kapitel 4).

### 2.1 Wassermassen im Kanarenbecken

Klassische ozeanographische Zustandsgrößen sind die Temperatur, der Salzgehalt und die Dichte eines Wasserkörpers. Letztere ist entscheidend für die Schichtung und Dynamik der Wassermassen in der Vertikalen, was im Falle des nordöstlichen Atlantiks z.B. zu einer Präsenz von Mittelmeerwasser in einer Tiefe von ca. 1000 m führt (Abb. 2.1). Die regionale Ozeanographie des Kanarenbeckens ist in vielen Arbeiten untersucht worden (Harvey, 1982; Rios *et al.*, 1992; Tomczak & Godfrey, 1994; Llinás *et al.*, 1997). Die hier im folgenden vorgestellten Meßdaten sind mit einer OTS 1500 CTD aufgenommen worden, welche im April 1997 um einen Sauerstoffsensor ergänzt wurde. Aus den Leitfähigkeits-, Temperatur- und Druckdaten dieser Sonde wurden, mithilfe der in *UNESCO Technical Papers in Marine Science No.44* (1983) beschriebenen Gleichungen, Salzgehalt, Dichte und Tiefe berechnet.

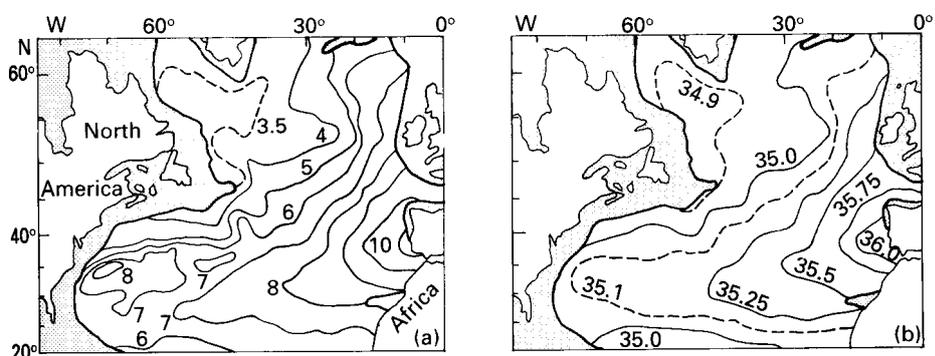


Abbildung 2.1: Verteilung des Mittelmeerwassers im Nordatlantik in 1000 m Tiefe. Links (a) ist die Temperaturverteilung in °C, rechts (b) der Salzgehalt dargestellt. Das Mittelmeerwasser zeichnet sich durch relativ hohe Temperaturen und einen hohen Salzgehalt aus und sinkt durch seine höhere Dichte im Vergleich zum Nordatlantischen Zentralwasser auf ca. 1000 m ab (Tomczak & Godfrey, 1994).

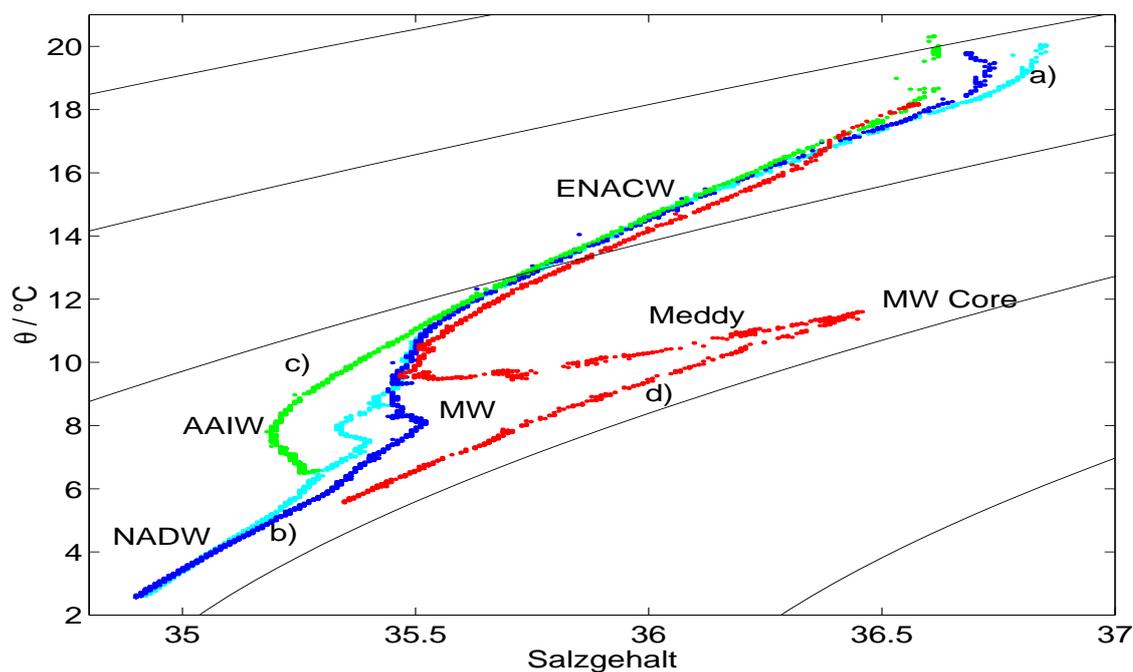


Abbildung 2.2: Wassermassen in der Kanarenregion.  $\theta S$  Diagramm für vier ausgewählte Stationen. a), b), c): Stationen 206, 213 (ESTOC) und 221 der FS Victor Hensen Expedition VH0397/2 entlang 29°N. d): Station 63 der FS Meteor Fahrt M37/2b am 18.01.1997 bei 32°15'N, 12°10'W.

Die Charakterisierung von Wassermassen erfolgt durch das  $TS$ -Diagramm, welches die Temperatur  $T$ , bzw. die potentielle Temperatur  $\theta$  über dem Salzgehalt<sup>1</sup> darstellt. Unter einer Wassermasse versteht man einen Wasserkörper mit einer gemeinsamen Formierungsgeschichte, d.h. gleichen Ursprungs, wie z.B. das Oberflächenwasser des Mittelmeeres, welches durch die hohe solare Einstrahlung und die damit zusammenhängende Verdunstung einen erhöhten Salzgehalt hat. Durch Vermischung mit anderen Wassermassen werden diese ursprünglichen Eigenschaften des Wasserkörpers verändert, jedoch ist eine Zuordnung in vielen Fällen möglich und liefert so ein Bild der großräumigen Strömungen. In der Abb. 2.2 sind die in der Region vorherrschenden Wassermassen anhand der Arbeit von Emery & Meincke (1986) identifiziert. Das Nordatlantische Zentralwasser (NACW), welches sich in den östlichen (ENACW) und westlichen Teil (WNACW) teilen läßt, dominiert die oberen 500 m des gesamten Nordatlantiks. Das ENACW ( $T=8.0-18.0^{\circ}\text{C}$ ) besitzt im Mittel einen leicht höheren Salzgehalt (35.2–36.7) als das WNACW ( $T=7.0-20.0^{\circ}\text{C}$ ,  $S=35.0-36.7$ ) durch den Transport salzreichen Wassers in die Oberflächenschicht während der Winterdurchmischung. Unterhalb 1500 m findet sich in der Kanarenregion das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW), welches durch Temperaturen von  $1.5-4.0^{\circ}\text{C}$  und einen Salzgehalt von 34.8–35.0 charakterisiert wird.

Die Region der Zwischenwasser von 500–1500 m ist von besonderer Variabilität gekennzeichnet. Hier vermischen sich das Mittelmeerwasser (MW,  $T=2.6-11.0^{\circ}\text{C}$ ,  $S=35.0-36.2$ ) und das von Süden kommende Antarktische Zwischenwasser (AAIW,  $T=2.0-6.0^{\circ}\text{C}$ ,  $S=33.8-34.8$ ), wobei beide Wassermassen ihre ursprünglichen  $TS$ -Charakteristika durch Vermischung verloren haben. Die zonale Verteilung von Temperatur (Abb. 2.3) und Salzgehalt (Abb. 2.4) entlang  $29^{\circ}\text{N}$  ist, abgesehen von den oberen 300 m, saisonal stabil. Das AAIW, welches sich an der Marokkanischen Küste entlang nordwärts bewegt (Tomczak & Godfrey, 1994), kann neben dem geringen Salzgehalt auch durch seine geringe Konzentration an gelöstem Sauerstoff identifiziert werden (Abb. 2.5). Durch die hohen Strömungsgeschwindigkeiten des reinen Mittelmeerwassers (EMW = *Eurafrican Mediterranean Water*,  $T=13.5^{\circ}\text{C}$ ,  $S=37.8$ ) durch die Straße von Gibraltar kommt es gelegentlich zu einer Bildung von Wirbeln (sogenannten *Meddies*, abgelitten von *mediterranean eddies*), die durch ihre Rotation über lange Zeiten stabil bleiben und in deren Zentrum große Mengen nahezu unvermischten Mittelmeerwassers (*core water*) vorhanden sind (Bower *et al.*, 1995). Tomczak & Godfrey (1994) geben eine Rotationsgeschwindigkeit von 0.2 m/s bei einer generell südwärtigen Bewegung mit ca. 0.05 m/s an. Ein solcher Meddy wurde während der FS Meteor Reise M37/2b bei Station 63 während eines zonalen Transektes entlang  $32^{\circ}\text{N}$  beobachtet (Abb. 2.6).

---

<sup>1</sup>Es handelt sich hierbei um den praktischen Salzgehalt, welcher einheitslos ist und durch den der Faktor  $10^{-3}$  entfällt.

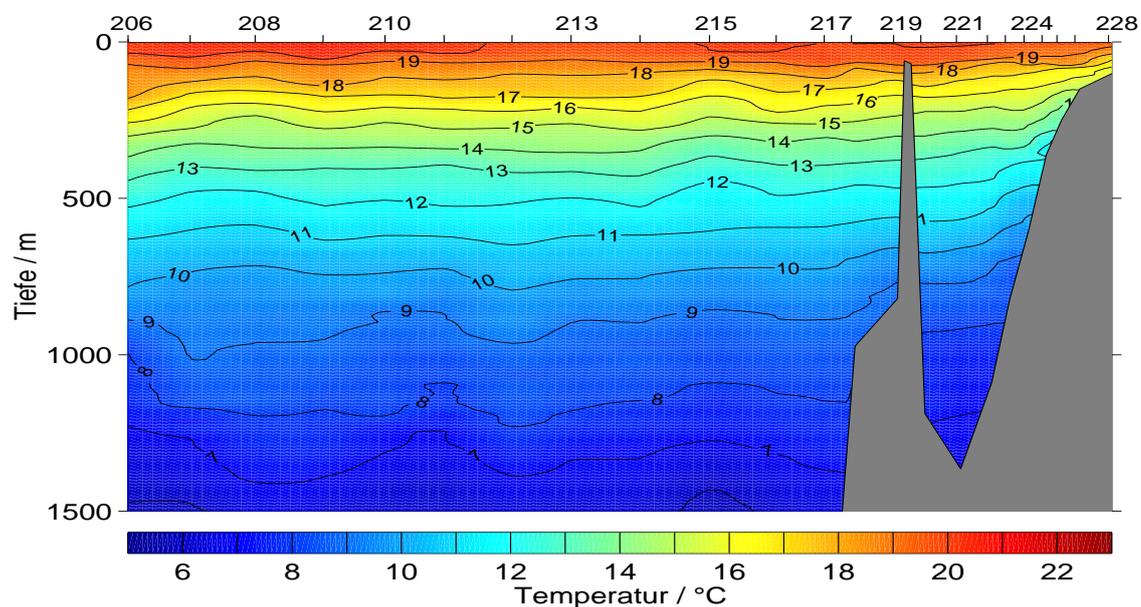


Abbildung 2.3: Temperaturverteilung in °C entlang 29°N während der FS Victor Hensen Expedition VH0397/2 im April 1997.

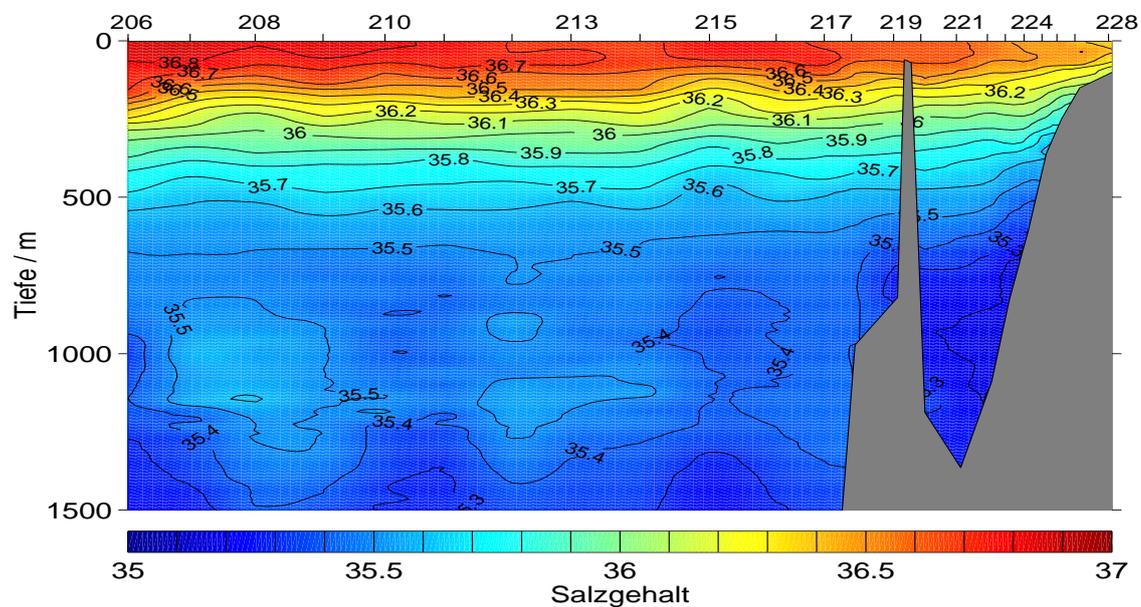


Abbildung 2.4: Salzgehaltverteilung entlang 29°N während der FS Victor Hensen Expedition VH0397/2 im April 1997.

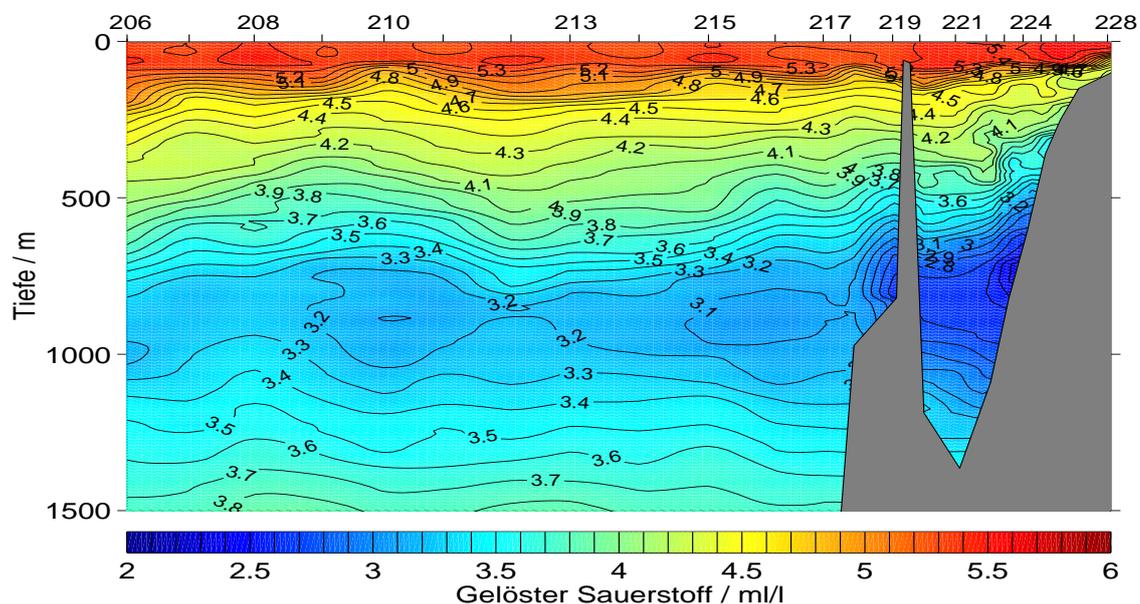


Abbildung 2.5: Verteilung des gelösten Sauerstoffs in ml/l entlang 29°N während der FS Victor Hensen Expedition VH0397/2 im April 1997. An der Afrikanischen Westküste ist das Antarktische Zwischenwasser (AAIW) zu erkennen.

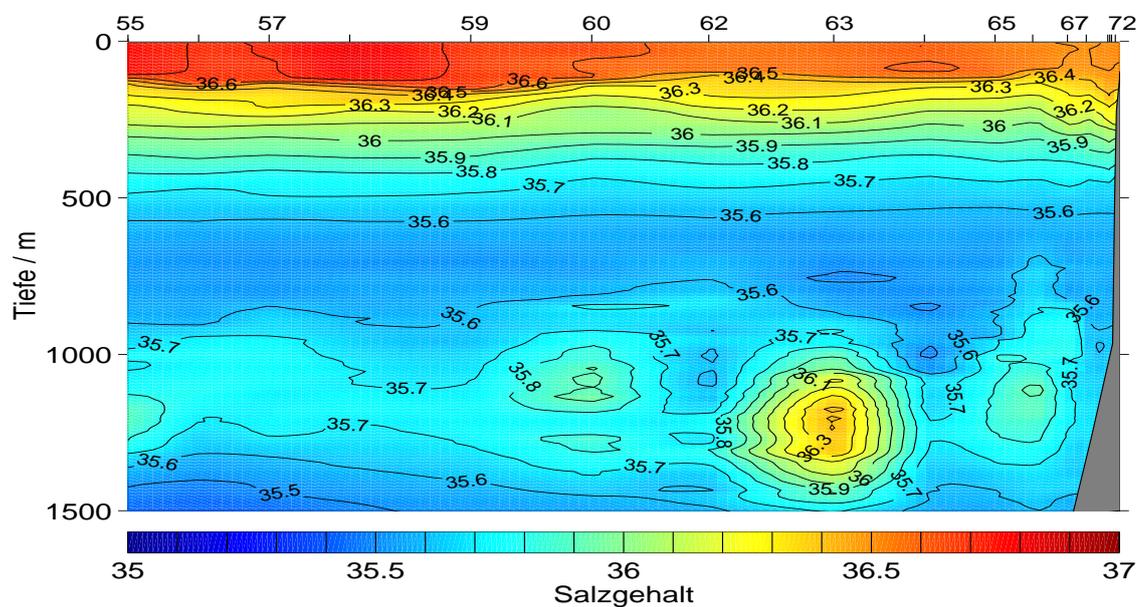


Abbildung 2.6: Salzgehaltverteilung entlang 32°N während der FS Meteor Expedition M37/2b im Januar 1997. Bei Station 63 wurde ein Meddy gekreuzt.

## 2.2 Saisonale Variabilität des Oberflächenwassers

Die beobachtete Stabilität der Wassermassenverteilung unterhalb 300 m gilt nicht für das Oberflächenwasser, welches durch windinduzierte Durchmischung, Auf- und Abtrieb beeinflusst wird. Dabei tritt eine erhebliche Variabilität auf, wie die Temperaturprofile aller sieben in Abschnitt 1.3 vorgestellten Expeditionen bei ESTOC zeigen (Abb. 2.7). Sowohl im frühen und späten Winter werden Durchmischungstiefen<sup>2</sup> von bis zu 194 m beobachtet, welche auf starke Winde und Stürme während der Wintermonate zurückzuführen sind. Im Gegensatz dazu findet während der ruhigeren Frühlings- und Sommermonate eine starke Schichtung der oberen Wassersäule statt, welche zu geringen Durchmischungstiefen von unter 40 m führt. Der zonale Schnitt entlang 29° N im Januar und April 1997 (Abb. 2.8 und 2.9) reproduziert diese Beobachtung im gesamten küstenfernen Gebiet (westlich 14°30'N). Zwischen den Inseln (bis zu 100 km vom Afrikanischen Schelf) und auch an der Westküste Lanzarotes kommt es von Frühling bis Herbst zu zeitweilig starkem Auftrieb, hervorgerufen durch den windinduzierten Oberflächen- (Ekman-) Transport des Wassers von der Küste weg, wodurch kälteres, nährstoffreiches Wasser aus größeren Tiefen nachgeführt wird. Die biologischen Konsequenzen dieser physikalischen Beobachtungen werden in Kapitel 4 diskutiert werden.

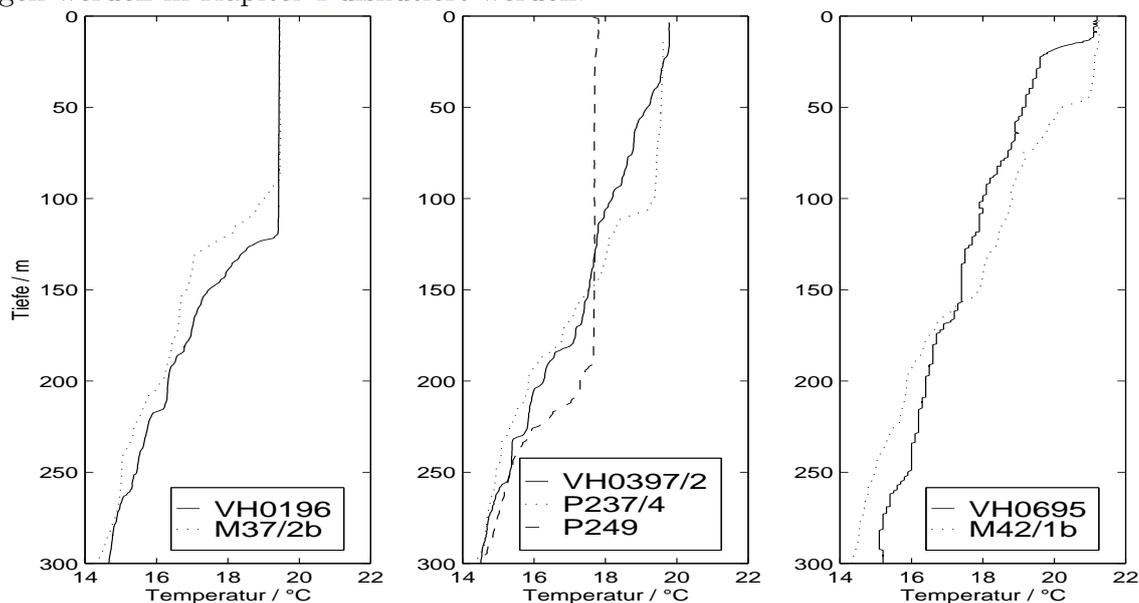


Abbildung 2.7: Temperaturverteilung in °C bei ESTOC für alle sieben Fahrten (1995–1999) aufgeteilt nach frühem Winter (links), Spätwinter/Frühlingsbeginn (Mitte) und Sommerbeginn (rechts).

<sup>2</sup>Die Tiefe der durchmischten Schicht (*mixed layer*) ist hier als die Tiefe  $z$  definiert, in der die Temperatur  $T(z)$  von der Oberflächentemperatur  $T(0)$  um mehr als  $0.2^\circ\text{C}$  abweicht.

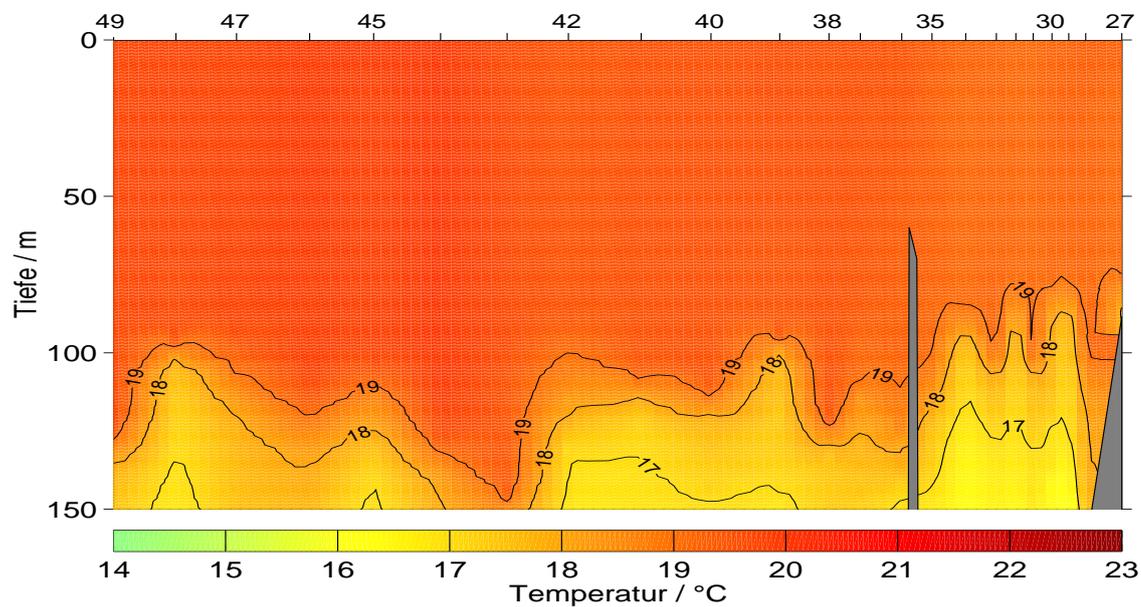


Abbildung 2.8: Temperaturverteilung in °C entlang 29°N während der FS Meteor Expedition M37/2b im Januar 1997.

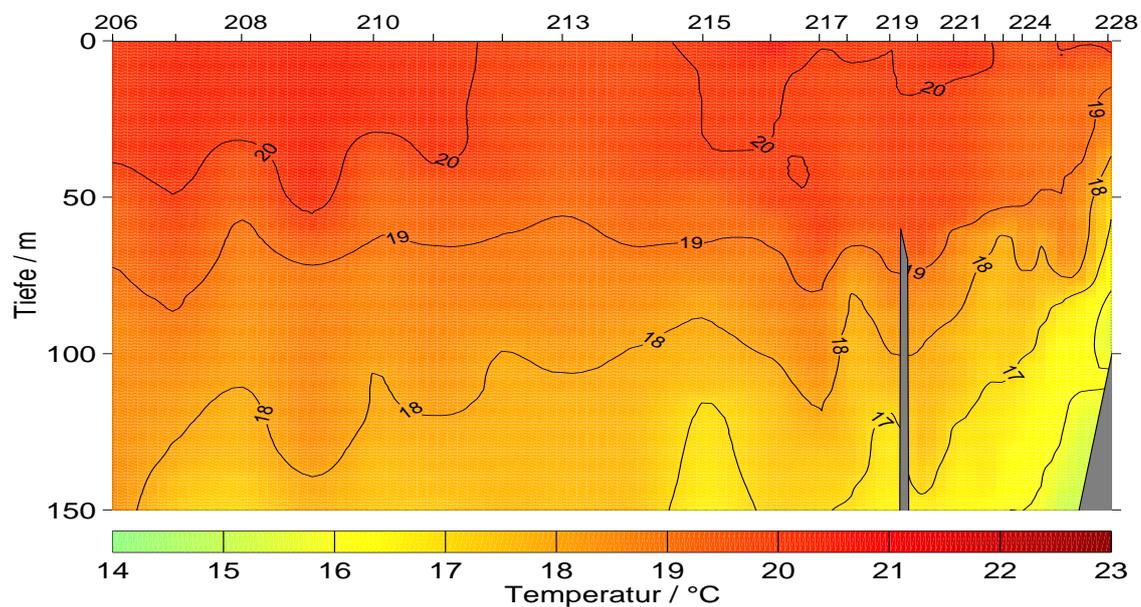


Abbildung 2.9: Temperaturverteilung in °C entlang 29°N während der FS Victor Hensen Expedition VH0397/2 im April 1997.

# Kapitel 3

## Messung und Analyse bio-optischer Daten

Schon seit Beginn des 20. Jahrhunderts ist die Messung optischer Parameter in der Wassersäule Bestandteil der Ozeanographie (Jerlov, 1968) und wurde durch die Arbeiten von Preisendorfer (1965) entscheidend systematisiert. Diese Sichtweise war jedoch physikalisch motiviert und erst Smith & Baker (1978) prägten den Begriff der *Bio-Optik*, welcher die Wechselwirkung optischer Parameter mit biologischen Prozessen ausdrückt. Nach Dickey (1991) war der Bedarf biologischer Ozeanographen nach optisch-physikalischen Informationen schon lange existent, wurde aber erst in den letzten zwei Jahrzehnten durch die Entwicklungen in der Bio-Optik beantwortet.

Die Untersuchung inhärenter optischer Eigenschaften<sup>1</sup> von Molekülen und Partikeln, wie z.B. Streuung, Absorption und Fluoreszenz, erlaubt eine schnelle und hochauflösende Bestimmung von Substanzen und ihrer Konzentrationen. Die Kombination mit apparenten optischen Parametern, wie dem Unterwasserlichtfeld, ermöglicht die Gewinnung von Informationen über das Ökosystem, die so nicht durch andere Verfahren zu erhalten sind. In der Arbeitsgruppe Angewandte Optik/Meeresphysik wurde ein *in situ*<sup>2</sup> Sensorenpaket entwickelt (Barth *et al.*, 1997a), welches aus einem Mehrkanalfluorometer (MFL), einem multispektralen Trübungssensor (MST), einem spektralen Radiometer (RAD), sowie einer CTD für die Messung hydrographischer Parameter besteht und bis zu einer Tiefe von 3000 m einsetzbar ist. Die einzelnen Geräte (bis auf die CTD, siehe vorheriges Kapitel), sowie die ebenfalls verwendeten Laborfluorometer und -photometer, werden in den folgenden Abschnitten exempla-

---

<sup>1</sup>Inhärente optische Eigenschaften sind nur vom Medium, d.h. dem Wasser und seinen Inhaltsstoffen, abhängig. Eigenschaften, die vom Strahlungsfeld sowie den inhärenten optischen Eigenschaften beeinflusst werden, werden als apparente optische Eigenschaften bezeichnet. Grundlegende Übersichten radiometrischer Größen finden sich bei Jerlov (1968, 1976), Kirk (1994) und Mobley (1994).

<sup>2</sup>*In situ* = direkt in der Wassersäule gemessen.

risch vorgestellt, wenngleich nicht alle so gewonnenen Informationen in dieser Arbeit berücksichtigt werden. Der Betrieb des Sensorenpaketes erfolgt an der Schiffsseite, durch Einsatz einer Einleiterwinde. Es wurden jeweils ein Fier- und ein Hievprofil aufgenommen, wobei die oberen 200 m mit einer Windgeschwindigkeit von 0.5 m/s und alle darunterliegenden Regionen mit 1.0 m/s beprobt wurden. Die vom Sensorpaket aufgezeichneten Daten wurden *online* mit der **multipar**-Software (Version 4.83) dargestellt und nach Beendigung des Profils binär abgespeichert (Dateiendung **.mer**). Anschließend erfolgte eine Reduktion der Daten auf ein 1 m Raster (arithmetische Mittelung bei mehreren Daten) und Umwandlung in gerätespezifische ASCII-Dateien, welche um Zusatzinformationen gemäß dem Oldenburger Daten Format ergänzt wurden (**mer2odf**, Version 1.04). Diese Dateien bilden die Ausgangsbasis für eine weitere Kalibrierung und Analyse bio-optischer Daten des Sensorpaketes.

Für die derart gewonnenen Informationen gibt es eine Reihe von Anwendungen. So sind durch die Verfügbarkeit von großflächigen Beobachtungssensoren (z.B. satellitengestützte Farbscanner) Algorithmen zur Gewinnung von Chlorophyllkonzentrationen und Primärproduktionsdaten entwickelt worden, die auf bio-optischen Prozessen beruhen. Die Chlorophyllkonzentration an der Oberfläche wird hierbei aus den Farbinformationen verschiedener Detektionskanäle mithilfe geeigneter Kalibrierungen berechnet (André & Morel, 1991). Grundlegend sind dabei experimentell gewonnene Kalibrierungsdaten, die auch eine regional spezifische Extrapolation der Oberflächen-daten in die Tiefe ermöglichen. Die in diesem Kapitel vorgestellten Daten dienen unter anderem dieser sogenannten *ground truth*-Bestimmung. Die Primärproduktion wird dabei oftmals in Abhängigkeit von der Chlorophyllverteilung (extrapoliert aus dem Oberflächenwert) und dem Lichtfeld (siehe Kapitel 5) berechnet (Platt & Sathyendranath, 1988). Diese Primärproduktion-zu-Irradianz-Verhältnisse  $PvsE^3$  sind aus Beobachtungen der Produktivität, z.B. in Wachstumsexperimenten, gewonnen (Tait & Dipper, 1998). Weitere Anwendungen sind die Klassifikation von Wassermassen durch optische Eigenschaften (Jerlov, 1976), die Detektion giftiger Algenblüten (Johnsen & Sakshaug, 1993) und die Interpolation von Analysedaten aus Wasserproben (Wild-Allen *et al.*, 1997).

### 3.1 Das Mehrkanalfluorometer – MFL

Die qualitative und quantitative Bestimmung von Substanzen durch Fluoreszenzmethoden ist ein häufig verwendetes Verfahren in der marinen Biologie und Chemie (Kalle, 1963; Yentsch & Menzel, 1963). Das an der Universität Oldenburg im Rahmen

---

<sup>3</sup>In der Literatur wird häufig der Begriff *PI* verwendet, obwohl *I* zumeist die Strahldichte bezeichnet und nicht die hier relevante Bestrahlungsstärke *E* (*irradiance*).

von JGOFS entwickelte Mehrkanalfluorometer (Heuermann *et al.*, 1995) ermöglicht die gleichzeitige Verwendung von bis zu drei Anregungswellenlängen und zehn Detektionskanälen im ultravioletten (UV) und sichtbaren (VIS) Spektralbereich.

| Anregungswellenlänge | Detektionswellenlänge | gemessener Parameter |
|----------------------|-----------------------|----------------------|
| 270 nm               | 300 nm                | Raman-Streuung       |
| 270 nm               | 350 nm                | Tryptophan           |
| 270 nm               | 450 nm                | Gelbstoff            |
| 420 nm               | 490 nm                | Raman-Streuung       |
| 420 nm               | 680 nm                | Chlorophyll <i>a</i> |
| 530 nm               | 680 nm                | Fucoxanthin & LHC's  |

Tabelle 3.1: Anregungs- und Detektionswellenlängen des Mehrkanalfluorometers.

Im Rahmen von CANIGO wurde eine Konfiguration aus Anregungs- und Detektionswellenlängen verwendet (Tabelle 3.1), welche die Messung von Chlorophyll *a*, Fucoxanthin, Gelbstoff, Tryptophan, sowie der Raman-Streuung des Wassers ermöglichen soll. Letztere dient der Kalibrierung der Fluoreszenzintensitäten (siehe Determann *et al.*, 1994). Der Vorteil dieser Methode liegt in der Stabilität der Raman-Verschiebung<sup>4</sup> gegenüber einer Kalibrierung mit Fluoreszenzstandards und dessen Unabhängigkeit gegenüber optischen Interaktionen, wie z.B. elastischer Streuung. Eben diese gedachte Unabhängigkeit gegenüber Streuung ist beim Mehrkanalfluorometer leider nicht gegeben. Barth (1999) konnte in seiner Untersuchung verschiedener europäischer Küstengewässer mit dem gleichen Gerät eine deutliche Korrelation der vom MFL gemessenen Raman-Streuung mit der Partikelkonzentration zeigen. Zwar ist diese Konzentration streuender Partikel in den klaren Gewässern nördlich der Kanarischen Inseln deutlich geringer als in Küstengewässern, aber durch Algenblüten und Saharastaubeinträge können auch hier erhöhte Konzentrationen streuender Partikel auftreten, die eine Raman-Normierung der MFL-Daten gerätebedingt nicht sinnvoll erscheinen lassen. Im Falle des Laborfluorometers ist dieses Verfahren aber anwendbar, so daß eine Kalibrierung der *in situ* gewonnenen Daten weiterhin möglich ist. Um Schwankungen in der Anregung zu korrigieren, wurden alle Fluoreszenzdaten mit dem Signal einer Photodiode korrigiert, welche die Intensität der Blitzlampe direkt betrachtet.

---

<sup>4</sup>Als Raman-Verschiebung wird die Wellenlängenverschiebung durch den 1. Stokes-Übergang des Wassers bezeichnet, die ca.  $3400\text{ cm}^{-1}$  beträgt (siehe z.B. Murphy & Bernstein, 1972).

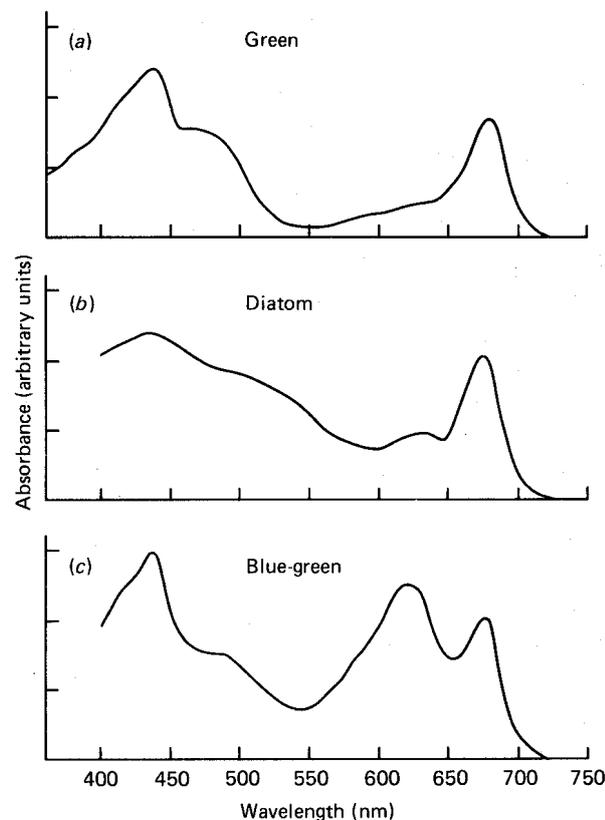


Abbildung 3.1: Spektrale Absorption dreier im Labor kultivierter Algenspezies in Meerwasser, aus Kirk (1994). (a) *Chlorella pyrenoidosa* (green). (b) *Navicula minima* (diatom). (c) *Synechocystis* sp. (blue-green).

### 3.1.1 Chlorophyll *a* und andere lichtsammelnde Komplexe

Das Photosystem mariner Algen weist neben dem Chlorophyll *a* eine Reihe anderer Chlorophylle, Karatonoide und andere lichtsammelnde Komplexe (LHC's=*light harvesting complexes*) auf. Deren Zusammensetzung und Konzentration ist spezie-sabhängig und durch die Lebensbedingungen der Algen beeinflusst. Lediglich Chlorophyll *a* ist in allen Algen vorhanden und weist ganz spezifische Absorptions- und Emissionseigenschaften auf. Sowohl im blauen (420 nm), als auch im roten (670 nm) Spektralbereich befinden sich breite Absorptionsbanden, welche die typische prompte Fluoreszenz bei 680 nm mit einer Ausbeute von ca. 1% hervorrufen (Morel & Prieur, 1977). Wie in Abb. 3.1 erkennbar zeichnen sich z.B. Diatomeen durch eine erhöhte Absorption um 530 nm herum aus, welche durch das Pigment Fucoxanthin und andere lichtsammelnde Komplexe hervorgerufen wird. Die Fluoreszenzbanden

des Phytoplanktons sind durch die photochemischen Reaktionen der Photosynthese<sup>5</sup> vorgegeben. In der Tabelle 3.1 sind zwei Anregungswellenlängen für die Fluoreszenz bei 680 nm angegeben, zum einen die direkte Anregung des Chlorophyll *a* bei 420 nm und zum anderen die Anregung von Fucoxanthin und anderen LHC's bei 530 nm. Ziel ist es, durch einen Vergleich des Verhältnisses beider Fluoreszenzintensitäten Hinweise auf die Algenspezies zu erhalten. Dazu wird die folgende Beziehung definiert:

$$FL_{420/530} = \frac{\text{Fluoreszenz bei 680 nm durch Anregung bei 420 nm}}{\text{Fluoreszenz bei 680 nm durch Anregung bei 530 nm}} \quad (3.1)$$

Da innerhalb dieser Arbeit nur eine Bestimmung der Chlorophyll *a* Konzentration in mg/m<sup>3</sup> aus Laboranalysen<sup>6</sup> zur Verfügung steht und leider keine weiterführenden Pigmentanalysen, kann diese Beziehung nicht verifiziert werden, sondern dient lediglich als Anhaltspunkt für eine Veränderung im Phytoplankton.

Die Kalibrierung der prompten *in situ* Chlorophyllfluoreszenz geschieht über eine Regressionsanalyse mit den oben genannten Chlorophyll-Extraktionsdaten des ICCM, Gran Canaria. Nach Falkowski & Kolber (1990) ist die prompte Fluoreszenz, im Gegensatz zur verzögerten und der *pump-and-probe* Fluoreszenzmethode schlecht geeignet, zur Bestimmung der Chlorophyllkonzentration, da durch Lichtadaption des Photosyntheseapparates, Streß der Alge durch Nährstoffmangel und andere physiologische Umstände, das Fluoreszenzverhalten beeinflusst wird. Bretschneider & Siefert (1998) haben aber gezeigt, daß es durchaus möglich ist empirische Transformationsfunktionen mit Gültigkeit für eine Meßkampagne zu finden. Im folgenden werden, für die CANIGO-Fahrten<sup>7</sup> von 1997–1998, die linearen Regressionen von MFL Chlorophyllfluoreszenz ( $chl_{MFL}$ ) und Chlorophyllkonzentration in mg/m<sup>3</sup> des ICCM ( $chl_{ICCM}$ ) untersucht (Abbildungen 3.2–3.5 und Tabelle 3.2). Die Umkehrung der durch lineare Regression gefundenen Funktion  $chl_{MFL} = m \cdot chl_{ICCM} + b$ , mit  $m$  als Geradensteigung und  $b$  als Offset, erlaubt eine Kalibrierung der *in situ* Fluorometerdaten auf Chlorophyllkonzentrationen. Die Güte der linearen Regression wird durch den Pearson-Regressionskoeffizienten  $R$  und die Standardabweichung  $\sigma$  ausgedrückt (Press *et al.*, 1992). Die großen Unterschiede in den linearen Korrelationen ( $m, b$ ) sind auf die Unterschiede in den Fluorometerdaten zurückzuführen. Verschiedene interne

<sup>5</sup>Unter Photosynthese versteht man allgemein die Umwandlung energiearmer anorganischer Verbindungen (Kohlendioxid und Wasser) in energiereichere organische (Kohlehydrate), wobei Licht die Energiequelle ist. Eine wesentliche Rolle bei der Photosynthese spielt, wie bereits erwähnt, das Pigment Chlorophyll *a*, da es als Katalysator der Photosynthesereaktion fungiert. Eine genauere Beschreibung der Photosynthese findet sich z.B. bei Kirk (1994) oder Steemann Nielsen (1975).

<sup>6</sup>Mit freundlicher Genehmigung von Dr. O. Llinás, ICCM, Gran Canaria. Die Chlorophyllkonzentration wurde gemäß dem WOCE (1994) Protokoll anhand filtrierter und anschließend extrahierter Wasserproben mit der fluorometrischen Methode nach Welschmeier (1994) bestimmt.

<sup>7</sup>Aus den Meßkampagnen von 1995 und 1996 stehen keine hinreichenden MFL-Daten zur Verfügung. Für 1999 waren noch keine Chlorophylldaten des ICCM vorhanden.

Verstärkungsfaktoren, Alterung und Austausch von Bauteilen verändern den Wertebereich von Fahrt zu Fahrt und machen somit eine stetige Kalibrierung notwendig. Die Methode der Chlorophyllextraktion ist immer gleichbleibend und absolut kalibriert, wenngleich auch hier große Variationen bedingt durch die Probennahme und -präparation, sowie die verwendete Analysemethoden auftreten können (Lorenzen & Jeffrey, 1980). Ein weiterer Grund für die moderaten Regressionskoeffizienten  $R$  ist der zeitliche Versatz von bis zu 5 Stunden zwischen *in situ* Profil und Wasserprobennahme. Unter Berücksichtigung dieser Fehlerquellen ist die Methode der linearen Regression beider Datensätze als hinreichend gut für die Umrechnung von Fluoreszenzintensitäten in Konzentrationen zu bewerten.

| Bezeichnung      | $m$   | $b$   | $R$   | $\sigma$ | $chl_{MFL}$<br><i>min/max</i> | $chl_{ICCM}$<br><i>min/max</i> |
|------------------|-------|-------|-------|----------|-------------------------------|--------------------------------|
| M37/2b (01/97)   | 1201  | 25.71 | 0.733 | 108      | -49/997                       | 0.0/0.42                       |
| VH0397/2 (04/97) | 6.307 | 2.446 | 0.797 | 0.643    | 2.12/8.29                     | 0.0/0.81                       |
| P237/4 (04/98)   | 43.91 | 21.33 | 0.896 | 5.93     | 14.8/72.9                     | 0.0/1.22                       |
| M42/1b (07/98)   | 18.56 | 4.554 | 0.816 | 1.68     | 3.69/22.90                    | 0.0/0.54                       |

Tabelle 3.2: Lineare Korrelation von Chlorophyllfluoreszenz und -konzentration in  $\text{mg}/\text{m}^3$ . Angegeben sind die Geradensteigung  $m$  und der Offset  $b$  des linearen Fits  $chl_{MFL} = m \cdot chl_{ICCM} + b$ , der Regressionskoeffizient  $R$ , Standardabweichung  $\sigma$ , sowie die minimalen und maximalen Werte der beiden Meßgrößen.

### 3.1.2 Absorption und Fluoreszenz von Gelbstoff

Beim Abbau von pflanzlichem Gewebe, hauptsächlich durch Mikroorganismen, entsteht auf einer Zeitskala von Tagen und Wochen gelöster organischer Kohlenstoff (DOC=*dissolved organic carbon*). Dabei ist zu beachten, daß die Einteilung in gelöste und partikuläre Substanzen eher willkürlich durch die Filtration mit  $0.45 \mu\text{m}$  Glasfaserfiltern definiert ist, was bedeutet, daß Bakterien und kleineres Phytoplankton bei der DOC Bestimmung den gelösten Substanzen zugerechnet werden (Grasshoff, 1976). Eine Fraktion dieses DOC mit molekularen Massen von einigen hundert bis hin zu einigen hunderttausend Dalton besteht aus aromatischen Verbindungen, die mit geringer werdender Wellenlänge im blauen und ultravioletten Spektralbereich immer stärker absorbieren. Gleichzeitig zeichnen sie sich durch eine, wie Kalle (1963) es beschreibt, *himmelblaue* Fluoreszenz (breites Maximum bei 420–450 nm, je nach Herkunft; Coble, 1996) aus. Dieser Anteil wurde von Kalle als Gelbstoff bezeichnet und ist in der Literatur auch unter den Begriffen *yellow substance* und CDOM (für *chromophoric dissolved organic matter*) bekannt.

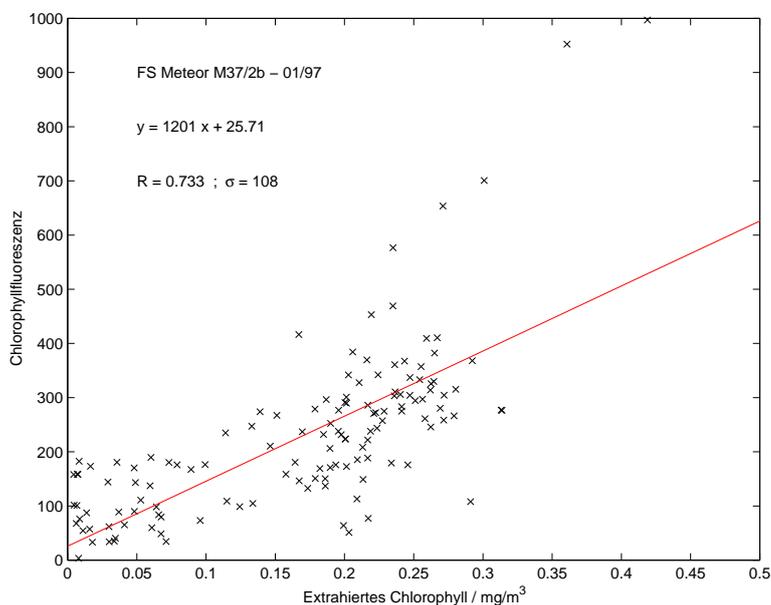


Abbildung 3.2: Lineare Regression von Chlorophyllfluoreszenz (Offset korrigiert) und -konzentration in mg/m<sup>3</sup> für die FS Meteor Reise M37/2b.

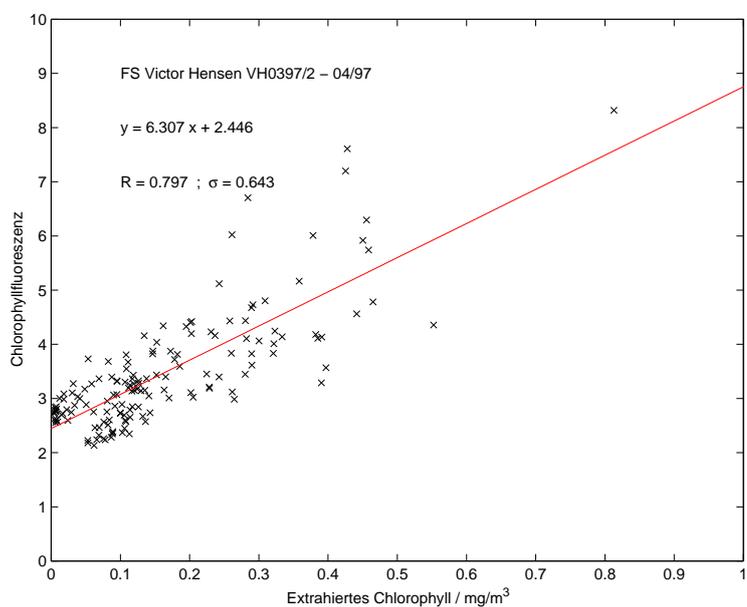


Abbildung 3.3: Lineare Regression von Chlorophyllfluoreszenz (ohne Offset-Korrektur) und -konzentration in mg/m<sup>3</sup> für die FS Victor Hensen Reise VH0397/2.

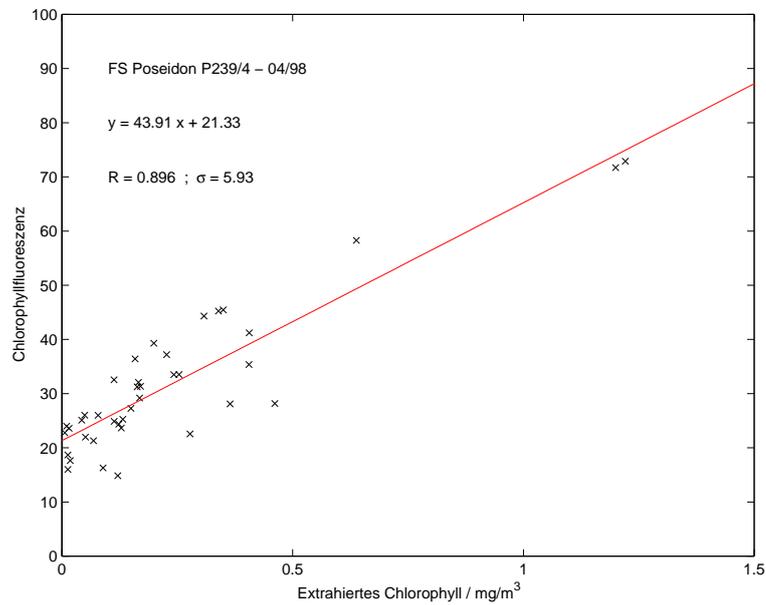


Abbildung 3.4: Lineare Regression von Chlorophyllfluoreszenz (ohne Offset-Korrektur) und -konzentration in  $\text{mg}/\text{m}^3$  für die FS Poseidon Reise P237/4.

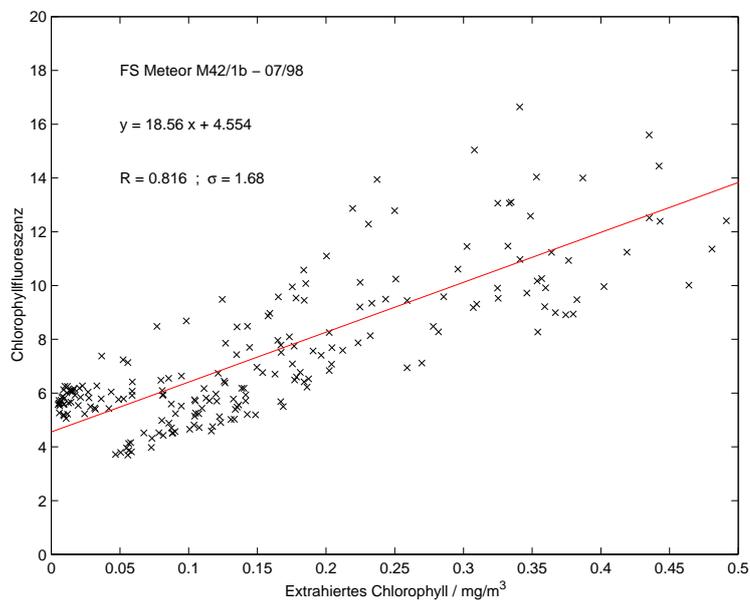


Abbildung 3.5: Lineare Regression von Chlorophyllfluoreszenz (ohne Offset-Korrektur) und -konzentration in  $\text{mg}/\text{m}^3$  für die FS Meteor Reise M42/1b.

Die Konzentration des Gelbstoffs ist über seine Absorptionseigenschaften definiert und somit eine optische Größe. Seine Fluoreszenz wird vom *in situ* Mehrkanalfluorometer in relativen Einheiten gemessen und nach einer Blitzlampenkorrektur den Raman-normierten Daten des Laborfluorometers (siehe Gerätebeschreibung in Abschnitt 3.4, sowie Determann *et al.*, 1994) durch lineare Regression zugeordnet (Tabelle 3.3 und Abb. 3.6). Dabei wird, so vorhanden, auf die Daten des J-Scans (Anregung bei 270 nm, Auswertung der Gelbstofffluoreszenz bei 440 nm) zurückgegriffen. Für die VH0397/2 Reise im April 1997 stehen nur Daten des U-Scans (Anregung/Detektion = 341 nm/430 nm) zur Verfügung. Die Regressionskoeffizienten zeigen eine weitgehend gute Übereinstimmung beider Verfahren. Die Ursache für die geringe lineare Korrelation der Daten der M37/2b Expedition liegt in dem schlechten Signal-zu-Rausch Verhältnis sowohl des *in situ* Mehrkanalfluorometers, als auch des Laborfluorometers<sup>8</sup>. Der Gelbstoffgehalt im offenen Ozean ist generell sehr niedrig und damit im Bereich der Detektionsgrenze der verwendeten Geräte. Wiederum sind gerätebedingte Unterschiede von Fahrt zu Fahrt erkennbar, die bereits für die Chlorophyllfluoreszenz diskutiert wurden. Allgemein ist eine Kalibrierung der MFL-Daten auf Raman-Einheiten durch die Regression mit den Daten des Laborfluorometers möglich und sinnvoll.

| Bezeichnung      | $m$     | $b$      | $R$   | $\sigma$ | $y_{MFL}$<br><i>min/max</i> | $y_{LS50}$<br><i>min/max</i> |
|------------------|---------|----------|-------|----------|-----------------------------|------------------------------|
| M37/2b (01/97)   | 102.798 | -176.722 | 0.454 | 152      | -8/1057                     | 1.31/5.53                    |
| VH0397/2 (04/97) | 0.1253  | 4.668    | 0.747 | 0.252    | 4.51/6.05                   | 0.36/7.85                    |
| P237/4 (04/98)   | 0.6809  | 4.812    | 0.803 | 0.377    | 6.20/8.44                   | 2.10/4.70                    |
| M42/1b (07/98)   | 0.6715  | 4.648    | 0.861 | 0.384    | 5.68/8.92                   | 1.53/5.20                    |
| P249 (03/99)     | 0.347   | 2.164    | 0.904 | 0.132    | 3.03/4.76                   | 2.74/5.78                    |

Tabelle 3.3: Lineare Korrelation der Gelbstofffluoreszenz, gemessen durch das Mehrkanalfluorometer (MFL) und das Laborfluorometer (LS50) in mRaman/nm. Angegeben sind die Geradensteigung  $m$  und der Offset  $b$  des linearen Fits  $y_{MFL} = m \cdot y_{LS50} + b$ , der Regressionskoeffizient  $R$ , die Standardabweichung  $\sigma$ , sowie die minimalen und maximalen Werte der beiden Meßgrößen.

An der Oberfläche ist eine geringe Gelbstofffluoreszenz zu erwarten, da die aromatischen Verbindungen durch das Sonnenlicht (vorwiegend der ultraviolette Spek-

<sup>8</sup>Dieses Problem wurde während der VH0397/2 Expedition durch Einsatz eines Interferenzfilters von 341 nm auf der Anregungsseite reduziert. Danach wurden die verursachenden optischen Bauteile ausgetauscht. Am MFL wurden nach der M37/2b Expedition ebenfalls Verbesserungen an den optischen und elektronischen Baugruppen vorgenommen.

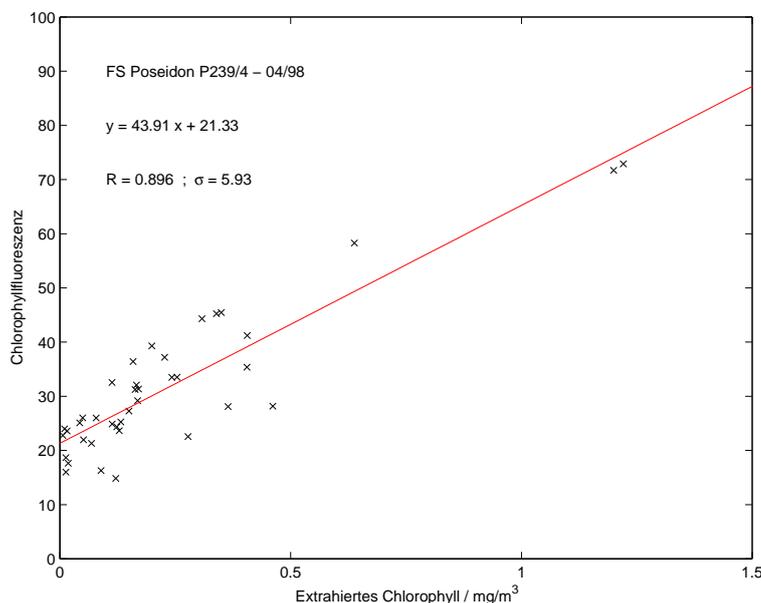


Abbildung 3.6: Lineare Regression der Fluoreszenz von Gelbstoff am Beispiel der FS Poseidon Reise P237/4 im April 1998. Verglichen werden die Daten des *in situ* Mehrkanalfluorometers (MFL, Anregung/Detektion = 270 nm/450 nm) und des Laborspektrofluorometers (LS50, 270 nm/440 nm).

tralbereich) zerfallen, was als *photodegradation* oder *photobleaching* bezeichnet wird (Ivanoff, 1973; Kieber *et al.*, 1990; Mopper *et al.*, 1991). Die Turbulenz in der oberen Wassersäule durchmischt diese Zone, was zu einem gleichmäßig geringen Fluoreszenzsignal in der durchmischten Schicht führt. Determann (1995) hat zeigen können, daß auch eine Rückbildung von Gelbstofffluoreszenz während längerer Dunkelphasen existiert, was im Bereich der Subtropen aber vernachlässigbar scheint, zumal der Effekt des *photobleaching* auf einer Zeitskala von Stunden stattfindet (Chen & Bada, 1992). In der Tiefe ist die Gelbstofffluoreszenz, wie auch in Kapitel 4 gezeigt wird, relativ stabil und um einen Faktor 2–2.5 höher. Ferrari *et al.* (1996) setzen für die Ostsee Messungen der Gelbstofffluoreszenz in Relation zur Gesamtkonzentration an DOC. Für die Kanarenregion sind diese beiden Parameter auf den ersten Blick unkorreliert (Abb. 3.7), jedoch lassen sich die einzelnen Profile anhand der verschiedenen Entstehungsprozesse gut verstehen. Der vorher diskutierten Senke von Gelbstofffluoreszenz in Oberflächennähe steht der Abbau organischer Materie in den oberen 300 m der Wassersäule entgegen, der einen Anstieg des DOC zur Konsequenz hat. Dies zeigt sich auch in der Korrelation des DOC Gehaltes mit der Chlorophyllfluoreszenz, welche auf die Verteilung des Phytoplanktons und seiner Abbauprodukte in erster Näherung schließen läßt. Ein Anteil dieses neuen DOCs hat natürlich auch Fluoreszenzeigenschaften, d.h. Gelbstoff wird auch im Epipelagial produziert, wie auch die

Daten der Gelbstoffabsorption zeigen werden, jedoch überwiegt in Oberflächennähe der Effekt des *photobleaching*. In der Tiefe nimmt die Gelbstofffluoreszenz aufgrund der Oxidation und Remineralisation absinkender Partikel zu, was gleichzeitig auf die Langzeitstabilität (Größenordnung mehrere tausend Jahre) der fluoreszierenden Materie schließen läßt (Chen & Bada, 1992). Die Konzentration des DOC nimmt hingegen unterhalb 300 m sprunghaft ab, da sich das Verhältnis von Produktion zu Konsumtion ändert. In der Tiefe hat man einen sogenannten DOC *background* und keine signifikanten *in situ* Quellen, da der Gehalt organischen Kohlenstoffs innerhalb von Partikeln pro Wasservolumen um eine bis zwei Größenordnungen geringer ist als das DOC, d.h. der Fluß von POC (*particulate organic matter*) zu DOC geht im Rauschen der DOC-Verteilung unter (Spitzzy, 1999). Williams & Druffel (1988) schließen auf zwei unterschiedliche Anteile im gesamten DOC<sup>9</sup>. Einerseits ein photochemisch labiler Anteil (DOC<sub>LAB</sub>), welcher sich zumeist aus biologischen Abbauprodukten zusammensetzt und unterhalb 300 m den Hauptanteil des gesamten DOC ausmacht. Dieses DOC<sub>LAB</sub> zeichnet sich nach Mopper & Schulz (1993) durch eine hohe Stabilität aus und ist durch huminartige Fluoreszenz (Anregung bei 230–310 nm, Emission bei 420–450 nm) charakterisiert, was in Übereinstimmung mit den in dieser Arbeit dargestellten Fluoreszenzprofilen steht. Der andere Anteil, aufgrund seiner photochemischen Resistenz als DOC<sub>RES</sub> bezeichnet, besteht aus relativ jungen biologischen Substanzen mit hohem Molekulargewicht (Druffel *et al.*, 1989), welche der Aufnahme durch Bakterien direkt zur Verfügung stehen und über 60% des gesamten DOC in Oberflächennähe ausmachen. Mopper & Schulz (1993) haben in dieser Zone eine erhöhte, als proteinartig bezeichnete, Fluoreszenz beobachtet (Anregung bei 220–270 nm, Emission bei 300–350 nm) und vermuten einen Zusammenhang zwischen dieser und dem DOC<sub>RES</sub>. Parallele Messungen beider Parameter standen Ihnen aber nicht zur Verfügung und der Einfluß mariner Organismen (z.B. Bakterien und Phytoplankton) konnte auch nicht geklärt werden. Determann *et al.* (1998) haben eben diese Fluoreszenzeigenschaften auch auf die in den Proteinen lebender Biomasse gebundenen aromatischen Aminosäuren Tryptophan und Tyrosin zurückführen können. Da die Definition gelöster organischer Materie über die Filtration der Probe stattfindet und Bakterien, wie auch Phytoplankton durchaus kleiner als die Porenweite der Glasfaserfilter sein können, ist es sinnvoll, anzunehmen, daß die beobachtete proteinartige Fluoreszenz aus gelöster wie auch lebender Materie stammt.

---

<sup>9</sup>Das gesamte DOC wird durch die *high temperature combustion oxidation*-Methode gemessen. Diese wurde auch vom IfBM Hamburg, AG Dr. Spitzzy, verwendet (siehe die entsprechenden Fahrtberichte, z.B. Wefer & Müller, 1998).

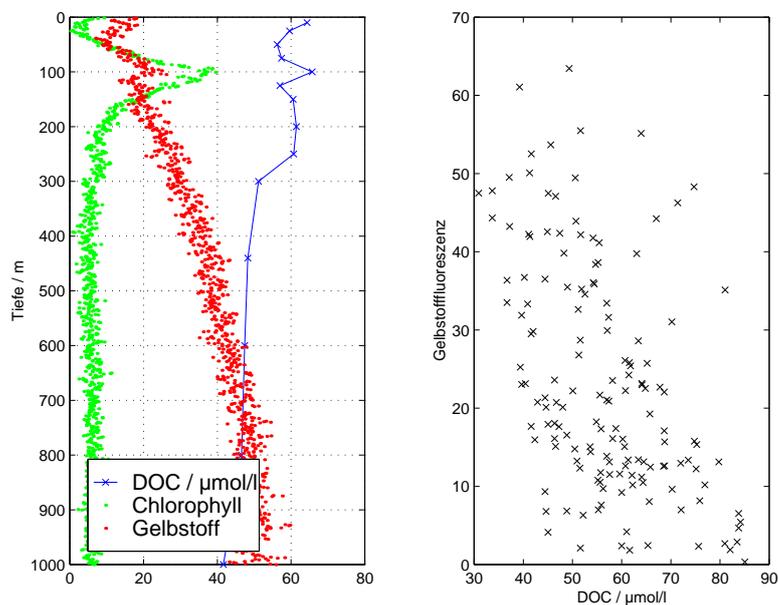


Abbildung 3.7: Vergleich von Gelbstoff-, Chlorophyllfluoreszenz und DOC als Profil (links, Sta. 211) und für alle Daten der FS Victor Hensen Fahrt im April 1997. DOC Daten mit freundlicher Genehmigung von Dr. A. Spitzzy, IfBM Hamburg.

### 3.1.3 Tryptophanfluoreszenz

Determann *et al.* (1998) haben gezeigt, daß die in Proteinen gebundene Aminosäure Tryptophan bei einer Anregung im UV (230 nm) durch Fluoreszenz bei ca. 350 nm zu detektieren ist und so ein Indikator für Biomasse, insbesondere Algen und Bakterien, sein kann. Gleichzeitig enthalten gelöste Moleküle, wie z.B. Algenexudate, Teile dieser Aminosäuren und sind durch ähnliche Fluoreszenzeigenschaften charakterisiert. Diese für das Laborfluorometer gut detektierbare Tryptophanfluoreszenz (siehe Abschnitt 3.4) kann durch das Mehrkanalfluorometer leider nicht reproduziert werden, was deutlich an den beiden in der Abb. 3.8 dargestellten Profilen aus der Region um ESTOC zu sehen ist. Ebenfalls ist gut zu erkennen, daß die Anzahl der Bakterien im Winter mit der Verteilung des Chlorophylls korreliert (maximal  $3 \cdot 10^8$  Bakterien/l). Im April wurden erhöhte Bakterienzahlen in Oberflächennähe gezählt (maximal  $2 \cdot 10^8$  Bakterien/l), während zwischen 50 m und 300 m  $\approx 0.6 \cdot 10^8$  Bakterien/l beobachtet wurden. Unterhalb 300 m wurden in beiden Profilen nahezu konstant  $0.2 \cdot 10^8$  Bakterien/l gezählt, was die ständige Präsenz dieser Organismen selbst in der Tiefsee verdeutlicht. Für die Modellierung in Kapitel 6 und 7 wird die vereinfachende Annahme gemacht, daß Bakterien immer in ausreichender Zahl vorhanden sind (Doney *et al.*, 1996). Die sekundäre Produktion durch Bakterien, auch als *microbial loop* bezeichnet (Ducklow, 1983) wird somit nur implizit modelliert durch die Parameterisierung der Reminera-

lisation und Nährstoff-Regeneration.

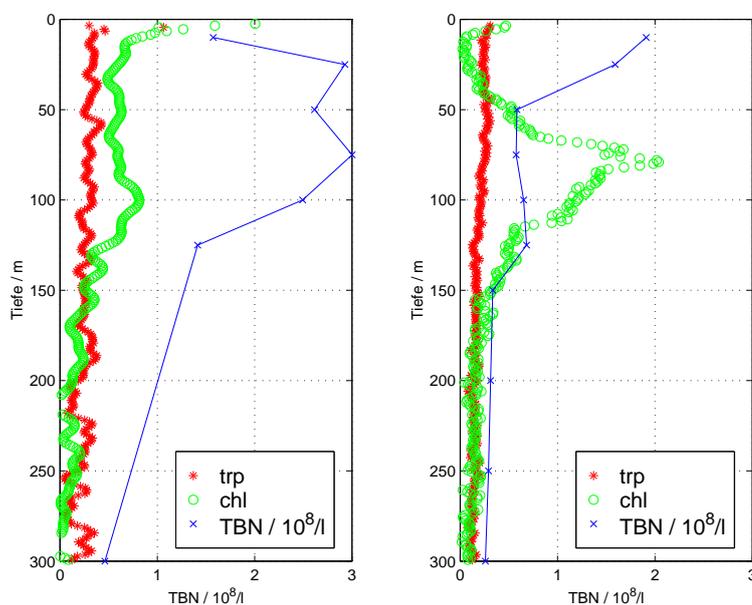


Abbildung 3.8: Vergleich von Tryptophan-, Chlorophyllfluoreszenz und Bakterienzahl (TBN) als Profil für Station 42 (M37/2b, links) und Station 215 (VH0397/2, rechts).

### 3.2 Der multispektrale Trübungssensor – MST

Der MST ist eine Entwicklung der Arbeitsgruppe Angewandte Optik/Meeresphysik in Zusammenarbeit mit der Firma ME Meerestechnik Elektronik und mißt den spektralen Attenuationskoeffizienten von 340–785 nm bei 134 Wellenlängen (Barth *et al.* 1997b). Die Kalibrierung geschieht *in situ* unter Verwendung einer variabel einstellbaren Weglänge. Diese ermöglicht außerdem den Einsatz des Gerätes in Gewässern mit unterschiedlichem Trübungsgehalt, von Ästuaren bis hin zum offenen Ozean. Im letzteren Fall hat der Einsatz während mehrerer Expeditionen allerdings gezeigt, daß die klaren ozeanischen Gewässer mit ihrem geringen Gehalt an Gelbstoff, Chlorophyll und Partikeln nur erschwert eine Gewinnung von Daten erlauben (Barth, 1999).

Vom MST wird die Schwächung eines nahezu-parallelen Lichtstrahls entlang einer Strecke  $r$  im Wasser gemessen, was den totalen Attenuationskoeffizienten  $c$  in  $m^{-1}$  ergibt. Dieser wellenlängenabhängige Koeffizient aus dem Lambertschen Gesetz  $dI/I = -cdr$  ist zusammengesetzt aus mehreren Termen, welche die Absorption und

Streuung durch Moleküle und Partikel beschreiben:

$$c(\lambda) = c_w(\lambda) + c_p(\lambda) + c_{tp}(\lambda) + a_g(\lambda) \quad , \quad (3.2)$$

wobei die Indizes  $w$ ,  $p$ ,  $tp$  und  $g$  für die Beiträge von Wasser, Phytoplankton, transparenten Partikeln und Gelbstoff stehen. Es wird nur die Absorption des Gelbstoffs berücksichtigt, da dessen Streuung vernachlässigt werden kann. Die Abb. 3.9 illustriert die Zusammensetzung des totalen Attenuationskoeffizienten in der Seine-Bucht aus der Arbeit von Barth (1999). Die Auswertelgorithmen für MST-Daten sind innerhalb der zuvor zitierten Arbeit fertiggestellt worden und stehen für eine zukünftige Auswertung der Messungen bei den Kanaren zur Verfügung. Innerhalb dieser Arbeit, die nahezu zeitgleich entstanden ist, konnten sie nicht berücksichtigt werden.

Mit einem vereinfachten Algorithmus, welcher den Anteil transparenter Partikel vernachlässigt, wurden jedoch exemplarisch zwei Profile der FS Poseidon Reise im März 1999 ausgewertet. In der Abb. 3.10 sind die Gelbstoffabsorption in  $\text{m}^{-1}$  gemessen vom Trübungssensor und dem Laborspektrophotometer<sup>10</sup> bei ESTOC und nahe der Küste dargestellt. Der Absorptionskoeffizient des Gelbstoffs  $a_g$  läßt sich durch

$$a_g = a(\lambda_0) \cdot \exp(-S \cdot (\lambda - \lambda_0)) \quad (3.3)$$

im Wellenlängenbereich von 350–650 nm gut beschreiben, wobei für  $\lambda$  die Wellenlänge in nm einzusetzen ist, und  $\lambda_0$  (hier 400 nm) eine gewählte Referenzwellenlänge darstellt (Jerlov, 1976; Kirk, 1994). Die exponentielle Steigung  $S$  liegt für marine Gewässer in der oberen Schicht typischerweise im Bereich von 0.010 bis 0.020  $\text{nm}^{-1}$  (Bricaud *et al.*, 1981; Carder *et al.*, 1989). Die Auswertung der Trübungssensordaten verwendet daher eine Fit-Routine, die den exponentiellen Verlauf der Absorption im Bereich von 350–500 nm für eine variable Steigung  $S$  ermittelt.

Auffallend ist die gegensätzliche Verteilung der Gelbstoffabsorption im Vergleich zur Gelbstofffluoreszenz, wie sie im Abschnitt 3.1 diskutiert wurde. Die in der oberen Wassersäule vorherrschende höhere Gelbstoffabsorption ( $\max(a(400 \text{ nm}))=0.11 \text{ m}^{-1}$ ) und der starke Gradient unterhalb 200 m ( $a(400 \text{ nm})\leq 0.03 \text{ m}^{-1}$ ) aus den Daten des Laborphotometers (Abschnitt 3.4) werden qualitativ richtig vom Trübungssensor wiedergegeben. Die quantitative Auswertung der MST-Daten in Bezug auf die Gelbstoffabsorption scheint hingegen noch durch eine falsche Offset-Bestimmung beeinflusst zu

<sup>10</sup>Die Messung und Auswertung von Photometerdaten wird in Abschnitt 3.4 beschrieben. Die hier verwendeten Daten stammen aus der Analyse unfiltrierter Proben, da die Gelbstoffabsorption der später vermessenen filtrierten Proben durch die Langzeitdrift des Gerätes teilweise stark unterschätzt wurde. Unter der Annahme, daß die Probe nur einen geringen Anteil streuender Partikel enthält, die sich weitestgehend spektral neutral verhalten, d.h. im Bereich von 350–700 nm einen gleichmäßigen Offset verursachen, sind die unfiltrierten Proben ein geeigneter Ersatz.

sein. Bei der Messung optischer Eigenschaften von klarsten ozeanischen Gewässern werden die hochauflösenden Informationen des MST mit Sicherheit eine wertvolle Ergänzung der bestehenden Parameter darstellen.

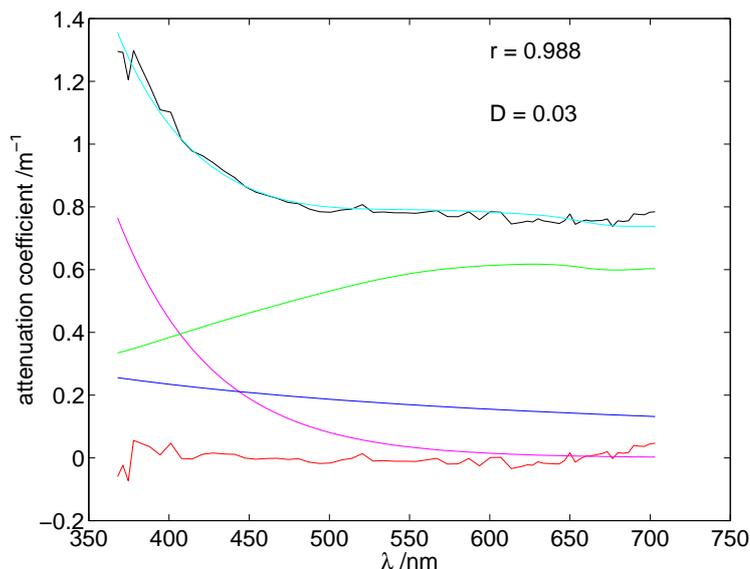


Abbildung 3.9: Illustration des totalen Attenuationskoeffizienten in der Seine-Bucht (10 m Tiefe, Chlorophyllkonzentration ca.  $8 \text{ mg/m}^3$ , Position:  $49^\circ 45' \text{N}$ ,  $00^\circ 10' \text{W}$ ) aus Barth (1999). Dargestellt sind die Attenuationskoeffizienten in  $\text{m}^{-1}$  der Messung (schwarz) und einer gefitteten Funktion (cyan), zusammengesetzt aus  $c_p$  (grün),  $c_{tp}$  (blau) und  $a_g$  (magenta). Der Rest  $c_{\text{Messung}} - c_{\text{Fit}}$  ist in Rot dargestellt.

### 3.3 Spektrale Messung des Lichtfeldes – RAD

Das an der Universität Oldenburg entwickelte Radiometer (Laschke & Schönig, 1995) mißt die auf- und abwärts gerichtete Strahlung im Bereich von 370–730 nm bei 67 Wellenlängen. Als Meßköpfe können Kosinus-Kollektoren und sogenannte  $\frac{1}{2}(E_0 + \vec{E})$ -Kollektoren verwendet werden (siehe auch Range, 1997). Aufgrund ihrer Druckfestigkeit wurden während der CANIGO-Expeditionen die Kosinus-Kollektoren eingesetzt, um einen simultanen Einsatz des Radiometers während der bis zu 3000 m tiefen Profile zu ermöglichen. Die so gewonnenen Meßgrößen sind die auf- und abwärts gerichteten Bestrahlungsstärken ( $E_u$  und  $E_d$ ) in  $\text{W}/(\text{m}^2 \text{nm})$  (Abb. 3.11). Entsprechend der von Schröder (1999) beschriebenen Vorgehensweise wurden die Meßköpfe einzeln absolut

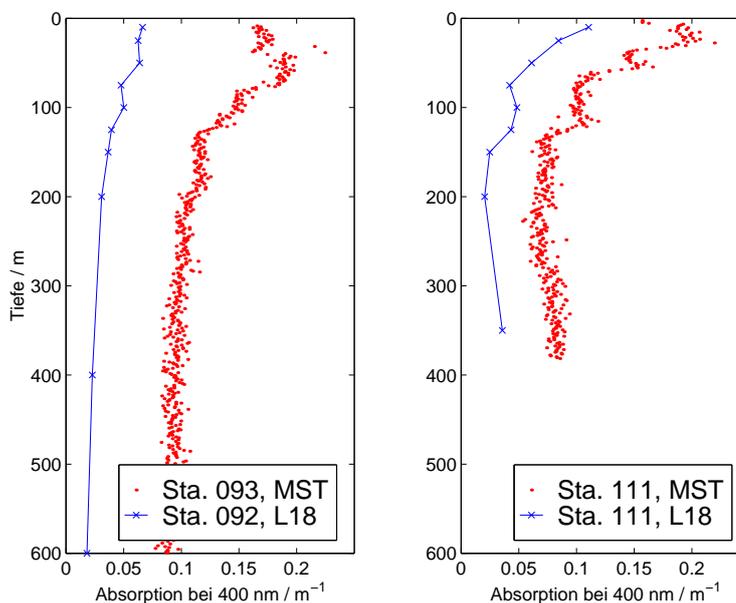


Abbildung 3.10: Profile der Gelbstoffabsorption gemessen von Trübungssensor und Laborphotometer (beide in  $\text{m}^{-1}$ ) im März 1999 bei ESTOC (links) und nahe der Küste (rechts). Die Daten des MST wurden unter Vernachlässigung transparenter Partikel berechnet.

kalibriert und die Daten bzgl. der Integrationszeit, des Dunkelstroms und des Immersionseffektes<sup>11</sup> aufbereitet. Eine Reihe von Störeinflüssen beeinträchtigen die mit dem Radiometer gewonnenen Daten, darunter:

- Die Abschattung des Radiometers bzw. die Reflexion von Licht durch den Schiffsrumpf. Dies wurde versucht zu minimieren, indem das Schiff mit der Geräteseite in die Sonne gedreht wurde. Leider war dies seegangbedingt nicht immer möglich.
- Abschattung durch die Geräte im Sondengestell und den Rahmen selbst. Dieser Einfluß ist in der gegebenen Konfiguration nicht zu vermeiden. Im übrigen bedingt der Einbau des Radiometers im Sondenrahmen einen Offset von ca. 50 cm im Vergleich zur tieferliegenden CTD.
- Einflüsse durch Wellen jeder Frequenz. Dera & Gordon (1968) haben beobachtet, daß diese Fluktuation bis zu 70% des Signals in der oberen Wasserschicht ausmacht.

<sup>11</sup>Als Immersionseffekt wird die Änderung der Empfindlichkeit eines Detektors in Abhängigkeit des ihn umgebenden Materials bezeichnet. Dies ist notwendig, da die Kalibrierung an Luft, die Messung aber im Wasser geschieht.

- Änderung der solaren Einstrahlung während der Messung. Speziell die Bewölkungssituation ist hier entscheidend. Optimal sind Wolkenfreiheit oder ein 100% gleichmäßig bedeckter Himmel, da beide Situationen gleichbleibende Bedingungen bieten. Durch Verwendung einer Decksreferenz wird versucht, die Variation der solaren Einstrahlung zu kompensieren, was zur Zeit aber nur schwer in Bezug auf absolute Synchronität der Messungen realisierbar ist. Der zukünftige Einsatz spektraler Radiometer an Deck und in der Wassersäule mit gleichzeitiger Datenerfassung löst dieses Problem (Heuermann *et al.*, 1999).

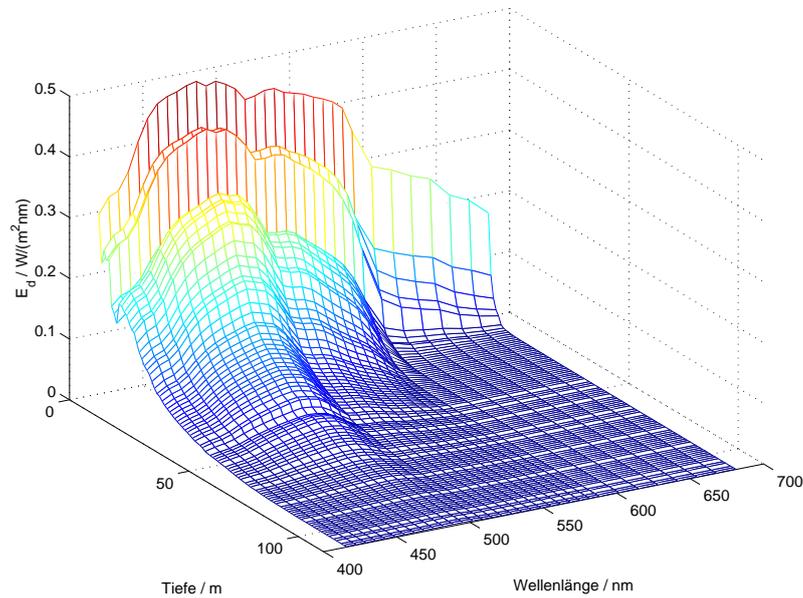


Abbildung 3.11: Illustration eines spektralen  $E_d$ -Profils in  $W/(m^2nm)$ , VH0397/2, Station 224 im Auftriebsgebiet.

Aus den spektralen Informationen über  $E_u$  und  $E_d$  in  $W/(m^2nm)$  lassen sich eine Reihe von Parametern ableiten, wie z.B. die vektorielle Bestrahlungsstärke  $\vec{E} = E_d - E_u$ , die vertikalen Attenuationskoeffizienten

$$k_{u,d}(\lambda) = -\frac{d \ln E_{u,d}(\lambda)}{dz} = -\frac{1}{E_{u,d}(\lambda)} \frac{dE_{u,d}(\lambda)}{dz}, \quad (3.4)$$

oder die Reflektivität

$$R(\lambda) = \frac{E_u(\lambda)}{E_d(\lambda)}. \quad (3.5)$$

Von besonderem Interesse für biologische Betrachtungen wäre die skalare Bestrahlungsstärke  $E_0$ , da sie die Photonen unabhängig von ihrer Raumrichtung integriert

und somit dem für die Alge relevanten Lichtklima entspricht. Da diese Messung mit den Kosinus-Kollektoren nicht möglich ist, wird innerhalb dieser Arbeit die Summe

$$E_x(\lambda) = E_d(\lambda) + E_u(\lambda) \quad (3.6)$$

als Näherung verwendet, was zur Folge hat, daß seitlich einfallende Strahlung unterbewertet wird. Diese Größe wird mit der Tiefe zunehmend von  $E_d$  dominiert und durch die Veränderung der Raumverteilung des Lichtes in der Tiefe als Näherung von  $E_0$  zunehmend genauer (Jerlov, 1976). Gleichmaßen wird die photosynthetisch verfügbare Strahlung (*photosynthetically available radiation*)

$$PAR(z) = \int_{350 \text{ nm}}^{700 \text{ nm}} \frac{\lambda}{hc} E_0(z, \lambda) d\lambda \quad , \quad (3.7)$$

welche die den Algen zur Verfügung stehende Menge Licht in Photonen/(m<sup>2</sup>s) angibt, durch  $E_0 \rightarrow E_x$  angenähert. Die Angabe von Quantenzahlen anstatt von Energie erfolgt aus der Überlegung heraus, daß für die Photosynthese nur die Anzahl photochemisch verwertbarer Photonen relevant ist (Tyler, 1966). Eine genauere Betrachtung der spektralen Absorptionscharakteristika des Phytoplanktons, anstatt der Integration von 350–700 nm, führt nach Morel (1978) zum Konzept der photosynthetisch verwertbaren Strahlung (PUR, *photosynthetically usable radiation*).

Die Transmissionseigenschaften natürlicher Gewässer variieren mitunter sehr stark. Es ist daher sinnvoll, eine Klassifizierung der optischen Charakteristika natürlicher Gewässer anzuwenden, welche eine Einstufung ohne Spezifizierung aller inhärenten optischen Eigenschaften erlaubt. Jerlov (1976) hat anhand der spektralen Transmissionseigenschaften des Wassers eine solche Einteilung in ozeanische (I–III) und Küsten- (1–9) Wassertypen vorgenommen (Abb. 3.12). Morel & Prieur (1977) haben Gewässer anhand der für ihre optischen Eigenschaften entscheidenden Komponenten in Fall 1 (Phytoplankton und seine Derivate) und Fall 2 (Resuspendierte Sedimente und Partikel) unterschieden. Beide Klassifizierungen werden in Kapitel 4 angewandt.

Eine weitere in der biologischen Ozeanographie verbreitete Größe ist die 1%-Tiefe des Lichtes, die nach Shulenberger (1978) ein Maß für die Tiefe der euphotische Zone<sup>12</sup> sein kann. Um die 1%-Tiefe zu errechnen, muß die Irradianz kurz unterhalb der Oberfläche  $E(0^-)$  bekannt sein. Diese kann entweder als Anteil der solaren Bestrahlung kurz oberhalb der Wasseroberfläche  $E(0^+)$  berechnet werden (Baker & Frouin, 1987) oder aus den vorhandenen Daten in der Wassersäule durch eine Exponentialfunktion an die Oberfläche extrapoliert werden (in Kapitel 5 werden mehrere Beschreibungen

<sup>12</sup>Die Tiefe, in welcher der durch Photosynthese freigesetzte Sauerstoff und der durch Respiration des Phytoplanktons verbrauchte Sauerstoff über den Tag im Gleichgewicht sind.

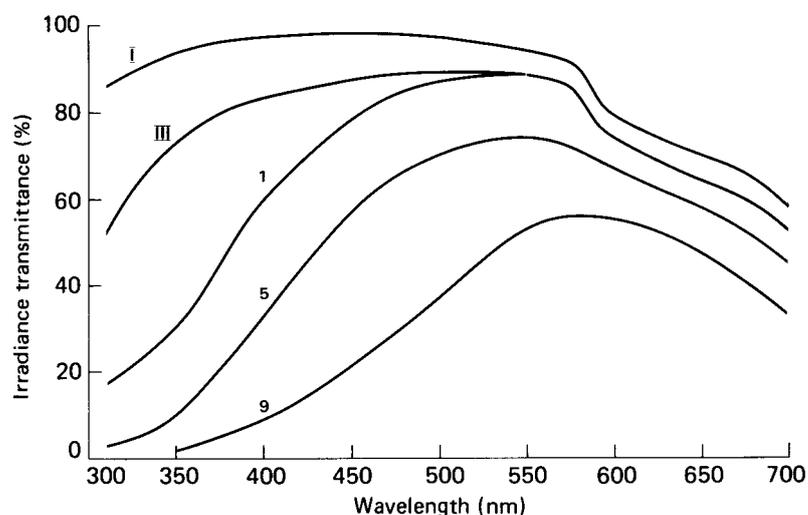


Abbildung 3.12: Klassifizierung des Wassertyps nach Jerlov (1976), aus Kirk (1994).

für  $PAR(z)$  vorgestellt und verglichen). Die zonale Verteilung der 10%- und 1%-Tiefe von  $PAR$  in Abhängigkeit biologischer Parameter wird in Kapitel 4 anhand der Ergebnisse der CANIGO-Expeditionen diskutiert werden.

### 3.4 Laborspektrofluorometer und -photometer

Die Messung optischer Parameter in der Wassersäule wird durch die Analyse von Wasserproben aus diskreten Tiefen mit einem Spektrofluorometer (Perkin Elmer, Model LS 50) und einem Spektrophotometer (Perkin Elmer, Model  $\lambda 18$ ) ergänzt. Der Aufbau der beiden Geräte und die verwendeten Auswertalgorithmen werden bei Bleil *et al.* (1996) und Grosbüsch & Bartels (1997) ausführlich beschrieben.

Der Einsatz von Wasserschöpfern (sogenannte Niskin-Flaschen) bedingt, daß die Wasserproben nicht simultan zum Profil des vorher beschriebenen Sondenpaketes genommen werden konnten, sondern ein Zeitversatz von bis zu 5 Stunden zwischen den Messungen liegt. Dadurch wird die moderate Korrelation mit *in situ*-Daten teilweise erklärt. Das zu analysierende Meerwasser wurde in zweifach mit der Probe gespülte Braunglasflaschen gefüllt, die danach in Styroporbehältern bis zur Messung aufbewahrt wurden, wodurch eine starke Temperaturänderung der Probe verhindert wurde. Im Fall tiefer Proben konnte dieses Verfahren nicht beibehalten werden, da die sehr kühlen Proben ein Beschlagen der Küvetten hervorriefen. Im Falle des Photometers stellten Luftblasen ein zusätzliches Problem dar, wodurch eine Reihe von Messungen

unbrauchbar wurden.

Mit dem Laborfluorometer wurden die in Tabelle 3.4 aufgelisteten Emissionsscans durchgeführt. Die bereits vorher erwähnte Normierung auf  $10^{-3}$ Raman-Einheiten/nm (mRaman/nm) ist bei Determann *et al.* (1994) ausführlich beschrieben. Dort findet sich auch ein Vergleich mit Fluoreszenzstandards. Die Verfügbarkeit verschiedener Gelbstoffsignale aus den Scans H, J und U ermöglicht einen Vergleich der Ergebnisse untereinander (Abb. 3.13), der durchweg eine hohe Korrelation aufweist. Eine Umrechnung der hier gemessenen Gelbstoffwerte in andere Anregungs-/Detektionswellenlängenpaare ist auf diese Weise sehr gut möglich. Die Profile der vom Scan B des LS50 gemessenen Chlorophyllfluoreszenz stimmen mit den Daten des *in situ* Fluorometers erfahrungsgemäß gut überein, werden aber angesichts der Normierung der hochauflösenden MFL-Daten auf Chlorophyllkonzentrationen nicht weiter betrachtet. Abbildung 3.14 zeigt Profile der LS50-Daten (ESTOC-Station, sowie in Küstennähe) und vergleicht die Tryptophanfluoreszenz mit den beobachteten Bakterienzahlen. Die prinzipielle Korrelation der Fluoreszenz bei 340 nm mit der Verteilung der Bakterien und des Chlorophylls steht dabei in Übereinstimmung mit den Erwartungen aus Abschnitt 3.1.3.

| Scan | Anregung bei | Start  | Ende   | ausgewertete Parameter                    |
|------|--------------|--------|--------|-------------------------------------------|
| B    | 420 nm       | 440 nm | 750 nm | Chlorophyll <i>a</i>                      |
| H    | 308 nm       | 320 nm | 600 nm | Gelbstoff (420 nm)<br>Tryptophan (340 nm) |
| J    | 270 nm       | 280 nm | 450 nm | Gelbstoff (440 nm)<br>Tryptophan (340 nm) |
| U    | 341 nm       | 360 nm | 500 nm | Gelbstoff (430 nm)                        |

Tabelle 3.4: Übersicht der verwendeten Emissionsscans am Laborfluorometer.

Das Laborspektrophotometer wurde während der hier untersuchten Expeditionen als Zweistrahlgerät mit 10 cm Quarzküvetten betrieben. Die erste Küvette wurde mit der zu vermessenden Probe gefüllt, während die zweite mit Reinstwasser befüllt wurde. Jede Küvette wurde dabei zweifach mit der jeweiligen Substanz durchspült. Eine vorherige Nullkalibrierung mit Reinstwasser als Probe vor jeder Station diente der Elimination der Gerätefunktion.

Das Photometer mißt die Absorbanz

$$D = \log_{10} \frac{I_0}{I} \quad , \quad (3.8)$$

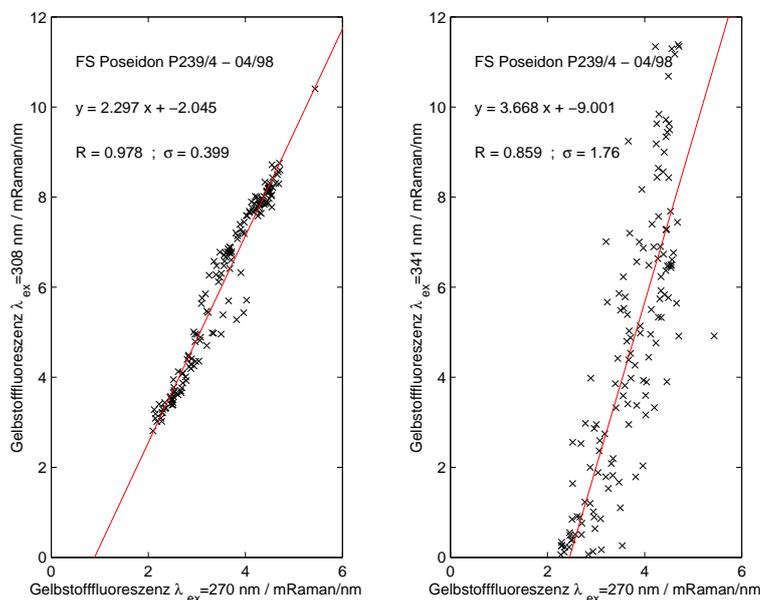


Abbildung 3.13: Vergleich verschiedener Gelbstoffscans. Links der Scan H ( $\lambda_{ex} = 308$  nm) über Scan J ( $\lambda_{ex} = 270$  nm). Rechts Scan U ( $\lambda_{ex} = 341$  nm) über Scan J. Dargestellt sind Daten der FS Poseidon P237/4 Reise.

welche als Logarithmus zur Basis 10 des Verhältnisses von einfallender ( $I_0$ ) zu transmittierter ( $I$ ) Lichtintensität für einen parallelen Lichtstrahl definiert ist. Wenn das Medium frei von streuenden Partikeln ist, was durch vorsichtige Filtration der Probe durch einen Glasfaserfilter<sup>13</sup> mit  $0.45 \mu\text{m}$  Porenweite annähernd erreicht wurde, so stehen Absorbanz  $D$  und der Absorptionskoeffizient  $a$  in folgendem Zusammenhang:

$$D = 0.4343ar \quad , \quad (3.9)$$

wobei  $r$  die Weglänge ist und 0.4343 sich aus der Umrechnung des Logarithmus von der Basis  $e$  in die Basis 10 ergibt.

Der Absorptionskoeffizient des Gelbstoffs  $a_g$  läßt sich, wie bereits im Abschnitt 3.2 dargestellt, durch eine Exponentialfunktion der Steigung  $S$  im Wellenlängenbereich von 350–650 nm gut beschreiben. Zur Auswertung der Laborphotometerdaten wurde daher eine Fit-Routine geschrieben, die den exponentiellen Verlauf der Absorption im Bereich von 350–500 nm für eine variable Steigung  $S$  ermittelt. Der Fit wurde mithilfe des *least square*-Verfahrens für filtrierte Proben durchgeführt. Die Daten wurden vorher logarithmiert und Offset-korrigiert<sup>14</sup>. In der Abbildung 3.15 sind Originaldaten

<sup>13</sup>Die Glasfaserfilter wurden vor der Expedition 4 Stunden lang bei  $450^\circ\text{C}$  im Glühofen belassen, um jedwede organische Verunreinigung, zu verbrennen.

<sup>14</sup>Der Offset wurde als Mittelwert des Spektralbereiches von 600–700 nm angenommen. Dieser

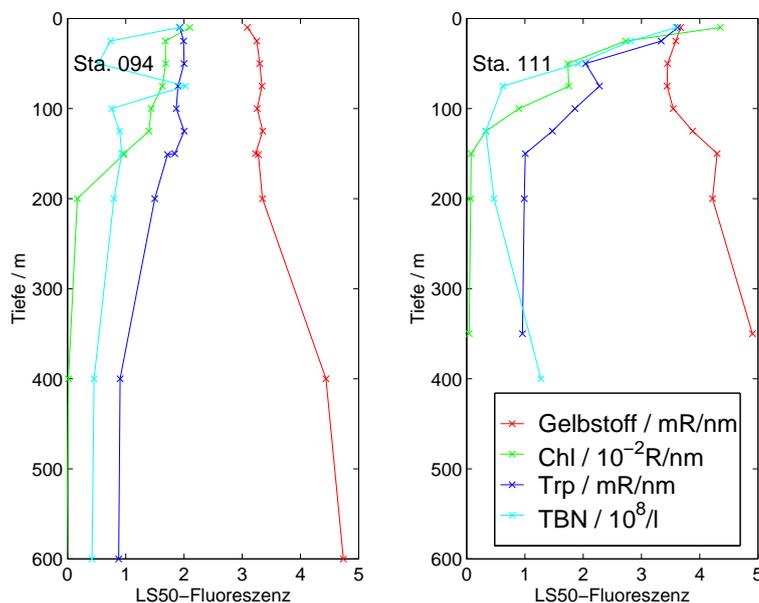


Abbildung 3.14: Fluoreszenzdaten des LS50 Laborspektrofluorometers für ESTOC (Station 94) und die küstennahe Station 111 (P249 im März 1999) sowie die gezählte Bakterienverteilung (TBN).

und Fit exemplarisch dargestellt.

Nach Jerlov (1976) zeigt die Fluoreszenz, wie auch die Absorption des Gelbstoffs, konservative Eigenschaften, welche die Identifikation von Wassermassen im Zusammenhang mit dem Salzgehalt erlauben (siehe auch Determann *et al.*, 1996). Das Verhältnis beider Größen ist demnach für eine Wassermasse gleich. Verschiedene Autoren haben versucht, die leicht zu messende Fluoreszenz mit der Absorption des Gelbstoffs zu verknüpfen (Ferrari & Tassan, 1991; Green & Blough, 1994; Nieke *et al.*, 1997) und dabei eine Veränderung der Ratio von Fluoreszenz zu Absorption ( $R(F/A)$ ) beobachtet. Die in der Abb. 3.16 gegeneinander aufgetragenen Daten der beiden Laborgeräte (FS Poseidon Expedition P237/4, der  $S$ -Wert wurde zusätzlich farblich codiert miteingebunden) zeigen eine sehr starke Streuung, die keine sinnvolle Regression zuläßt. Dies liegt hauptsächlich an den Daten des Laborphotometers, welche durch eine Langzeitdrift des Gerätes und eine damit verbundene Unterschätzung der Gelbstoffabsorption variieren. Ein schönes Beispiel hierfür sind die Stationen 92 (nahe ESTOC) und 111 (Küstennähe) der P249 Expedition im März 1999. Bei beiden Stationen wurden nach der Nullkalibrierung zuerst die unfiltrierten Proben von oben

Bereich ist für die hier vorliegenden geringen Konzentrationen an Gelbstoff, als nahezu unbeeinflußt anzunehmen. Ein Einfluß streuender Substanzen ist durch die Filtration der Proben ausgeschlossen.

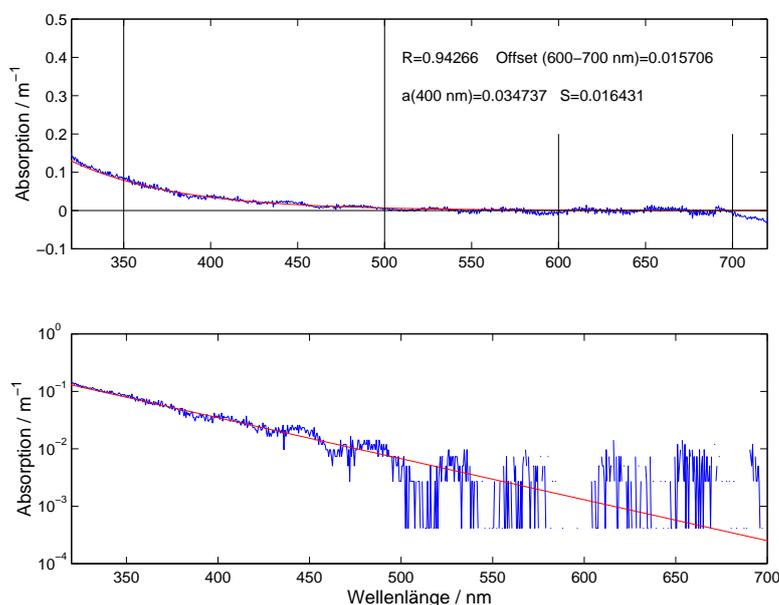


Abbildung 3.15: Gelbstoffabsorption in  $\text{m}^{-1}$  über der Wellenlänge in nm für Station 173, 100 m Tiefe, FS Poseidon P237/4. Dargestellt sind die mit dem Laborphotometer gemessenen Daten (blau) und die Fitfunktion (rot), oben linear und unten logarithmisch aufgetragen.

nach unten vermessen. Danach folgte die Analyse der filtrierten Proben, und zwar im Falle der Station 92 von unten nach oben, und bei Station 111 von oben nach unten. Insgesamt dauerte die Analyse aller Proben bei keiner der beiden Stationen mehr als zwei Stunden. Die Abbildung 3.17 zeigt, daß für die blau dargestellte küstennahe Station sich weder die Absorptionskoeffizienten noch die  $S$ -Werte signifikant für die unfiltrierte und die filtrierte Meßreihe unterscheiden. Hingegen zeigt die Station 92 eine deutliche Veränderung der Ergebnisse. Die Absorptionskoeffizienten der filtrierten Proben bei 400 nm liegen bis auf die tiefste Probe alle unterhalb  $0.02 \text{ m}^{-1}$  und stehen in keiner Relation zu dem erwarteten Profil des Gelbstoffs (siehe auch MST-Daten in Abschnitt 3.2). Die  $S$ -Werte schwanken stark und liegen teilweise unterhalb  $0.005 \text{ nm}^{-1}$ , also um die Hälfte geringer, als die von Bricaud *et al.* (1981) genannte untere Grenze. Da in beiden Fällen die während der Analyse mit dem Laborphotometer verstrichene Zeit sich nicht entscheidend ändert (2 Stunden für die ESTOC-Station, 1.5 Stunden für Station 111), ist ein Einfluß der kalten Proben wahrscheinlicher. Die tiefsten Proben der Station 92 kamen aus 850 m und hatten eine Temperatur von ca.  $9^\circ \text{ C}$  (aus 350 m Tiefe, ca.  $15^\circ \text{ C}$ ), wodurch ein Beschlagen optischer Bauteile auftreten kann. Letztendlich ist die Ursache noch ungeklärt, aber es wird deutlich, daß eine häufige Wiederholung der Nullkalibrierung sowie ein langsames Abkühlen der Apparatur (Analyse der Proben von oben nach unten) wichtig für eine genaue Messung

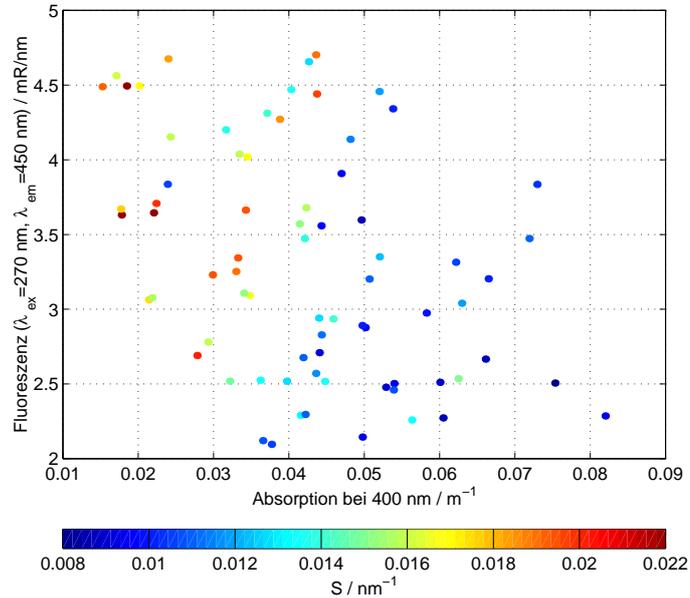


Abbildung 3.16: Absorption in  $\text{m}^{-1}$  und Fluoreszenz von Gelbstoff ( $\lambda_{ex} = 270 \text{ nm} / \lambda_{em} = 450 \text{ nm}$ ) in mRaman/nm im Vergleich (FS Poseidon P237/4, April 1998). Die exponentielle Steigung  $S$  ist farblich codiert dargestellt.

der Gelbstoffabsorption sind.

Trotz dieser experimentellen Schwierigkeiten zeigt der Vergleich von Absorptions- und Fluoreszenzprofil (Abb. 3.18) den gegenläufigen Trend beider Parameter mit der Tiefe und damit die Veränderung des Verhältnisses  $R(F/A)$ . Im Oberflächenbereich liegt die Absorption bei 400 nm im Bereich von 0.03 bis 0.09  $\text{m}^{-1}$ , im Tiefenwasser zwischen 0.02 und 0.05  $\text{m}^{-1}$ . Umgerechnet auf die Absorption bei 440 nm liegen die hier beobachteten Gelbstoffkonzentrationen damit im Bereich von 0.01–0.06  $\text{m}^{-1}$ , was gut mit den von Kirk (1994) für diese Wellenlänge angegebenen Werten (Atlantischer Ozean: 0.01–0.05  $\text{m}^{-1}$ ) übereinstimmt. Die dort angegebenen Absorptionkoeffizienten für andere Gewässer, wie z.B. die Ostsee (0.36–0.42  $\text{m}^{-1}$ ), den Rhone Ausfluß (0.086–0.572  $\text{m}^{-1}$ ) oder den Rhein (0.48–0.73  $\text{m}^{-1}$ ) verdeutlichen, wie gering der Gelbstoffgehalt der hier untersuchten Gewässer ist. Der Absorptionkoeffizient reinen Wassers liegt nach Morel & Prieur (1977) bei 0.015  $\text{m}^{-1}$  und damit in der gleichen Größenordnung. Die exponentielle Steigung  $S$  liegt im Bereich von 0.008 bis 0.022  $\text{nm}^{-1}$  und somit ebenfalls im Rahmen der in der Literatur angegebenen Beobachtungen (marine Gewässer: 0.010–0.020  $\text{nm}^{-1}$ , nach Bricaud *et al.*, 1981; Carder *et al.*, 1989). Diese starke Variation von  $S$  deckt sich auch mit den Beobachtungen von Højerslev & Aas (1998), die aus den unvorhersagbaren Schwankungen von  $S$  schließen, daß kein einfaches, spektrales Absorptionsmodell für Gelbstoff in ozeanischen Gewässern

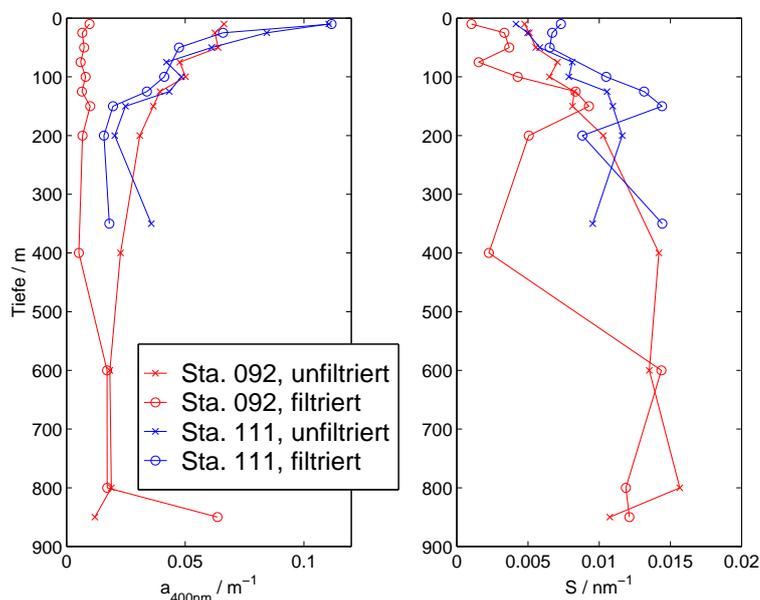


Abbildung 3.17: Profile der Gelbstoffabsorption bei 400 nm in  $\text{m}^{-1}$  (links) und des S-Wertes in  $\text{nm}^{-1}$  (rechts) für unfiltrierte und filtrierte Proben an den Stationen 92 und 111 (FS Poseidon P237/4, April 1998).

gefunden werden kann. Die Fluoreszenz hingegen bewegt sich an der Oberfläche bei 2.0–3.5 mRaman/nm und nimmt mit der Tiefe zu (4.0–4.8 mRaman/nm zwischen 600 und 1400 m), was in Übereinstimmung mit den Beobachtungen von Ivanoff (1973) und Determann *et al.* (1996) liegt. Das Verhältnis von Fluoreszenz zu Absorption ändert sich demnach vom oberflächennahen Wasser zum Tiefenwasser von  $R(F/A) = 46$  zu  $R(F/A) = 126$ , um einen Faktor  $> 2.5$ , wobei der stärkste Gradient zwischen 100 und 400 m zu finden ist. Dies unterstützt die Vorstellung, daß innerhalb der euphotischen Zone die Anteile absorbierenden und fluoreszierenden Gelbstoffs durch die Photodegradation und die *in situ* Produktion bestimmt werden (Abschnitt 3.1). Unterhalb dieser Zone bis in ca. 300 m Tiefe stellt der Abbau organischer Materie die Quelle des Gelbstoffs dar und in der Tiefsee stellt sich ein relativ konstantes Verhältnis ein (Jerlov, 1976; Kirk 1994).

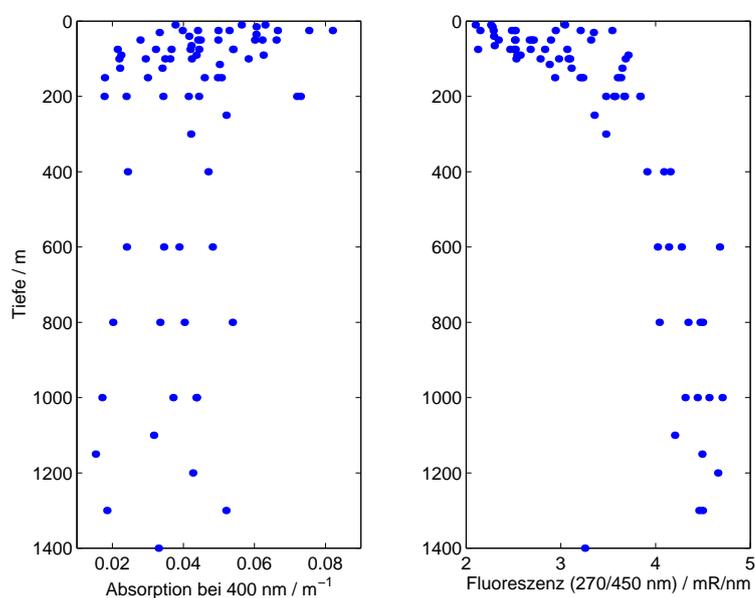


Abbildung 3.18: Profile der Absorption in  $\text{m}^{-1}$  (links) und Fluoreszenz von Gelbstoff ( $\lambda_{ex} = 270 \text{ nm} / \lambda_{em} = 450 \text{ nm}$ ) in mRaman/nm (rechts) im Vergleich (FS Poseidon P237/4, April 1998).

# Kapitel 4

## Variabilität entlang 29°N

Die Darstellung der regionalen Ozeanographie in Kapitel 2 hat die saisonale und räumliche Variabilität hydrographischer Parameter nördlich der Kanarischen Inseln gezeigt. Diese wird nun für einige der im vorigen Kapitel dargestellten bio-optischen Parameter untersucht. Dabei zeigt sich, daß die physikalischen Prozesse auch die Entwicklung biologischer Größen entscheidend beeinflussen. Um die Menge der Daten in einigen Fällen einzugrenzen und die veränderliche hydrographische Situation entlang des 29°N-Schnittes zu berücksichtigen, werden drei Zonen definiert (siehe Abb. 4.1). Entsprechend den Beobachtungen aus Kapitel 2 wird Zone 1 als streng oligotroph betrachtet, Zone 2 (ESTOC) als oligotroph mit lateralen Einflüssen und Zone 3 als küstennahes Auftriebsgebiet.

### 4.1 Hydrographie und Gelbstofffluoreszenz

Die Verteilung der Gelbstofffluoreszenz in der Wassersäule ist, wie bereits vorher diskutiert (Abschnitte 3.1, 3.2 und 3.4), durch die Photodegradation in Oberflächennähe, die *in situ* Produktion durch Abbau organischer Materie und durch die Zirkulation bestimmt. Letztere ist verantwortlich für die vorhandenen Wassermassen, welche Gelbstoff ihres Entstehungsgebietes mit sich führen. Durch das mitunter sehr schnelle Absinken partikulären organischen Materials gelangt zudem auch Gelbstoff in große Tiefen. Erwartet wird demnach eine vertikale Verteilung der Gelbstofffluoreszenz (wie auch bereits in Kapitel 3 beobachtet), die an der Oberfläche sehr geringe Konzentrationen aufweist und mit der Tiefe in Korrelation zur Hydrographie ansteigt.

In der Abb. 4.2 sind die Profile der Gelbstofffluoreszenz in mRaman/nm gemessen mit dem *in situ* Mehrkanalfluorometer ( $\lambda_{ex} = 270 \text{ nm}$ ,  $\lambda_{em} = 450 \text{ nm}$ ) für die drei Zonen dargestellt. Der erwartete Verlauf geringer Konzentrationen im Oberflächen-

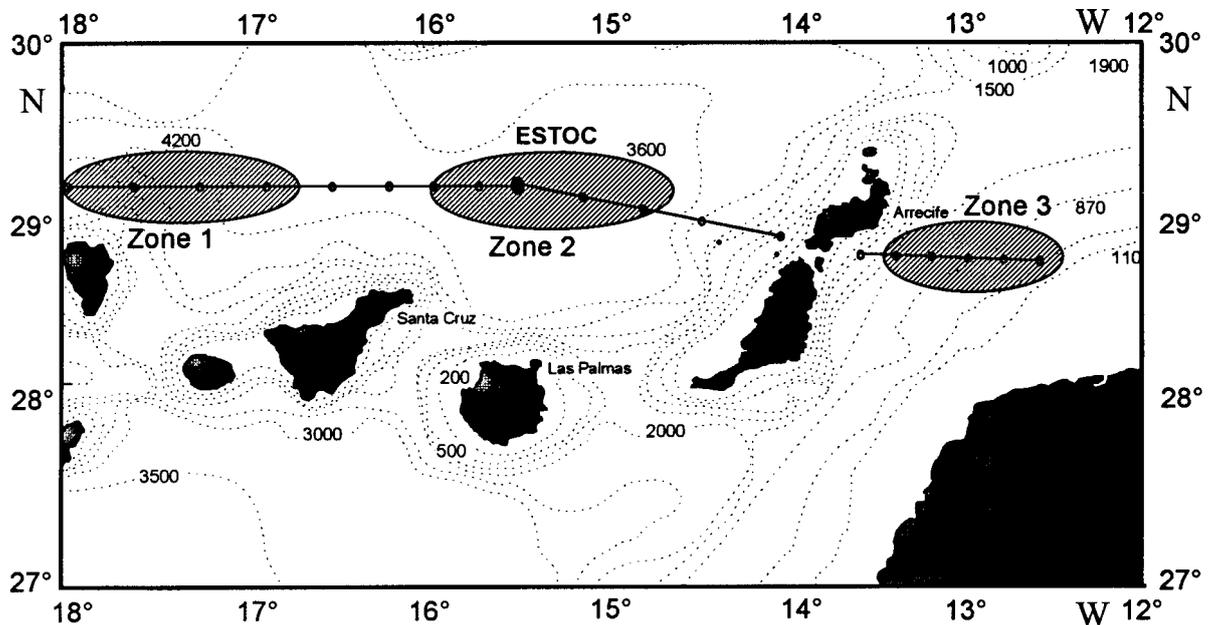


Abbildung 4.1: Karte des 29°N-Schnittes. Da die Stationen der einzelnen Fahrten nicht immer exakt übereinstimmen und nicht alle Parameter an allen Stationen verfügbar sind, wurden Vergleichszonen markiert: Zone 1 wird als streng oligotroph betrachtet, Zone 2 (ESTOC) ist oligotroph mit lateralen Einflüssen und Zone 3 ist küstennah und, bei geeigneten Bedingungen, durch Auftrieb charakterisiert.

bereich und Anstieg in die Tiefe ist gut erkennbar und stimmt mit den Beobachtungen von Determann *et al.* (1996) überein, die im Bereich des nordöstlichen Atlantik Gelbstofffluoreszenzen ( $\lambda_{ex} = 254 \text{ nm}$ ,  $\lambda_{em} = 440 \text{ nm}$ ) von 2.9–3.9 mRaman/nm in Oberflächennähe gemessen haben, die im Tiefenwasser auf ca. 3.8–4.5 mRaman/nm ansteigen. Sowohl zwischen den drei Zonen als auch zwischen den einzelnen Expeditionen gibt es keine erkennbaren Veränderungen, soweit dies angesichts des Rauschens der Daten ersichtlich ist. Speziell unterhalb 300 m, wo auch die Verteilung der Wassermassen (siehe Abschnitt 2) weitgehend unbeeinflusst von der hohen Variabilität der Oberfläche ist, zeigt sich auch die Verteilung der Gelbstofffluoreszenz räumlich und zeitlich stabil. Strukturen in der zonalen Verteilung sind jedoch erkennbar, wenn man den gesamten Schnitt betrachtet (Abb. 4.3, P249 Expedition). Diese Oszillation der durch *Kriging* (ein geostatistisches Verfahren, siehe Milchers, 1996) interpolierten Gelbstofffluoreszenz in der Tiefe ist während aller Fahrten beobachtet worden. Ein Vergleich mit der Verteilung des Salzgehaltes entlang des gleichen Schnittes (Abb. 4.4) verdeutlicht, daß diese Oszillation aber nicht mit der Verteilung dieses hydrogra-

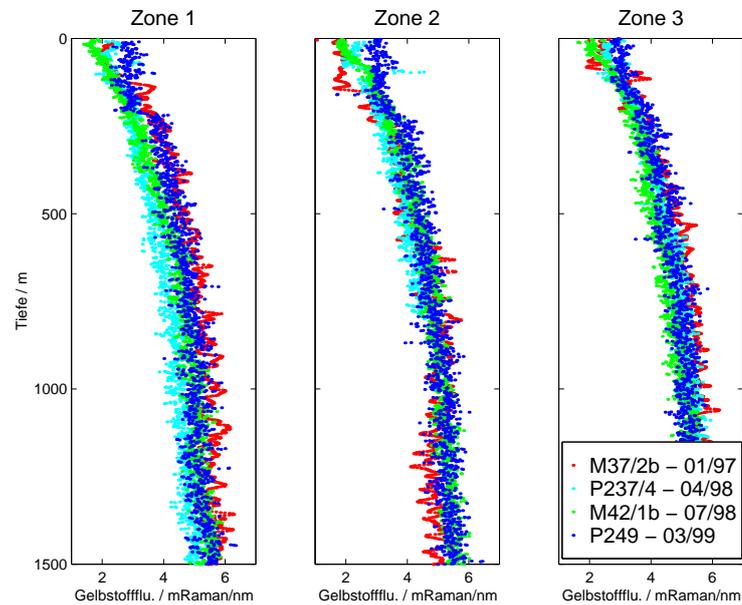


Abbildung 4.2: Profile der Gelbstofffluoreszenz in mRaman/nm für die drei Zonen (oligothroph, quasioligothroph und küstennah).

phischen Parameters korreliert ist<sup>1</sup>.

Um diese Oszillation (Abstand der Maxima  $\approx 100$  km) genauer zu untersuchen, wurden die Gelbstofffluoreszenz- und Salzgehaltswerte aus 600 m und 900 m Tiefe extrahiert und für drei Expeditionen in verschiedenen Jahreszeiten gemeinsam dargestellt (Abb. 4.5 und 4.6). Die nichtvorhandene Abhängigkeit beider Parameter voneinander deutet auf andere Einflüsse bei der Verteilung der Gelbstofffluoreszenz, die bisher nicht dokumentiert sind. Dabei steht ein Vergleich mit anderen hydrographischen, chemischen und biologischen Meßgrößen (z.B. Strömungsgeschwindigkeit, Sauerstoff, DOC) noch aus. Ein Einfluß der Tageszeit, durch etwaige Überbelichtung des MFL in Oberflächennähe, konnte durch Vergleich mit den Meßprotokollen ausgeschlossen werden. Dennoch bleiben auch experimentelle, sowie methodische Unsicherheiten durch das starke Rauschen des Gelbstoffsignals bei gleichzeitig kleiner Änderung der mittleren Werte unterhalb 300 m.

Einen Beleg für die beobachtete Struktur könnte die Untersuchung der Laborfluorometerdaten entlang des Schnittes liefern, da sich die Daten des LS50 im allgemeinen durch eine bessere Signalstabilität auszeichnen und zudem auf einer zum MFL völlig

<sup>1</sup>Hier wurde der Salzgehalt für eine Visualisierung der Wassermassen verwendet. Ein Vergleich der Gelbstofffluoreszenz mit der Dichte entlang 29°N hat ebenfalls zu keiner Korrelation geführt.

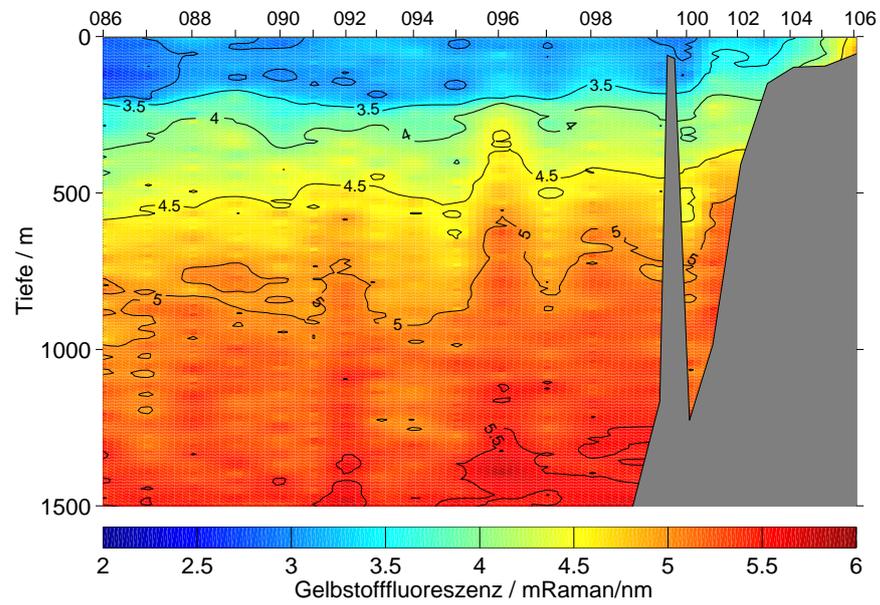


Abbildung 4.3: Verteilung der Gelbstofffluoreszenz in mRaman/nm entlang 29°N im März 1999 (P249 Expedition).

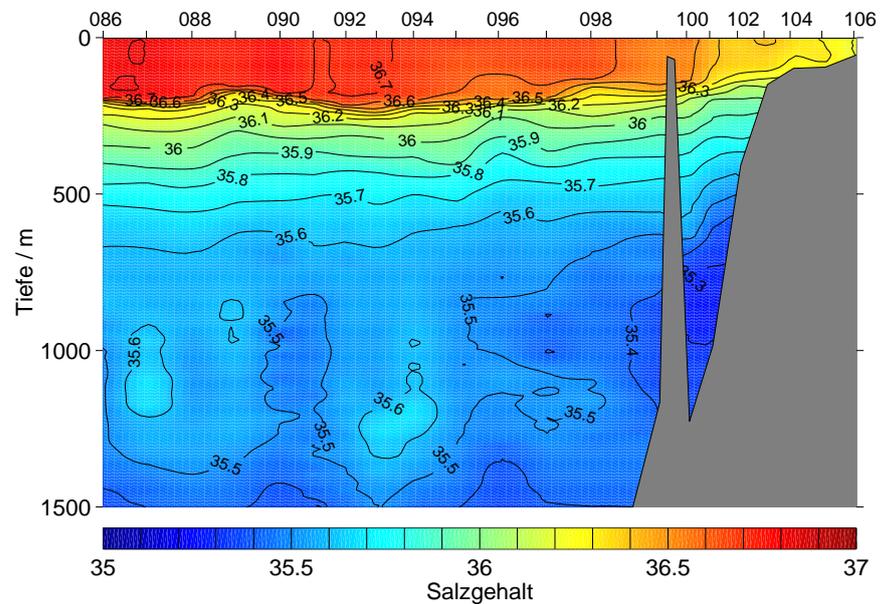


Abbildung 4.4: Verteilung des Salzgehaltes entlang 29°N im März 1999 (P249).

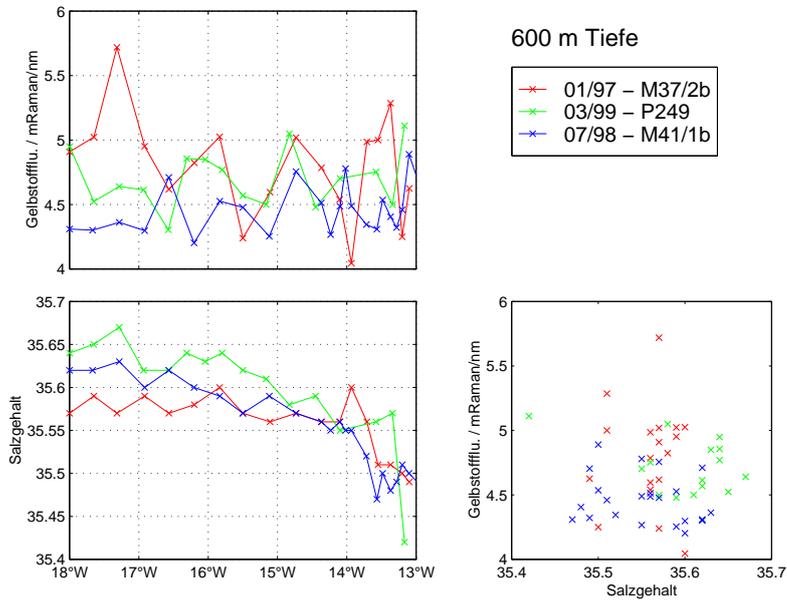


Abbildung 4.5: Oszillation von Gelbstofffluoreszenz und Salzgehalt in 600 m Tiefe entlang 29°N für drei ausgewählte Expeditionen im Winter 1997 (rot), Frühling 1997 (grün) und Sommer 1998 (blau).

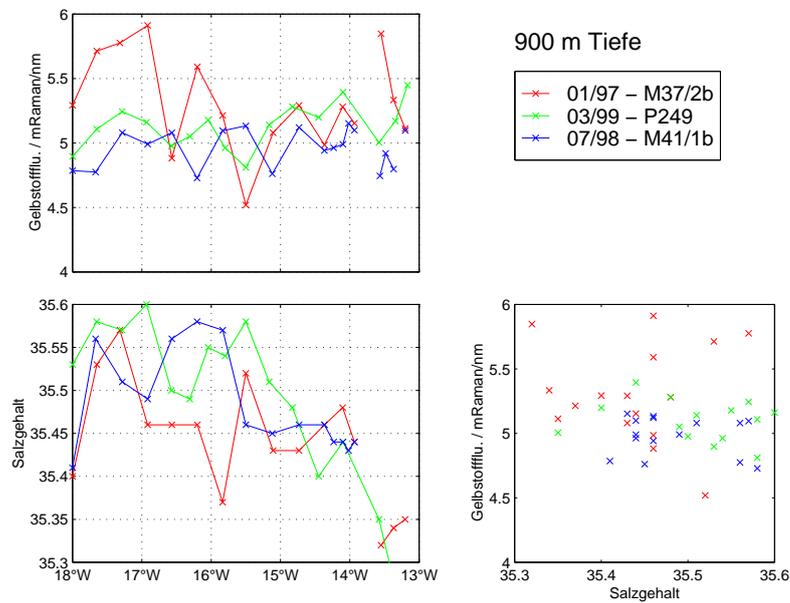


Abbildung 4.6: Oszillation von Gelbstofffluoreszenz und Salzgehalt in 900 m Tiefe entlang 29°N für die drei ausgewählten Expeditionen.

entkoppelten Messung basieren. Die in der Abb. 4.7 dargestellte Gelbstofffluoreszenz (Scan J, P249 Expedition) in den oberen 1000 m zeigt ebenfalls großskalige Änderungen in der Tiefe, aber keine Oszillation. Ein Vergleich beider Strukturen ist bedingt durch die geringe Anzahl vertikaler Meßpunkte (10, 25, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 400, 600, 800 und 850 m) und die ebenfalls geringere horizontale Auflösung (nur jede zweite Station wurde analysiert) der LS50-Daten erschwert. Eine genauere Untersuchung der Fluoreszenzintensitäten in 600 m und 850 m (bzw. 900 m) Tiefe zeigt jedoch keine den Daten des MFL entsprechende Oszillation der vom Laborfluorometer gemessenen Gelbstofffluoreszenzen, sondern lediglich einen leichten Anstieg zur Küste hin, der durch den Auftrieb erklärt ist (Abb. 4.8).

Eine endgültige Aussage kann an dieser Stelle nicht getroffen werden, sondern bedarf einer weiteren Analyse und der Durchführung von gezielten Experimenten (z.B. eine mehrtägige Dauerstation bei ESTOC). So kann es sich bei der Oszillation sowohl um ein Artefakt der Messung und Auswertung handeln, als auch um eine Korrelation hier nicht berücksichtigter Parameter mit der Gelbstofffluoreszenz.

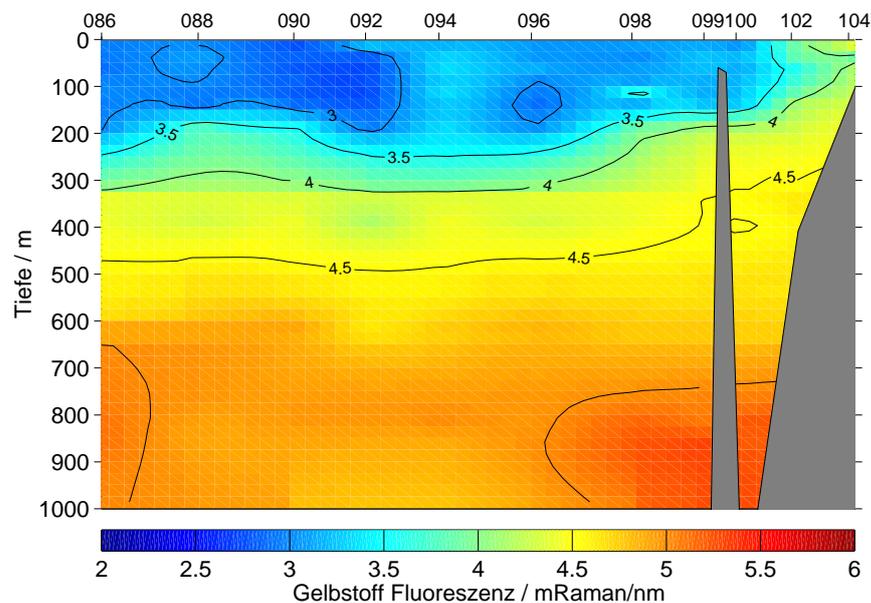


Abbildung 4.7: Verteilung der Gelbstofffluoreszenz in mRaman/nm, gemessen vom Laborspektrofluorometer (Scan J) entlang 29°N im März 1999 (P249 Expedition).

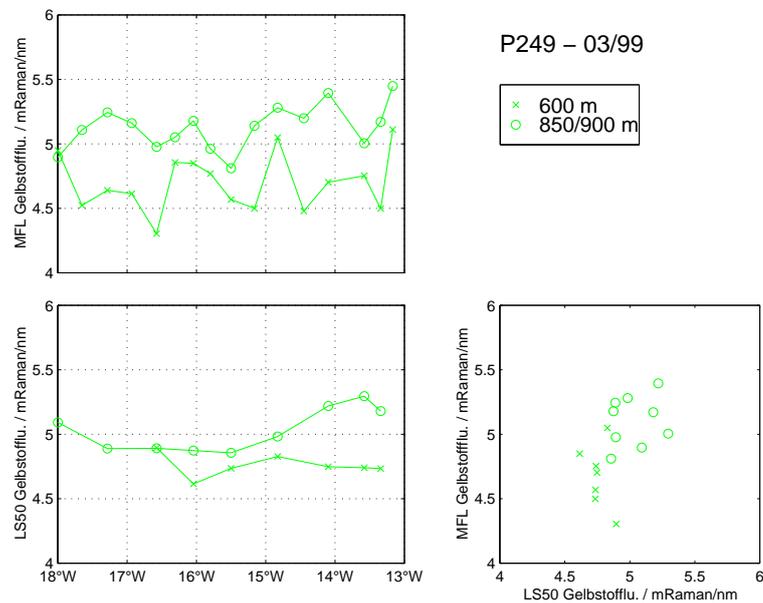


Abbildung 4.8: Gelbstofffluoreszenz in mRaman/nm (oben MFL, unten Scan J des LS50) in 600 m und 850/900 m Tiefe entlang 29°N im März 1999 (P249 Expedition).

## 4.2 Dynamik des Phytoplanktons

Der Jahrgang des Phytoplanktons nördlich der Kanarischen Inseln ist ein gutes Beispiel für das Zusammenspiel physikalischer und biologischer Prozesse in der oberen Wassersäule (Epipelagial) und den Übergang von einem küstennahen Auftriebsgebiet in den oligotrophen offenen Ozean (Wooster *et al.*, 1976; Mittelstaedt, 1991; Knoll *et al.*, 1995; Llinás *et al.*, 1997; Barton *et al.*, 1998; Parilla, 1998). Zusätzliche mesoskalige Variabilitäten werden dabei durch Filamente und südlich der Kanaren auch durch Verwirbelungen der Oberflächenströmung infolge der Inseln hervorgerufen (Hernández-Guerra *et al.*, 1993; Arístegui *et al.*, 1997). Barton *et al.* (1998) unterteilen dabei die Region nördlich der Kanarischen Inseln in zwei Gebiete. Zum einen die küstennahe, durch Auftrieb dominierte Zone, beginnend ca. 50 km westlich von Fuerteventura und Lanzarote bis hin zum Afrikanischen Schelf, was die am Anfang dieses Kapitels definierte Zone 3 miteinschließt. Westlich davon identifizieren sie ein Gebiet ungestörten ozeanischen Wassers, wobei sich der Begriff ungestört auf den prinzipiell aus nördlicher Richtung kommenden Kanarenstrom bezieht, welcher südlich der Inseln verwirbelt beobachtet wird. Daß die in dieser Arbeit erfolgte Unterteilung dieses Gebietes in die Zonen 2 (nahe der ESTOC-Station und teilweise noch durch laterale Effekte beeinflusst) und 1 (nördlich La Palma, offener Ozean) gerechtfertigt ist, wird die Untersuchung der beobachteten Planktodynamik in diesem Abschnitt zeigen.

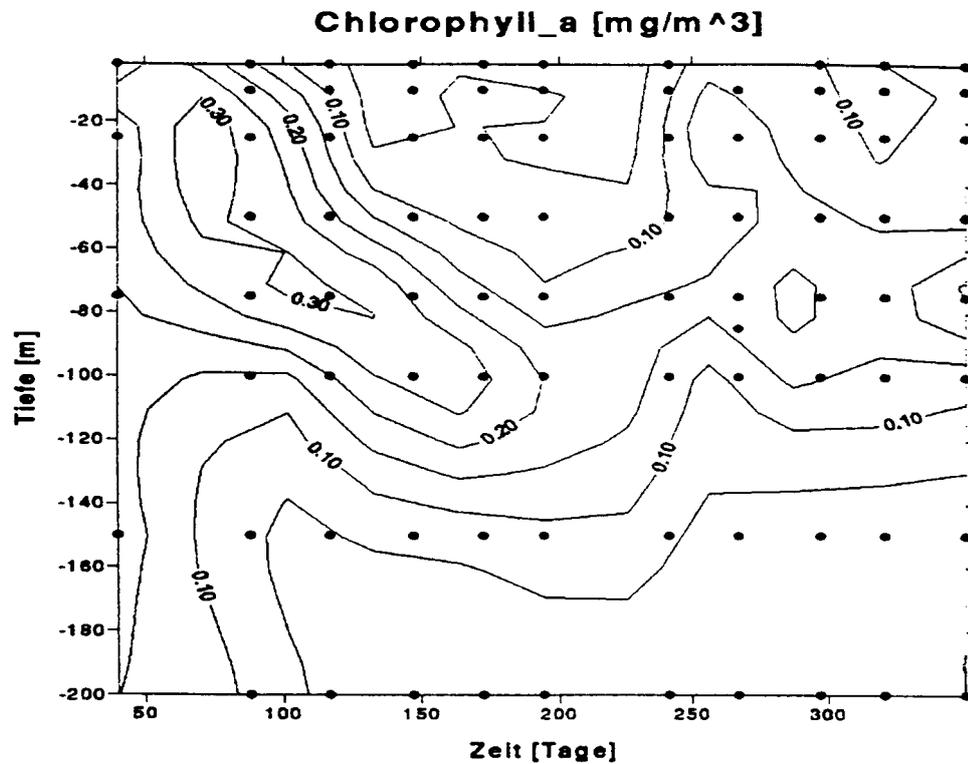


Abbildung 4.9: Chlorophyll *a* in  $\text{mg}/\text{m}^3$ , obere 200 m bei ESTOC 1994. Mit freundlicher Genehmigung von Dr. Llinás (ICCM, Gran Canaria) aus Knoll *et al.* (1995).

An der ESTOC-Station werden seit 1994 monatliche Messungen verschiedener physikalischer und biologischer Parameter durchgeführt, so auch die Konzentrationen von Chlorophyll *a* und Nitrat. Die Ergebnisse des Jahres 1994 sind bei Knoll *et al.* (1995) und Llinás *et al.* (1997) dokumentiert und stehen in dieser Arbeit mit freundlicher Genehmigung von Dr. Llinás (ICCM, Gran Canaria) zur Verfügung (Abb. 4.9 und 4.10). Die Durchmischung während der Herbst- und Winterstürme hat zum Jahresanfang einen Transport von Nährstoffen<sup>2</sup> aus tieferen Schichten in die obere Wassersäule bewirkt. Mit der zunehmenden Tageslänge und schwachen Passatwinden, bildet sich im Februar/März eine Planktonblüte in den oberen 60 m aus ( $\approx 0.3 \text{ mg}/\text{m}^3$ ). Die zunehmende Schichtung und das völlige Aufzehren des Nitrats in der oberen Wassersäule verursacht einen Rückgang des Phytoplanktons in den oberen 70 m auf  $< 0.1 \text{ mg}/\text{m}^3$ . Gleichzeitig bildet sich an der Grenzschicht von ausreichendem Licht (typischerweise die Tiefe, in der noch 1% der einfallenden Strahlung vorhanden sind) und Nitrateintrag (durch langsame Beimischung aus tieferen Schichten) ein

<sup>2</sup>Dargestellt ist die Nitratkonzentration. Phosphat verhält sich vergleichbar (0.0-0.1  $\text{mg}/\text{m}^3$  in den oberen 100 m, darunter ein stetiger Anstieg auf ca. 0.5  $\text{mg}/\text{m}^3$  in 300 m Tiefe). Andere Nährstoffe, wie z.B. Ammonium wurden nicht gemessen.

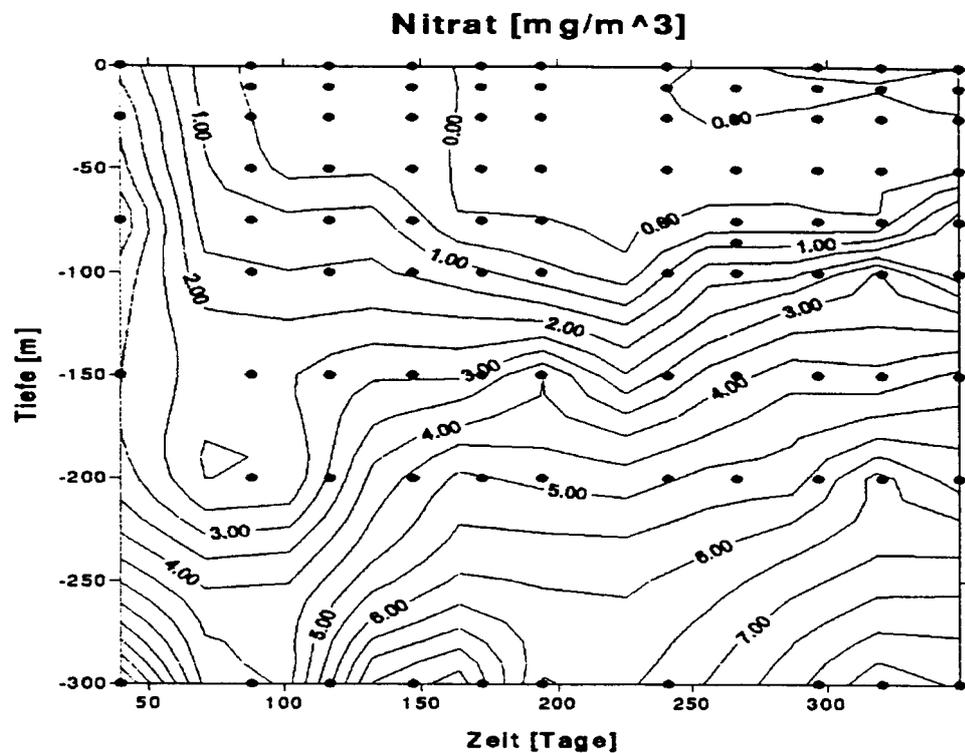


Abbildung 4.10: Nitrat in  $\text{mg/m}^3$ , obere 300 m bei ESTOC 1994 (Knoll *et al.*, 1995).

Maximum der Chlorophyllkonzentration aus, welches als DCM (*deep chlorophyll maximum*) bezeichnet wird (Tiefe ca. 80–110 m, maximale Konzentration im Bereich von  $0.2\text{--}0.35 \text{ mg/m}^3$ ). Untersuchungen der Phytoplanktonverteilung unter dem Mikroskop haben ergeben, daß dieses DCM nicht zwingend ein Indikator für erhöhte Planktonbiomasse sein muß. Vielmehr bilden die Algen in größeren Tiefen verstärkt Chloroplasten zum Lichtsammeln, d.h. das Chlorophyll-zu-Biomasse-Verhältnis ändert sich mit der Tiefe (Anderson, 1969; Kiefer *et al.*, 1976). Barton *et al.* (1998) haben für die oligotrophen Gewässer in der Kanarenregion eine Dominanz von Cyanobakterien in Oberflächennähe, sowie einen überwiegenden Anteil von Prochlorophyten und kleinen ( $< 5\mu\text{m}$ ) Phytoflagellaten im tiefen Chlorophyllmaximum beschrieben und gleichzeitig die angesprochene Diskrepanz zwischen DCM und Biomassenmaximum beobachtet. Die Situation des Chlorophyllmaximums in der Tiefe bleibt den Sommer und Herbst durch stabil, wenngleich schwächer werdend. Mit dem Beginn neuer Stürme und dem Nachlassen solarer Einstrahlung beginnt dann erneut die Durchmischung der oberen Wassersäule und der Eintrag neuen Nitrats.

Die oben beschriebene Dynamik des Phytoplanktons bei ESTOC ist stark abhängig von atmosphärischen Bedingungen, die starke jährliche Schwankungen aufweisen. Zwar sind die Passatwinde durch das Zusammenspiel von Azoren-Hoch und Sahara-

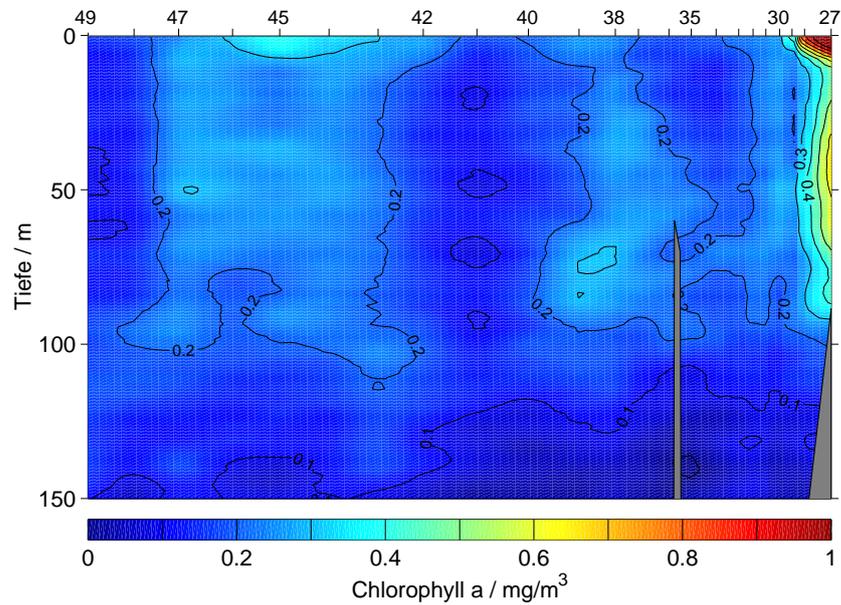


Abbildung 4.11: Chlorophyllverteilung in  $\text{mg}/\text{m}^3$  entlang  $29^\circ\text{N}$  während der FS Meteor Expedition M37/2b im Januar 1997.

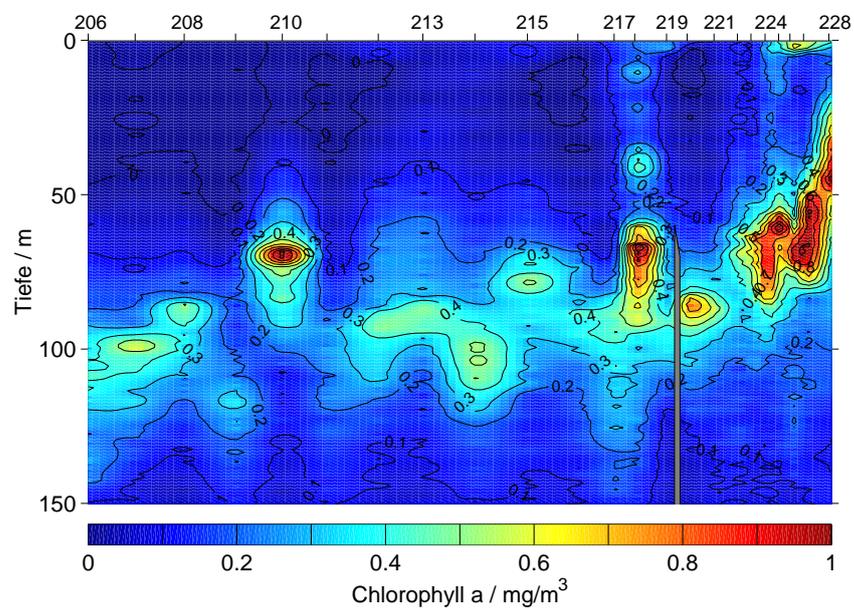


Abbildung 4.12: Chlorophyllverteilung in  $\text{mg}/\text{m}^3$  entlang  $29^\circ\text{N}$  während der FS Victor Hensen Expedition VH0397/2 im April 1997.

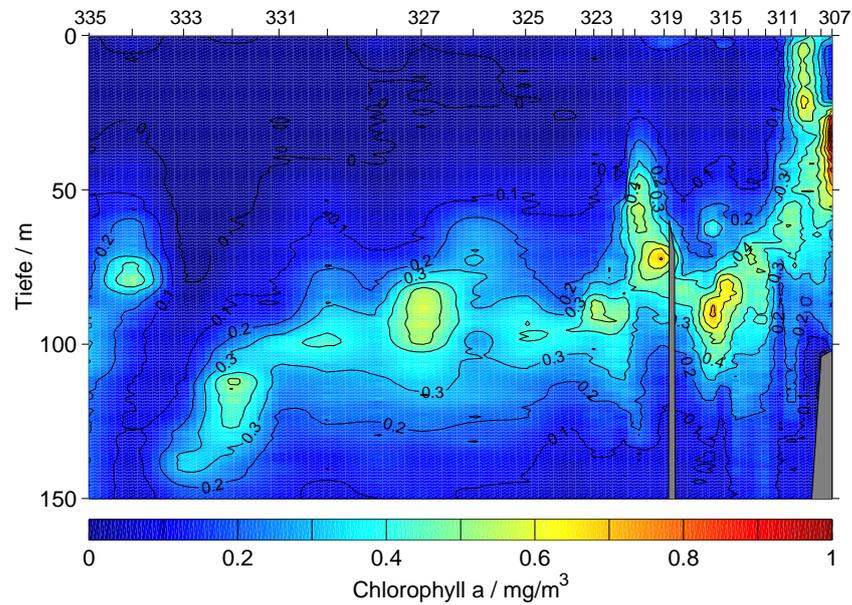


Abbildung 4.13: Chlorophyllverteilung in  $\text{mg/m}^3$  entlang  $29^\circ\text{N}$  während der FS Meteor Expedition M42/1b im Juli 1997.

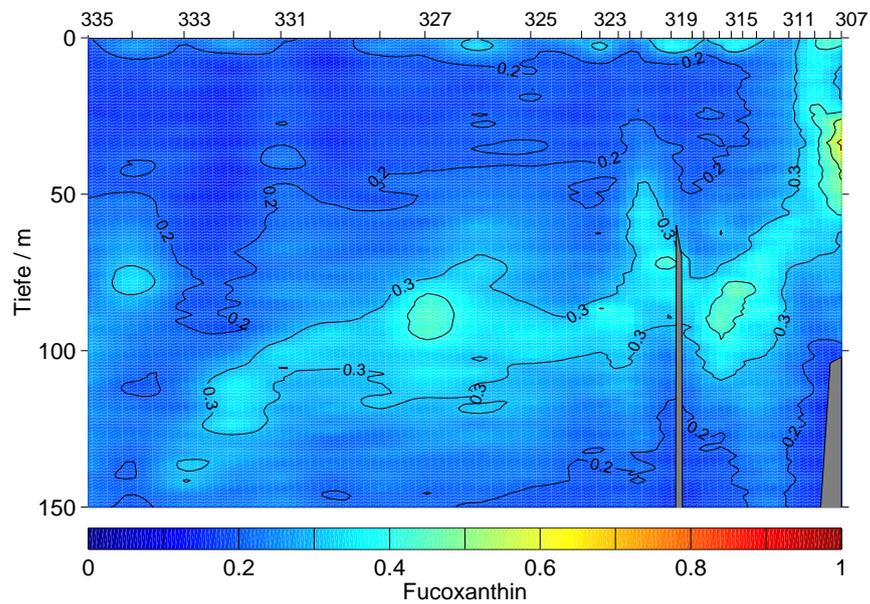


Abbildung 4.14: Fucoxanthinverteilung in rel. Einheiten entlang  $29^\circ\text{N}$  während der FS Meteor Expedition M42/1b im Juli 1997.

Tief saisonal vorhersagbar (Wooster *et al.*, 1976), sie fallen allerdings unterschiedlich stark aus und werden durch kurzfristige Stürme überlagert. Dies ist beispielsweise der Fall für die Ergebnisse der FS Poseidon Expedition P249 im März 1999, welcher eine einwöchige Periode starker Stürme vorausging, die für diese Jahreszeit untypisch sind. In guter Übereinstimmung zu dem oben beschriebenen Jahrgang bei ESTOC stehen die CANIGO-Forschungsfahrten im Januar 1997 (M37/2b), April 1997 (VH0397/2) und Juli 1998 (M42/1b), deren Chlorophyllverteilungen entlang 29°N gemessen mit dem Mehrkanalfluorometer (siehe Abschnitt 3.1) in den Abbildungen 4.11 bis 4.13 angegeben sind. Ergänzend ist auch die Verteilung des Fucoxanthinsignals während der Sommerexpedition dargestellt (Abb. 4.14), welches durch seine gute Korrelation mit dem Chlorophyll keinen Hinweis auf eine Änderung in der Algenspezies entlang des Schnittes gibt. Die Daten der P237/4 Expedition im April 1998 stimmen ebenfalls gut mit der erwarteten Situation überein, sind aber gerade im küstenfernen Bereich durch einen Ausfall des MFL lückenhaft. Die P249 Reise ist, wie auch an der Temperaturverteilung in Abschnitt 2.2 zu sehen, ein Extrembeispiel für die starken Schwankungen, die einen solchen idealisierten Jahrgang überlagern können.

Um diese drei als charakteristisch deklarierten Chlorophyllverteilungen näher zu untersuchen, wird in Tabelle 4.1 und Abb. 4.15 ein Vergleich folgender physikalischer und biologischer Kenngrößen durchgeführt:

- MLD: Die Tiefe der durchmischten Schicht in m (*mixed layer depth*), bestimmt nach dem  $\Delta T = 0.2^\circ\text{C}$ -Kriterium aus Abschnitt 2.2.
- SST: Die Temperatur an der Meeresoberfläche in  $^\circ\text{C}$  (*sea surface temperature*), genähert durch den obersten verfügbaren Datenpunkt des CTD-Profiles.
- DCM: Die Tiefe des unterseeischen Chlorophyllmaximums in m (*deep chlorophyll maximum*).
- $\Sigma(\text{Chl})$ : Der Chlorophyllgehalt der oberen 150 m in  $\text{mg}/\text{m}^2$ . Bei fehlenden Daten in Oberflächennähe wurde konstant anhand der obersten verfügbaren Konzentration extrapoliert.
- $\max(\text{Chl})$ : Die maximale Chlorophyllkonzentration in  $\text{mg}/\text{m}^3$ .

Die MLD ist während der Expedition im Januar 1997 entlang des gesamten zonalen Schnittes deutlich tiefer (89–108 m) als im Frühling 1997 (12–42 m), oder im Sommer 1998 (17–36 m). Dies ist auf die starke Schichtung der oberen Wassersäule infolge der zum Sommer hin zunehmenden Sonneneinstrahlung zurückzuführen und damit saisonal begründbar. Eine zonale Abflachung der MLD zur Küste hin ist im Januar und April 1997 zu beobachten und gibt einen Hinweis auf den Auftrieb am

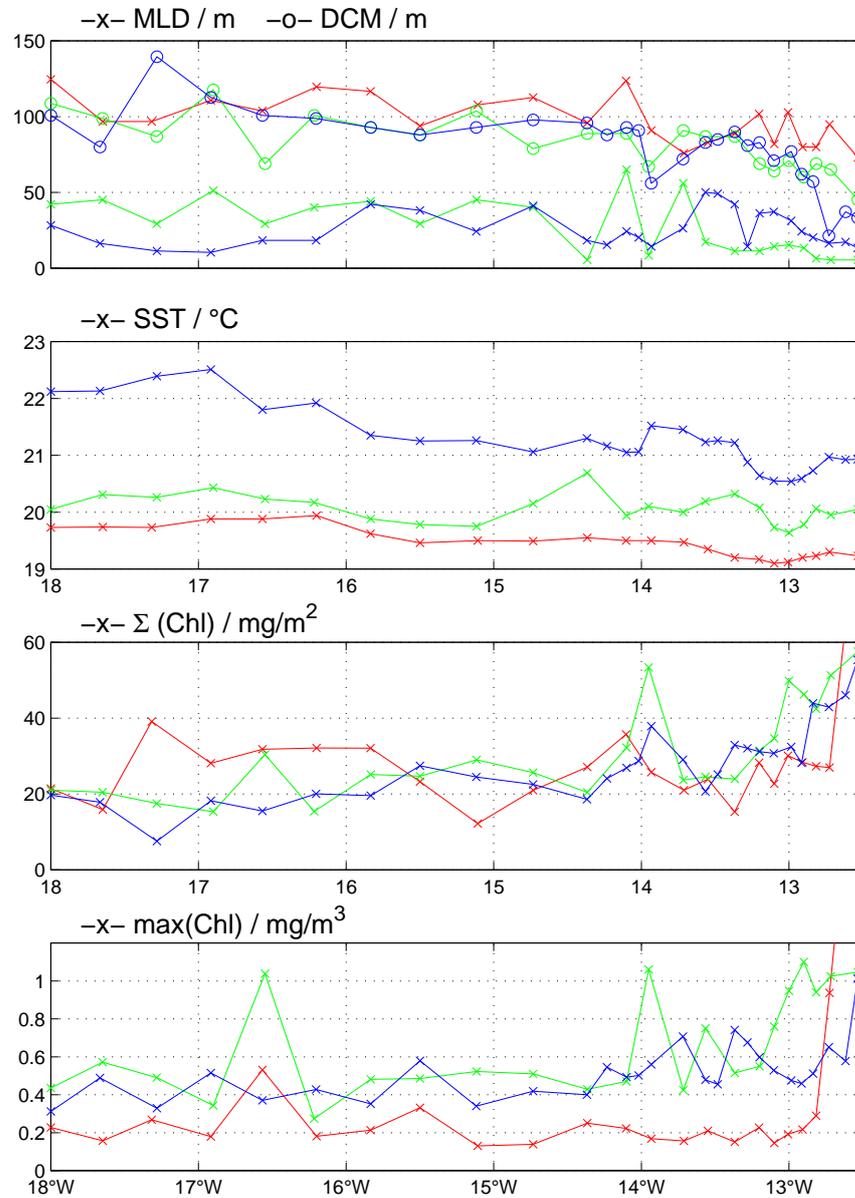


Abbildung 4.15: Variabilität physikalischer und biologischer Parameter des Epipelagials entlang 29°N in Winter (rot - M37/2b, 01/97), Frühling (grün - VH0397/2, 04/97) und Sommer (blau - M42/1b, 07/98). MLD=*mixed layer depth*, SST=*sea surface temperature*, DCM=*deep chlorophyll maximum*,  $\Sigma(\text{Chl})$ = Integriertes Chlorophyll der oberen 150 m und  $\text{max}(\text{Chl})$ =maximale Chlorophyllkonzentration.

|                                        | M37/2b<br>01/97 | VH0397/2<br>04/97 | M42/1b<br>07/98 |
|----------------------------------------|-----------------|-------------------|-----------------|
| MLD in m                               | 107/108/89      | 42/40/12          | 17/36/31        |
| SST in °C                              | 19.8/19.5/19.2  | 20.3/19.9/20.0    | 22.3/21.2/20.6  |
| DCM in m                               | -/-/-           | 103/91/72         | 108/93/68       |
| $\Sigma(Chl)$ in mg/m <sup>2</sup>     | 26.2/22.2/25.8  | 18.6/26.1/38.1    | 15.8/23.5/34.3  |
| max( <i>Chl</i> ) in mg/m <sup>3</sup> | 0.21/0.20/0.34  | 0.46/0.50/0.83    | 0.41/0.42/0.58  |

Tabelle 4.1: Physikalische und biologische Kenngrößen für die drei Zonen (1. nördlich La Palma / 2. ESTOC / 3. Küste) im Winter, Frühling und Sommer. MLD=*mixed layer depth*, SST=*sea surface temperature*, DCM=*deep chlorophyll maximum*,  $\Sigma(Chl)$ = Integriertes Chlorophyll der oberen 150 m und max(*Chl*)=maximale Chlorophyllkonzentration.

|                                        | VH0397/2<br>04/97 | P237/4<br>04/98 | P249<br>03/99   |
|----------------------------------------|-------------------|-----------------|-----------------|
| MLD in m                               | 42/40/12          | 23/96/47        | 198/160/12      |
| SST in °C                              | 20.3/19.9/20.0    | 20.5/19.5/18.8  | 18.2/17.8/16.88 |
| DCM in m                               | 103/91/72         | 81/107/51       | 26/49/40        |
| $\Sigma(Chl)$ in mg/m <sup>2</sup>     | 18.6/26.1/38.1    | 15.6/28.9/41.2  | 15.5/21.0/32.1  |
| max( <i>Chl</i> ) in mg/m <sup>3</sup> | 0.46/0.50/0.83    | 0.47/0.51/0.69  | 0.17/0.52/0.63  |

Tabelle 4.2: Physikalische und biologische Kenngrößen der VH0397/2, P237/4 und P249 Expeditionen für die drei Zonen (1. nördlich La Palma / 2. ESTOC / 3. Küste).

Schelf. Im Juli 1998 ist die MLD in Zone 1 mit 17 m deutlich flacher, als bei ESTOC (36 m), was aber auch durch lokale Ereignisse hervorgerufen werden kann. Die Betrachtung der SST dient als weiteres Indiz für Auftrieb, welcher kältere Wassermassen mit an die Oberfläche transportiert. Während aller drei Jahreszeiten ist eine Abnahme der Oberflächentemperatur vom offenen Ozean zur Küste hin zu beobachten, was auf häufig vorhandenen, wenngleich unterschiedlich starken Auftrieb am Schelf hinweist. Dieser wird auch durch das Abflachen des DCM (von 110 auf 70 m), sowie den Anstieg von  $\Sigma(Chl)$  (bis zu 40 mg/m<sup>2</sup>) und max(*Chl*) (innerhalb Zone 3 maximal 1.0 mg/m<sup>3</sup>) zur Küste hin bestätigt. Die hier gemessenen maximalen Chlorophyllkonzentrationen bei ESTOC liegen bis zu 150% über den Beobachtungen. Diese scheinbare Diskrepanz entsteht durch die eingeschränkte Beprobung diskreter Tiefen bei der Laboranalyse des Chlorophylls (in der Regel alle 25 m) im Vergleich zur quasi-kontinuierlichen Messung mit dem MFL (Abstand zweier Datenpunkte <1 m) und ist ein gutes Argument für den Einsatz profilierender bio-optischer Meßgeräte. Lediglich in der Wintersituation ist, in Übereinstimmung mit den früheren Beobachtungen bei ESTOC, kein tiefes Chlorophyllmaximum ausgebildet, sondern die oberen 120 m weisen eine gleichmäßig

niedrige Konzentration von  $\leq 0.2 \text{ mg/m}^3$  Chlorophyll auf. Gut erkennbar ist in der Abb. 4.15 der Anstieg von  $\Sigma(\text{Chl})$  bei ca.  $14^\circ\text{W}$ , der auf einen lokalen Auftrieb an der Westseite von Fuerteventura/Lanzarote (Ekman-Transport infolge der nördlichen Passatwinde) hinweist.

Die zwischenjährliche Variabilität ist gut belegt durch die wiederholte Beprobung des  $29^\circ\text{N}$ -Schnittes im März/April während der Forschungsfahrten VH0397/2 (04/97), P237/4 (04/98) und P249 (03/99). In der Tabelle 4.2 sind die vorher definierten Kenngrößen aufgelistet, wobei die Daten der P237/4 Expedition in Zone 1 und 2 nur auf jeweils zwei beobachteten Profilen basieren, während alle anderen hier vorgestellten Ergebnisse auf minimal 4 Profilen pro Zone beruhen. Herausragend ist die tiefe Durchmischung in Zone 1 und 2 im März 1999 bis in 200 m Tiefe, welche eine geringere Oberflächentemperatur und ein Abflachen des DCM zur Folge hat. Ein Anstieg des Chlorophyllgehalts als Reaktion auf die vermutlich eingemischten Nährstoffe aus größeren Tiefen ist zu diesem Zeitpunkt nicht zu beobachten gewesen. Nach dem generellen Verständnis der Phytoplanktodynamik in oligotrophen Gewässern wäre jedoch mit einer lokalen Algenblüte in den folgenden Tagen zu rechnen.

Der Zusammenhang zwischen physikalischen und biologischen Parametern wird in der Abb. 4.16 (links) nochmals verdeutlicht, indem für die drei als saisonal charakteristisch ausgewählten Fahrten der Chlorophyllgehalt in den oberen 150 m über der Oberflächentemperatur dargestellt wird. Diese antiproportionale Beziehung des Anstiegs von  $\Sigma(\text{Chl})$  bei geringer werdender SST ist für die VH0397/2 und M42/1b Fahrten erkennbar – eine Gleichung mit allgemeiner Gültigkeit für das ganze Jahr daraus herzuleiten ist nicht möglich, aber für die einzelnen Expeditionen ist eine Beziehung zwischen den beiden Größen jeweils herleitbar. Die Interpretation satellitengestützter SST-Karten als Hinweis auf Phytoplanktonbiomasse ist dadurch regional und saisonal sinnvoll. In Abb. 4.16 (rechts) wird das maximale Fucoxanthinsignal über der maximalen Chlorophyllkonzentration angegeben. Diese verlaufen moderat korreliert und geben keinen Hinweis auf eine signifikante Änderung des Fucoxanthin-zu-Chlorophyll-Verhältnisses aus Abschnitt 3.1. Unter Berücksichtigung der Beobachtungen von Barton *et al.* (1998), die im gleichen Auftriebsgebiet vorwiegend Diatomeen und größere Phytoflagellaten ( $> 5\mu\text{m}$ ) gefunden haben und unter prinzipieller Betrachtung der Abb. 3.1 aus Abschnitt 3.1, welche die verstärkte Absorption der Diatomeen um 530 nm infolge eines erhöhten Anteils an Fucoxanthin und anderen LHC's illustriert, wird ein geringeres  $FL_{420/530}$  Verhältnis im Auftriebsgebiet erwartet, als im oligotrophen Ozean. Dies ist während der VH0397/2 Fahrt ansatzweise der Fall, jedoch kann ohne eine genaue Pigmentanalyse, bzw. Taxonomie des Phytoplanktons keine Aussage über diesen Parameter getroffen werden.

Die Analyse der im Rahmen von CANIGO durchgeführten Expeditionen hat ge-

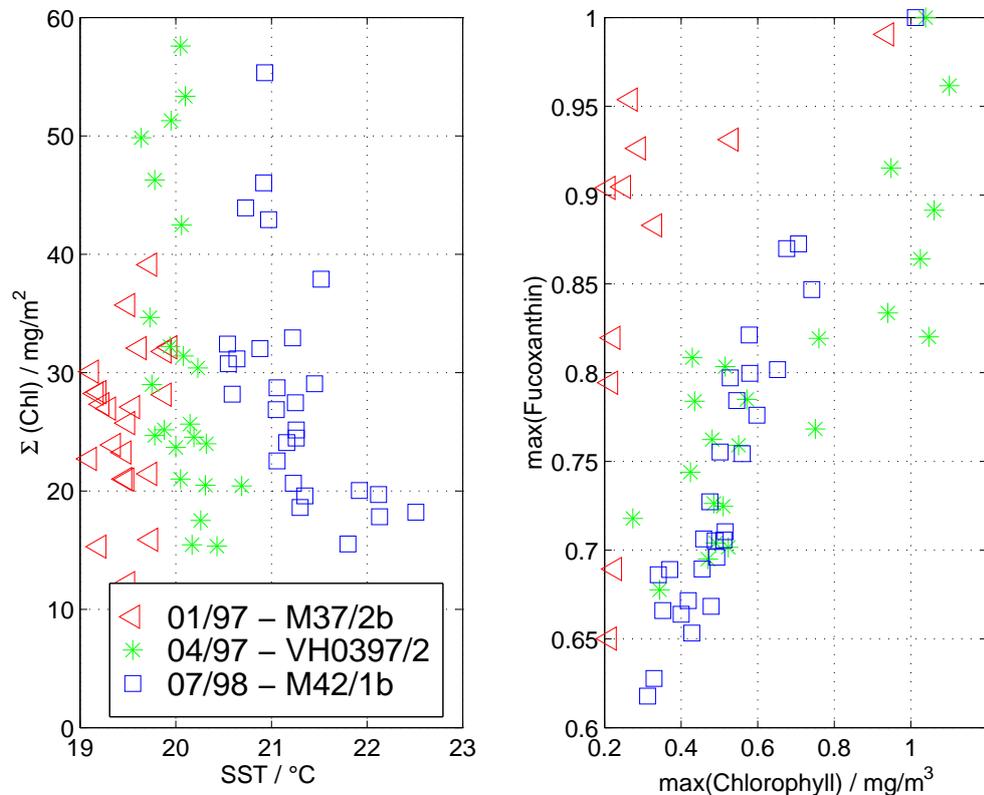


Abbildung 4.16: Vergleich von  $\text{SST} = \text{sea surface temperature}$  und  $\Sigma(\text{Chl}) = \text{Integriertes Chlorophyll der oberen 150 m}$ , sowie  $\text{max}(\text{Chl}) = \text{maximale Chlorophyllkonzentration}$  und  $\text{max}(\text{Fuco}) = \text{maximales Fucoxanthinsignal}$  im Winter (rot - M37/2b, 01/97), Frühling (grün - VH0397/2, 04/97) und Sommer (blau - M42/1b, 07/98).

zeigt, daß die Ergebnisse im Kontext früherer Beobachtungen und Beschreibungen des Chlorophylljahresganges im offenen, subtropischen Ozean stehen. Die Unterscheidung des Gebietes in drei Zonen ist sinnvoll, da die Änderungen vom offenen Ozean zur Küste hin nicht sprunghaft, sondern zumeist fließend stattfinden. Eine Erweiterung dieser Zoneneinteilung erscheint angesichts des lokalen Auftriebs westlich von Fuerteventura und Lanzarote wünschenswert, speziell wenn die Anzahl der Stationen in diesem Gebiet bei zukünftigen Forschungsfahrten erhöht wird. Das Konzept der Durchführung wiederholter Schnitte entlang 29°N hat sich in seiner regionalen, saisonalen und zwischenjährlichen Aussagekraft bewährt. Für die aufwendigere Analyse von biologischen, chemischen und optischen Parametern aus Wasserproben wird die Durchführung von zwei Stützmeßstationen (wie z.B. ESTOC) pro Zone empfohlen, wie sie auch während der P237/4 und P249 Reise durchgeführt wurden. Diese gewährleisteten eine Vergleichbarkeit verschiedener Parameter in den einzelnen Zonen.

### 4.3 Charakterisierung des Lichtfeldes

Analog zu den im vorherigen Abschnitt bestimmten physikalischen und biologischen Kenngrößen wird nun die zonale und saisonale Veränderlichkeit optischer Parameter untersucht. Wie bereits in Abschnitt 3.3 dargestellt, wird vom Radiometer die spektrale auf- und abwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke  $E_{u,d}$  gemessen. Diese nimmt zu längeren Wellenlängen hin ab, wie am Beispiel der Station 224 der FS Victor Hensen Expedition im April 1997 zu sehen ist (Abb. 4.17), was durch die starke Absorption des Wassers im roten Spektralbereich hervorgerufen wird. Besonders drastisch zeigt sich dies bei der abwärtsgerichteten Bestrahlungsstärke, deren langwelliger Anteil ( $>600$  nm) innerhalb weniger Meter auf ein Zehntel reduziert wird, während das blaugrüne Licht nur eine geringe Abschwächung erfährt. Die aufwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke ist um eine Größenordnung kleiner als der abwärtsgerichtete Anteil und trägt nur gering zum Gesamtsignal in einer Tiefe bei.

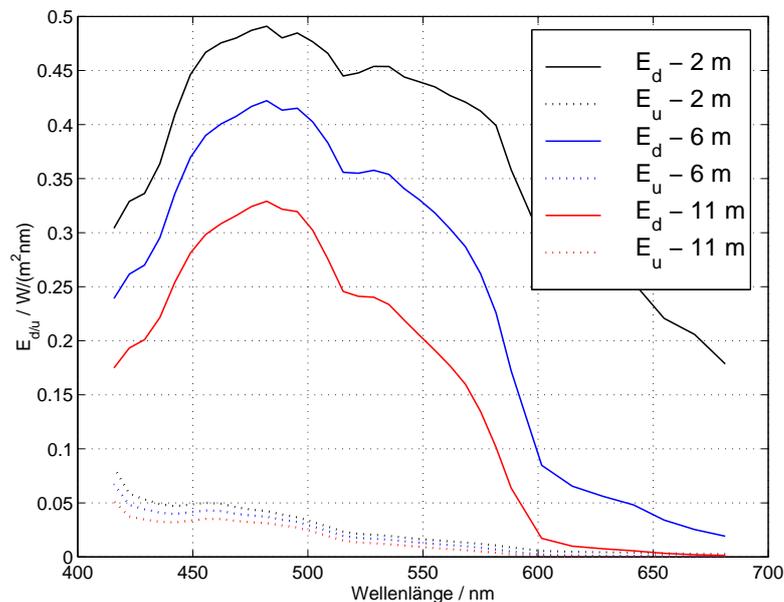


Abbildung 4.17: Abwärts- und aufwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke gemessen mit dem Radiometer in der oberen Wassersäule, Station 224, VH0397/2 im April 1997.

Der aus der Änderung von  $E_d$  mit Hilfe von Gleichung 3.4 abzuleitende vertikale Attenuationskoeffizient  $k_d$  (Abb. 4.18, rechts) zeigt die erwartete hohe Abschwächung im roten Spektralbereich ( $>0.2 \text{ m}^{-1}$ ) im Vergleich zum Blaugrünen ( $<0.1 \text{ m}^{-1}$ ). Die

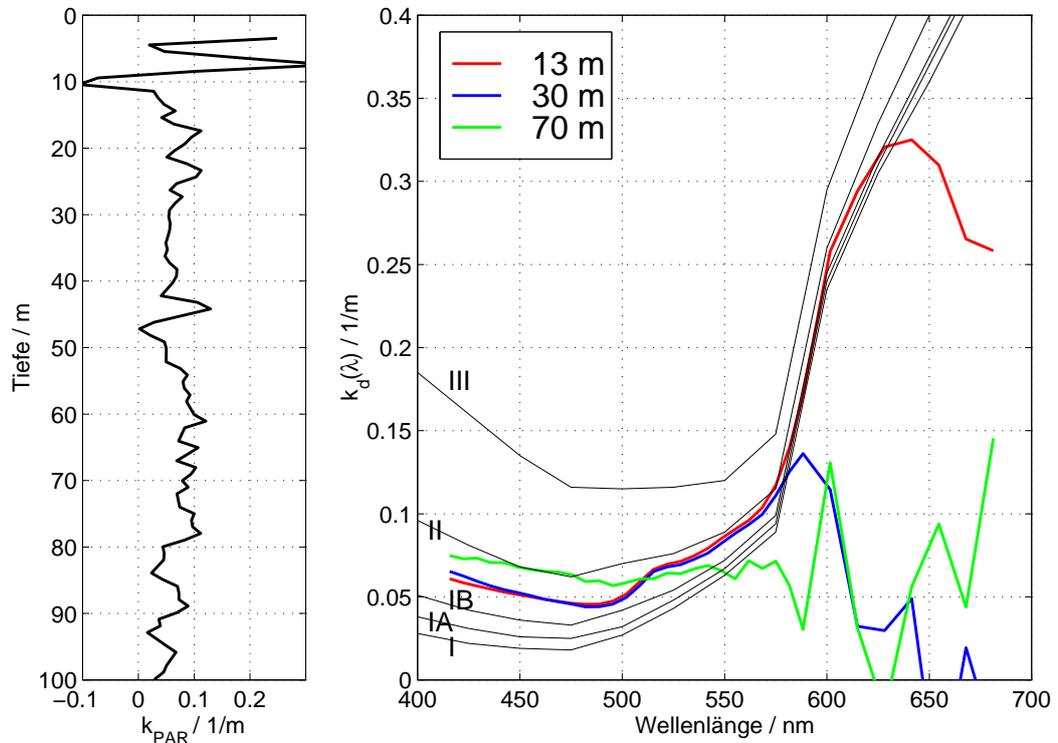


Abbildung 4.18: Vertikaler Attenuationskoeffizient vom PAR (links), sowie spektral für drei Tiefen mit Jerlov Wassertypen (Station 224, Vh0397/2).

Daten der hier durchgängig als Beispiel verwendeten Station 224 eignen sich gut, um gleichzeitig die Probleme von Lichtfeldmessungen im Ozean, wie sie in Abschnitt 3.3 besprochen wurden, zu illustrieren. So fällt  $k_d(\lambda)$  im Falle der 13 m Kurve jenseits 630 nm wieder ab, was nicht mit den Beobachtungen in der Literatur übereinstimmt (Morel & Prieur, 1977; Smith & Baker, 1981). Für die tieferen Meßkurven (30 und 70 m) bricht die stetige Kurve bereits bei Wellenlängen größer 570 nm ab. Es handelt sich daher um ein numerisches und experimentelles Problem, verursacht durch die bereits angesprochenen geringen Werte von  $E_d(\lambda)$  im roten Spektralbereich, was bedeutet, daß mit steigender Tiefe eine sinnvolle Auswertung langwelliger vertikaler Attenuationskoeffizienten nicht mehr möglich ist. Um eine optische Klassifizierung der Gewässer nördlich der Kanarischen Inseln durchzuführen, wurden die von Jerlov (1976) festgelegten vertikalen Attenuationskoeffizienten verwendet, welche ozeanische Gewässer in die Typen I, IA, IB, II und III unterteilen. Während diese empirische Einteilung Jerlov's sich auf die oberen 10 m der Wassersäule bezieht, wurden in dieser Arbeit drei Tiefenzonen untersucht: die oberen 15 m, die Zone von 16–70 m und schließlich die Wassersäule von 71–140 m. Motiviert wurde diese Einteilung durch die Beobachtungen der Phytoplanktonverteilung im vorherigen Abschnitt, die im küsten-

fernen Bereich oftmals ein tiefes Chlorophyllmaximum unterhalb 80 m zeigte. Für die Bestimmung wurde  $k_d(475\text{ nm})$ , wie bei Jerlov vorgeschlagen, verwendet, wobei die Zuordnung zu einem Wassertyp über den geringsten Abstand des gemessenen zum tabellierten Wert durchgeführt wurde. Die Einteilung in Jerlov Wassertypen berücksichtigt nicht die Zusammensetzung des Wasserkörpers, d.h. die für die optischen Eigenschaften relevanten Inhaltsstoffe. Diese Klassifizierung wird von Morel & Prieur (1977) vorgenommen, wobei sie Gewässer in Fall 1 (Phytoplankton und seine Derivate) und Fall 2 (resuspendierte Sedimente und Partikel) unterscheiden. Die Einstufung der Gewässer nördlich der Kanarischen Inseln in den Fall 1 fällt leicht, da weder resuspendierte Sedimente, noch Partikel entlang des zonalen Schnittes nachgewiesen werden konnten (Abschnitte 3.2 und 3.4). Demzufolge sollten die optischen Eigenschaften eng mit der Verteilung des Phytoplanktons verknüpft sein.

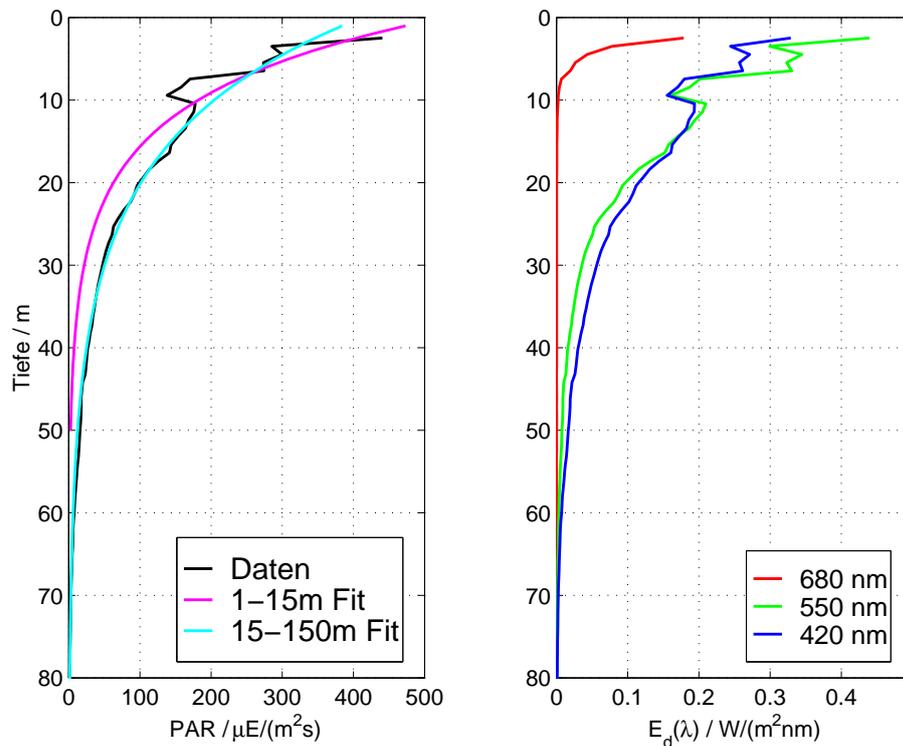


Abbildung 4.19: Vergleich von  $PAR$  (links) mit zwei exponentiellen Fits und  $E_d$  (rechts) bei drei Wellenlängen im Profil (Station 224, VH0397/2).

Eine wichtige bio-optische Größe, gerade für die Modellierung des Phytoplanktonwachstums in Kapitel 6, ist die photosynthetisch verfügbare Strahlung  $PAR$ , deren vertikaler Verlauf, wie in Abb. 4.19 gut zu sehen ist, in den oberen 15 m durch die schnelle Abschwächung des roten Spektralbereichs beeinflusst wird. Die starken

Schwankungen in den oberen 20 m verdeutlichen die angesprochen Probleme profilierender radiometerischer Messungen, insbesondere durch Wellen. Diese Fluktuationen spiegeln sich auch im vertikalen Attenuationskoeffizienten von  $PAR$  wieder (Abb. 4.18, links). Um die unterschiedliche Abschwächung der photosynthetisch verfügbaren Strahlung in der Tiefe zu erfassen, wurde ein *least-square*-Fit mit einer einfachen Exponentialfunktion  $PAR_{Fit}(z) = PAR(0)exp(-k_{PAR}z)$  jeweils oberhalb und unterhalb 15 m durchgeführt, wobei  $PAR(0)$  und  $k_{PAR}$  als zu bestimmende Variable auftraten. Anhand der für die oberen 15 m durchgeführten Bestimmung von  $PAR(0)$  war es außerdem möglich die 10%- und 1%-Tiefe der photosynthetisch verfügbaren Strahlung zu bestimmen, d.h. die Tiefen in denen  $PAR(z) = PAR(0)/10$  bzw.  $= PAR(0)/100$  gilt. Die spektrale Bestimmung der 1%-Tiefe für die drei am Anfang des Kapitels definierten Zonen zeigt die Veränderlichkeit der Eindringtiefe blaugrünen Lichtes entlang des zonalen Schnittes (Abb. 4.20). Diese steht in Relation zum beobachteten Anstieg des Chlorophyllgehaltes, während der rote Spektralbereich durch gleichbleibend geringe Eindringtiefen gekennzeichnet ist. Die 1%-Tiefe blaugrünen Lichtes steht dabei für alle Fahrten in strenger Relation zur 1%-Tiefe von  $PAR$ , wie die Abb. 4.21 exemplarisch für  $\lambda = 475$  nm zeigt.

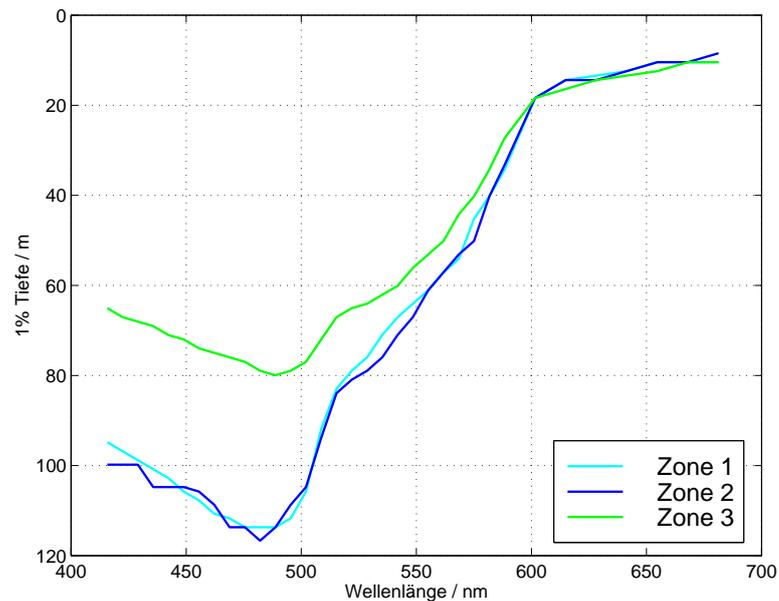


Abbildung 4.20: Spektrale 1%-Tiefe für die drei Zonen (1. nördlich La Palma / 2. ESTOC / 3. Küste) entlang 29° N im April 1997 (VH0397/2).

Die in Abschnitt 4.2 beobachtete charakteristische Ausbildung eines tiefen Chlorophyllmaximums von Frühling bis Herbst läßt eine Änderung des vertikalen Attenuationskoeffizienten in Korrelation mit der Chlorophyllverteilung vermuten. Der

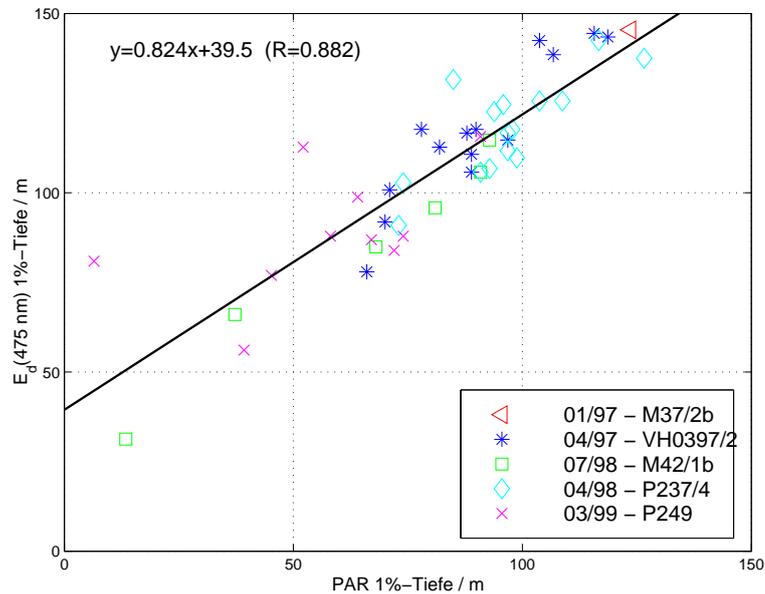


Abbildung 4.21: Lineare Regression der 1%-Tiefe von  $E_d$  bei 475 nm und  $PAR$  für alle CANIGO-Fahrten.

Regressionskoeffizient einer solchen linearen Beziehung  $k_{PAR} = k_{Chl}Chl + k_w$ , mit  $k_{Chl}$  als spezifischem Chlorophyllattenuationskoeffizienten in Abhängigkeit von der Chlorophyllkonzentration  $Chl$  ( $\text{mg}/\text{m}^3$ ) und  $k_w$  als vertikaler Attenuationskoeffizient des Wassers<sup>3</sup> ist nur für Stationen mit maximalen Chlorophyllkonzentrationen größer  $0.6 \text{ mg}/\text{m}^3$  aussagekräftig (siehe Station 224 in Abb. 4.22). Dabei wurden nur  $k_{PAR}$ -Werte zwischen 0 und  $0.12 \text{ m}^{-1}$  in Betracht gezogen, um starke Ausreißer auszuschließen. Trotzdem verursachen die Schwankungen von  $k_{PAR}$  in der oberen Wassersäule eine erhebliche Variation, welche die gesamte Güte der linearen Regression mindert. Anhand der küstennahen Stationen der Expeditionen VH0397/2, P237/4, M42/1b und P249, konnte  $k_{Chl} = 0.05 \pm 0.015 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$  und  $k_w = 0.04 \pm 0.01 \text{ m}^{-1}$  bestimmt werden. In den Zonen 1 und 2 ist mit geringeren Werten ( $k_{Chl} \approx 0.4 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$ ,  $k_w \approx 0.3 \text{ m}^{-1}$ ) zu rechnen, da die verminderte Streuung der kleineren Algen-spezies sowie die niedrigere Gelbstoffkonzentration jenseits des Auftriebsgebietes zu berücksichtigen ist. Eine gezielte Untersuchung dieser beiden Parameter im ozeanischen Bereich durch Langzeitmessungen wird demnach für zukünftige Expeditionen vorgeschlagen.

In der Tabelle 4.3 wurden die oben beschriebenen optischen Parameter entlang

<sup>3</sup>Gemeint ist bei  $k_w$  nicht das reine Wasser, sondern die Abschwächung durch das Wasser und die nicht anderweitig beschriebenen gelösten und partikulären Substanzen, hier insbesondere Gelbstoff.

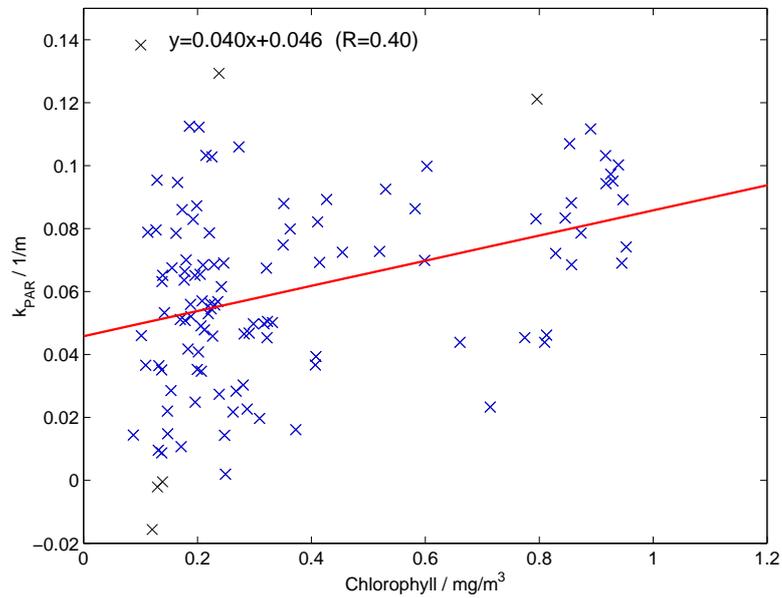


Abbildung 4.22: Bestimmung von  $k_{Chl}$  und  $k_w$  aus der Regression von  $k_{PAR}$  und Chlorophyllkonzentration (Station 224, VH0397/2).

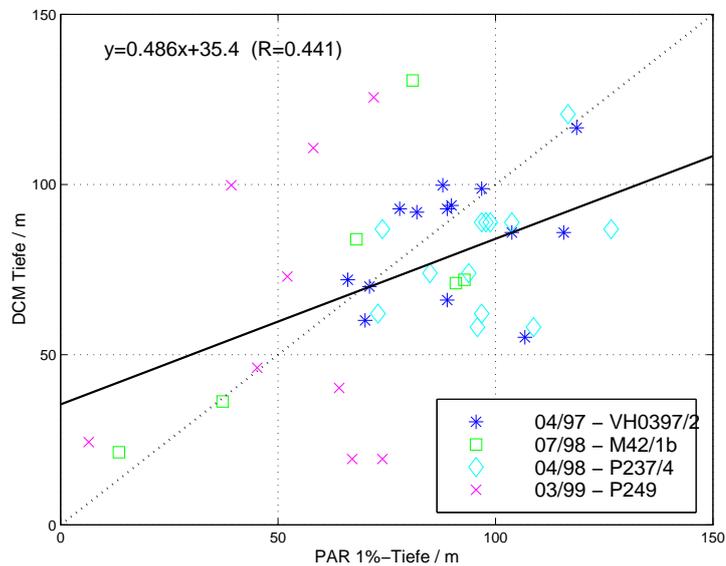


Abbildung 4.23: Fehlende Korrelation der Tiefe des DCM und der 1%-Tiefe von  $PAR$  für die Frühlings- und Sommer-Expeditionen. Die durchgezogene schwarze Linie stellt das Ergebnis der linearen Regression dar. Gestrichelt ist die Winkelhalbierende eingezeichnet. Im Winter ist kein tiefes Chlorophyllmaximum ausgebildet.

|                                    | M37/2b<br>01/97   | VH0397/2<br>04/97 | M42/1b<br>07/98 |
|------------------------------------|-------------------|-------------------|-----------------|
| DCM in m                           | -/-/-             | 103/91/72         | 108/93/68       |
| $\Sigma(Chl)$ in mg/m <sup>2</sup> | 26.2/22.2/25.8    | 18.6/26.1/38.1    | 15.8/23.5/34.3  |
| 10%-Tiefe PAR                      | 52/54/52          | 50/52/45          | -/42/42         |
| 1%-Tiefe PAR                       | 124/126/-         | 103/93/86         | -/93/79         |
| $k_{PAR}$ (0–15 m)                 | 0.072/0.076/0.074 | 0.102/0.099/0.081 | -/0.054/0.637   |
| $k_{PAR}$ (16–140 m)               | 0.034/0.033/0.040 | 0.031/0.038/0.047 | -/0.048/0.071   |
| Jerlov Wassertyp                   |                   |                   |                 |
| 0–15 m                             | IB/IB/IA          | IB/IB/IB          | -/IA/II         |
| 16–70 m                            | IB/IA/IB          | IA/IB/IB          | -/II/II         |
| 71–140 m                           | IB/IB/IA          | IB/II/IB          | -/IB/IB         |

Tabelle 4.3: Bio-optische Kenngrößen für die drei Zonen (1. nördlich La Palma / 2. ESTOC / 3. Küste) im Winter, Frühling und Sommer. DCM=*deep chlorophyll maximum*,  $\Sigma(Chl)$ = Integriertes Chlorophyll der oberen 150 m, 10%-PAR und 1%-PAR=10%-, bzw. 1%-Tiefe von PAR. Der Wassertyp nach Jerlov (1976) wurde jeweils für drei Tiefenzonen bestimmt.

des 29° N-Schnittes für die drei Jahreszeiten zusammengetragen. Die Tiefe des DCM und der aufintegrierte Chlorophyllgehalt der oberen 150 m wurden erneut eingefügt, um einen Vergleich zu erleichtern (siehe Tabelle 4.1). Die Verfügbarkeit guter Lichtfeldmessungen ist geringer als die von fluorometrischen oder hydrographischen Daten, weshalb für einzelne Zonen nur eingeschränkt Daten zur Verfügung stehen. Messungen bei ruhiger See, klarem Himmel, ausreichenden Lichtverhältnissen (i.d.R. zwischen 10 Uhr und 17 Uhr) und mit dem Schiff in die Sonne gedreht sind leider selten. Trotzdem ergibt sich aus der wiederholten Untersuchung optischer Parameter während der Expeditionen ein aussagekräftiges Gesamtbild.

Die mittlere 10%-Tiefe liegt in den Zonen 1 und 2 bei  $50 \pm 8$  m und flacht zur Küste hin nur leicht auf  $47 \pm 5$  m ab. Die mittlere 1%-Tiefe zeigt die gleiche, wenngleich stärker ausgebildete Tendenz (Zone 1 und 2:  $108 \pm 16$  m, Zone 3:  $83 \pm 4$  m). Bei beiden Parametern ist ein jahreszeitlicher Trend erkennbar, der ein Abflachen der Eindringtiefen vom Winter zum Sommer hin zeigt. Die stärkere Änderung der 1%-Tiefe zur Küste hin im Vergleich zur 10%-Tiefe kann durch den Einfluß des tiefen Chlorophyllmaximums erklärt werden, welches im Frühling und Sommer in Zone 3 höher liegt und ebenfalls höhere Chlorophyllkonzentrationen aufweist, als in den oligotrophen Zonen. Der Zusammenhang von DCM und 1%-Tiefe wird in der Abb. 4.23 untersucht, wobei die ermittelte lineare Regression nur von sehr geringer Güte ist. Speziell die Daten der P249 Reise im März 1999 entsprechen nicht der Ausgleichsge-

raden, da durch die sturmbedingte Durchmischung der euphotischen Zone die Tiefe des DCM stark variiert. Die gestrichelt eingezeichnete Winkelhalbierende illustriert, daß eine generelle Aussage, wie: *Die Tiefe des DCM und die 1%-Tiefe von PAR sind annähernd identisch*, ebenfalls im Rahmen der großen Ungenauigkeiten ist. Eine brauchbare Korrelation der beiden Parameter ist aus den Daten nicht ableitbar, was auf die entscheidende Rolle physikalischer Prozesse für die Verteilung biologischer Größen deutet.

Zusammenfassend kann trotz experimenteller Variabilitäten gesagt werden, daß die optischen Eigenschaften der Gewässer entlang des gesamten 29° N-Schnittes von der Verteilung des Phytoplanktons und seinen Derivaten abhängen, weshalb sie als Fall 1 Gewässer klassifiziert werden können. Der Wassertyp nach Jerlov schwankt, je nach vorhandener Algenbiomasse, zwischen IA und II, und ändert sich zonal wie auch vertikal. Der vertikale Attenuationskoeffizient der photosynthetisch verfügbaren Strahlung  $PAR$  ist in Oberflächennähe relativ hoch ( $\approx 0.1 \text{ m}^{-1}$ ), durch die starke Absorption roten Lichtes im Wasser, und läßt sich in der restlichen euphotischen Zone als Funktion der Chlorophyllkonzentration ( $k_{Chl} \cdot Chl$  mit  $k_{Chl} \approx 0.04\text{--}0.05 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$ ) und des vertikalen Attenuationskoeffizienten  $k_w$  ( $\approx .0.3\text{--}0.4 \text{ m}^{-1}$ ) beschreiben. Die charakteristischen biologischen und optischen Eigenschaften sind demnach verknüpft und rechtfertigen eine bio-optische Beschreibung des Pelagials nördlich der Kanarischen Inseln.

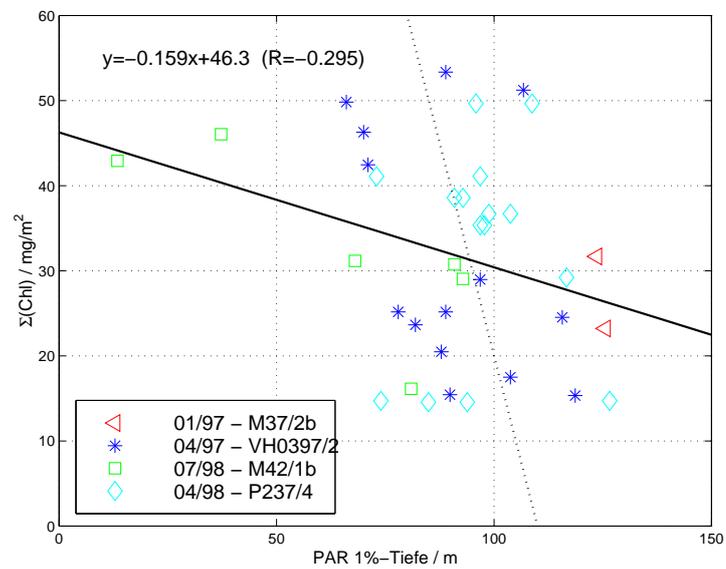


Abbildung 4.24: Korrelation von  $\Sigma(\text{Chl})$  und der 1%-Tiefe von  $PAR$  für die Fahrten von 1997 und 1998. Für 1999 standen noch keine Chlorophyllkonzentrationen aus Laboranalysen zur Verfügung. Die durchgezogene schwarze Linie stellt das Ergebnis der linearen Regression dar. Gestrichelt ist die Funktion  $y = -2x + 220$  eingezeichnet, die sich auf die Daten der beiden April-Exkursionen bezieht.

# Kapitel 5

## Licht in der Wassersäule

Licht ist, zusammen mit der Verfügbarkeit von Nährstoffen, Wasser und inorganischem Kohlenstoff, eine der Hauptvoraussetzungen für das Wachstum von Pflanzen. In marinen Ökosystemen steht Wasser ausreichend zur Verfügung, jedoch muß die für die Photosynthese benötigte Strahlung erst das Medium durchqueren. Dadurch ergibt sich unter Umständen eine Limitierung der Primärproduktion im Ökosystem.

In den letzten zwanzig Jahren wurden eine Reihe analytischer und numerischer Beschreibungen des Strahlungstransports in Wasser entwickelt und durch experimentelle Beobachtungen validiert (z.B. Simpson & Dickey, 1981; Morel, 1988; Mobley *et al.*, 1993). In diesem Kapitel werden verschiedene analytische Beschreibungen des Unterwasserlichtfeldes vorgestellt, ihre Verwendung in physikalischen und biologischen Modellen aufgezeigt und vier ausgewählte Beschreibungen werden anhand typischer Situationen des ESTOC Jahresganges verglichen. Im Kapitel 6 wird der Einfluß dieser vier Beschreibungen auf ein einfaches physikalisch-biologisches Modell bei ESTOC untersucht und diskutiert werden. Dabei zeigt sich einerseits ein geringer Einfluß auf die jährliche Primärproduktion und den Chlorophyllgehalt in der Wassersäule, was die dominante Nährstofflimitierung bei ESTOC verdeutlicht. Auf der anderen Seite wird aber eine hohe Variabilität in der räumlichen und zeitlichen Chlorophyllverteilung deutlich. Dies findet seinen Ausdruck sowohl in der Tiefe des Chlorophyllmaximums, als auch im Chlorophyllgehalt nahe der Oberfläche, einem Parameter, der auch für die Assimilation und Validation von Meeresfarbinformationen wichtig ist.

Innerhalb der verschiedenen Ökosystemmodelle, die in den letzten Jahren entwickelt wurden, finden sich auch unterschiedliche Beschreibungen des Unterwasserlichtfeldes und insbesondere der photosynthetisch verfügbaren Strahlung (*PAR*). Die ursprüngliche Definition von *PAR* geht von einem Spektralbereich von 350 bis 700 nm (Tyler, 1966) aus. Da die Messung des nahen UV (350–400 nm) aber technisch schwie-

rig war, ist die Definition

$$PAR(z) = \int_{400\text{ nm}}^{700\text{ nm}} E_0(\lambda') d\lambda' \quad (5.1)$$

sehr gängig. Die Vernachlässigung der UV-Region führt zu einem geringen Fehler von cirka 5–7 % der einfallenden Strahlung an der Ozeanoberfläche. Sakshaug *et al.* (1997) haben jedoch angegeben, daß für klarste, oligotrophe Gewässer dieser UV-Anteil mit der Tiefe ansteigt und am unteren Ende der euphotischen Zone bis zu 15 % von  $PAR$  ausmachen kann.

Im folgenden werden verschiedene Parameterisierungen des Unterwasserlichtfeldes vorgestellt. Der Begriff Chlorophyll, so wie die Abkürzung  $Chl$ , steht im folgenden Text für alle chlorophyllähnlichen Pigmente und Pheopigmente und unterscheidet sich somit von dem in Kapitel 4 experimentell bestimmten Chlorophyll  $a$ .

## 5.1 Lichtfeldbeschreibungen in der Literatur

Die monoexponentielle Beschreibung

$$PAR(z) = PAR(0^-) \exp\left(-k_w z - k_{Chl} \int_0^z Chl(z') dz'\right) \quad (5.2)$$

wird sehr häufig verwendet, z.B. von Evans & Parslow (1985). Sie berechnet  $PAR(z)$  in der Tiefe  $z$ , ausgehend von der photosynthetisch verfügbaren Strahlung direkt unter der Meeresoberfläche  $PAR(0^-)$ . Diese wird oftmals als 43 % oder 50 % der solaren Bestrahlungsstärke direkt oberhalb der Meeresoberfläche angenommen (Jerlov, 1976). Baker & Frouin (1987) haben dieses Verhältnis und seine Abhängigkeit von Sonnenstand, Windgeschwindigkeit, Aerosol- und Ozongehalt untersucht und festgestellt, daß der prozentuale Anteil von  $PAR(0^-)$  an der solaren Einstrahlung  $E(0^+)$  (beide in  $W/m^2$ ) für große Variationen an den Parametern relativ konstant bleibt. Daher wird im folgenden 45 % als feste Rate verwendet. Der Einfluß der Chlorophyllverteilung  $Chl(z)$  auf das Lichtfeld wird durch die spezifische Chlorophyllattenuation  $k_{Chl}$  berücksichtigt.

Doney *et al.* (1996) verwenden in Ihrem Ökosystemmodell für die *Bermuda Atlantic Time-series Site* (BATS) eine empirische Beziehung von Morel (1988). Berücksichtigt wird der mittlere Chlorophyllgehalt in der euphotischen Zone  $\widehat{Chl}$ , was zu einer Vernachlässigung aller Einflüsse einer nichthomogenen Chlorophyllverteilung führt (z.B. ein tiefes Chlorophyllmaximum)

$$PAR(z) = PAR(0^-) \exp\left(-0.121 \widehat{Chl}^{0.428} z\right) \quad (5.3)$$

Paulson & Simpson (1977) schlagen in Anlehnung an Kraus (1972) eine bimodale (doppelt exponentielle) Beschreibung der 400–1000 nm Region vor ( $E(z)$  wird daher anstatt von  $PAR(z)$  verwendet) und geben Parameter für verschiedene Jerlov-Wassertypen (Jerlov, 1976) an:

$$E(z) = E(0^-) \left[ R \exp\left(\frac{-z}{\zeta_1}\right) + (1 - R) \exp\left(\frac{-z}{\zeta_2}\right) \right] \quad (5.4)$$

| Jerlov Wassertyp | R    | $\zeta_1$ in m | $\zeta_2$ in m |
|------------------|------|----------------|----------------|
| I                | 0.58 | 0.35           | 23.0           |
| IA               | 0.62 | 0.60           | 20.0           |
| IB               | 0.67 | 1.0            | 17.0           |
| II               | 0.77 | 1.5            | 14.0           |
| III              | 0.78 | 1.4            | 7.9            |

$E(z)$  wird in dieser Formulierung nur indirekt (über den Wassertyp) durch den Chlorophyllgehalt des Wassers beeinflusst. Wohl aber wird, im Gegensatz zu Denman's (1973) einfacher Exponentialfunktion, die hohe Absorption roter und langwelliger Strahlung im Wasser berücksichtigt, die zu einer erhöhten Attenuation des spektral integrierten Lichtes (hier von 400–1000 nm) in den oberen 10 m der Wassersäule führt (Dera & Gordon, 1968). Die bimodale Beschreibung wird häufig in physikalischen Modellen verwendet, obwohl hier keine Rückkopplung der Biologie auf die Physik, z.B. in Form der spezifischen Chlorophyllattenuation, vorgesehen ist. Durch die parametrisierte spektrale Region ist es schwierig, die Ergebnisse des bimodalen Modells nach Paulson & Simpson (1977) mit anderen Beschreibungen von  $PAR(z)$  zu vergleichen. So ist es, durch eine geeignete Wahl von  $E(0^-)$  zwar möglich  $E(z)$  mit dem gemessenen Lichtfeld zu vergleichen, aber für die Berechnung photosynthetischer Prozesse ist diese Beschreibung sinnlos, da Photonen mit Wellenlängen über 700 nm uneffektiv in der Produktion photochemischer Ladungstrennungen sind (Sakshaug *et al.*, 1997).

Zaneveld & Spinrad (1980) schlagen die Arkustangens-Beschreibung

$$E(z) = E(0) \exp\left(\frac{-z}{\zeta_2}\right) \left[ 1 - R \tan^{-1} \left( \frac{-z}{\zeta_1} \right) \right] \quad (5.5)$$

mit  $R = 0.3963$ ,  $\zeta_1 = 0.22$  m und  $\zeta_2 = 22.7$  m für Typ I Gewässer vor. Diese Parameterisierung verhält sich weitestgehend analog zu der bimodalen Beschreibung von Paulson & Simpson (1977), zeigt aber eine stärkere Abschwächung der langwelligeren Anteile des Sonnenspektrums.

Mit Ausnahme des Ansatzes von Zaneveld & Spinrad (1980) haben alle bis jetzt

vorgestellten Parameterisierungen die generelle Form

$$E(z) = E(0^-) \sum_{i=1}^N a_i \exp(-z/\zeta_i) \quad . \quad (5.6)$$

Diesem Ansatz folgend schlagen Simpson & Dickey (1981) die spektrale Zerteilung der abwärts gerichteten Bestrahlungsstärke von 200–3000 nm mit  $N=9$  anhand der Daten von Defant (1961) für Typ I-Gewässer vor.

| Wellenlänge in $\mu\text{m}$ | $a_i$  | $\zeta_i$ in m         |
|------------------------------|--------|------------------------|
| 0.2 - 0.6                    | 0.237  | 34.849                 |
| 0.6 - 0.9                    | 0.360  | 2.2661                 |
| 0.9 - 1.2                    | 0.179  | $3.1486 \cdot 10^{-2}$ |
| 1.2 - 1.5                    | 0.087  | $5.4831 \cdot 10^{-3}$ |
| 1.5 - 1.8                    | 0.080  | $8.3170 \cdot 10^{-4}$ |
| 1.8 - 2.1                    | 0.0246 | $1.2612 \cdot 10^{-4}$ |
| 2.1 - 2.4                    | 0.025  | $3.1326 \cdot 10^{-4}$ |
| 2.4 - 2.7                    | 0.007  | $7.8186 \cdot 10^{-5}$ |
| 2.7 - 3.0                    | 0.0004 | $1.4427 \cdot 10^{-5}$ |

Morel (1988) entwickelt eine noch genauere *multiband*-Beschreibung mit 61 Wellenbändern (400–700 nm in 5 nm-Schritten) anhand experimenteller Beobachtungen in klarsten ozeanischen Gewässern, wobei die spektrale Verteilung des Lichtes kurz unter der Wasseroberfläche  $a_i$  hier aus Anderson (1993) gewählt wurde:

$$PAR(z) = PAR(0^-) \sum_{i=1}^N a_i \exp \left[ -k_i^w z - \chi_i \int_0^z Chl(z')^{e_i} dz' \right] \quad . \quad (5.7)$$

| Wellenlänge in nm | $a_i$  | $k_i^w$ in $\text{m}^{-1}$ | $\chi_i$ | $e_i$ |
|-------------------|--------|----------------------------|----------|-------|
| 400               | 0.0053 | 0.0209                     | 0.1100   | 0.668 |
| 405               | 0.0103 | 0.0200                     | 0.1110   | 0.672 |
| 410               | 0.0108 | 0.0196                     | 0.1125   | 0.680 |
| 415               | 0.0113 | 0.0189                     | 0.1135   | 0.687 |
| 420               | 0.0114 | 0.0183                     | 0.1126   | 0.693 |
| 425               | 0.0114 | 0.0182                     | 0.1104   | 0.701 |

| Wellenlänge in nm | $a_i$  | $k_i^w$ in $\text{m}^{-1}$ | $\chi_i$ | $e_i$ |
|-------------------|--------|----------------------------|----------|-------|
| 430               | 0.0107 | 0.0171                     | 0.1078   | 0.707 |
| 435               | 0.0126 | 0.0170                     | 0.1065   | 0.708 |
| 440               | 0.0127 | 0.0168                     | 0.1041   | 0.707 |
| 445               | 0.0140 | 0.0166                     | 0.0996   | 0.704 |
| 450               | 0.0154 | 0.0168                     | 0.0971   | 0.701 |
| 455               | 0.0154 | 0.0170                     | 0.0939   | 0.699 |
| 460               | 0.0157 | 0.0173                     | 0.0896   | 0.700 |
| 465               | 0.0156 | 0.0174                     | 0.0859   | 0.703 |
| 470               | 0.0158 | 0.0175                     | 0.0823   | 0.703 |
| 475               | 0.0163 | 0.0184                     | 0.0788   | 0.703 |
| 480               | 0.0169 | 0.0194                     | 0.0746   | 0.703 |
| 485               | 0.0156 | 0.0203                     | 0.0726   | 0.704 |
| 490               | 0.0161 | 0.0217                     | 0.0690   | 0.702 |
| 495               | 0.0169 | 0.0240                     | 0.0660   | 0.700 |
| 500               | 0.0164 | 0.0271                     | 0.0636   | 0.700 |
| 505               | 0.0170 | 0.0320                     | 0.0600   | 0.695 |
| 510               | 0.0171 | 0.0384                     | 0.0578   | 0.690 |
| 515               | 0.0163 | 0.0445                     | 0.0540   | 0.685 |
| 520               | 0.0164 | 0.0490                     | 0.0498   | 0.680 |
| 525               | 0.0172 | 0.0505                     | 0.0475   | 0.675 |
| 530               | 0.0178 | 0.0518                     | 0.0467   | 0.670 |
| 535               | 0.0177 | 0.0543                     | 0.0450   | 0.665 |
| 540               | 0.0174 | 0.0568                     | 0.0440   | 0.660 |
| 545               | 0.0180 | 0.0615                     | 0.0426   | 0.655 |
| 550               | 0.0180 | 0.0640                     | 0.0410   | 0.650 |
| 555               | 0.0181 | 0.0683                     | 0.0400   | 0.645 |
| 560               | 0.0179 | 0.0717                     | 0.0390   | 0.640 |
| 565               | 0.0182 | 0.0762                     | 0.0375   | 0.630 |
| 570               | 0.0180 | 0.0807                     | 0.0360   | 0.623 |
| 575               | 0.0185 | 0.0940                     | 0.0340   | 0.615 |
| 580               | 0.0186 | 0.1070                     | 0.0330   | 0.610 |
| 585               | 0.0186 | 0.1280                     | 0.0328   | 0.614 |
| 590               | 0.0169 | 0.1570                     | 0.0325   | 0.618 |
| 595               | 0.0178 | 0.2000                     | 0.0330   | 0.622 |
| 600               | 0.0181 | 0.2530                     | 0.0340   | 0.626 |
| 605               | 0.0187 | 0.2790                     | 0.0350   | 0.630 |
| 610               | 0.0187 | 0.2960                     | 0.0360   | 0.634 |
| 615               | 0.0186 | 0.3030                     | 0.0375   | 0.638 |

| Wellenlänge in nm | $a_i$  | $k_i^w$ in $\text{m}^{-1}$ | $\chi_i$ | $e_i$ |
|-------------------|--------|----------------------------|----------|-------|
| 620               | 0.0191 | 0.3100                     | 0.0385   | 0.642 |
| 625               | 0.0188 | 0.3150                     | 0.0400   | 0.647 |
| 630               | 0.0187 | 0.3200                     | 0.0420   | 0.653 |
| 635               | 0.0190 | 0.3250                     | 0.0430   | 0.658 |
| 640               | 0.0190 | 0.3300                     | 0.0440   | 0.663 |
| 645               | 0.0189 | 0.3400                     | 0.0445   | 0.667 |
| 650               | 0.0183 | 0.3500                     | 0.0450   | 0.672 |
| 655               | 0.0173 | 0.3700                     | 0.0460   | 0.677 |
| 660               | 0.0182 | 0.4050                     | 0.0475   | 0.682 |
| 665               | 0.0194 | 0.4180                     | 0.0490   | 0.687 |
| 670               | 0.0191 | 0.4300                     | 0.0515   | 0.695 |
| 675               | 0.0189 | 0.4400                     | 0.0520   | 0.697 |
| 680               | 0.0188 | 0.4500                     | 0.0505   | 0.693 |
| 685               | 0.0180 | 0.4700                     | 0.0440   | 0.665 |
| 690               | 0.0164 | 0.5000                     | 0.0390   | 0.640 |
| 695               | 0.0170 | 0.5500                     | 0.0340   | 0.620 |
| 700               | 0.0089 | 0.6500                     | 0.0300   | 0.600 |

Morel & Antoine (1994) erweitern diesen Ansatz für den Wellenlängenbereich von 300–2600 nm und entwickeln daraus eine kombinierte bimodale ( $VIS=300\text{--}750$  nm) und einfach exponentielle ( $IR=750\text{--}2600$  nm) Beschreibung:

$$E_{VIS}(z) = E_{VIS}(0^-) \left[ V_1 \exp\left(\frac{-z}{Z_1}\right) + V_2 \exp\left(\frac{-z}{Z_2}\right) \right] \quad , \quad V_1 + V_2 \equiv 1 \quad (5.8)$$

$$E_{IR}(z) = E_{IR}(0^-) \exp\left(\frac{-z}{0.267} \cos \theta_W\right) \quad . \quad (5.9)$$

Der IR-Bereich wird hier durch den Sonnenstand beeinflusst, während dieser Einfluß für die photosynthetisch verfügbare Strahlung aufgrund von diffuser Himmelsstrahlung und Mehrfachstreuung in der Wassersäule vernachlässigt wird. Vom IR-Anteil sind, selbst bei senkrechtem Einfall, nach 1,23 m über 99 % absorbiert. Sie analysieren mithilfe des multiband-Ansatzes verschiedene idealisierte homogene und gaußförmige Chlorophyllverteilungen und errechnen so einen Polynomfit für die vier Parameter der Gleichung 5.9. Dabei ergibt sich  $Y=V_1, V_2, Z_1$  oder  $Z_2$  in Abhängigkeit von  $X = \log_{10}(Chl)$ , wobei  $Chl$  in  $\text{mg}/\text{m}^3$  im Falle der homogenen Verteilung die Konzentration und im Falle des Gaußprofils die Oberflächenkonzentration darstellt:

$$Y = a_0 + a_1X + a_2X^2 + a_3X^3 + a_4X^4 + a_5X^5 \quad . \quad (5.10)$$

Dazu ermittelten Sie die folgenden Fitparameter (oben für die homogene, unten für die gaußförmige Verteilung):

|       | $a_0$ | $a_1$  | $a_2$  | $a_3$  | $a_4$  | $a_5$  |
|-------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| $V_1$ | 0.353 | -0.047 | 0.083  | 0.047  | -0.011 | -0.009 |
| $V_2$ | 0.647 | 0.047  | -0.083 | -0.047 | 0.011  | 0.009  |
| $Z_1$ | 1.662 | -0.605 | 0.128  | -0.033 | -0.051 | -0.004 |
| $Z_2$ | 8.541 | -8.924 | 4.020  | -0.077 | -0.536 | -0.055 |
| $V_1$ | 0.321 | 0.008  | 0.132  | 0.038  | -0.017 | -0.007 |
| $V_2$ | 0.679 | -0.008 | -0.132 | -0.038 | 0.017  | 0.007  |
| $Z_1$ | 1.540 | -0.197 | 0.166  | -0.252 | -0.055 | 0.042  |
| $Z_2$ | 7.925 | -6.644 | 3.662  | -1.815 | -0.218 | 0.502  |

## 5.2 Verwendung in marinen Ökosystemmodellen

Denman (1973) verwendet in seinem Modell der physikalischen Prozesse der oberen Wassersäule einen einfach exponentiellen Abfall ( $E(z) = E(0^-) \exp(-z/\zeta)$  mit  $\zeta = 10$  m) ohne die bevorzugte Absorption langwelliger Strahlung in den ersten 10 m zu berücksichtigen. Gaspar *et al.* (1990) hingegen parameterisieren die Absorption solarer Strahlung nach Paulson & Simpson (1977) für Jerlov's (1976) Wassertyp II. Price & Weller (1986) verwenden die gleiche Beschreibung für Typ IA Gewässer und Large *et al.* (1994) benutzen den bimodalen Ansatz mit saisonal abhängigen Wassertypen, wobei sie die Möglichkeit der Verwendung von Beschreibungen mit  $N > 2$  erwähnen. In der Arbeit von Simpson & Dickey (1981) wird der Einfluß von vier verschiedenen Parameterisierungen:

1. einfach exponential,
2. bimodal nach Paulson & Simpson (1977),
3. Arkustangens nach Zaneveld & Spinrad (1980),
4.  $N = 9$  multiband Modell

auf ein 1-dimensionales physikalisches Modell des oberen Ozeans verglichen (Mellor & Yamada, 1982; turbulence closure scheme, level  $2\frac{1}{2}$ ). Mit Ausnahme der einfach exponentiellen Beschreibung liefern alle Parameterisierungen von  $E(z)$  vergleichbare und sinnvolle Ergebnisse. Simpson & Dickey (1981) bewerteten den Ansatz von Paulson & Simpson (1977) als ökonomischer in Hinsicht auf die benötigte Rechenleistung und im Vergleich mit der multiband-Beschreibung. Gleichzeitig ist dieser Ansatz physikalisch gut als Wellenlängenseparation interpretierbar, was für den Arkustangens-Ansatz schwieriger ist. Allgemein ist die bimodale Beschreibung von Paulson & Simpson (1977) die weitest verbreitete in physikalischen Modellen. Die Auswirkungen der fehlenden biologischen Rückkopplung sind bisher unerforscht, dabei sind unter

Umständen gravierende Veränderungen der Strahlungsbilanz möglich, z.B. durch eine starke Coccolithophoridenblüte (Balch *et al.*, 1996).

Innerhalb von gekoppelten biogeochemisch-physikalischen Modellen ist es gängig

- erst die physikalischen Prozesse zu berechnen und
- dann die biogeochemischen Berechnungen zu überlagern.

Dabei ist es besonders interessant, daß einige biologische Modelle völlig verschiedene Unterwasserlichtfeld-Beschreibungen verwenden, wie die ihnen zugrundeliegenden physikalischen Modelle für die Berechnung von Strömungen und Advektionsprozessen. Wie sich diese Diskrepanz auswirkt ist zur Zeit unbekannt und eine Aufgabe für zukünftige gekoppelte Modelle.

In ihrem 3-d physikalisch-biologischen Modell des Nordatlantiks nutzen Oschlies & Garçon (1998) den bimodalen Ansatz von Paulson & Simpson (1977) für die physikalischen Berechnungen und verwenden eine einfach exponentielle Beschreibung in der Biologie, dem Ansatz von Evans & Parslow's (1985) Modellierung eines Planktonjahresganges folgend (so auch verwendet von Fasham *et al.*, 1990; Hurtt & Armstrong, 1996). Sarmiento *et al.* (1993) übernehmen die gleiche Beschreibung für das biologische Modell, geben aber keine Beschreibung für das physikalische Modell an. Stattdessen wird die Wassertemperatur an der Oberfläche (*sea surface temperature*, SST) des Modells auf beobachtete Daten zurückgesetzt, um so Wärmebilanzen zu berechnen. Beide gekoppelten Modelle führen einen Einfluß des Sonnenstandes auf die Eindringtiefe der Strahlung ein. Dies beeinflusst die Menge des Lichtes im Pelagial und somit auch die resultierende Primärproduktion. Wie bereits oben erwähnt, kommen Morel & Antoine (1994) zu dem Schluß, daß dies für das sichtbare Licht nicht realistisch ist. Die tatsächliche Primärproduktion beider gekoppelten Modelle in lichtlimitierten Regionen läuft so Gefahr unterschätzt zu werden.

Diese Diskrepanz zwischen dem physikalischen und dem biologischen Modell findet sich auch im gekoppelten 1-d Modell von Doney *et al.* (1996). Dort wird die physikalische Simulation anhand des Modells von Large *et al.* (1994) mit einer bimodalen Beschreibung verwendet, während innerhalb der biologischen Modellierung die einfach exponentielle Beschreibung nach Morel (1988) implementiert ist, die von einem vertikal konstanten  $k_{PAR}$  in Abhängigkeit vom mittleren Chlorophyllgehalt der euphotischen Zone ausgeht. Kühn & Radach (1997) haben die Möglichkeit einer Rückkopplung der Biologie (einfache Exponentialfunktion für  $PAR(z)$ ) auf die physikalische Modellierung (Paulson & Simpson, 1977) zwar angesprochen, untersuchen dies aber nicht weiter. Lawson *et al.* (1996), so wie auch Wroblewski *et al.* (1988) verwenden einfache Exponentialfunktionen für das Licht in der euphotischen Zone (mit

einem festen Attenuationskoeffizienten), ohne ein physikalisches Modell zu betreiben. Stramska & Dickey (1994) implementieren ebenfalls ein festes  $k_{PAR}$  in einer einfachen Exponentialfunktion und nehmen an, daß die Hälfte der Sonnenenergie, welche durch die Wasseroberfläche transmittiert wird, innerhalb des ersten Meters der Wassersäule absorbiert wird. McGillicuddy *et al.* (1995) verwenden eine einfache exponentielle Beschreibung mit einem Term für die spezifische Chlorophyllattenuation. Letztendlich gebrauchen Kamykowski *et al.* (1996) die Arkustangens-Beschreibung von Zaneveld & Spinrad (1980) in ihrem biophysikalischen Modell.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß physikalische Modelle zumeist den bimodalen Ansatz von Paulson & Simpson (1977) verwenden, während bei den biologischen Modellen die einfache Exponentialfunktion, oftmals mit einer Abhängigkeit von der Chlorophyllverteilung, die gängigste Beschreibung für die Lichtausbreitung im Ozean ist. Der Einfluß, den die Lichtfeldparameterisierung auf die Modellierung des Ökosystems hat, ist stark abhängig vom Modell und den regionalen Gegebenheiten. Im folgenden wird daher der Effekt von vier ausgewählten  $PAR(z)$ -Beschreibungen auf verschiedene Chlorophyllverteilungen untersucht, die drei saisonalen Situationen an der ESTOC-Station entsprechen. Im Kapitel 6 werden diese vier Beschreibungen dann auf ihren Einfluß auf ein 1-dimensionales physikalisch-biologisches Modell bei ESTOC untersucht.

### 5.3 Vergleich von vier $PAR(z)$ -Beschreibungen

Simpson & Dickey (1981) haben, wie im vorigen Abschnitt dargestellt, den Einfluß verschiedener Lichtfeldbeschreibungen auf ein physikalisches Modell untersucht. Dabei wurde unterschieden in a) monoexponentielle b) bimodale und c) multiband-Ansätze. Der folgende Vergleich sowie auch das Modellexperiment in Kapitel 6 folgen dieser Klassifikation. Insgesamt vier Parameterisierungen von  $PAR(z)$  (zwei monoexponentielle, ein bimodaler und ein multiband-Ansatz) werden unterschieden:

$$\begin{aligned}
 PAR_{a1}(z) &= PAR(0^-) \exp\left(-0.121 \widehat{Chl}^{0.428} z\right) \\
 PAR_{a2}(z) &= PAR(0^-) \exp\left(-k_w z - k_{Chl} \int_0^z Chl(z') dz'\right) \\
 PAR_b(z) &= PAR(0^-) \left[ R \exp\left(\frac{-z}{\zeta_1}\right) + (1 - R) \exp\left(\frac{-z}{\zeta_2} - k_{Chl} \int_0^z Chl(z') dz'\right) \right] \\
 PAR_c(z) &= PAR(0^-) \sum_{i=1}^N a_i \exp\left[-k_i^w z - \chi_i \int_0^z Chl(z')^{e_i} dz'\right] .
 \end{aligned}$$

Gleichung a1) ist die von Doney *et al.* (1996) gewählte Beschreibung von  $PAR(z)$  in Abhängigkeit von der mittleren Chlorophyllkonzentration  $\widehat{Chl}$  in  $\text{mg Chl m}^{-3}$  über die euphotische Zone (hier als konstant mit 150 m angenommen). Die zweite mono-exponentielle Beschreibung a2) entspricht der Formel von Evans & Parslow (1985), wobei, in Übereinstimmung mit den experimentellen Beobachtungen aus Kapitel 4,  $k_w = 0.03 \text{ m}^{-1}$  und  $k_{Chl} = 0.04 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$  gewählt wurde. Die bimodale Parameterisierung b) ist in Anlehnung an den Ansatz von Paulson & Simpson (1977) gewählt und wurde um eine spezifische Chlorophyllattenuation, analog zu a2), erweitert. Ebenfalls in Anlehnung an Kapitel 4 wurden folgende Parameter bestimmt, so daß a2) eine bimodale Beschreibung der photosynthetisch verfügbaren Strahlung darstellt:  $R = 0.4$ ,  $\zeta_1 = 3.3 \text{ m}$ ,  $\zeta_2 = 33.3 \text{ m}$  und  $k_{Chl} = 0.04 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$ <sup>1</sup>. Der multiband-Ansatz c) ist die in Abschnitt 5.1 vorgestellte Beschreibung von Morel (1988) und verwendet die dort tabellierten Parameter, die in der Abbildung 5.1 zusammengefaßt dargestellt sind.

Um diese vier Beschreibungen von  $PAR(z)$  zu vergleichen, werden in einem ersten Schritt drei typische Situationen aus dem Jahresgang des Chlorophylls bei ESTOC abgelitten und ihr Einfluß auf die Ansätze getestet. Dazu werden insbesondere die 10 %- und 1 %-Tiefe von  $PAR$  für konstantes  $PAR(0^-) = 1000 \mu\text{E}/(\text{m}^2\text{s})$  berechnet, was einer solaren Einstrahlung von ca.  $536 \text{ W}/\text{m}^2$  über der Wasseroberfläche entspricht. Als typische Situationen wurden, in Anlehnung an die Beobachtungen von Kapitel 4, die folgenden Chlorophyllverteilungen in der Wassersäule angenommen:

- **Wintersituation:** eine homogene Konzentration von  $0.18 \text{ mg Chl}/\text{m}^3$  bis in 120 m Tiefe, beschrieben durch einen Arkustangens ( $\Sigma(\text{Chl}) = 21.9 \text{ mg}/\text{m}^2$ ).
- **Frühlingssituation:** ein gaußisches tiefes Chlorophyllmaximum (DCM = *deep chlorophyll maximum*) in 90 m Tiefe, mit einer Halbwertsbreite von 36 m und einer Peakkonzentration von  $0.5 \text{ mg Chl}/\text{m}^3$ , kombiniert mit einer konstanten Konzentration von  $0.12 \text{ mg Chl}/\text{m}^3$  oberhalb des DCM ( $\Sigma(\text{Chl}) = 26.2 \text{ mg}/\text{m}^2$ ).
- **Sommersituation:** ein gaußisches DCM in 100 m Tiefe, mit einer Halbwertsbreite von 44 m und einer Peakkonzentration von  $0.4 \text{ mg Chl}/\text{m}^3$ , kombiniert mit einer konstanten Konzentration von  $0.08 \text{ mg Chl}/\text{m}^3$  oberhalb des DCM ( $\Sigma(\text{Chl}) = 23.0 \text{ mg}/\text{m}^2$ ).

Die Abbildungen 5.2, 5.3 und 5.4 zeigen  $PAR(z)$  für die Beschreibungen a1), a2), b) und c), sowie den daraus berechneten Attenuationskoeffizienten  $k_{PAR}(z)$  für die drei simulierten Verteilungen des Chlorophylls. Die sich daraus ergebenden 10 %- und

---

<sup>1</sup>Diese Parameterwahl entspricht einem effektiven  $k_{PAR}(0-15 \text{ m}) \approx 0.1 \text{ m}^{-1}$ ,  $k_w = 0.03 \text{ m}^{-1}$  sowie einer Aufteilung des betrachteten Spektralbereichs in zwei Bänder: 400–579 nm und 580–700 nm.

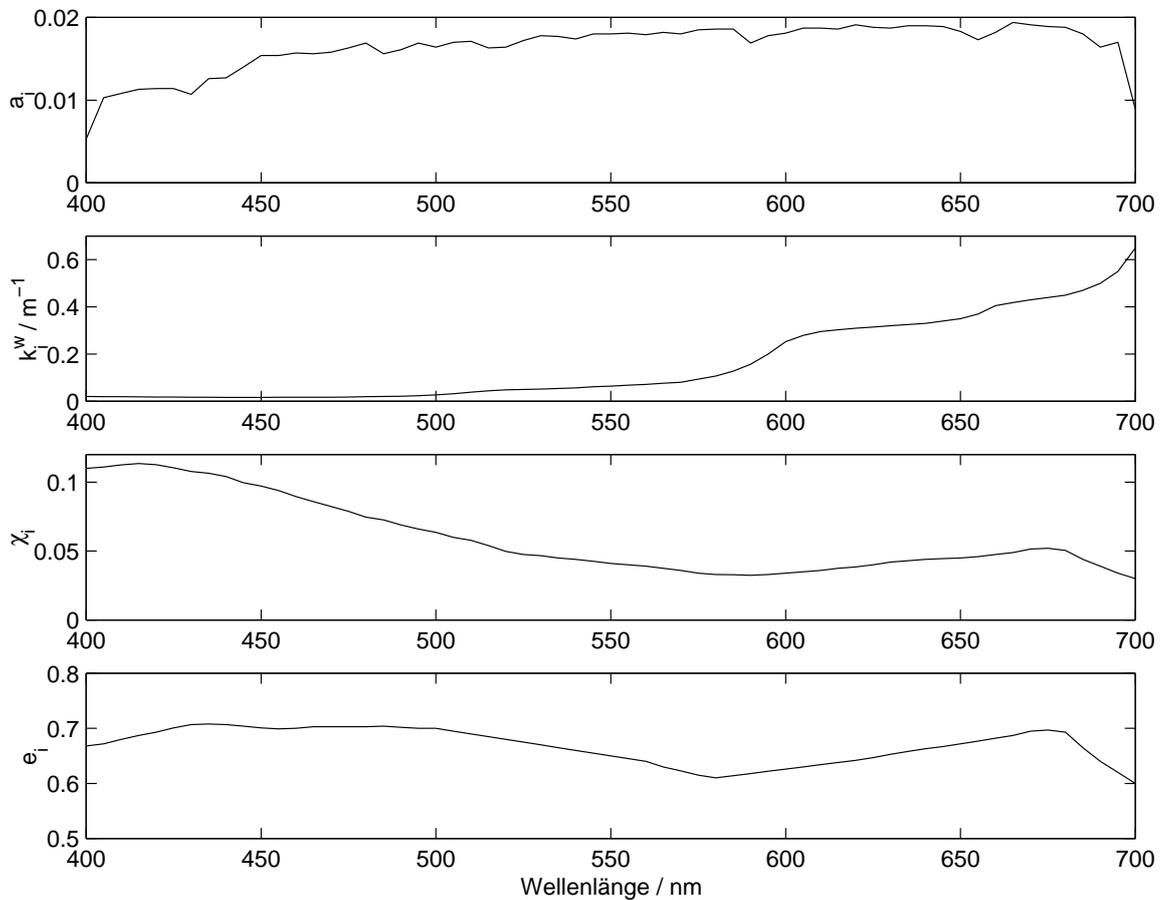


Abbildung 5.1: Parameter des multiband-Ansatzes von Morel (1988). Von oben nach unten: 1) spektrale Verteilung des Sonnenlichtes, kurz unterhalb der Wasseroberfläche  $a_i$  nach Anderson (1993); 2) vertikale Attenuation des Wassers  $k_i^w$  in  $m^{-1}$ ; 3) und 4) Faktoren der spezifischen Attenuation des Chlorophylls  $\chi_i$  und  $e_i$ .

1 %-Tiefen sind in Tabelle 5.1 zusammengefaßt.

Besonders die Variation der 1 %-Tiefe (Winter: 87–139 m, Frühling: 81–133 m, Sommer: 85–137 m) verdeutlicht die Verschiedenheit der vier Ansätze. Für alle drei simulierten Situationen zeigt die Parameterisierung a2) die größten 10 %- und die Beschreibung c) die größten 1 %-Eindringtiefen. Für die Frühlings- und Sommersituation liegt der Ansatz a2) damit deutlich über den beobachteten 10 %-Tiefen von 52 und 42 m (Abschnitt 4.3). Die Parameterisierung b) zeigt in Oberflächennähe die erhöhte Attenuation von  $PAR$ , verhält sich aber danach wie der monoexponentielle Ansatz a2). In der logarithmischen Darstellung von  $PAR(z)$  äußert sich dies durch einen parallelen Verlauf unterhalb 20 m,  $k_{PAR}$  ist ab dort nahezu identisch. Die 10 %- und 1 %-Tiefen des Ansatzes b) sind demnach immer etwas geringer ( $\approx 15 \pm 2$  m) als

| $PAR(z)$ | Winter   |         | Frühling |         | Sommer   |         |
|----------|----------|---------|----------|---------|----------|---------|
|          | 10% in m | 1% in m | 10% in m | 1% in m | 10% in m | 1% in m |
| Beob.    | 54       | 126     | 52       | 93      | 42       | 93      |
| a1)      | 44       | 87      | 41       | 81      | 43       | 85      |
| a2)      | 63       | 127     | 68       | 121     | 71       | 126     |
| b)       | 49       | 111     | 52       | 106     | 54       | 112     |
| c)       | 46       | 139     | 49       | 133     | 52       | 137     |

Tabelle 5.1: 10%- und 1%-Tiefen aus Abschnitt 4.3 (Beob.), sowie dem Vergleich der Lichtfeldbeschreibungen a1), a2), b) und c) für die simulierte Winter-, Frühlings- und Sommergebietung des Chlorophylls.

die von a2) und reproduzieren die experimentellen Ergebnisse relativ gut.

Die zweite monoexponentielle Beschreibung, a1), welche direkt aus der Literatur übernommen wurde (Doney *et al.* 1996), zeigt deutlich geringere Eindringtiefen als beobachtet (1%-Tiefe für alle drei Jahreszeiten bei  $84 \pm 3$  m, gemessen wurden 93–126 m). Lediglich die 10%-Tiefe im Sommer ist gut reproduziert. Für die homogene Wintersituation läßt sich ein effektives  $k_{Chl}$  von  $0.128 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$  in den oberen 100 m berechnen<sup>2</sup>, was deutlich höher ist, als das für a2) und b) gewählte  $k_{Chl}=0.04 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$  und somit die geringere Eindringtiefe erklärt. Beschreibung a1) und c) basieren auf dem gleichen, umfassenden Datensatz von Morel (1988) ergeben aber für keine der simulierten Chlorophyllverteilungen vergleichbare Ergebnisse. Der multiband-Ansatz c) zeigt in den oberen 10 m die erwartete erhöhte Schwächung des einfallenden Lichtes (400–700 nm), hervorgerufen durch die Absorption roten Lichtes in Wasser, und wird, wie auch a2) und b), durch die Chlorophyllverteilung beeinflusst. Die 10%-Tiefen dieses Ansatzes liegen im Rahmen der experimentellen Beobachtungen, die viel größeren 1%-Tiefe lassen jedoch auf eine geringere spezifische Chlorophyllattenuation, sowie eine geringere vertikale Attenuation des Wassers schließen. In Abwesenheit von Chlorophyll erhält man aus dem Ansatz c) ein effektives  $k_w(400\text{--}700 \text{ nm})$  von  $\approx 0.02 \text{ m}^{-1}$ .

<sup>2</sup>Für den gegebenen Chlorophyllgehalt von  $21.9 \text{ mg Chl/m}^2$  und die daraus resultierende mittlere Chlorophyllkonzentration von  $0.146 \text{ mg Chl/m}^3$  in den oberen 150 m, ergibt sich für den Exponenten von a1)  $k_{PAR} z = -0.121 \widehat{Chl}^{0.428} z = -0.0531 z$ . Für  $k_w=0.03 \text{ m}^{-1}$  entspricht dies  $k_{Chl} = (-k_{PAR} - k_w)/Chl = (0.0531 - 0.03)/0.18 = 0.128 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$ .

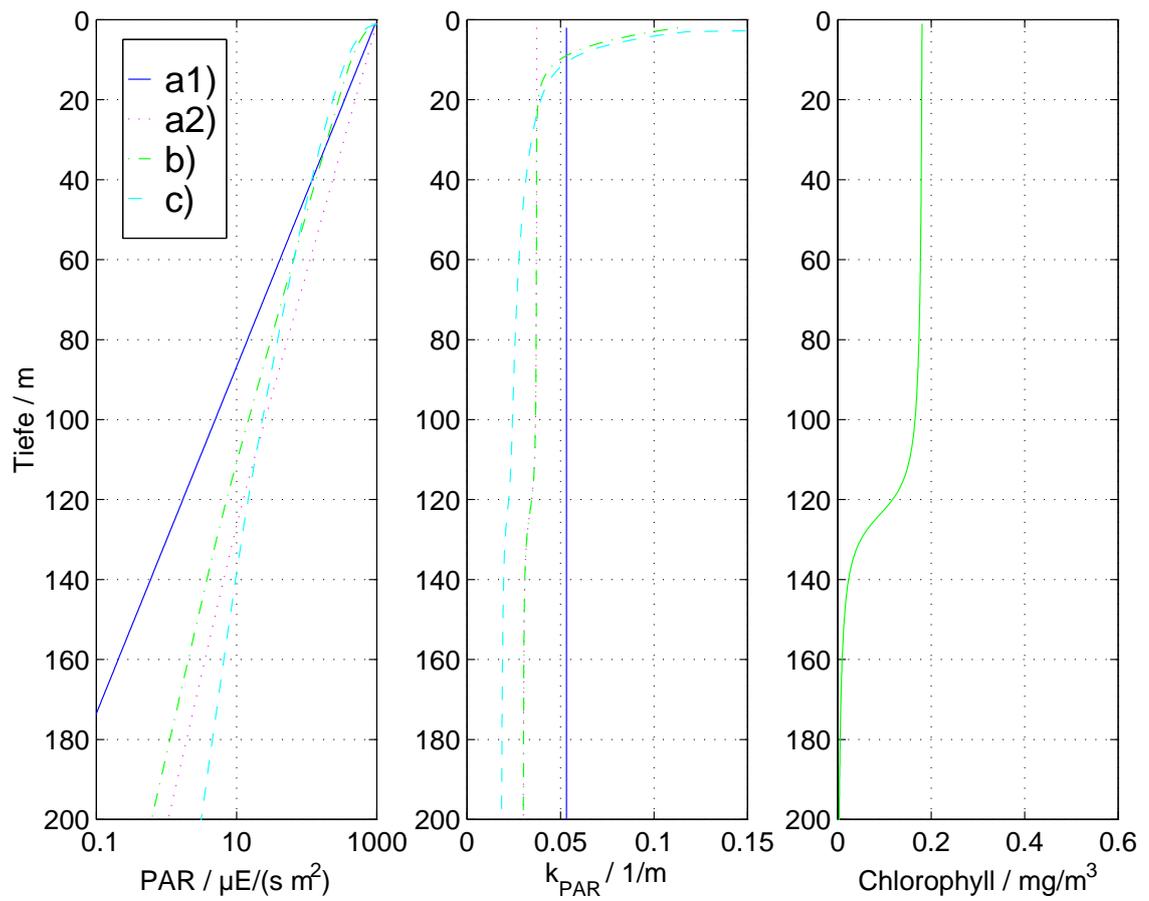


Abbildung 5.2:  $PAR(z)$  für die Parameterisierungen a1), a2) b) und c) (links) und der daraus berechnete Attenuationskoeffizient  $k_{PAR}$  (Mitte) für die simulierte Winterverteilung des Chlorophylls (rechts).

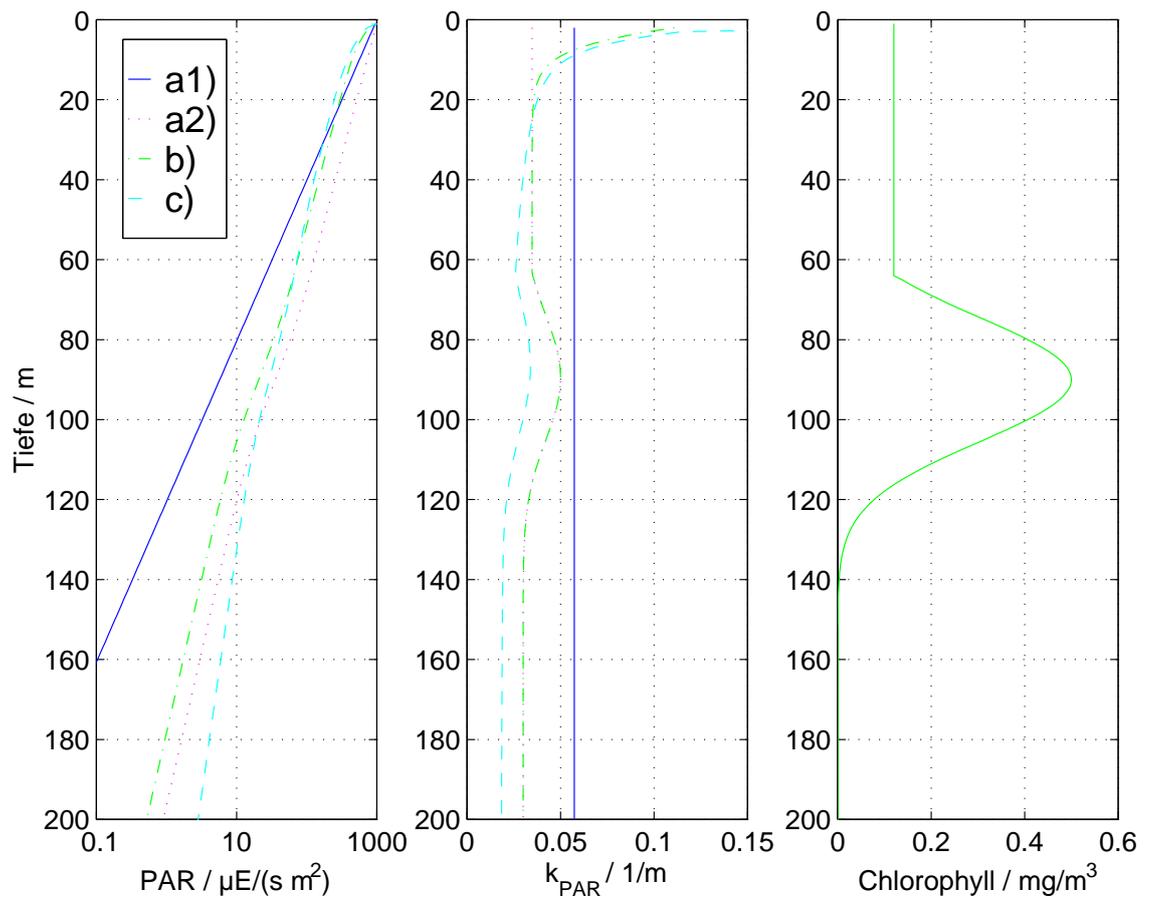


Abbildung 5.3:  $PAR(z)$  für die Parameterisierungen a1), a2) b) und c) (links) und der daraus berechnete Attenuationskoeffizient  $k_{PAR}$  (Mitte) für die simulierte Frühlingsverteilung des Chlorophylls (rechts).

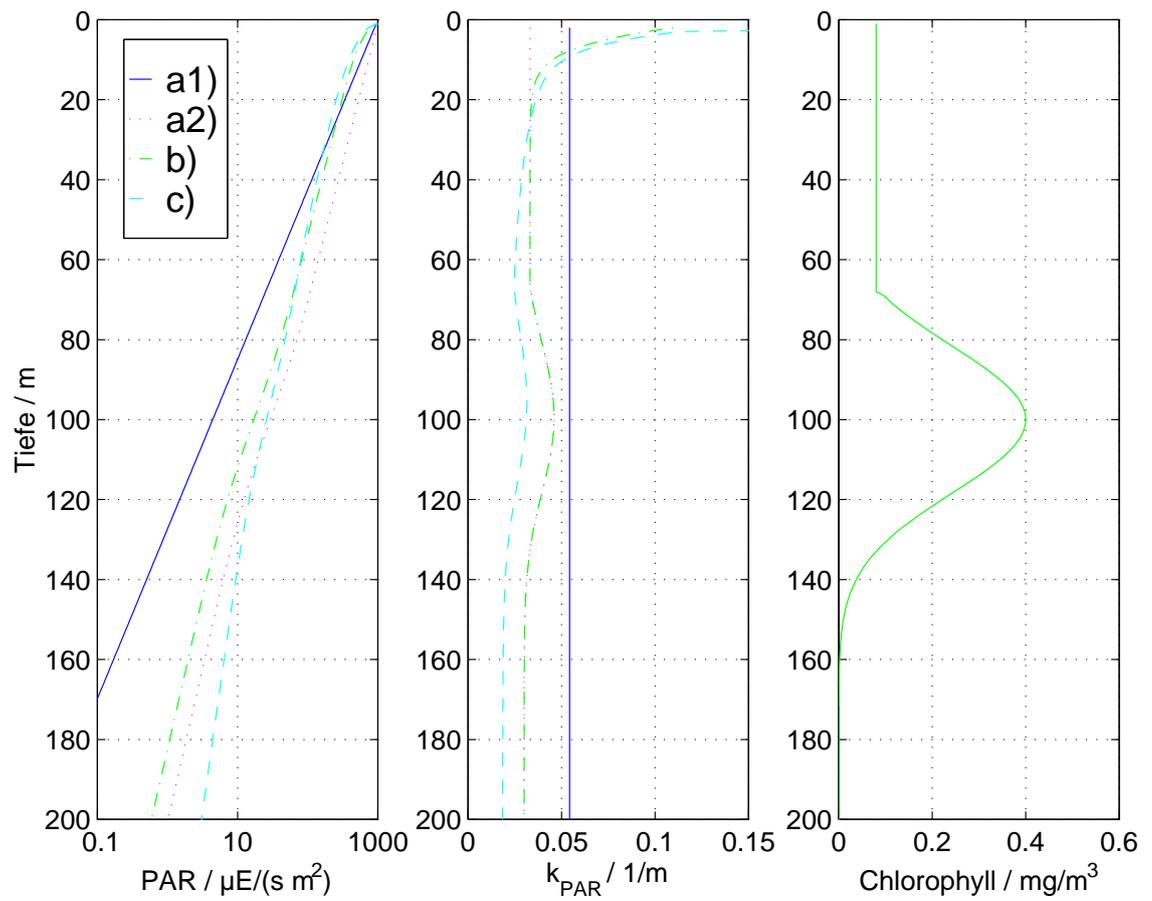


Abbildung 5.4:  $PAR(z)$  für die Parameterisierungen a1), a2) b) und c) (links) und der daraus berechnete Attenuationskoeffizient  $k_{PAR}$  (Mitte) für die simulierte Sommerverteilung des Chlorophylls (rechts).

# Kapitel 6

## Ein 1-d bio-optisches Modell

Im vorherigen Abschnitt wurde die hohe Unterschiedlichkeit der Lichtfeldbeschreibungen a1), a2), b) und c) anhand ausgewählter Chlorophyllverteilungen verdeutlicht, die als typisch für die Situation bei ESTOC im Winter, Frühling und Sommer angenommen wurden. Die große Bedeutung der Verteilung photosynthetisch verfügbarer Strahlung in Ökosystemmodellen des marinen Pelagials liegt aber in der Berechnung des Phytoplanktonwachstums, der Primärproduktion. Diese berücksichtigt neben dem Licht auch das Nährstoffangebot. Auch stehen Wachstum und Licht in oftmals nichtlinearen Beziehungen zueinander, den bereits in Kapitel 3 erwähnten  $PvsE$  Relationen, die insbesondere eine Sättigung, d.h. ein Überangebot an Licht, kennen. Im folgenden Abschnitt wird ein einfaches stickstoffbasiertes NPZD-Modell (Nitrat, Phytoplankton, Zooplankton, Detritus) vorgestellt, das über einen Zeitraum von fünf Jahren die physikalischen und biologischen Prozesse an der ESTOC-Station simuliert. Dieses aus dem 3-d Modell von Oschlies & Garçon (1999) entwickelte System dient als Ausgangsbasis für die in Abschnitt 6.2 durchgeführten Modellexperimente, die den Einfluß der vier Lichtfeldbeschreibungen auf das Ökosystem evaluieren.

### 6.1 Implementation des 1-d NPZD-Modells

Wie bereits aus Abschnitt 5.2 ersichtlich ist, existiert eine Vielzahl mariner Ökosystemmodelle, mit unterschiedlichen Fragestellungen und Herangehensweisen. Trotzdem sind Gemeinsamkeiten zu erkennen, die in dem Grundgedanken der Modellierung liegen, ein komplexes System durch eine abstrahierte Beschreibung gekoppelter Teile (Kompartimente) zu simulieren. Der Begriff Kompartiment stellt eine zu beschreibende Größe des Modells dar, deren Veränderungen mit der Zeit durch die Nettowachstumsgleichung in Form einer Differentialgleichung ausgedrückt wird. Diese Prozesse sind somit Variablen und werden ihrerseits durch Parameter beschrieben, welche in

der Regel konstante Größen sind. Der Begriff des Flusses bezeichnet den Transport der Biomasse eines Kompartimentes zu einem anderen. Die Auswahl der Parameter und Funktionen, die zu einer Veränderung der Prozesse und damit der Kompartimente führt, wird dann als Parameterisierung bezeichnet. Ziel eines Modellaufes/einer Simulation ist es, Aussagen über das Gesamtsystem und die Wechselwirkung zwischen den einzelnen Prozessen in Abhängigkeit äußerer Bedingungen zu treffen, die nicht direkt aus den einzelnen Beschreibungen herleitbar sind. Für die Modellierung eines marinen Ökosystems ist es also nicht erstrebenswert, alle beteiligten Faktoren zu simulieren (soweit dies überhaupt möglich ist), sondern durch Reduktion auf wesentliche Prozesse und Kompartimente grundsätzliche Mechanismen zu erkennen und zu verstehen. Andernfalls kann es zu dem kommen, was Evans & Parslow (1985) wie folgt beschreiben: ... *that as their complexity grows, they can behave as mysteriously as the real world.*

Doney *et al.* (1996) beschränken sich in ihrer Modellierung biologischer Prozesse auf die Kompartimente Nitrat, Phytoplankton, Zooplankton und Detritus sowie ein zusätzliches Kompartiment Chlorophyll, welches ein variables Chlorophyll-zu-Biomasse-Verhältnis des Phytoplanktons ermöglicht. Fasham *et al.* (1990) verwenden in ihrem vielzitierten stickstoffbasierten Modell sieben Kompartimente (Nitrat, Ammonium, Phytoplankton, Zooplankton, Detritus, Bakterien und labilen gelösten organischen Stickstoff). Beiden Modellansätzen ist gemein, daß sie die biologischen Prozesse im Pelagial auf der Basis von Stickstoff (Nitrat) beschreiben, d.h. alle Kompartimente und Flüsse zwischen diesen werden in Stickstoffeinheiten (N in mmol N/m<sup>3</sup>) ausgedrückt. Der in der Klimamodellierung relevante Kohlenstoffkreislauf, wird so über stickstoffbasierte Simulationen beschrieben und über zumeist feste Faktoren in Kohlenstoff (C) umgerechnet. Vielfach verwendet ist das Verhältnis C:N:P=106:16:1 nach Redfield (1934), welches obendrein das Phosphat (P) mitberücksichtigt. Viele Autoren (Broecker *et al.*, 1985; Anderson & Sarmiento, 1994) haben gezeigt, daß dieses feste Verhältnis nur bedingt richtig ist. Dennoch ist es eine häufig verwendete Vereinfachung, die, unter dem Aspekt der großen Zahl von Freiheitsgraden im Modell, nur eine Annahme unter vielen darstellt und auch dem hier verwendeten Ansatz zugrunde liegt<sup>1</sup>.

Eine weitere Gemeinsamkeit biologischer Modelle des marinen Pelagials ist die Lotka-Volterra-Dynamik (auch als Jäger-Beute-Modell bekannt) des Zoo- und Phytoplanktons (siehe z.B. Hirsch & Smale, 1974; Bossel 1994). In der einfachen Form existieren zwei verschiedene Klassen von Individuen (die Beute  $x$  und die Jäger  $y$ ), deren

---

<sup>1</sup>Das dieser Arbeit vorangestellte Zitat des Jesuiten-Priesters, Philosophen, Geologen und Paläontologen, Pierre Teilhard de Chardin, impliziert, daß ein Modell daher niemals die Wirklichkeit beschreiben kann.

Populationszahlen sich in Abhängigkeit von der eigenen Häufigkeit sowie der Anzahl der jeweils anderen Spezies ändern. Die Beute vermehrt sich durch eine natürliche Wachstumsrate und wird durch den Fraß der Jäger limitiert. Die Jäger benötigen Nahrung (Beute) für die Vermehrung und werden durch eine natürliche Sterberate reduziert. Als gekoppelte Differentialgleichung läßt sich dieser Zusammenhang wie folgt beschreiben:

$$\frac{dx(t)}{dt} = ax(t) - bx(t)y(t) \quad (6.1)$$

$$\frac{dy(t)}{dt} = gx(t)y(t) - dy(t) \quad (6.2)$$

mit  $x(t)$  Anzahl der Beuteindividuen zum Zeitpunkt  $t$

$y(t)$  Anzahl der Jägerindividuen zum Zeitpunkt  $t$

$a$  natürliche Geburtenrate der Beute

$b$  Sterberate der Beute durch Fraß der Jäger

$g$  Vermehrung der Jäger durch Beutefraß

$d$  Natürliche Sterberate der Jäger

In Abhängigkeit der Konstanten  $a, b, g, d > 0$  sowie der Startwerte  $x_0$  und  $y_0$  ergeben sich verschiedene Dynamiken des Systems, die mit analytischen und numerischen Mitteln auf Stabilität untersucht werden können. So vollführt das System im Phasenraum periodische Zyklen um den stabilen Punkt  $(x_0, y_0) = (d/g, a/b)$ , d.h. beide Kompartimente schwingen ungedämpft und phasenverschoben (Abb. 6.1).

Dieses System verhält sich allerdings vielfach noch sehr unrealistisch, z.B. findet im Falle nichtvorhandener Jäger ( $y_0 = 0$ ) ein exponentielles, unlimitiertes Wachstum der Beute statt. Durch die Einführung eines Kompartiments Nahrung, kann ein unlimitiertes Wachstum begrenzt werden und das Gesamtsystem (Jäger  $y_0 > 0$ ) schwingt gedämpft. Die zusätzliche Erweiterung des Systems um ein Element, welches die gestorbenen Jäger enthält und die Einführung eines Flusses aus diesem Element in den Nahrungspool (quasi ein schneller Verwesungsprozeß) schließt den Kreislauf. Ersetzt man jetzt die Beute durch das Phytoplankton ( $P$ ), die Jäger durch das Zooplankton ( $Z$ ), sowie den Pool gestorbener Jäger durch den Detritus ( $D =$  alle Partikel, die nicht  $P$  oder  $Z$  sind), so ist ein geschlossener biologischer Kreislauf im Pelagial beschrieben (Abb. 6.2). Es fehlen geeignete Beschreibungen der einzelnen Flüsse, die oftmals nichtlinear sind, sowie Einträge und Verluste durch turbulente Durchmischung und Absinken.

Die physikalische Umgebung bei ESTOC wurde freundlicherweise von Herrn Dr. A. Oschlies vom Institut für Meereskunde an der Universität Kiel zur Verfügung gestellt (siehe Oschlies & Garçon, 1999). Dabei wird die turbulente kinetische Energie

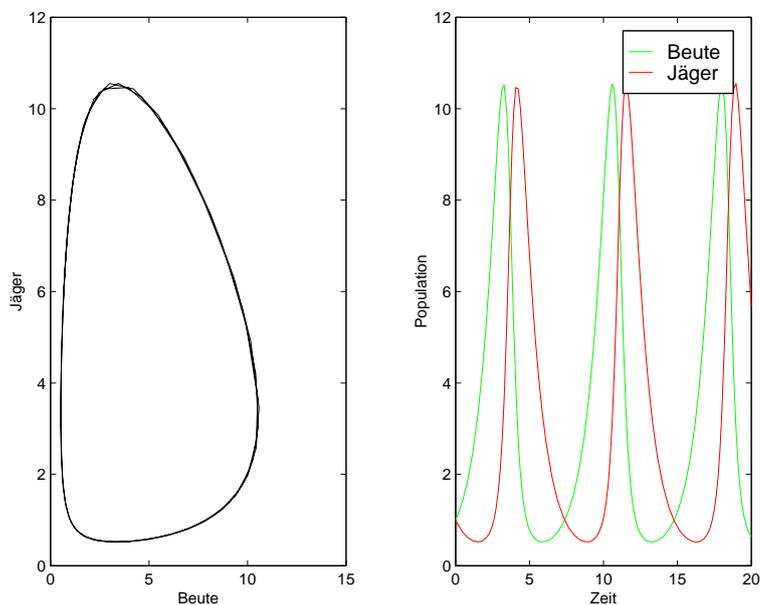


Abbildung 6.1: Phasendiagramm (links) und Evolution (rechts) von Jägern und Beute in der ungedämpften Lotka-Volterra Dynamik ( $a=d=1$ ,  $b=g=0.3$ ,  $x_0=y_0=1$ ).

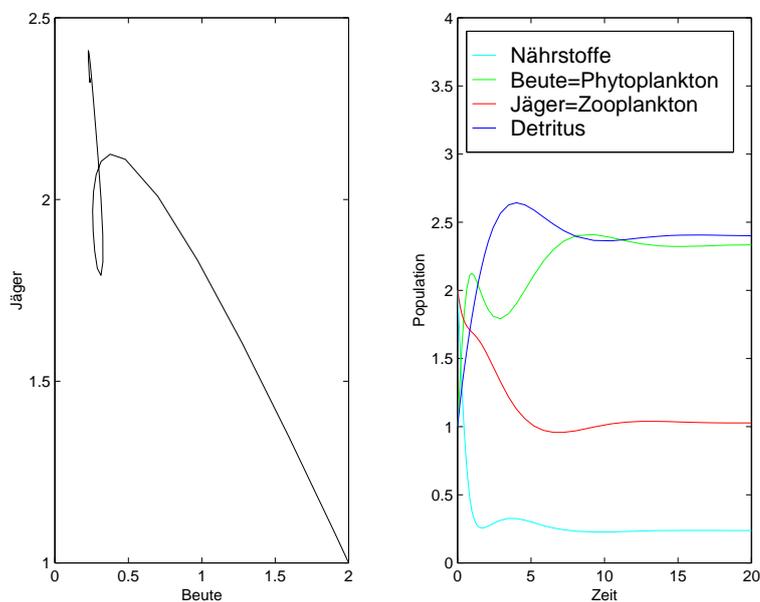


Abbildung 6.2: Phasendiagramm (links, nur Jäger und Beute) und Evolution (rechts) eines erweiterten Jäger-Beute Modells mit vier Kompartimenten.

(TKE) nach dem Modell von Gaspar *et al.* (1990) auf einem vertikalen Gitter mit  $\Delta z = 2$  m Gitterabstand bis in 300 m Tiefe simuliert (siehe auch Zielinski *et al.*, 1998). Das Modell löst eine prognostische Gleichung der TKE als Funktion statischer Stabilität, vertikaler Scherung und turbulenten Transportes von TKE. Die vertikale turbulente Diffusivität und Viskosität wird dann diagnostisch mithilfe physikalischer Argumente für die Mischungslänge berechnet (Bougeault & Lacarrère, 1989). Das Modell wird angetrieben durch die täglich gemittelten Wärme- und Impulsflüsse bei ESTOC aus den Reanalysedaten des *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) nach Gibson *et al.* (1997), für den Zeitraum von 1989 bis 1993 (Abb. 6.3). Die Wärmeflüsse an der Oberfläche werden durch einen Term von Haney (1971) korrigiert, der insbesondere die Vernachlässigung von drei-dimensionalen Effekten betrifft.

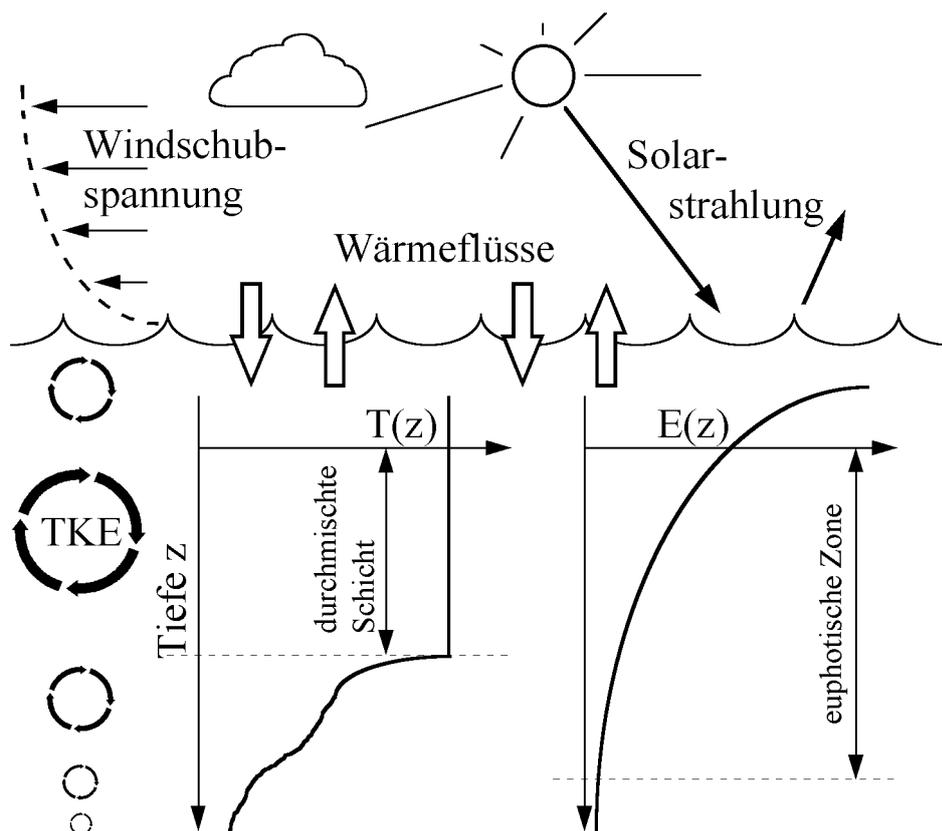


Abbildung 6.3: Illustration der im physikalischen Modell betrachteten Prozesse. Die turbulente kinetische Energie (TKE) wird durch Wärmeflüsse und Windschubspannung induziert. Sie ist in der oberen Wassersäule am höchsten, was zur Bildung einer durchmischten Schicht führt. Unterhalb der Sprungschicht ist die TKE sehr klein, was eine Schichtung der Wassersäule ermöglicht. Die Strahlung in der Wassersäule beeinflusst ebenfalls die Energie des physikalischen Systems, wie auch die biologischen Prozesse.

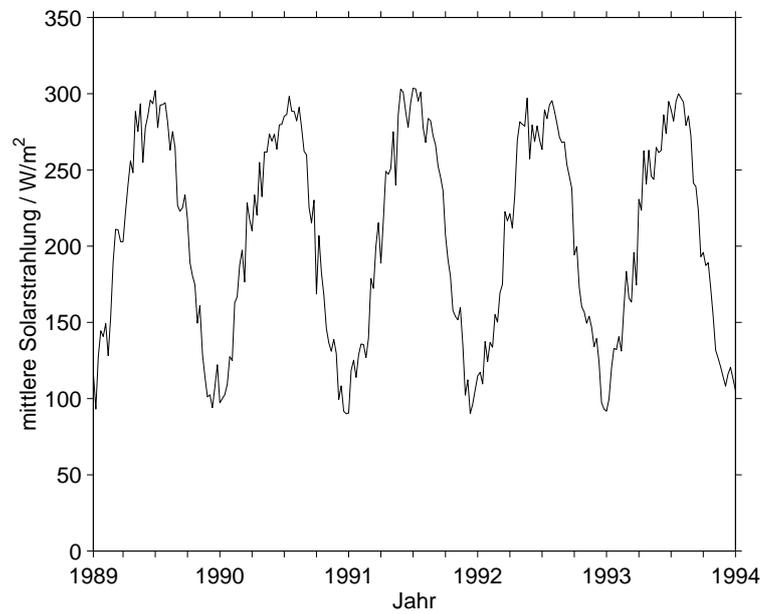


Abbildung 6.4: Fünf Jahre ECMWF Reanalyse Antriebsdaten 1989–1993 bei ESTOC: mittlere Solarstrahlung in  $\text{W/m}^2$ .

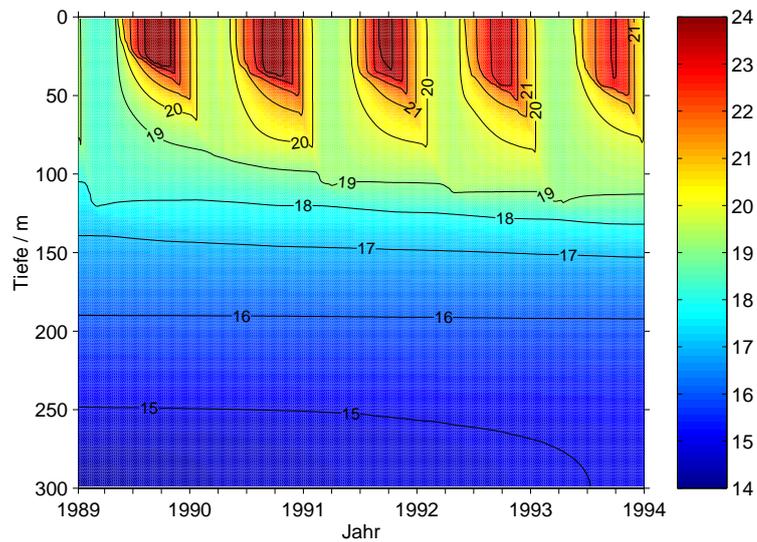


Abbildung 6.5: Vertikale Temperaturverteilung in  $^{\circ}\text{C}$  aus dem physikalischen Modell bei ESTOC von 1989–1993.

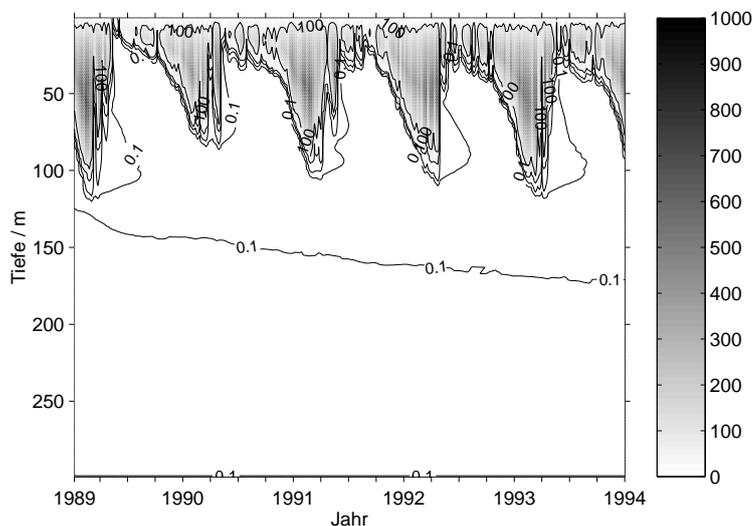


Abbildung 6.6: Vertikale Verteilung des Durchmischungskoeffizienten in  $\text{m}^2/\text{s}$  über fünf Jahre (1989–1993) bei ESTOC aus dem physikalischen Modell.

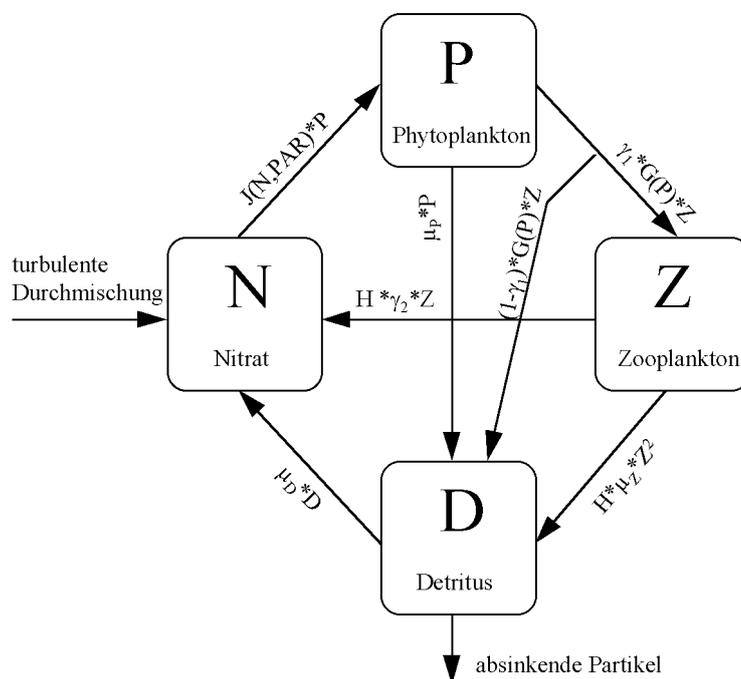


Abbildung 6.7: Kompartimente und Flüsse des biologischen Modells mit vier Kompartimenten: Nitrat(N), Phytoplankton (P), Zooplankton (Z) und Detritus (D).

Das physikalische Modell wird einmal berechnet und das biologische Modell läuft dann auf dem gleichen Gitter *off-line*. Alle in diesem Abschnitt durchgeführten Modellexperimente zum Einfluß des Lichtfeldes auf die biologische Simulation finden auf dieser fünf-Jahre Zeitserie der Solareinstrahlung, Temperatur und Durchmischungskoeffizienten statt (Abbildungen 6.4, 6.5, 6.6). Eine Rückkopplung des biologischen Modells auf die physikalischen Parameter ist somit nicht enthalten. Ein möglicher Effekt wäre hier z.B. die Ausbildung einer Algenblüte in Oberflächennähe, welche die Eindringtiefe des Lichtes reduziert und so die Verteilung der Strahlungsenergie in der Wassersäule (und damit auch der induzierten Wärme) beeinflusst. Der Extremfall einer starken Blüte gut streuenden Phytoplanktons, wie er für Coccolithophoriden von Balch *et al.* (1996) angesprochen wird, ist in der Kanarenregion bisher nicht beobachtet worden. Das hier verwendete biogeochemische Modell ist ein einfaches stickstoffbasiertes NPZD-Modell nach Oschlies & Garçon (1998, 1999), analog zu der oben durchgeführten Erweiterung des Jäger-Beute Modells zur vier Kompartimente Simulation (Abb. 6.7). Die Entwicklung der biologischen Tracer in dem gekoppelten biologisch-physikalischen Modell wird bestimmt durch turbulente vertikale Durchmischung plus einen Quellen&Senken-Ausdruck (*Q&S*), der die Veränderungen der Kompartimente durch biologische Aktivität beschreibt. Für die jeweiligen biologischen Tracer ergeben sich die Quellen&Senken-Terme wie folgt:

$$Q\&S(P) = \bar{J}(z, t, N) P - G(P) Z - \mu_P P \quad (6.3)$$

$$Q\&S(Z) = \gamma_1 G(P) Z - H (\gamma_2 Z + \mu_Z Z^2) \quad (6.4)$$

$$Q\&S(D) = (1 - \gamma_1) G(P) Z + \mu_P P + H \mu_Z Z^2 - \mu_D D - w_s \frac{\partial D}{\partial z} \quad (6.5)$$

$$Q\&S(N) = \mu_D D + H \gamma_2 Z - \bar{J}(z, t, N) P \quad (6.6)$$

Hurtt & Armstrong (1996) folgend wird die Phytoplankton Wachstumsrate  $\bar{J}$  als Minimum des licht- und nährstofflimitierten Wachstums

$$\bar{J}(z, t, N) = \min \left( \bar{J}(z, t), \bar{J}_{max} \frac{N}{k_1 + N} \right) \quad (6.7)$$

berechnet, wobei

$$\bar{J}(z, t) = \frac{V_P \alpha I(z, t)}{[V_P^2 + (\alpha I(z, t))^2]^{1/2}} \quad (6.8)$$

die rein lichtlimitierte Wachstumsrate beschreibt und

$$\bar{J}_{max} = V_P = ab^{cT} \quad (6.9)$$

das lichtgesättigte Wachstum in Abhängigkeit von den Koeffizienten  $a$ ,  $b$  und  $c$ , sowie der Temperatur  $T$  in °C darstellt (nach Eppley, 1972). Der solare Tagesgang wird

durch den Ansatz von Spencer (1971) berechnet. Im Gegensatz zu Oschlies & Garçon (1999) beeinflusst der Sonnenstand hier nicht die  $PAR(z)$ -Beschreibung (siehe Morel & Antoine, 1994 und die Diskussion in Kapitel 5). Ebenfalls wurde eine Schwellfunktion für die Zooplanktonmortalität eingeführt, die eine komplette Elimination der Population, wie sie in ersten Modellexperimenten beobachtet wurde, verhindert:

$$H = \begin{cases} 0.1 & \text{für } Z \leq 2 \cdot 10^{-3}, \\ 0 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (6.10)$$

Zur Beschreibung des Zooplanktonfraßes (*grazing*) wird eine Holling Typ III-Funktion nach Fasham (1995) verwendet:

$$G(P) = \frac{g\epsilon P^2}{g + \epsilon P^2} \quad . \quad (6.11)$$

Die einzelnen Parameter des Ökosystemmodells sind in der Tabelle 6.1 angegeben. Alle vier Kompartimente werden passiv durch vertikale turbulente Durchmischung transportiert. Lediglich Detritus hat eine zusätzliche Sinkgeschwindigkeit von 5 m/d, welche eine Bewegung relativ zur Wassersäule ermöglicht.

| Parameter                           | Symbol     | Wert  | Einheit                            |
|-------------------------------------|------------|-------|------------------------------------|
| Phytoplankton ( $P$ ):              |            |       |                                    |
| Anfangssteigung der $PvsE$ -Kurve   | $\alpha$   | 0.025 | $\text{m}^2/(\text{dW})$           |
| maximale Wachstumsrate              | $a$        | 0.6   | 1/d                                |
|                                     | $b$        | 1.066 |                                    |
|                                     | $c$        | 1.0   | $1/^\circ\text{C}$                 |
| Halbsättigungsrate der $N$ Aufnahme | $k_1$      | 0.5   | $\text{mmol}/\text{m}^3$           |
| spezifische Mortalitätsrate         | $\mu_P$    | 0.01  | 1/d                                |
| Zooplankton ( $Z$ ):                |            |       |                                    |
| Assimilationsrate                   | $\gamma_1$ | 0.75  |                                    |
| maximale Freßrate                   | $g$        | 2.0   | 1/d                                |
| Beutefangrate                       | $\epsilon$ | 1.0   | $1/\text{d}(\text{mmol m}^{-3})^2$ |
| quadratische Sterberate             | $\mu_Z$    | 0.20  | $1/\text{d}(\text{mmol m}^{-3})^2$ |
| Ausscheidungen                      | $\gamma_2$ | 0.03  | 1/d                                |
| Detritus ( $D$ ):                   |            |       |                                    |
| Remineralisationsrate               | $\mu_D$    | 0.05  | 1/d                                |
| Sinkgeschwindigkeit                 | $w_s$      | 5.0   | m/d                                |

Tabelle 6.1: Parameter des einfachen stickstoffbasierten NPZD-Modells.

Zur Initialisierung der biologischen Simulation wird ein Nitratprofil ( $N$ ) gewählt, das in den oberen 70 m keinen Stickstoff aufweist, ab 70 m bis 100 m linear auf

2.5 mmol N/m<sup>3</sup> und ab dort linear auf 10.0 mmol N/m<sup>3</sup> in 300 m Tiefe ansteigt. Die Startkonzentrationen von  $P$ ,  $Z$  und  $D$  werden nach Sarmiento *et al.* (1993) gewählt:  $P=0.14$  mmol N/m<sup>3</sup> und  $Z=0.014$  mmol N/m<sup>3</sup> an der Oberfläche, von dort aus exponentiell abnehmend in der Tiefe mit einer Längenskala von 100 m.  $D$  wird mit einem geringen Wert von  $10^{-4}$  mmol N/m<sup>3</sup> in der gesamten Wassersäule initialisiert. Wie von Oschlies & Garçon (1999) gezeigt, etabliert sich ein relativ stabiler saisonaler Zyklus bereits sehr schnell. Chlorophyll wird aus der Konzentration des Phytoplanktons berechnet, mit einem festen Umrechnungsfaktor von 1.59 mg Chl/mmol N (Kühn & Radach, 1997).

## 6.2 Ergebnisse des Modellvergleichs

Als Modellexperiment werden die vier, in Abschnitt 5.3 ausgewählten, Lichtfeldbeschreibungen jeweils in das vorgestellte Modell eingefügt, um so das Verhalten eines physikalisch-biologischen Modells bei ESTOC auf die veränderte Parameterisierung des Lichtes in der Wassersäule zu untersuchen. Die Abbildung 6.8 stellt die Evolution der vier Kompartimente mit der Zeit dar. Um die Sensitivität des Modells auf die Lichtfeldbeschreibungen quantitativ besser validieren zu können, werden vier diagnostische Variablen betrachtet:

- Die mittlere jährliche Primärproduktion (jPP) der oberen 150 m in g C/(m<sup>2</sup>a), umgerechnet mit einem festen C:N Verhältnis von 106:16.
- Die mittlere jährliche Tiefe des Chlorophyllmaximums (jDCM) in m.
- Der mittlere jährliche Chlorophyllgehalt (jChl) der oberen 150 m in mg Chl/m<sup>2</sup>.
- Der mittlere jährliche exponentiell gewichtete Chlorophyllgehalt (jexpChl) in mg Chl/m<sup>2</sup> mit einer Wichtungsfunktion  $W(z) = \exp(-0.5 z)$ . Hierdurch wird die limitierte Eindringtiefe passiver Fernerkundungssensoren berücksichtigt, die sich effektiv auf die oberen 15 m beschränkt (siehe Abbildung 6.9).

Durch den Vergleich der Lichtfeldbeschreibungen a1), a2), b) und c) anhand dreier ausgewählter Chlorophyllprofile in Abschnitt 5.3 ist bereits deutlich geworden, wie unterschiedlich die vier Ansätze sind. Hieraus kann bereits geschlossen werden, daß Licht ein wichtiges und sensibles Element der pelagialen Ökosystemmodellierung ist. Jedoch zeigt sich im Modellexperiment, daß der Einfluß des Lichtfeldes auf jährliche diagnostische Variablen wie z.B. die mittlere jährliche Primärproduktion (jPP) und den Chlorophyllgehalt (jChl) in der fünf-Jahre-Simulation bei ESTOC geringer ist als erwartet (Tabelle 6.2). Die Variation verschiedener Modellparameter während der Entwicklungsphase hat dabei gezeigt, daß diese Beobachtung relativ robust gegenüber

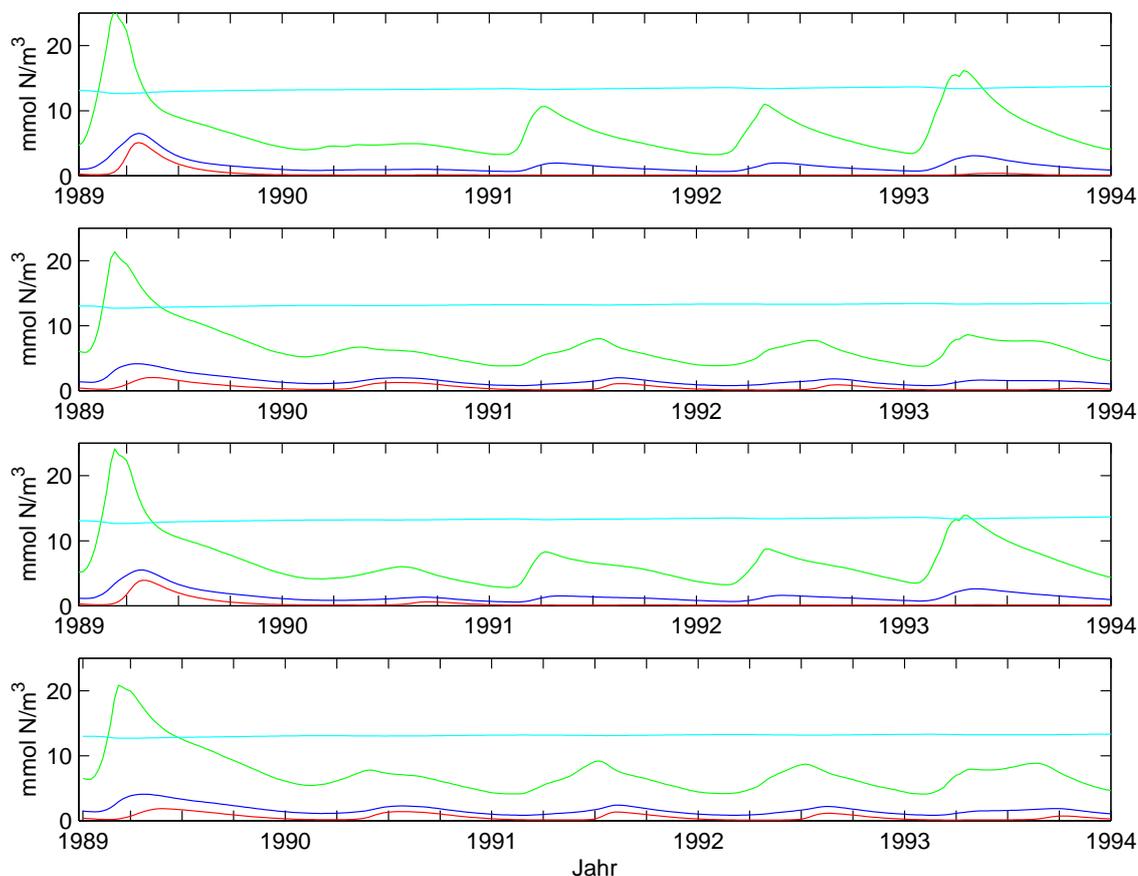


Abbildung 6.8: Evolution der vier Kompartimente: N (cyan), P(grün), Z (rot), D (blau), mit der Zeit (1989–1993) für die vier Beschreibungen von  $PAR(z)$ .

Modifikationen ist.

Die mittlere jPP der vier Beschreibungen ergibt sich zu  $5.23 \text{ g C}/(\text{m}^2\text{a})$  mit einer relativen Standardabweichung von  $\pm 6.76 \%$ . Berger (1989) hat dazu im Vergleich eine jährliche Primärproduktion von unter  $60 \text{ g C}/(\text{m}^2\text{a})$  aus *in situ* Messungen berechnet. Diese Unterschätzung modellierter Primärproduktionsraten im Subtropenwirbel ist ein generelles Problem großflächiger, gekoppelter Modelle. So produziert das hochauflösende Nordatlantikmodell von Oschlies & Garçon (1999) ungefähr  $6 \text{ g C}/(\text{m}^2\text{a})$ . Die erhebliche Unterschätzung der Primärproduktion bei ESTOC scheint daher kein Effekt der 1-dimensionalen Modellierung, sondern eine Schwäche des biologischen Modells zu sein. So geben Oschlies & Garçon (1999) als *f-ratio*<sup>2</sup> ihres Modells einen Wert von  $\sim 0.4$  im ganzen Nordatlantik an. Unter oligotrophen Bedingungen, wie sie

<sup>2</sup>Das Verhältnis der neuen zur totalen Primärproduktion (=neue+regenerierte Produktion)

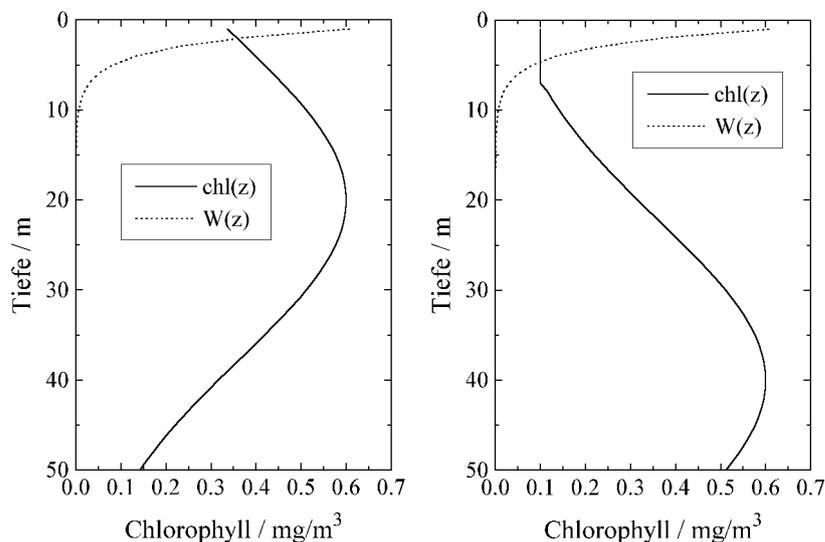


Abbildung 6.9: Illustration der exponentiellen Wichtungsfunktion ( $W(z)$ , gestrichelte Linien) und deren Einfluß auf zwei verschiedene Chlorophyllprofile (durchgezogene Linien). Das relativ flache Chlorophyllmaximum (DCM) in 20 m Tiefe auf der linken Seite würde das Signal eines Meeresfarbsensors beeinflussen, während das rechte DCM nicht detektiert wird.

an ESTOC vorliegen, ist dieses Verhältnis damit höher als Beobachtungen vorgeben (z.B. Platt & Harrison, 1985). Es ist zu vermuten, daß die regenerierte Produktion durch das biologische Modell unterschätzt wird, was zu einer falschen  $f$ -ratio führt. In Abschnitt 7.1 wird dies durch Einführung eines zusätzlichen schnellen Recyclings korrigiert werden. Für das hier durchgeführte Modellexperiment ist diese Unterschätzung der jährlichen Primärproduktion nicht relevant, solange die Phytoplanktonbestände gut simuliert sind. Tiefe und Intensität des tiefen Chlorophyllmaximums, wie auch die integrierte Biomasse liegen im Rahmen experimenteller Beobachtungen (Léon & Braun, 1973; Braun, 1980; Braun & Real, 1986; Llinás *et al.*, 1997). Als mittleren Chlorophyllgehalt in den oberen 150 m ergibt sich aus dem Modellexperiment  $\bar{\text{Chl}} = 22.0 \text{ mg Chl/m}^2 \pm 1.91 \%$ , während Llinás *et al.* (1997)  $\sim 21.4 \text{ mg Chl/m}^2$  von Februar 1994 bis Januar 1995 gemessen haben.

Aus der geringen Variation von  $jPP$  und  $jChl$  im 1-d Modellvergleich von vier Lichtfeldbeschreibungen läßt sich schlußfolgern, daß das marine Ökosystem nahe der ESTOC-Station nicht lichtlimitiert ist. Vielmehr ist der Nährstoffeintrag in die euphotische Zone, geregelt durch Durchmischungsprozesse in der Wassersäule, bestimmend

| Diagnostische Variablen          | a1)   | a2)   | b)    | c)    | $\bar{\phantom{x}}$ | $\pm \%$ |
|----------------------------------|-------|-------|-------|-------|---------------------|----------|
| jPP in g C/(m <sup>2</sup> a)    | 5.06  | 5.21  | 4.90  | 5.73  | 5.23                | 6.76     |
| jDCM in m                        | 84    | 104   | 94    | 110   | 98                  | 11.66    |
| jChl in mg Chl/m <sup>2</sup>    | 22.49 | 21.54 | 22.15 | 21.76 | 21.99               | 1.91     |
| jexpChl in mg Chl/m <sup>2</sup> | 0.341 | 0.184 | 0.277 | 0.140 | 0.236               | 38.47    |

Tabelle 6.2: Ergebnisse des Modellexperiments zum Einfluß der vier Lichtfeldbeschreibungen auf das pelagische Ökosystem bei ESTOC. Die diagnostischen Variablen (jPP, jDCM, jCchl und jexpChl) werden in Abschnitt 6.2 erläutert.  $\bar{\phantom{x}}$  ist der Durchschnittswert aller vier Experimente und  $\pm \%$  die relative Standardabweichung.

für das Wachstum von Phytoplankton im Pelagial. Es besteht aber ein deutlicher Einfluß auf die vertikale und zeitliche Verteilung des Chlorophylls. So variiert jDCM (Mittelwert 98 m) um  $\pm 11.66 \%$  und der Chlorophyllgehalt in Oberflächennähe, ausgedrückt durch jexpChl, sogar um  $\pm 38.47 \%$ . Die Abbildungen 6.10 und 6.11, welche den mittleren Jahresgang des Chlorophylls, bzw. dessen Integral über die oberen 150 m der Wassersäule darstellen, verdeutlichen ebenfalls die Sensitivität der Simulation gegenüber der gewählten Lichtfeldbeschreibung.

Es ist Ziel dieses Modellexperimentes, die Aufmerksamkeit gegenüber dem wichtigen Parameter Licht im Ozean in der Modellierung zu schärfen. Aus dem Vergleich heraus können folgende Ergebnisse identifiziert werden:

- Parameterisierung a1) und c) resultieren aus dem gleichen großen experimentellen Datensatz (Morel, 1988) und zeigen aber keine vergleichbare Lichteindringtiefen für die in Abschnitt 5.3 untersuchten Situationen. Für alle dort untersuchten Chlorophyllprofile führte der Ansatz c) zu größten 1%-Tiefen. Dies spiegelt sich auch in der fünfjährigen Simulation wider, die in der Beschreibung c) das tiefste DCM hervorruft, was ein tiefes Eindringen photosynthetisch verfügbarer Strahlung in die Wassersäule anzeigt. Der signifikante Unterschied in der Chlorophylldynamik (Abb. 6.10) macht deutlich, daß die Beschreibung a1) keine robuste Näherung des 61 Wellenbänder Ansatzes c) ist.
- Die Beschreibung a1) enthält keine Abhängigkeit von der vertikalen Verteilung des Chlorophylls, d.h. homogene und nichthomogene Planktonprofile können zur gleichen  $PAR(z)$ -Verteilung führen, wenn der mittlere Chlorophyllgehalt gleich ist. Diese unrealistische Eigenschaft führt zu einer Schwächung der Lichteindringtiefe und damit zu einer Abflachung des DCM. Trotz der Tatsache, daß die Primärproduktion aus vorher bereits diskutierten Gründen kaum beeinflusst wird, ist der Einfluß auf die Entwicklung des Phytoplanktons stark.

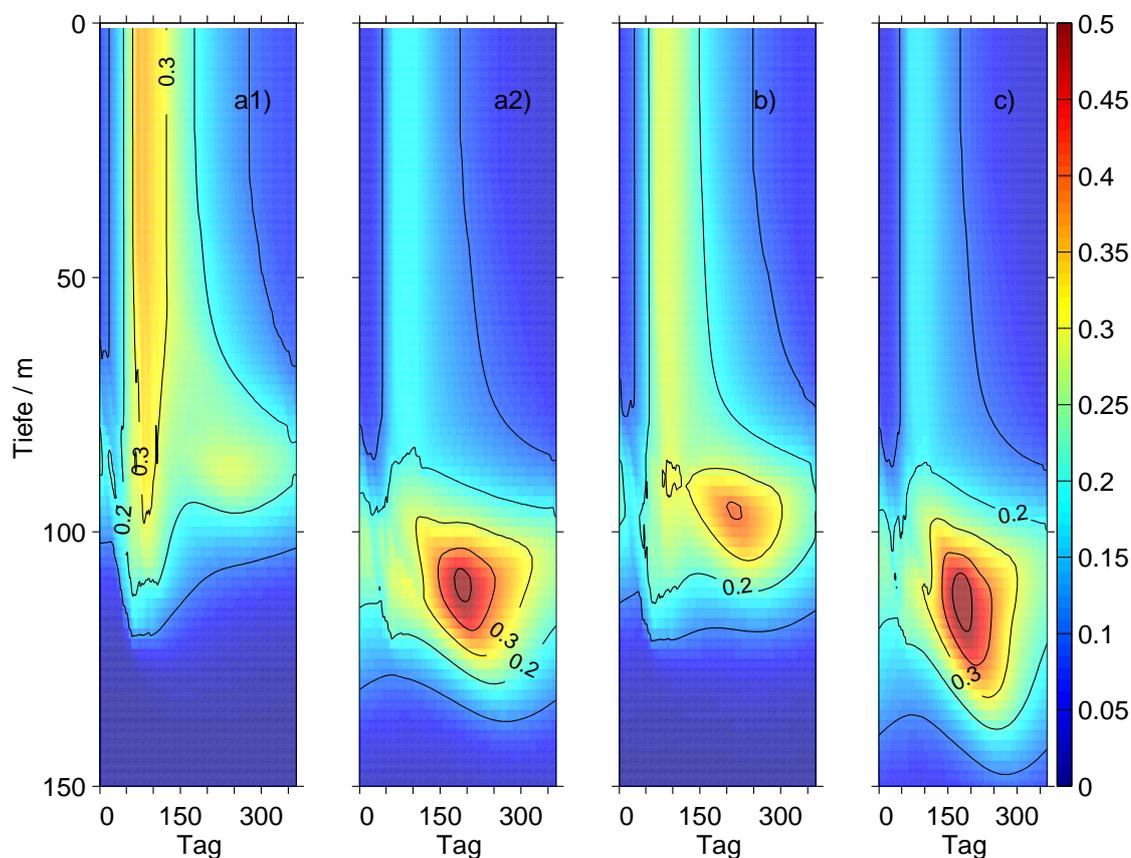


Abbildung 6.10: Mittlere Chlorophyllverteilung in  $\text{mg Chl/m}^3$  für die vier Lichtfeldbeschreibungen im Modellexperiment.

- Wie bereits vorher erwähnt, basieren die Beschreibungen a1) und c) auf dem gleichen Satz von beobachteten Daten. Diese wurden in mehreren Seegebieten gewonnen und haben daher eine generelle Aussagekraft für globale Anwendungen. Der Vorteil des monoexponentiellen Ansatzes a2) sowie des bimodalen b) liegt demgegenüber in der einfach zu interpretierenden Struktur und Flexibilität der Parameter. Diese erlauben eine einfache Anpassung an beobachtete Größen, wie z.B.  $k_w$  oder  $k_{chl}$ , innerhalb von Ökosystemmodellen. Es ist wichtig hier klarzustellen, daß, obwohl der Ansatz c) die spektralen Eigenschaften von Licht in der Wassersäule sehr genau beschreibt, die einzelnen Parameter nicht für die ESTOC-Station individuell bestimmt wurden, sondern direkt der Arbeit von Morel (1988) entnommen wurden.
- Die vielfach verwendete monoexponentielle Beschreibung a2) vernachlässigt den stärksten Abfall von  $PAR(z)$  in der oberen Wassersäule durch die Absorption

roten Lichtes, welche in den Ansätzen b) und c) enthalten ist. Die Lichteindringtiefe ist daher überschätzt und resultiert in einem tiefen DCM  $\sim 104$  m. Der Ansatz b) liefert demzufolge ein etwas flacheres DCM bei  $\sim 94$  m. Das tiefe Chlorophyllmaximum aus Beschreibung c) liegt noch tiefer ( $\sim 110$  m), als das durch Ansatz a2) hervorgerufene, in Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus Abschnitt 5.3.

- Das vertikal integrierte Chlorophyll (Abb. 6.11) zeigt eine starke Variation zwischen den vier Beschreibungen, speziell von Tag 60 bis 200. Beide Parameterisierungen mit DCM unterhalb 100 m erzeugen ein flacheres integriertes Chlorophyllsignal, ohne ein deutliches Blütemaximum, wie bei Ansatz a1) und b) und den beobachteten Daten. Dies kann durch den erhöhten Anteil von Zooplankton (Abb. 6.8) erklärt werden, der einer höheren Konzentration von Phytoplankton im DCM folgt (größer  $0.4 \text{ mg Chl/m}^3$ ).
- Das exponentiell gewichtete Chlorophyll, praktisch ein Maß des Chlorophyllgehaltes in Oberflächennähe, zeigt die stärkste Variation innerhalb der verglichenen Lichtfeldansätze (Tabelle 6.2). Während sich die Tiefe des Chlorophyllmaximums mit der Beschreibung von  $PAR(z)$  ändert, bleibt der jährliche Chlorophyllgehalt an sich relativ konstant. Das Ergebnis ist ein exponentiell gewichteter Chlorophyllgehalt, der sich invers proportional zur Tiefe des DCM verhält. Der Chlorophyllgehalt nahe der Oberfläche ist insbesondere von Interesse, wenn Modellergebnisse mit Chlorophyllkonzentrationen verglichen werden sollen, die aus Meeresfarbinformationen abgelitten wurden. Diese Daten, die über große Gebiete und lange Zeitskalen verfügbar sind, beschränken sich auf die Oberfläche und müssen daher für die Berechnung von Primärproduktionsdaten über die euphotische Zone extrapoliert werden (siehe z.B. Platt & Sathyendranath, 1988). Die Validierung und Parameteroptimierung biogeochemischer Modelle, speziell auf regionalen oder beckenweiten Skalen, wird stark von der erfolgreichen Kopplung von Satellitenbeobachtungen und Modellbeschreibungen abhängen. Die Beschreibung des Lichtfeldes spielt hierbei, wie dieses Modellexperiment zeigt, eine wichtige Rolle.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß für eine realistische Beschreibung des pelagischen Ökosystems nördlich der Kanarischen Inseln eine  $PAR(z)$  Beschreibung gewählt werden sollte, welche die zwei Hauptmerkmale sichtbaren Lichtes in der Wassersäule berücksichtigt: 1) erhöhtes  $k_{PAR}$  nahe der Oberfläche und 2) eine Abhängigkeit von der vertikalen Verteilung des Chlorophylls. Der multiband-Ansatz von Morel (1988) und die modifizierte bimodale Beschreibung, die in Abschnitt 5.3 entwickelt wurde, zeigen beide diese Eigenschaften. Der erste Ansatz ist in der Praxis sehr rechenzeitintensiv (Faktor 20 langsamer) und daher nicht geeignet für den Einsatz innerhalb von größeren 3-dimensionalen Modellen. Die modifizierte bimodale Beschrei-

bung ist rechentechnisch einfach und liefert für entsprechend gewählte Parameter eine gute Approximation von  $PAR(z)$  in 1- und 3-dimensionalen Modellen. Die Ergebnisse dieses Modellexperimentes lassen vermuten, daß eine akkurate Parameterisierung des Unterwasserlichtfeldes für die Simulation biophysikalischer Prozesse im Hinblick auf die Primärproduktion in den Subtropen nicht wichtig ist. Jedoch zeigt sich der signifikante Einfluß des Lichtmodells auf die simulierte Entwicklung des Phytoplanktons in Raum und Zeit. Dies ist speziell von Interesse, wenn das Modell durch Satelliteninformationen validiert und optimiert werden soll. Die hier gewonnenen Ergebnisse beziehen sich auf die oligotrophe Situation bei ESTOC. Da das Wachstum in diesen Regionen allgemein als nährstofflimitiert und nicht als lichtlimitiert angesehen werden kann, ist es verständlich, daß die Primärproduktion eher unberührt von Änderungen des Lichtfeldes bleibt. In höheren Breiten gewinnt die Lichtlimitierung jedoch vermehrt an Bedeutung (z.B. Longhurst, 1995) und es ist zu vermuten, daß dort nicht nur die Verteilung des Phytoplanktons, sondern auch die Primärproduktion durch die gewählte Beschreibung von  $PAR(z)$  beeinflusst wird.

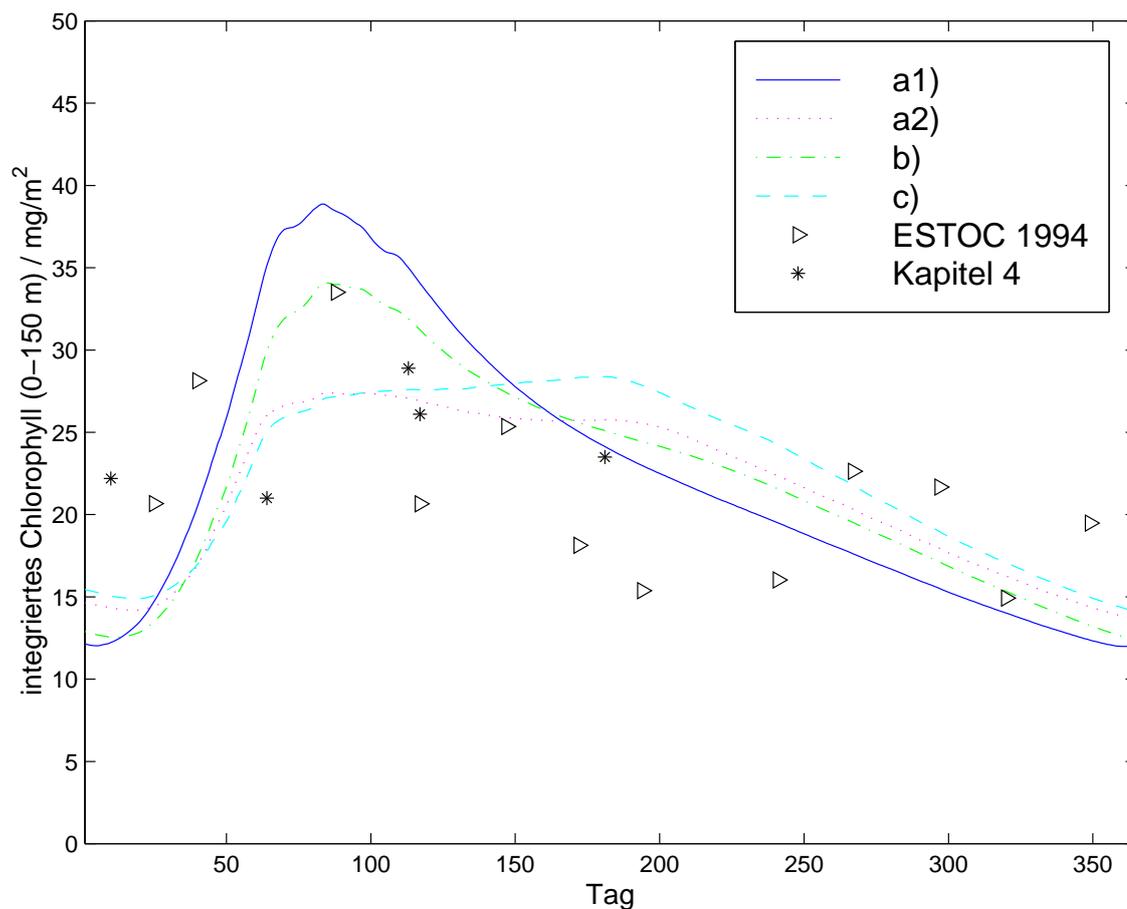


Abbildung 6.11: Jahresgang des integrierten Chlorophylls in  $\text{mg Chl}/\text{m}^2$  für die vier Lichtfeldparameterisierungen im Modellexperiment. Zum Vergleich sind experimentelle Daten von ESTOC Februar 1994 bis Januar 1995 (Llinás *et al.*, 1997) und die Beobachtungen aus Kapitel 4 angegeben.

# Kapitel 7

## Die Rolle bio-optischer Modelle

Nach der experimentellen Untersuchung physikalischer, biologischer und optischer Prozesse nördlich der Kanarischen Inseln in den Kapiteln 2 bis 4 und der Simulation der Lichtausbreitung im Ozean und ihres Einflusses auf ein 1-dimensionales Modell bei ESTOC in den Kapiteln 5 und 6 werden in diesem letzten Kapitel die Ergebnisse zusammengefaßt diskutiert. Dabei wird in einem ersten Schritt die jährliche Primärproduktion bei ESTOC, als Ergebnis einer Modifikation des Modells aus Kapitel 6 abgeschätzt. Folgend wird die Messung und Simulation von bio-optischen Prozessen zusammenfassend betrachtet und die Umsetzung der gewonnenen Erkenntnisse auf andere Seegebiete angesprochen. Ein abschließender Ausblick auf offene und zukünftige Fragestellungen gibt Anregungen für eine Fortführung der bio-optischen Untersuchungen in Modell und Experiment.

### 7.1 Die jährliche Primärproduktion bei ESTOC

Im vorherigen Kapitel wurden die Auswirkungen verschiedener Lichtfeldbeschreibungen auf ein physikalisch-biologisches Modell gezielt untersucht. Dadurch konnte gezeigt werden, daß eine starke Beeinflussung der räumlichen und zeitlichen Entwicklung des simulierten Ökosystems durch diesen optischen Parameter existiert. Im folgenden Abschnitt wird das bestehende Modell weiterentwickelt, um auch die Primärproduktion bei ESTOC quantitativ zu bestimmen.

Die geringe Produktivität welche das Modell aus Kapitel 6 liefert, ist auf die Unterschätzung der regenerierten Produktion zurückzuführen. Dieses Wachstum auf der Basis von Ammonium spielt besonders in oligothropen Gebieten eine maßgebliche Rolle für die Gesamtproduktivität des Systems (totale = neue + regenerierte Produktion) und die vorhandene pflanzliche Biomasse (Eppley & Peterson, 1979; Ber-

ger *et al.*, 1989; siehe auch Abschnitt 1.1). Um diesem Prozeß Rechnung zu tragen wird das stickstoffbasierte NPZD-Modell aus Abschnitt 6.1 um ein schnelles Recycling des Phytoplanktons und seiner Abbauprodukte erweitert, welches die langsamere Remineralisation des Detritus ergänzt (Abb. 7.1). Diese sekundäre Produktion, auch als *microbial loop* bezeichnet (Ducklow, 1983), wird durch bakterielle Aktivität ermöglicht, die im Epipelagial verstärkt vorhanden ist, wie in Kapitel 3 anhand analysierter Wasserproben gezeigt wurde. Im Gegensatz z.B. zu dem Modell von Fasham *et al.* (1990) wird darauf verzichtet, Ammonium als Kompartiment neben dem Nitrat zu ergänzen, da keine Ammoniumdaten von der ESTOC-Station vorliegen und damit zusätzliche Freiheitsgrade in das System eingebracht würden, die nicht dem Ansatz dieses bewußt einfach gestalteten biologischen Modells entsprechen. Das Kompartiment  $N$  ist demzufolge als Nährstoffpool zu verstehen.

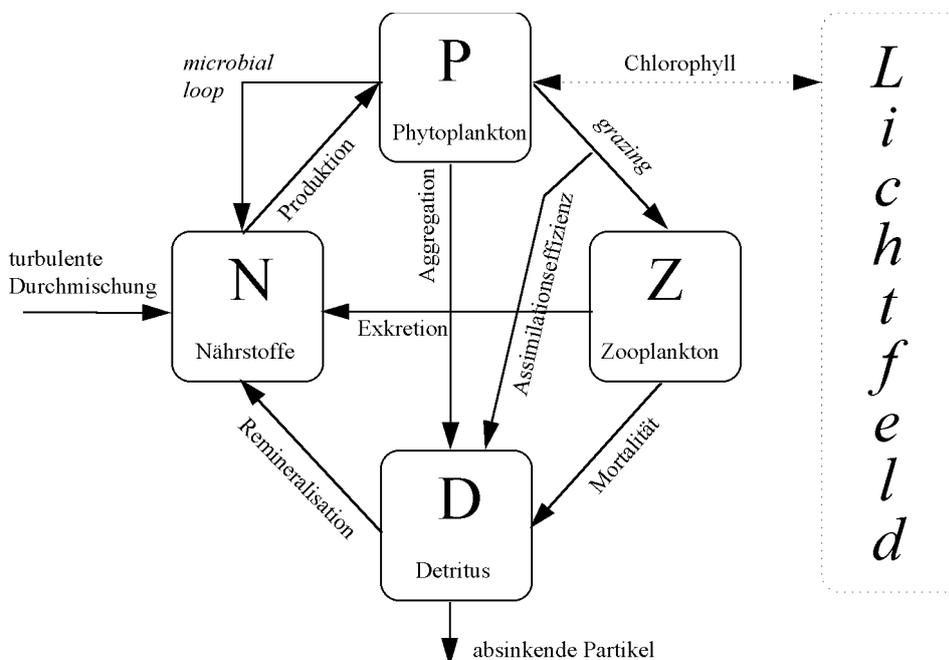


Abbildung 7.1: Kompartimente und Flüsse des um einen linearen  $P \rightarrow N$ -Rückfluß ( $\mu_{P2} \cdot P$ , *microbial loop*) erweiterten biologischen Modells. Der  $P \rightarrow D$ -Fluß beschreibt im Gegensatz zum Modell aus Abschnitt 6.1 die Aggregation  $\mu_{P1} P^2$ .

Die neueingeführte schnelle Verfügbarkeit von Nährstoffen innerhalb des *microbial loop* parameterisiert die spezifische Mortalität des Phytoplanktons (vormals  $P \rightarrow D$ ) und führt zu einem erhöhten Phytoplanktonwachstum. Anstelle des vormals linearen Verlustterms  $P \rightarrow D$  bleibt eine quadratische Funktion, welche die Aggrega-

| Parameter                             | Symbol     | Wert      | Einheit                              |
|---------------------------------------|------------|-----------|--------------------------------------|
| Phytoplankton ( $P$ ):                |            |           |                                      |
| Anfangssteigung der $P$ vs $E$ -Kurve | $\alpha$   | 0.02–0.14 | $\text{m}^2/(\text{dW})$             |
| maximale Wachstumsrate                | $a$        | 0.6       | 1/d                                  |
|                                       | $b$        | 1.066     |                                      |
|                                       | $c$        | 1.0       | $1/^\circ\text{C}$                   |
| Halbsättigungsrate der $N$ Aufnahme   | $k_1$      | 0.5       | $\text{mmol}/\text{m}^3$             |
| Aggregation                           | $\mu_{P1}$ | 0.05      | 1/d <sup>2</sup>                     |
| <i>microbial loop</i>                 | $\mu_{P2}$ | 0.075     | 1/d                                  |
| Zooplankton ( $Z$ ):                  |            |           |                                      |
| Assimilationsrate                     | $\gamma_1$ | 0.75      |                                      |
| maximale Freßrate                     | $g$        | 2.0       | 1/d                                  |
| Beutefangrate                         | $\epsilon$ | 1.0       | $1/(\text{d}(\text{mmol m}^{-3})^2)$ |
| quadratische Sterberate               | $\mu_Z$    | 0.20      | $1/(\text{d}(\text{mmol m}^{-3})^2)$ |
| Ausscheidungen                        | $\gamma_2$ | 0.03      | 1/d                                  |
| Detritus ( $D$ ):                     |            |           |                                      |
| Remineralisationsrate                 | $\mu_D$    | 0.05      | 1/d                                  |
| Sinkgeschwindigkeit                   | $w_s$      | 5.0       | m/d                                  |

Tabelle 7.1: Parameter des modifizierten NPZD-Modells.

tion sterbenden Phytoplanktons zu größeren Partikeln beschreibt, was während einer Algenblüte zu einem stark erhöhten Fluß führt (Doney *et al.*, 1996). Die veränderten Quellen&Senken-Terme der biologischen Simulation ergeben sich damit zu

$$Q\&S(P) = \bar{J}(z, t, N) P - G(P) Z - \mu_{P1} P^2 - \mu_{P2} P \quad (7.1)$$

$$Q\&S(Z) = \gamma_1 G(P) Z - H (\gamma_2 Z + \mu_Z Z^2) \quad (7.2)$$

$$Q\&S(D) = (1 - \gamma_1) G(P) Z + \mu_{P1} P^2 + H \mu_Z Z^2 - \mu_D D - w_s \frac{\partial D}{\partial z} \quad (7.3)$$

$$Q\&S(N) = \mu_D D + H \gamma_2 Z + \mu_{P2} P - \bar{J}(z, t, N) P \quad (7.4)$$

mit den Wachstums- und Grazingraten aus Abschnitt 6.1. Initialisierung und physikalischer Antrieb des Modells (ESTOC 1989–1993) sind ebenfalls unverändert geblieben. Die Modifikation der biologischen Modellgleichungen geht einher mit der Spezifizierung der neuen Parameter  $\mu_{P1}$  und  $\mu_{P2}$ , welche in Tabelle 7.1 aufgeführt sind. Alle anderen Parameter sind unverändert gehalten. Als Lichtfeldbeschreibung wurde der modifizierte bimodale Ansatz gewählt (Gleichung 5.11) mit  $R=0.4$ ,  $\zeta_1=3.3$  m,  $\zeta_2=33.3$  m, entsprechend der Beobachtungen aus Abschnitt 4.3 und Untersuchungen in den Kapiteln 5 und 6.

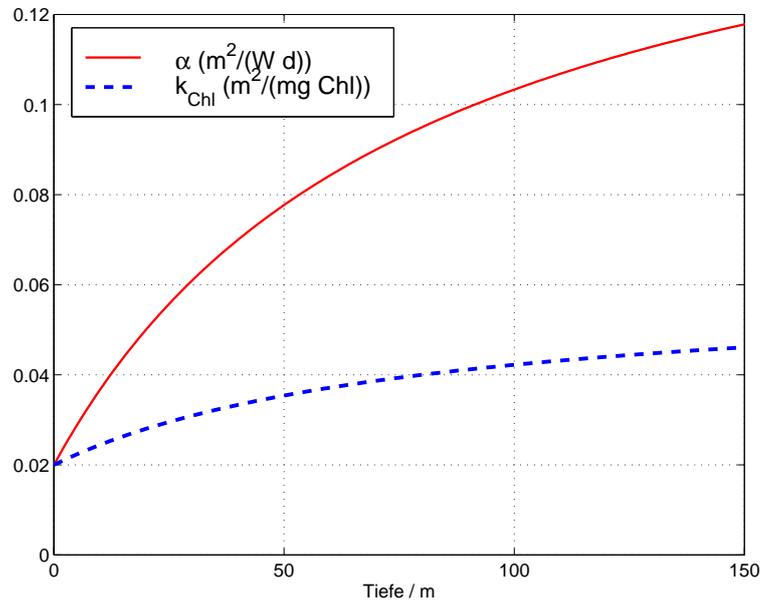
Eine weitere Modifikation wurde bei der Beschreibung des spezifischen Attenua-

tionskoeffizienten  $k_{Chl}$  und der Anfangssteigung der  $PvsE$ -Kurve  $\alpha$  vorgenommen.  $k_{Chl}$  wurde in Abschnitt 4.3 mit  $\approx 0.4 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$  bestimmt, wobei im wesentlichen auf die Stationen im Auftriebsgebiet zurückgegriffen wurde, welche Chlorophyllkonzentrationen  $> 0.6 \text{ mg/m}^3$  aufweisen. Dieses Maximum liegt stets im DCM, d.h. an der Küste im Bereich von 50–80 m. Atlas & Bannister (1980) beschreiben  $k_{Chl}$  als spezies- und tiefenabhängig und finden für klare ozeanische Gewässer, wie sie bei den Kanaren vorliegen, einen Anstieg von  $k_{Chl}$  mit der Tiefe. Dieses Ergebnis ist aus der Betrachtung der Wechselwirkung von Unterwasserlichtfeld und Chlorophyllabsorption nachvollziehbar. Mit zunehmender Tiefe wird im oligotrophen Ozean das verfügbare Licht auf den blauen Spektralbereich reduziert. Die in der Lichtfeldbeschreibung approximierte Absorptionseffektivität des Chlorophyll  $a$ , dessen Absorptionsbande im gleichen Spektralbereich liegt, steigt demzufolge mit der Tiefe, da  $k_{Chl}$  (wie auch  $k_w$  und  $PAR$ ) eine integrative Größe ist. Gleiches gilt für die Effektivität der Photosynthese in größeren Tiefen, welche durch die Anfangssteigung der  $PvsE$ -Kurve  $\alpha$  beschrieben wird. Martinez *et al.* (1999) haben südlich der Azoren einen Anstieg von  $\alpha$  in Korrelation mit der Tiefe beobachtet ( $\alpha = 0.02 \text{ m}^2/(\text{Wd})$  an der Oberfläche, bis zu  $0.12 \text{ m}^2/(\text{Wd})$  in 100 m Tiefe = DCM). Dieser Anstieg kann nicht allein aufgrund der Lichtfeldbeschreibung durch spektrale Banden erklärt werden. Ausschlaggebend ist in erster Linie die Adaption des Phytoplanktons an die geringe Verfügbarkeit photosynthetisch nutzbarer Strahlung (Falkowski & Kolber, 1990; Kirk, 1994). Um die Veränderung beider Parameter mit der Tiefe zu parameterisieren, wurden Michaelis-Menten-Funktionen mit Halbsättigungstiefen von 80 m gewählt (Abb. 7.2):

$$k_{chl}(z) = 0.02 + \frac{0.04 \cdot z}{80 + z} \quad \alpha(z) = 0.02 + \frac{0.15 \cdot z}{80 + z} \quad . \quad (7.5)$$

Diese Beschreibung umfaßt einen nahezu linearen Anstieg der Parameter in der oberen Wassersäule und geringe Änderungen in der Tiefe ( $k_{Chl}(300 \text{ m}) \approx 0.05 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$ ,  $\alpha(300 \text{ m}) \approx 0.14 \text{ m}^2/(\text{Wd})$ ).

Als Ergebnis der Simulation von 1989–1993 ergibt sich ein mittlerer Jahresgang der einzelnen Kompartimente, der in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen bei ESTOC steht (Abb. 7.3). Die Nitratkonzentration der oberen 100 m ist nahezu verschwindend und nur im Winter minimal erhöht. Der Jahresgang des Phytoplanktons ist durch die Ausbildung eines tiefen Chlorophyllmaximums in ca.  $90 \pm 10 \text{ m}$  mit maximalen Konzentrationen von  $0.5 \text{ mg/m}^3$  gut charakterisiert. Die Konzentration des Zooplanktons nordwestlich der Kanaren ( $30^\circ \text{N}$ ,  $28^\circ \text{W}$ ) wird von Medina *et al.* (1999) für den August 1998 mit  $\sim 0.9 \text{ mg C/m}^3$  im Mittel der oberen 200 m angegeben. Die Konzentration des Zooplanktons in der Simulation liegt um einen Faktor 2 geringer ( $0.4 \text{ mg C/m}^3$ ), aber in der richtigen Größenordnung. Der Jahresgang der mittleren Zooplanktonkonzentration der oberen 200 m variiert von  $0.10$ – $0.47 \text{ mg C/m}^3$  und hat sein Maximum 88 Tage nach dem des Chlorophylls. Der Umrechnung von

Abbildung 7.2: Tiefenabhängiger Verlauf von  $\alpha$  und  $k_{\text{Chl}}$ .

Stickstoffeinheiten in Kohlenstoffangaben liegt das C:N-Verhältnis von 106:16 zugrunde. Daraus folgt:  $1 \text{ mmol N/m}^3 = 6.625 \cdot 12 \text{ mg C/m}^3$ .

Der Jahresgang des integrierten Chlorophylls der oberen 150 m zeigt eine stärkere saisonale Dynamik der Simulation im Vergleich zu den ESTOC-Daten von Llinás *et al.* (1997) und den Ergebnissen aus Kapitel 4 (Abb. 7.4), liegt aber noch in dem von Barton *et al.* (1998) für die Region angegebenen Bereich von 15–60 mg Chl/m<sup>2</sup>. Ursache einer derart geringen Variabilität des Chlorophyllgehalts kann eine noch stärkere Rolle der regenerierten Produktion bei ESTOC sein, als sie bereits im modifizierten Modell berücksichtigt wird. Eine zusätzliche Dämpfung der Variation des Phytoplanktongehaltes könnte durch einen erhöhten Zooplanktonbestand hervorgerufen werden, der auch vom modifizierten Modell möglicherweise unterschätzt wird (siehe die Jäger-Beute Dynamik aus Abschnitt 6.1). Im Jahresmittel stimmen Simulation ( $j_{\text{Chl}} = 24.0 \text{ mg Chl/m}^2$ ) und Beobachtung ( $j_{\text{Chl}} = 21.4 \text{ mg Chl/m}^2$ ) gut überein. Der mittlere jährliche exponentiell gewichtete Chlorophyllgehalt in Oberflächennähe ( $j_{\text{expChl}}$ , siehe Abschnitt 6.2) liegt bei  $0.388 \text{ mg Chl/m}^2$ . Für die mittlere 10%- und 1%-Tiefe von *PAR* ergeben sich  $53 \pm 10 \text{ m}$  und  $111 \pm 24 \text{ m}$ , in guter Übereinstimmung mit den Lichtfeldmessungen aus Abschnitt 4.3.

Entscheidend für das schnelle Recycling ist der Abbau von Phytoplankton im *microbial loop*, bestimmt durch den Parameter  $\mu_{P2} = 0.075$  (Doney *et al.*, 1996). Damit einhergehend ist die verstärkte Produktivität des Modells, die bis zu  $3 \text{ mg C}/(\text{m}^3\text{d})$

im DCM beträgt (Abb. 7.5). Barton *et al.* (1998) haben im Oktober 1991 in der durchmischten Schicht  $0.5 \text{ mg C}/(\text{m}^3\text{d})$  gemessen, was durch das Modell genau wiedergegeben wird. Die integrierte Produktivität der oberen 150 m liegt im Herbst bei  $40\text{--}60 \text{ mg C}/(\text{m}^2\text{d})$  und damit etwas höher, als von Li (1994) beobachtet ( $25\text{--}30 \text{ mg C}/(\text{m}^2\text{d})$ ). Im späten Winter und zu Frühlingsbeginn steigt die Primärproduktion in der gesamten Wassersäule steil auf  $150 \pm 10 \text{ mg C}/(\text{m}^2\text{d})$  an. Die jährliche totale Primärproduktion liegt in der Simulation bei  $37.22 \text{ g C}/(\text{m}^2\text{a})$  und damit im Bereich der  $\sim 60 \text{ g C}/(\text{m}^2\text{a})$  nach Berger (1989), siehe Abb. 1.4 zu Anfang dieser Arbeit. In der Abb. 7.6 sind die mittleren Kohlenstoffflüsse des modifizierten biologischen Modells im Vergleich zum ursprünglichen Modell mit Lichtfeldbeschreibung b) aus Kapitel 6 in der euphotischen Zone (obere 120 m) dargestellt. Durch die Modifikation betroffen ist im wesentlichen der schnelle Kreislauf des Stickstoffs zwischen Phytoplankton und Nährstoffpool. Alle anderen Flüsse bleiben relativ gleich, insbesondere auch die Im- und Exporte. Verschiedene Autoren halten einen seitlichen Biomasseeintrag durch weitreichende Filamente für möglich (Nykjaer, 1988; Knoll *et al.*, 1995; Barton *et al.*, 1998). Ebenso erzeugen mesoskalige Wirbel lokalen Auf- bzw. Abtrieb und beeinflussen damit die Wachstumsbedingungen in der euphotischen Zone (McClain & Firestone, 1993; Aristegui *et al.*, 1997). Es ist zu vermuten, daß die hier berechnete Produktivität bei ESTOC eine untere Grenze darstellt, da laterale und konvektive Einflüsse im 1-dimensionalen Modell nicht berücksichtigt werden können.

## 7.2 Die Rolle bio-optischer Prozesse

Die Messung bio-optischer Parameter nördlich der Kanarischen Inseln, ergänzt durch biologische und chemische Analysedaten, hat die räumliche und zeitliche Beschreibung des pelagischen Ökosystems ermöglicht. Der Jahresgang des Phytoplanktons, von der winterlichen Durchmischung über die Frühjahrsblüte bis hin zur Ausbildung eines stabilen tiefen Chlorophyllmaximums, konnte in Übereinstimmung mit früheren Beobachtungen durch die kalibrierten *in situ* Chlorophyllfluoreszenzprofile reproduziert werden (Abschnitt 4.3). Die hochauflösenden Daten geben dabei Hinweise auf Maxima, die der Analyse von Wasserproben aus diskreten Tiefen verborgen bleiben. Die zonale Veränderung physikalischer wie biologischer Parameter verdeutlicht die enge Kopplung an die Hydrographie, die in Kapitel 2 sowohl für die gesamte Wassersäule, als auch für das Epipelagial anhand von CTD-Daten der durchgeführten Expeditionen dargestellt wurde.

Durch die Einteilung in drei Zonen entlang des  $29^\circ \text{ N}$ -Schnittes konnte der zonale Übergang vom offenen Ozean hin zum küstennahen Auftriebsgebiet gezeigt werden. Dieser gilt, wie die Ergebnisse aus Kapitel 4 belegen, sowohl für physikalische Kenn-

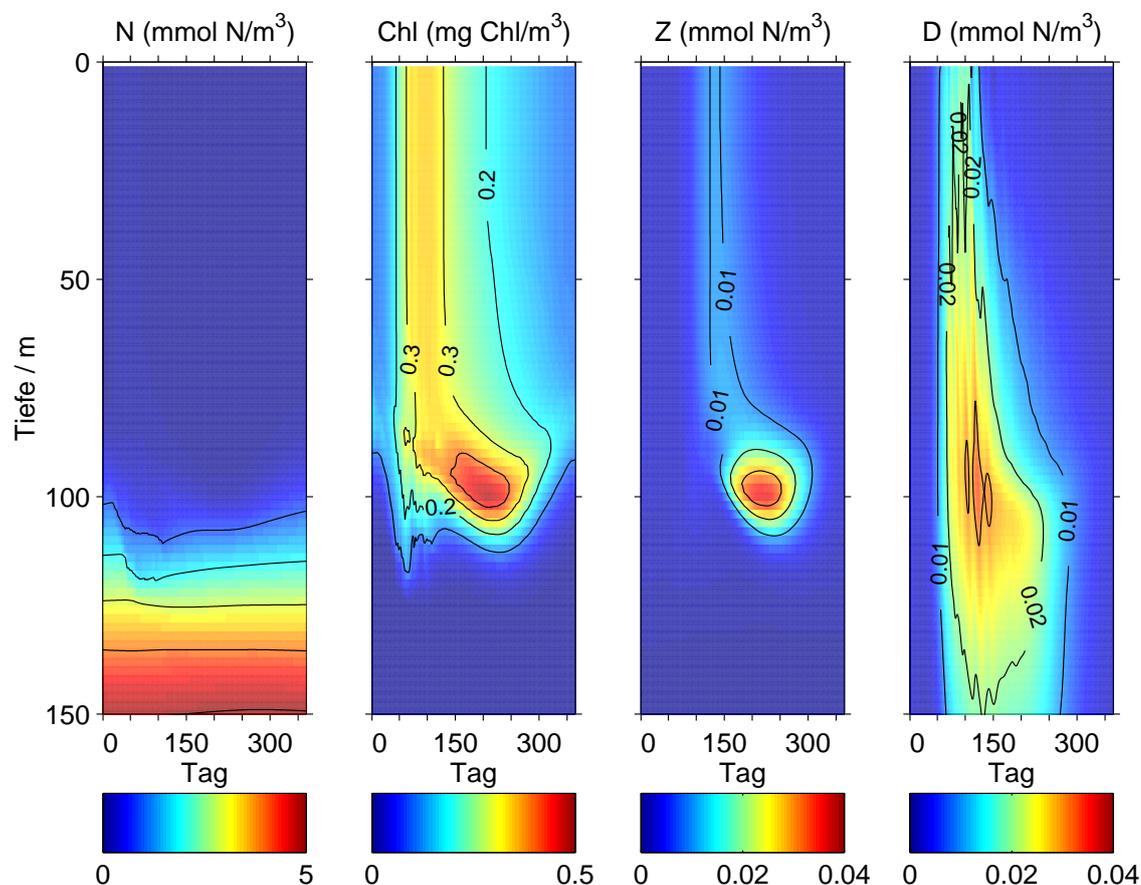


Abbildung 7.3: Mittlerer Jahresgang der einzelnen Kompartimente im modifizierten NPZD-Modell.  $P$  ist in Chlorophyllkonzentrationen umgerechnet ( $Chl = 1.59 \cdot P$ ).

größen (Tiefe der durchmischten Schicht, Meeresoberflächentemperatur), als auch für biologische (Tiefe des Chlorophyllmaximums, integriertes Chlorophyll in der Wassersäule, maximale Chlorophyllkonzentration) und optische Eigenschaften (vertikale Attenuationskoeffizienten sowie 10%- und 1%-Tiefe der photosynthetisch verfügbaren Strahlung). Die bio-optische Bestimmung der Gewässer nördlich der Kanarischen Inseln als Fall 1 nach Morel & Prieur (1977) mit Jerlov (1976) Wassertypen von IA bis II, in Abhängigkeit der vorhandenen Algenbiomasse, ergänzt die bisher publizierten physikalischen und biologischen Beobachtungen dieser Region.

Um die existierenden unterschiedlichen Ansätze zur Lichtfeldbeschreibung zu vergleichen, wurden drei typische Situationen des Phytoplanktonjahresganges und vier vom Ansatz her unterschiedliche Parameterisierungen von  $PAR$  ausgewählt (Kapitel 5). Als wesentliche Merkmale einer realistischen Beschreibung der Lichtausbreitung

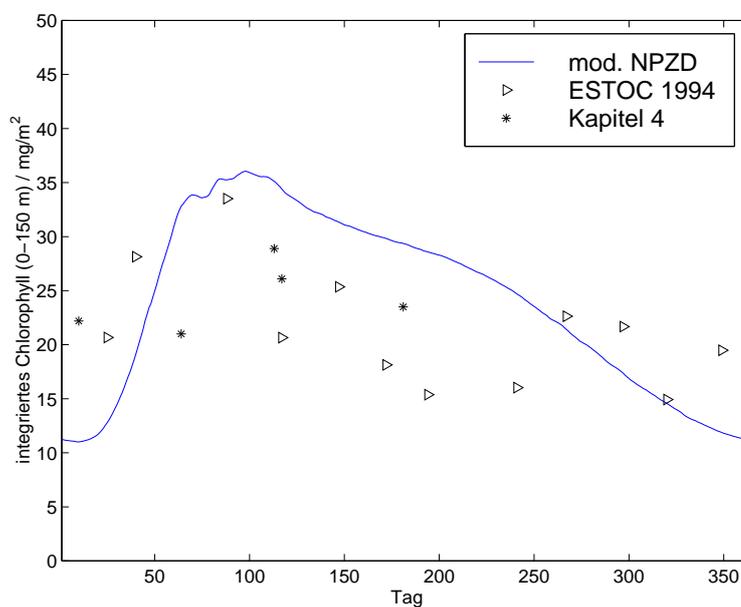


Abbildung 7.4: Jahresgang des integrierten Chlorophylls in  $\text{mg Chl/m}^2$  des modifizierten NPZD-Modells. Zum Vergleich sind experimentelle Daten von ESTOC Februar 1994 bis Januar 1995 (Linás *et al.*, 1997) und die Beobachtungen aus Kapitel 4 angegeben.

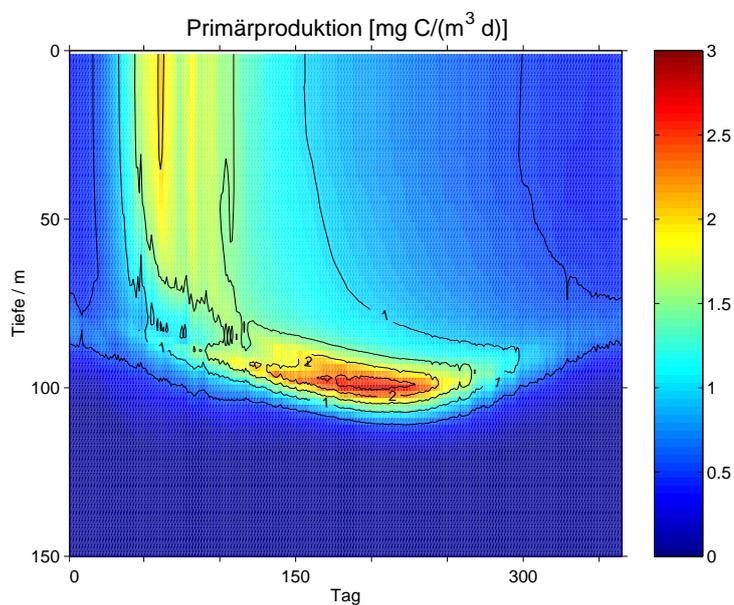


Abbildung 7.5: Mittlerer Jahresgang der Primärproduktion im modifizierten NPZD-Modell bei ESTOC. Die Umrechnung von C:N erfolgt über ein festes Redfield-Verhältnis von 106:16.

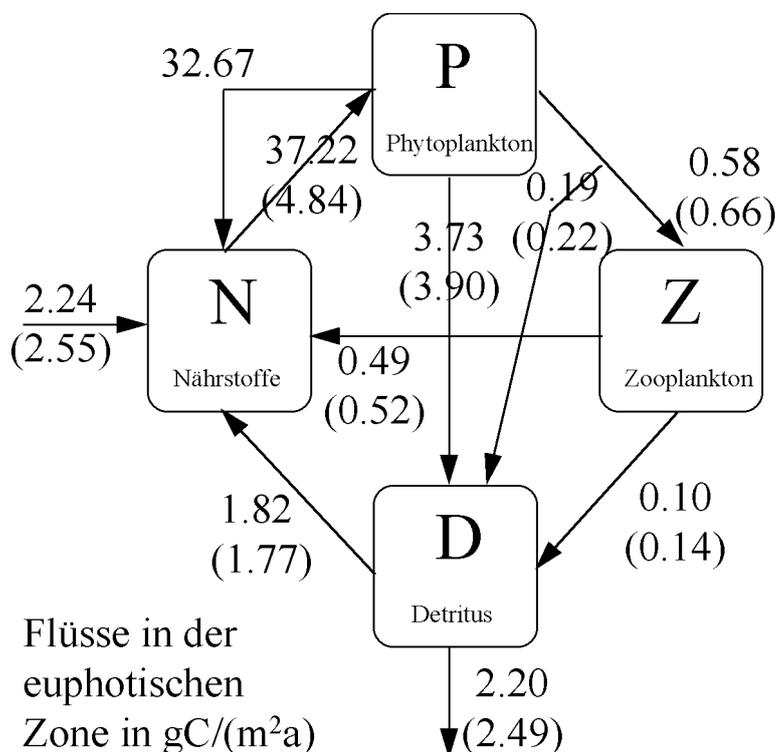


Abbildung 7.6: Mittlere Kohlenstoffflüsse des modifizierten biologischen Modells und des ursprünglichen Modells mit Lichtfeldbeschreibung b) aus Kapitel 6 (in Klammern) in der euphotischen Zone (obere 120 m). Die jährliche Primärproduktion, beschrieben durch den  $P \rightarrow N$ -Fluß bei ESTOC beträgt  $37.22 \text{ gC}/(\text{m}^2\text{a})$  im modifizierten Modell und  $4.84 \text{ gC}/(\text{m}^2\text{a})$  in der ursprünglichen Simulation.

im Ozean wurden dabei die erhöhte Abschwächung von  $PAR$  in Oberflächennähe sowie die Beeinflussung durch die vertikale Verteilung des Chlorophylls identifiziert. Signifikante Beiträge durch Änderungen der Gelbstoffabsorption, sowie durch streuende Partikel konnten bereits in den Kapiteln 3 und 4 ausgeschlossen werden. Mithilfe der in Abschnitt 4.3 bestimmten spezifischen und vertikalen Attenuationskoeffizienten konnten der monoexponentielle Ansatz von Evans & Parslow (1985) und die bimodale Beschreibung von Paulson & Simpson (1977) auf die spezielle Situation bei ESTOC angepaßt werden. Letztendlich stellt der hier vorgeschlagene modifizierte bimodale Ansatz

$$PAR(z) = PAR(0^-) \left[ Re^{\left(\frac{-z}{\zeta_1}\right)} + (1 - R) e^{\left(\frac{-z}{\zeta_2} - k_{Chl} \int_0^z Chl(z') dz'\right)} \right] \quad (7.6)$$

mit  $R=0.4$ ,  $\zeta_1=3.3 \text{ m}$ ,  $\zeta_2=33.3 \text{ m}$  und  $k_{Chl}=0.02-0.04 \text{ m}^2/(\text{mg Chl})$  eine realistische und zugleich effektive Methode dar, die Ausbreitung photosynthetisch verfügbarer

Strahlung in der Wassersäule bei ESTOC zu beschreiben.

Der Einfluß der Lichtfeldbeschreibung wird im Vergleich der 1-dimensionalen Simulation bei ESTOC von 1989–1993 deutlich (Kapitel 6). Für ein gegebenes physikalisches System wird die Evolution eines einfachen biologischen Modells unter alternativer Verwendung der vier ausgewählten  $PAR(z)$ -Ansätze beschrieben. Die Schwankungen der in diesem Modellexperiment noch unterschätzten Primärproduktion sind sehr gering, was auf die dominante Nährstofflimitierung bei ESTOC hinweist. Ein wesentlicher Einfluß besteht auf die vertikale und zeitliche Entwicklung des Chlorophylls, was sowohl in der Tiefe des Chlorophyllmaximums, als auch bei der Chlorophyllkonzentration an der Oberfläche zu erheblichen Unterschieden führt, je nach verwendeter Lichtfeldbeschreibung. Da gerade in der korrekten Beschreibung der Phytoplanktondynamik ein wesentlicher Aspekt vertikal auflösender mariner Ökosystemmodelle besteht und die Chlorophyllkonzentration in Oberflächennähe für die Kopplung von Modellergebnissen und radiometrischen Fernerkundungsdaten notwendig ist, wird eine qualitativ wie quantitativ gute Beschreibung des Lichtes als essentiell angesehen. Die Modifikation des 1-dimensionalen Modells in Abschnitt 7.1 ermöglicht schließlich eine Abschätzung der Primärproduktion bei ESTOC, die im Rahmen veröffentlichter Beobachtungen liegt und somit einen Beitrag zur in Kapitel 1 angesprochenen globalen Fragestellung des marinen Kohlenstoffkreislaufs leistet.

Die Ergebnisse der hier vorgestellten Untersuchungen sind nicht auf die Kanarenregion beschränkt, sondern lassen sich auch auf andere Regionen umsetzen. Nährstofflimitierung und die Ausbildung eines tiefen Chlorophyllmaximums sind in weiten Teilen des Atlantischen, Pazifischen und Indischen Ozeans vorzufinden (Tomczak & Godfrey, 1994). Auftriebsgebiete existieren entlang der Kontinente, in Abhängigkeit von den regionalen Wind- und Strömungsverhältnissen. Von besonderem Interesse dürfte die Durchführung des Modellexperiments aus Kapitel 6 in mittleren Breiten sein, da Lichtlimitierung hier eine wichtige Rolle in der jahreszeitlichen Entwicklung des Phytoplanktons spielt. Geeignet für eine Vergleichsstudie wäre z.B. die *Bermuda Atlantic Time-series Site* (BATS, 32° N, 65° W) für die ein großer Datensatz physikalischer, biogeochemischer und optischer Informationen verfügbar ist. Aber auch andere Langzeitexperimente, wie NABE (*North Atlantic Bloom Experiment*, 47° N, 20° W) und die *ocean weather station* OWS India (59° N, 19° W) stellen mögliche Testszenarien für die Evaluierung bio-optischer Einfüsse innerhalb gekoppelter Modelle dar. Der Einsatz der bio-optischen Untersuchungen und Lichtfeldbeschreibungen in Gebieten höherer Produktivität sowie in Fall 2-Gewässern wird eine deutliche Berücksichtigung von mineralischen Partikeln und Gelbstoff notwendig machen und die Einsetzbarkeit der hier vorgestellten Ansätze einschränken. Die hier notwendigen Erweiterungen, wie z.B. eine explizite Parameterisierung des Gelbstoffs, sind eine interessante Aufgabe an zukünftige Simulationen und Prozeßstudien, besonders im Hinblick auf geplante

Forschungsvorhaben in Nord- und Ostsee.

### 7.3 Ausblick und offene Fragestellungen

Eine naheliegende Weiterentwicklung der 1-dimensionalen Modellexperimente, die im vorherigen Abschnitt für Zeitserienstationen vorgeschlagen werden, ist die Einbindung bio-optischer Parameter in 3-dimensionale, beckenweite Modelle. Ein wesentlicher Vorteil wäre hierbei die Berücksichtigung lateraler und konvektiver Transporte, welche die lokale Produktivität entscheidend beeinflussen können, wie die Abschätzung der Primärproduktion in Abschnitt 7.1 vermuten läßt. Ein mögliches Problem der beckenweiten Modellierung ist die geeignete Initialisierung und Validierung der Simulation. Derart zeitlich wie räumlich hochauflösende Informationen sind nur aus den Daten von Fernerkundungssatelliten ableitbar. Diese beschränken sich aber allein auf den oberflächennahen Bereich und bedürfen einer sorgfältigen Kalibrierung. Der Vergleich von satellitengestützten Radiometerdaten mit Modellergebnissen wird eine geeignete Kopplung beider Verfahren erfordern. Die in dieser Arbeit vorgestellten Ergebnisse geben einen Hinweis auf die signifikante Rolle bio-optischer Parameter in diesem Zusammenhang.

Der durchgeführte Modellvergleich beschränkt sich auf die Beschreibung des Lichtfeldes in der Wassersäule, einem Hauptfaktor für Wachstum in marinen Umgebungen. Mögliche weitere bio-optische Größen für eine variable Beschreibung innerhalb von Ökosystemmodellen sind:

- Die spezifische Chlorophyllattenuation  $k_{Chl}$  und die Anfangssteigung der  $PvsE$ -Kurve  $\alpha$ . Die tiefenabhängige Parameterisierung hat im Abschnitt 7.1 Verwendung gefunden, wobei die spezielle Situation bei ESTOC berücksichtigt wurde. Ein universellerer Einsatz in Form einer variablen Beschreibung könnte Hinweise auf regionale und algenspezifische Änderungen geben.
- Die prompte Chlorophyllfluoreszenz in Abhängigkeit der Chlorophyllkonzentration und des physiologischen Zustandes der Alge. Die in Abschnitt 3.1 berechnete Regression ist als erste Approximation für die klaren Gewässer bei den Kanaren sehr wohl geeignet. Eine detailliertere Untersuchung der Inhibition in Oberflächennähe sowie der Fluoreszenz von Abbauprodukten des Chlorophylls erhöht jedoch die qualitative und quantitative Aussagekraft fluorometrischer Daten (Bretschneider & Siefert, 1998). Die Transformation zwischen Chlorophyllfluoreszenz und -konzentration würde die direkte Assimilation von Fluoreszenzprofilen ermöglichen, die während vieler Forschungsfahrten standardmäßig erhoben werden.

- Tryptophan- und Gelbstofffluoreszenz stehen, wie aus Kapitel 3 ersichtlich wurde, in Zusammenhang mit der Verteilung von Bakterien, labilem und resistentem DOC und anderen gelösten und partikulären Substanzen im Wasser. Ihre Modellierung könnte Einblick in die Entstehungs- und Abbauprozesse gelöster organischer Materie geben, die durch entsprechende Laboranalysen zu verifizieren sind.
- Die spektrale Beschreibung der Globalstrahlung, welche durch den Sonnenstand, die Wolkenverteilung sowie die Wasserdampf- und Ozonkonzentration beeinflusst wird. Desweiteren wird das Unterwasserlichtfeld sowohl in seiner spektralen, als auch in der vertikalen Verteilung durch die Struktur der Wasseroberfläche beeinflusst (Baker & Frouin, 1987; Mobley, 1994). Die detailliertere Beschreibung dieses Überganges von der Atmosphäre zum Ozean könnte die Vergleichbarkeit experimenteller und simulierter Lichtfelddaten erhöhen.

Die Vorteile optischer *in situ* Verfahren, die eine schnelle, hochauflösende und zerstörungsfreie Analyse gelöster und partikulärer Substanzen in der Wassersäule ermöglichen, sind der Ausgangspunkt der in dieser Arbeit vorgestellten Untersuchungen gewesen. Die enge Verbindung physikalischer, biologischer, chemischer und optischer Prozesse erfordert eine interdisziplinäre Herangehensweise und ist ideales Betätigungsfeld für eine Simulation. In der Kombination von Laboranalysen und Beobachtung apparenter Eigenschaften, wie dem spektralen Unterwasserlichtfeld, liegt die Chance eines ganzheitlichen Ansatzes, der komplexe Beschreibungen mit bewußten Approximationen verbindet.

# Literaturverzeichnis

- [1] **Anderson, G. C. (1969):** *Subsurface chlorophyll maximum in the Northeast Pacific Ocean.* Limnol. Oceanogr., Vol. 14, pp. 386-391.
- [2] **Anderson, T. R. (1993):** *A spectrally averaged model of light penetration and photosynthesis.* Limnol. Oceanogr., Vol. 38, pp. 1403-1419.
- [3] **Anderson, L. A. & J. L. Sarmiento (1994):** *Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis.* Global Biogeochem. Cycles, Vol. 8, pp. 65-80.
- [4] **André, J. M. & A. Morel (1991):** *Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery - revisited.* Oceanologica Acta, Vol. 14, pp. 3-22.
- [5] **Aristegui, J., P. Tett, A. Hernández-Guerra, G. Basterretxea, M. F. Montero, K. Wild, P. Sangrá, S. Hernández-León, M. Cantón, J. A. Garcia-Braun, M. Pacheco & E. D. Barton (1997):** *The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variations around Gran Canaria.* Deep-Sea Res. I, Vol. 44, pp. 71-96.
- [6] **Atlas, D. & T. T. Bannister (1980):** *Dependence of mean spectral extinction coefficient of phytoplankton on depth, water color, and species.* Limnol. Oceanogr., Vol. 25, pp. 157-159.
- [7] **Baker, K. & R. Frouin (1987):** *Relation between photosynthetically available radiation and total insolation at the ocean surface under clear skies.* Limnol. Oceanogr., Vol. 32, pp. 1370-1376.
- [8] **Baker, K. S. & R. C. Smith (1982):** *Bio-optical classification and model of natural waters.* Limn. Oceanogr., Vol. 27, pp. 500-509.
- [9] **Balch, W. M., K. A. Kilpatrick & C. C. Trees (1996):** *The 1991 coccolithophore bloom in the central North Atlantic. 1. Optical properties and factors affecting their distribution.* Limnol. Oceanogr., Vol. 41, pp. 1669-1683.

- [10] **Bannister, T. T. (1974a):** *Production equations in terms of chlorophyll concentration, quantum yield, and upper limit to production.* Limnol. Oceanogr., Vol. 19, pp. 1-12.
- [11] **Bannister, T. T. (1974b):** *A general theory of steady state phytoplankton growth in a nutrient saturated mixed layer.* Limnol. Oceanogr., Vol. 19, pp. 13-30.
- [12] **Barth, H. (1999):** *Substanzspezifische Analyse spektraler Attenuationskoeffizienten und ihr Einfluß auf das Strahlungsfeld im Meer.* Dissertation, Universität Oldenburg, 139 Seiten.
- [13] **Barth, H., R. Heuermann, K.-D. Loquay, R. Reuter & U. Stute (1997a):** *Long-term stable sensors for bio-optical measurements.* In: J. H. Steel, H. W. A. Behrens, J. C. Borst, L. J. Droppert & J. P. van der Meulen (Hrsg.): *Operational Oceanography. The Challenge for European Co-Operation.* Elsevier Oceanography Series, Vol. 62, pp. 133-140.
- [14] **Barth, H., K. Grisard, K. Holtsch, R. Reuter & U. Stute (1997b):** *Polychromatic transmissometer for in situ measurements of suspended particles and gelbstoff in water.* Appl. Optics, Vol. 36, pp. 7919-7928.
- [15] **Barton, E. D., J. Aristegui, P. Tett, M. Cantón, J. Garcia-Braun, S. Hernández-León, L. Nykjaer, C. Almeida, J. Almunia, S. Ballesteros, G. Basterretxea, J. Escáñez, L. Garcia-Weill, A. Hernández-Guerra, F. López-Laatzén, R. Molina, M. F. Montero, E. Navarro-Pérez, J. M. Rodríguez, K. van Lenning, H. Vélez & K. Wild (1998):** *The transition zone of the Canary Current upwelling region.* Prog. Oceanogr., Vol. 41, pp. 455-504.
- [16] **Berger, W. H., K. Fischer, C. Lai & G. Wu (1987):** *Ocean productivity and organic carbon flux. Part I. Overview and maps of primary production and export production.* Univ. of California, San Diego, SIO Reference 87-30.
- [17] **Berger, W. H. (1989):** *Global maps of ocean productivity.* In: W. H. Berger, V. S. Smetacek & G. Wefer (Hrsg.): *Productivity of the ocean: present and past.* John Wiley & Sons, pp. 429-455.
- [18] **Berger, W. H., V. S. Smetacek & G. Wefer (1989):** *Ocean Productivity and Paleoproductivity – An Overview.* In: W. H. Berger, V. S. Smetacek & G. Wefer (Hrsg.): *Productivity of the ocean: present and past.* John Wiley & Sons, pp. 1-34.

- [19] **Bleil, S., O. Kirfel, N. Sandersfeld, M. Schröder & I. Swalve (1996):** *Auswertung der CTD- und Fluorezenzdaten einer Meßfahrt bei den Kanarischen Inseln.* Studienarbeit, Universität Oldenburg, 223 Seiten.
- [20] **Bossel, H. (1994):** *Modellbildung und Simulation - Konzepte, Verfahren und Modelle zum Verhalten dynamischer Systeme - 2. Auflage.* Vieweg, 402 Seiten.
- [21] **Bougeault, P. & P. Lacarrère (1989):** *Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta scale model.* Mon. Weather Rev., Vol. 117, pp. 1872-1890.
- [22] **Bower, A. S., L. Armi & I. Ambar (1995):** *Direct evidence of meddy formation off the southwestern coast of Portugal.* Deep-Sea Res. I, Vol. 42, pp. 1621-1630.
- [23] **Braun, J. G. (1980):** *Estudios de producción en aguas de las Islas Canarias. I Hidrografía, nutrientes y producción primaria.* Bol. Inst. Esp. Oceanogr., Vol. 285, pp. 149-154.
- [24] **Braun, J. G. & F. Real (1986):** *Distribución vertical de la clorofila en aguas de las Islas Canarias.* Bol. Inst. Esp. Oceanogr., Vol. 2, pp. 97-106.
- [25] **Bretschneider, M. & M. Siefert (1998):** *Analyse bio-optischer Daten nördlich der Kanarischen Inseln: Entwicklung einer Transformationsfunktion zwischen prompter Chlorophyllfluoreszenz und Chlorophyllgehalt in der Wassersäule.* Studienarbeit, Universität Oldenburg, 108 Seiten.
- [26] **Bricaud, A., A. Morel & L. Prieur (1981):** *Absorption by dissolved organic matter (yellow substance) in the UV and visible domains.* Limnol. Oceanogr., Vol. 26, pp. 43-53.
- [27] **Broecker, W. S., T. Takahashi & T. Takahashi (1985):** *Sources and flow patterns of deep-ocean waters as deduced from potential temperature, salinity, and initial phosphate concentrations.* J. Geophys. Res., Vol. 90, pp. 6925-6939.
- [28] **Carder, K. L., R. G. Stewart, G. R. Harvey & P. B. Ortner (1989):** *Marine humic and fulvic acids: their effect on remote sensing of ocean chlorophyll.* Limnol. Oceanogr., Vol. 34, pp. 68-81.
- [29] **Chen, R. F. & J. L. Bada (1992):** *The fluorescence of dissolved organic matter in seawater.* Mar. Chem., Vol. 37, pp. 191-221.
- [30] **Coble, P. G. (1996):** *Characterization of marine and terrestrial DOM in seawater using excitation-emission matrix spectroscopy.* Mar. Chem., Vol. 51, pp. 325-346.

- [31] **Cramer, W. (1998):** *International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP): The German Contribution*. In: E. Ehlers & T. Krafft (Hrsg.): *German Global Change Research 1998*. German National Committee on Global Change Research, Bonn, 127 Seiten.
- [32] **Crutzen, P. J. (1990):** *Atmosphäre, Klima, Umwelt*. Spektrum-der-Wissenschaft-Verlagsgesellschaft, 230 Seiten.
- [33] **Cullen, J. J. (1995):** *Status of the iron hypothesis after the Open-Ocean Enrichment Experiment*. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 40, pp. 1336-1343.
- [34] **Defant, A. (1961):** *Physical Oceanography*. Vol. I, Pergamon, 729 Seiten.
- [35] **Denman, K. L. (1973):** *A time-dependent model of the upper ocean*. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 3, pp. 173-184.
- [36] **Dera, J. & H. R. Gordon (1968):** *Light field fluctuations in the photic zone*. *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 13, pp. 697-699.
- [37] **Determann, S. (1995):** *Analyse biologischer und biogeochemischer Prozesse im Meer mit Fluoreszenzspektroskopie*. Dissertation, Universität Oldenburg, 168 Seiten.
- [38] **Determann, S., J. M. Lobbes, R. Reuter & J. Rullkötter (1998):** *UV fluorescence excitation and emission spectroscopy of marine algae and bacteria*. *Mar. Chem.*, Vol. 62, pp. 137-156.
- [39] **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. I*, Vol. 41, pp. 659-675.
- [40] **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. I*, Vol. 43, pp. 345-360.
- [41] **Determann, S., J. Lobbes, R. Reuter & J. Rullkötter (1998):** *UV fluorescence excitation and emission spectroscopy of marine algae and bacteria*. *Mar. Chem.*, Vol. 62, pp. 137-156.
- [42] **Dickey, T. D. (1991):** *The emergence of concurrent high resolution physical and bio-optical measurements in the upper ocean and their applications*. *Rev. Geophys.*, Vol. 29, pp. 383-413.
- [43] **Dietrich, G., K. Kalle, W. Krauss & G. Siedler (1975):** *Allgemeine Meereskunde – 3. Auflage*. Gebrüder Bornträger, 593 Seiten.

- [44] **Doney, S. C., D. M. Glover & R. G. Najjar (1996):** *A new coupled, one-dimensional biological-physical model for the upper ocean: Application to the JGOFS Bermuda Atlantic Time-series Studies (BATS) site.* Deep-Sea Res. II, Vol. 43, pp. 591-624.
- [45] **Druffel, E. R. M., P. M. Williams & Y. Suzuki (1989):** *Concentrations and radiocarbon signatures of dissolved organic matter in the Pacific Ocean.* Geophys. Res. Let., Vol. 16, pp. 991-994.
- [46] **Ducklow, H. W. (1983):** *Production and fate of bacteria in the oceans.* Bioscience, Vol. 33, pp. 494-501.
- [47] **Ducklow, H. W. (1995):** *Ocean biogeochemical fluxes: New production and the export of organic matter from the upper ocean.* Rev. Geophys., supplement, pp. 1271-1276.
- [48] **Emery, W. J. & J Meincke (1986):** *Global water masses: summary and review.* Oceanologica Acta, Vol. 9, pp. 383-391.
- [49] **Eppley, R. W. (1972):** *Temperature and phytoplankton growth in the sea.* Fish. Bull., Vol. 70, pp. 1063-1085.
- [50] **Eppley, R. W. & B. J. Peterson (1979):** *Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean.* Nature, Vol. 282, pp. 677-680.
- [51] **Evans, G. T. & J. S. Parslow (1985):** *A model of annual plankton cycles.* Biol. Oceanogr., Vol. 3, pp. 327-347.
- [52] **Evans, G. T. & V. C. Garçon (1995):** *One-dimensional models of water column biogeochemistry.* JGOFS Report, Vol. 23/97, 85 Seiten.
- [53] **Falkowski, P. G. & Z. Kolber (1990):** *Phytoplankton photosynthesis in the atlantic ocean as measured from a submersible pump and probe fluorometer in situ.* Current Res. Photosynthesis, Vol. 4, pp. 923-926.
- [54] **Falkowski, P. G. (1994):** *The role of phytoplankton photosynthesis in global biogeochemical cycles.* Photosynthesis Res., Vol. 39, pp. 235-258.
- [55] **Fasham, M. J. R., H. W. Ducklow & S. M. McKelvie (1990):** *A nitrogen-based model of plankton dynamics in the oceanic mixed layer.* J. Mar. Res., Vol. 48, pp. 591-639.
- [56] **Fasham, M. J. R. (1995):** *Variations in the seasonal cycle of biological production in subarctic oceans: A model sensitivity analysis.* Deep-Sea Res. I, Vol. 42, pp. 1111-1149.

- [57] **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. Royal Soc. London B, Vol. 348, pp. 203-209.
- [58] **Ferrari, G. M., M. D. Dowell, S. Grossi & C. Targa (1996):** *Relationship between the optical properties of chromophoric dissolved organic matter and total concentration of dissolved organic carbon in the southern Baltic Sea region.* Mar. Chem., Vol. 55, pp. 299-316.
- [59] **Ferrari, G. M. & S. Tassan (1991):** *On the accuracy of determining light absorption by yellow substance through measurements of induced fluorescence.* Limnol. Oceanogr., Vol. 36, pp. 777-786.
- [60] **Gaspar, P., Y. Gregoris & J.-M. Lefevre (1990):** *A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing: tests at station Papa and Long-Term Upper Ocean Study sites.* J. Geophys. Res., Vol. 95, pp. 16179-16193.
- [61] **Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura & E. Serrano (1997):** *ECMWF Re-Analysis Project Report Series. 1. ERA Description.* European Centre for Medium-Range Weather Forecasting, Reading UK, 72 Seiten.
- [62] **Gordon H. R. & A. Morel (1983):** *Remote assessment of ocean colour for interpretation of satellite visible imagery. A review.* Springer, Vol. 81, 198 Seiten.
- [63] **Grasshoff, K. (1976):** *Methods of seawater analysis.* Verl. Chemie, 317 Seiten.
- [64] **Green, S. A. & N. V. Blough (1994):** *Optical absorption and fluorescence properties of chromophoric dissolved organic matter in natural waters.* Limnol. Oceanogr., Vol. 39, pp. 1903-1916.
- [65] **Grosbüsch, Y. & A. Bartels (1997):** *Umbau eines Laborphotometers.* Studienarbeit, Universität Oldenburg, 45 Seiten.
- [66] **Haney, R. L. (1971):** *Surface thermal boundary condition for ocean circulation models.* J. Phys. Oceanogr., Vol. 1, pp. 241-248.
- [67] **Harsdorf, S. & B. Smidt (1994):** *Untersuchungen zur verzögerten Fluoreszenz von Phytoplankton und ihre Anwendung zur Bestimmung der Algenbiomasse.* GKSS Forschungszentrum Geesthacht; GKSS 94/E/49, 103 Seiten.

- [68] **Harvey, J. (1982):**  *$\theta$ - $S$  relationships and water masses in the eastern North Atlantic.* Deep-Sea Res. I, Vol. 29, pp. 1021-1033.
- [69] **Hernández-Guerra, A., J. Aristegui, M. Cantón & L. Nykjaer (1993):** *Phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands as determined using Coastal Zone Colour Scanner data.* Int. J. Remote Sens., Vol. 14, pp. 1431-1437.
- [70] **Heuermann, R., K.-D. Loquay & R. Reuter (1995):** *A multi-wavelength in situ fluorometer for hydrographic measurements.* EARSel Advances in Remote Sensing, Vol. 3, pp. 71-77.
- [71] **Heuermann, R., R. Reuter & R. Willkomm (1999):** *RAMSES: A modular multispectral radiometer for light measurements in the UV and VIS.* Proceedings of SPIE.
- [72] **Hirsch, M. W. & S. Smale (1974):** *Differential Equations, Dynamical Systems and Linear Algebra.* Academic Press, 358 Seiten.
- [73] **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., Vol. 38, pp. 1394-1402.
- [74] **Højerslev, N. K. & E. Aas (1998):** *Spectral light absorption by gelbstoff in coastal waters displaying highly different concentrations.* Proceedings of Ocean Optics XIV, 8 Seiten.
- [75] **Hurttt, G. C. & R. A. Armstrong (1996):** *A pelagic ecosystem model calibrated with BATS data.* Deep-Sea Res. II, Vol. 43, pp. 653-683
- [76] **Ivanoff, A. (1973):** *Facteurs physiques, chimiques et biologiques affectant la propagation de la lumière dans les eaux de mer.* In: *Optics of the Sea.* AGARD Lect. Ser., Vol. 61, pp. 2.1-1-2.1-45.
- [77] **Jahnke, R. A. (1990):** *Ocean flux studies: a status report.* Rev. Geophys., Vol. 28, pp. 381-398.
- [78] **Jerlov, N. G. (1968):** *Optical Oceanography.* Elsevier, 194 Seiten.
- [79] **Jerlov, N. G. (1976):** *Marine Optics.* Elsevier, 231 Seiten.
- [80] **Johnsen, G. & E. Sakshaug (1993):** *Bio-optical characteristics and photoadaptive responses in the toxic and bloomforming dinoflagellates *Gyrodinium aureolum*, *Gymnodinium galatheanum*, and two strains of *Prorocentrum minimum*.* J. Phycol., Vol. 29, pp. 627-642.

- [81] **Kalle, K. (1963):** *Über das Verhalten und die Herkunft der in Gewässern und in der Atmosphäre vorhandenen himmelblauen Fluoreszenz.* Dtsch. Hydrogr. Z., Vol. 16, pp. 153-166.
- [82] **Kamykowski, D., G. S. Janowitz, G. J. Kirkpatrick & R. E. Reed (1996):** *A study of time-dependent primary production in a natural upper-ocean mixed layer using a biophysical model.* J. Plankt. Res., Vol. 18, pp. 1295-1322.
- [83] **Kieber, R. 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., Vol. 35, pp. 1503-1515.
- [84] **Kiefer, D. A., R. J. Olson & O. Holm-Hansen (1976):** *Another look at the nitrite and chlorophyll maxima in the central North Pacific.* Deep-Sea Res. I, Vol. 23, pp. 1199-1208.
- [85] **Kirk, J. T. O. (1994):** *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems: second edition.* Cambridge University Press, 509 Seiten.
- [86] **Knoll, M., S. Neuer, C. Haag, T. Müller, V. Ratmeyer, B. Davenport, G. Fischer, M.-J. Rueda, O. Llinás, G. Siedler & G. Wefer (1995):** *Abschlußbericht zum JGOFS-Verbundvorhaben: Langzeitstudien bei den Kanarischen Inseln: Physikalische Ozeanographie und Partikelfluß.* BMFT FKZ:03F0108D, 51 Seiten.
- [87] **Körtzinger, A., L. Mintrop & J. C. Duinker (1998):** *On the penetration of anthropogenic CO<sub>2</sub> into the North Atlantic Ocean.* J. Geophys. Res., Vol. 103, pp. 18681-18689.
- [88] **Kraus, E. B. (1972):** *Atmosphere-Ocean Interaction.* Oxford University Press, 275 Seiten.
- [89] **Kühn, W. & G. Radach (1997):** *A one-dimensional physical-biological model study of the pelagic nitrogen cycling during the spring bloom in the northern North Sea (FLEX'76).* J. Mar. Res., Vol. 55, pp. 687-734.
- [90] **Kywalyanga, M., T. Platt & S. Sathyendranath (1992):** *Ocean primary production calculated by spectral and broad-band models.* Mar. Ecol. Prog. Series, Vol. 85, pp. 171-185.
- [91] **Large, W. G., J. C. McWilliams & S. C. Doney (1994):** *Oceanic vertical mixing: a review and a model with nonlocal boundary layer parameterization.* Reviews Geophys., Vol. 32, pp. 363-403.

- [92] **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, Vol. 43, pp. 625-651.
- [93] **Laschke, A. & H. Schönig (1995):** *Entwicklung eines multispektralen Photometers für Lichtmessungen im Meer: Messung der vektoriellen und skalaren Bestrahlungsstärke.* Diplomarbeiten, Universität Oldenburg.
- [94] **Léon, A. R. & J. G. Braun (1973):** *Ciclo anual de la producción primaria y su relación con los nutrientes en aguas canarias.* Bol. Inst. Esp. Oceanogr., Vol. 167, 24 Seiten.
- [95] **Li, W. K. W. (1994):** *Primary production of prochlorophytes, cyanobacteria, and eukaryotic ultraplankton - measurements from flow cytometric sorting.* Limnol. Oceanogr., Vol. 39, pp. 169-175.
- [96] **Llinás, O., A. Rodríguez de León, G. Siedler & G. Wefer (Hrsg.) (1997):** *ESTOC Data Report 1994.* Informes Técnicos del Instituto Canario de Ciencias Marinas, Vol. 3, 72 Seiten.
- [97] **Longhurst, A. (1991):** *Role of the marine biosphere in the global carbon cycle.* Limnol. Oceanogr., Vol. 36, pp. 1507-1526.
- [98] **Longhurst, A. (1995):** *Seasonal cycles of pelagic production and consumption.* Prog. Oceanogr., Vol. 36, pp. 77-167.
- [99] **Longhurst, A., S. Sathyendranath, T. Platt & C. Caverhill (1995):** *An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data.* J. Plankt. Res., Vol. 17, pp. 1245-1271.
- [100] **Lorenzen, C. J. & S. W. Jeffrey (1980):** *Determination of chlorophyll in seawater.* UNESCO Technical Papers in Marine Science, Vol. 40.
- [101] **Mann, K. H. & J. R. N. Lazier (1996):** *Dynamics of marine ecosystems. Biological-physical interactions in the oceans - second edition.* Blackwell Science, 394 Seiten.
- [102] **Mantoura, R. F. C. & E. M. S. Woodward (1983):** *Conservative behaviour of riverine dissolved organic in the Severn estuary: chemical and geochemical implications.* Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 47, pp. 1293-1309.
- [103] **Martin, J. H. & S. E. Fitzwater (1988):** *Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic.* Nature, Vol. 331, pp. 341-343.

- [104] **Martinez, L., B. Arbones & F. G. Figueiras (1999):** *Photosynthetic parameters in the Azores region.* Report at the CANIGO Subproject 2 meeting, Vigo.
- [105] **McElroy, M. B. (1983):** *Marine biological controls on atmospheric CO<sub>2</sub> and climate.* Nature, Vol. 302, pp. 328-329.
- [106] **McGillicuddy Jr., D. J., J. J. McCarthy & A. R. Robinson (1995):** *Coupled physical and biological modeling of the spring bloom in the North Atlantic (I): model formulation and one dimensional bloom processes.* Deep-Sea Res. I, Vol. 42, pp. 1313-1357.
- [107] **McClain, C. R. & J. Firestone (1993):** *An investigation of Ekman upwelling in the North Atlantic.* J. Geophys. Res., Vol. 98, pp. 12327-12339.
- [108] **Medina, G., R. N. Head, I. Huskin, R. Anadon & R. P. Harris (1999):** *Zooplankton biomass distribution and composition of particulate materila in the CANIGO area during the Azores 1 cruise.* Report at the CANIGO Subproject 2 meeting, Vigo.
- [109] **Mellor, G. L. & T. Yamada (1982):** *Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems.* Reviews Geophys. and Space Phys., Vol. 20, pp. 851-875.
- [110] **Meyers-Schulte, K. J. & J. L. Hedges (1986):** *Molecular evidence for a terrestrial component of organic matter dissolved in ocean water.* Nature, Vol. 321, pp. 61-63.
- [111] **Milchers, W. (1996):** *Meßstrategien und Auswerteverfahren für die flugzeuggestützte Fernerkundung von Küstengewässern.* Diplomarbeit, Universität Oldenburg, 106 Seiten.
- [112] **Mittelstaedt, E. (1991)** *The ocean boundary along the northwest African coast: circulation and oceanographic properties at the sea surface.* Progr. Oceanogr., Vol. 26, pp. 307-355.
- [113] **Mobley, C. D. (1994):** *Light and water.* Academic Press, 592 Seiten.
- [114] **Mobley, C. D., B. Gentili, H. R. Gordon, Z. Jin, G. W. Kattawar, A. Morel, P. Reinersman, K. Stamnes & R. H. Stavn (1993):** *Comparison of numerical models for computing underwater light fields.* Appl. Optics, Vol. 32, pp. 7484-7504.

- [115] **Mopper, K. & C. A. Schultz (1993):** *Fluorescence as a possible tool for studying the nature and water column distribution of DOC components.* Mar. Chem., Vol. 41, pp. 229-238.
- [116] **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, Vol. 353, pp. 60-62.
- [117] **Morel, A. (1978):** *Available, usable and stored radiant energy in relation to marine photosynthesis.* Deep-Sea Res., Vol. 25, pp. 673-688.
- [118] **Morel, A. (1988):** *Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters).* J. Geophys. Res., Vol. 93, pp. 10749-10769.
- [119] **Morel, A. (1991):** *Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications.* J. Geophys. Res., Vol. 93, pp. 10749-10769.
- [120] **Morel, A. & D. Antoine (1994):** *Heating rate within the upper ocean in relation to its bio-optical state.* J. Phys. Oceanogr., Vol. 24, pp. 1652-1665.
- [121] **Morel, A. & L. Prieur (1977):** *Analysis of variations in ocean colour.* Limnol. Oceanogr., Vol. 22, pp. 709-722.
- [122] **Murphy, W. F. & H. J. Bernstein (1972):** *Raman spectra and an assignment of the vibrational stretching region of water.* J. Phys. Chemistry, Vol. 76, pp. 1147-1152.
- [123] **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).* Continental Shelf Res., Vol. 17, pp. 235-252.
- [124] **Nykjaer, L. (1988):** *Remote sensing applied to the Northwest African upwelling area.* Ph.D. thesis, University of Copenhagen, Denmark, 144 Seiten.
- [125] **Oschlies, A. & V. C. Garçon (1998):** *Eddy-induced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean.* Nature, Vol. 394, pp. 266-269.
- [126] **Oschlies, A. & V. C. Garçon (1999):** *An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic - Part I: Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics.* Global Biogeochem. Cycles, Vol. 13, pp. 135-160.

- [127] **Parilla, G. (1998):** *CANIGO mid-term report*. CANIGO, 321 Seiten.
- [128] **Paulson, C. A. & J. J. Simpson (1977):** *Irradiance measurements in the upper ocean*. J. Phys. Oceanogr., Vol. 7, pp. 952-956.
- [129] **Platt, T. & W. G. Harrison (1985):** *Biogenic fluxes of carbon and oxygen in the ocean*. Nature, Vol. 318, pp. 55-58.
- [130] **Platt, T. & S. Sathyendranath (1988):** *Oceanic primary production: estimation by remote sensing at local and regional scales*. Science, Vol. 241, pp. 1613-1620.
- [131] **Platt, T. & D. V. Subba Rao (1975):** *Primary production of marine microphytes. Photosynthesis and productivity in different environments*. Intern. Biol. Progr., Vol. 3, pp. 249-279.
- [132] **Preisendorfer, R. W. (1965):** *Radiative transfer on discrete spaces*. Pergamon Press, 462 Seiten.
- [133] **Press, W.H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling & B. P. Flannery (1992):** *Numerical Recipes in C - Second Edition*. Cambridge University Press, 994 Seiten.
- [134] **Price, J. F. & R. A. Weller (1986):** *Diurnal cycling: Observations and Model of the upper ocean response to diurnal heating, cooling and wind mixing*. J. Geophys. Res., Vol. 91, pp. 8411-8427.
- [135] **Range, K. (1997):** *Entwicklung eines multispektralen Photometers zur Messung des sichtbaren und ultravioletten Lichtes im Meer*. Diplomarbeit, Universität Oldenburg, 98 Seiten.
- [136] **Rashid, M. A. (1985):** *Geochemistry of Marine Humic Compunds*. Springer, 300 Seiten.
- [137] **Redfield, A.C. (1934):** *On the proportions of organic derivatives in sea water and their relation to the composition of plankton*. James Johnstone Memorial Volume, Liverpool, 176 Seiten.
- [138] **Reuter, R., R. Willkomm, O. Zielinski & W. Milchers (1997):** *Hydrographic Laser Fluorosensing: Status and Perspectives*. In: J. H. Steel, H. W. A. Behrens, J. C. Borst, L. J. Droppert & J. P. van der Meulen (Hrsg.): *Operational Oceanography. The Challenge for European Co-Operation*. Elsevier Oceanography Series, Vol. 62, pp. 251-258.

- [139] **Riley, G. A. (1956):** *Oceanography of Long Island Sound, 1952-1954. II. Physical oceanography.* Bull. Bingham Oceanogr. Coll., Yale Univ., Vol. 15, pp. 15-46.
- [140] **Rios, A. F., F. F. Pérez & F. Fraga (1992):** *Water masses in the upper and middle North Atlantic Ocean east of the Azores.* Deep-Sea Res. I, Vol. 39, pp. 645-658.
- [141] **Sakshaug, E., A. Bricaud, Y. Dandonneau, P. G. Falkowski, D. A. Kiefer, L. Legendre, A. Morel, J. Parslow & M. Takahashi (1997):** *Parameters of photosynthesis: definitions, theory and interpretation of results.* J. Plankt. Res., Vol. 19, pp. 1637-1670.
- [142] **Sarmiento, J. L., R. D. Slater, M. J. R. Fasham, H. W. Ducklow, J. R. Toggweiler & G. T. Evans (1993):** *A seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone.* Global Biogeochem. Cycles, Vol. 7, pp. 417-450.
- [143] **Sarmiento, J. L., R. Murnane & C. le Quéré (1995):** *Air-sea CO<sub>2</sub> transfer and the carbon budget of the North Atlantic.* Phil. Trans. R. Soc. Lond B, Vol. 348, pp. 211-219.
- [144] **Schneider, S. H. (1987):** *Klimamodelle.* Spektrum der Wissenschaft.
- [145] **Schröder, M. (1999):** *Beiträge durch Fluoreszenz und Raman-Streuung zum Spektrum des Tageslichtes im Ozean.* Diplomarbeit, Universität Oldenburg, 140 Seiten.
- [146] **Shulenberger, E. (1978):** *The deep chlorophyll maximum and mesoscale environmental heterogeneity in the western half of the North Pacific central gyre.* Deep-Sea Res., Vol. 25, pp. 1193-1208.
- [147] **Siedler, G. (1998):** *SI-Einheiten in der Ozeanographie - 3. überarbeitete Auflage.* Berichte aus dem Institut für Meereskunde - Kiel, Vol. 101, 18 Seiten.
- [148] **Siegenthaler, U. & J. L. Sarmiento (1993):** *Atmospheric carbon dioxide and the ocean.* Nature, Vol. 365, pp. 119-125.
- [149] **Simpson, J. J. & T. D. Dickey (1981):** *Alternative parameterizations of downward irradiance and their dynamical significance.* J. Phys. Oceanogr., Vol. 11, pp. 876-882.
- [150] **Six, K. D. & E. Maier-Reimer (1996):** *Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model.* Global Biogeochem. Cycles, Vol. 10, pp. 559-583.

- [151] **Smith, R. C. & K. Baker (1978):** *The bio-optical state of ocean waters and remote sensing.* Limnol. Oceanogr., Vol. 23, pp. 247-259.
- [152] **Smith, R. C. & K. Baker (1981):** *Optical properties of the clearest natural waters (200-800 nm).* Appl. Opt., Vol. 20, pp. 177-184.
- [153] **Spencer, J. W. (1971):** *Fourier series representation of the position of the sun.* Search, Vol. 2, pp. 172.
- [154] **Spitzzy, A. & V. Ittekkot (1986):** *Gelbstoff: an uncharacterized fraction of dissolved organic carbon.* In: *The influence of yellow substances on remote sensing of seawater constituents from space.* ESA Contract No. RFQ 3-5060/84/NL/MD, Vol. II, Appendix 1, GKSS Research Centre Geesthacht, 31 Seiten.
- [155] **Spitzzy, A. (1999):** Persönliche Mitteilungen.
- [156] **Steemann Nielsen, E. (1975):** *Marine photosynthesis with special emphasis on the ecological aspects.* Elsevier Oceanography Series, Vol. 13, 141 Seiten.
- [157] **Stramska, M. & T. D. Dickey (1994):** *Modeling phytoplankton dynamics in the northeast Atlantic during the initiation of a spring bloom.* J. Geophys. Res., Vol. 99, pp. 10241-10253.
- [158] **Tait, R. V. & F. A. Dipper (1998):** *Elements of Marine Ecology - Fourth Edition.* Butterworth-Heinemann, 462 Seiten.
- [159] **Tardent, P. (1993):** *Meeresbiologie: Eine Einführung, 2. Auflage.* Thieme Verlag, 305 Seiten.
- [160] **Tomczak, M. & J. S. Godfrey (1994):** *Regional Oceanography: An Introduction.* Pergamon Press, 422 Seiten.
- [161] **Tyler, J. E. (Hrsg.) (1966):** *Report on the second meeting of the Joint Group of Experts on Photosynthetic Radiant Energy.* UNESCO Technical Papers in Marine Science, Vol. 2, pp. 1-11.
- [162] **UNESCO (1983):** *Algorithms for computation of fundamental properties of seawater.* UNESCO Technical Papers in Marine Science, Vol. 44.
- [163] **Wefer, G. & T. J. Müller (Hrsg.) (1998):** *Canary Islands 1996/1997, Cruise No. 37, 4. December 1996 - 22. January 1997.* METEOR-Berichte, Universität Hamburg, 98-1.

- [164] **Welschmeyer, N. A. (1994):** *Fluorimetric Analysis of Chlorophyll a in presence of Chlorophyll b and Phaeopigments*. *Limnol. Oceanog.*, Vol. 39, pp. 1985-1992.
- [165] **Wild-Allen, K., P. Tett & D. Bowers (1997):** *Observations of diffuse upwelling irradiance and chlorophyll in case I waters near the Canary Islands (Spain)*. *Optics Las. Techn.*, Vol. 29, pp. 3-8.
- [166] **Williams, P. M. & E. R. M. Druffel (1988):** *Dissolved organic matter in the ocean: comments on a controversy*. *Oceanography*, Vol. 1, pp. 14-17.
- [167] **WOCE Operations Manual (1994):** *WHP Office Report. WHPO 91-1*. WOCE Report No. 68/91.
- [168] **Woodwell, G. M. (1978):** *Das Kohlendioxid-Problem*. In: P. J. Crutzen (Hrsg.): *Atmosphäre, Klima, Umwelt*. Spektrum der Wissenschaft.
- [169] **Wooster, W., A. Bakun & D. R. McLain (1976):** *The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic*. *J. Mar. Res.*, Vol. 34, pp. 131-141.
- [170] **Wroblewski, J. S., J. L. Sarmiento & G. R. Flierl (1988):** *An ocean basin scale model of plankton dynamics in the North Atlantic, 1. solutions for the climatological oceanographic conditions in May*. *Global Biogeochem. Cycles*, Vol. 2, pp. 199-218.
- [171] **Yentsch, C. S. & D. W. Menzel (1963):** *A method for the determination of phytoplankton chlorophyll and phaeophytin by fluorescence*. *Deep-Sea Res.*, Vol. 10, pp. 221-231.
- [172] **Zaneveld, J. R. & R. W. Spinrad (1980):** *An arc tangent model of irradiance in the sea*. *J. Geophys. Res.*, Vol. 85, pp. 4919-4922.
- [173] **Zielinski, O. (1996):** *Die Analyse des Strahlungstransportes in der Atmosphäre zur Simulation eines weltraumgestützten Lidar*. Diplomarbeit, Universität Oldenburg, 81 Seiten.
- [174] **Zielinski, O. & R. Reuter (1997):** *Documentation of methodologies and standard protocols of the University of Oldenburg (UOL)*. CANIGO (MAS3-CT96-0060), 34 Seiten.
- [175] **Zielinski, O., A. Oschlies, & R. Reuter (1998):** *Comparison of underwater light field parameterizations and their effect on a 1-dimensional biogeochemical model at station ESTOC, north of the Canary Islands*, *Proceedings of Ocean Optics XIV*, 11 Seiten.

## Anhang A

# Stationslisten der Expeditionen

**A.1 FS Victor Hensen VH0695 - Juni 1995**

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 352     | 28°11.00'N  | 15°21.80'W | 30.05.95       | 14:45         |
| 353     | 28°11.00'N  | 15°21.80'W | 31.05.95       | 14:40         |
| 354     | 28°20.00'N  | 15°30.00'W | 31.05.95       | 18:30         |
| 355     | 28°35.00'N  | 15°30.00'W | 31.05.95       | 21:00         |
| 356     | 29°20.80'N  | 15°29.06'W | 01.06.95       | 08:55         |
| 357     | 29°20.90'N  | 15°28.90'W | 01.06.95       | 09:20         |
| 358     | 29°30.00'N  | 15°12.50'W | 01.06.95       | 16:50         |
| 359     | 29°30.00'N  | 14°55.30'W | 01.06.95       | 19:40         |
| 360     | 29°30.00'N  | 14°38.10'W | 01.06.95       | 22:12         |
| 361     | 29°30.00'N  | 14°21.00'W | 02.06.95       | 01:01         |
| 362     | 29°30.00'N  | 14°04.00'W | 02.06.95       | 03:06         |
| 363     | 29°30.00'N  | 13°48.00'W | 02.06.95       | 05:45         |
| 364     | 29°30.00'N  | 13°29.60'W | 02.06.95       | 10:10         |
| 365     | 29°30.00'N  | 13°12.50'W | 02.06.95       | 12:36         |
| 366     | 29°30.00'N  | 12°55.00'W | 02.06.95       | 17:12         |
| 367     | 29°30.00'N  | 12°38.00'W | 02.06.95       | 17:30         |
| 369     | 29°16.00'N  | 12°15.50'W | 03.06.95       | 23:37         |
| 370     | 29°02.00'N  | 12°26.80'W | 03.06.95       | 04:20         |
| 371     | 28°48.20'N  | 12°38.00'W | 03.06.95       | 06:34         |
| 372     | 28°48.20'N  | 12°55.30'W | 03.06.95       | 10:00         |
| 373     | 28°48.20'N  | 13°12.50'W | 03.06.95       | 13:10         |
| 374     | 28°48.20'N  | 13°30.00'W | 03.06.95       | 18:13         |
| 375     | 28°48.20'N  | 13°46.80'W | 03.06.95       | 19:55         |
| 376     | 28°48.20'N  | 14°04.00'W | 03.06.95       | 22:20         |
| 377     | 28°48.20'N  | 14°21.00'W | 04.06.95       | 00:40         |
| 378     | 28°48.20'N  | 14°38.00'W | 04.06.95       | 02:35         |
| 379     | 28°48.20'N  | 14°55.00'W | 04.06.95       | 05:50         |
| 380     | 28°48.20'N  | 15°12.50'W | 04.06.95       | 07:45         |
| 381     | 29°00.00'N  | 15°16.00'W | 04.06.95       | 11:45         |
| 382     | 29°10.00'N  | 15°20.00'W | 04.06.95       | 14:35         |
| 383     | 29°30.00'N  | 15°30.00'W | 05.06.95       | 07:50         |
| 384     | 29°30.00'N  | 15°47.00'W | 05.06.95       | 14:00         |

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 385     | 29°30.00'N  | 16°04.00'W | 05.06.95       | 17:55         |
| 386     | 29°30.00'N  | 16°38.00'W | 05.06.95       | 20:00         |
| 387     | 29°30.00'N  | 16°38.00'W | 05.06.95       | 21:45         |
| 388     | 29°20.00'N  | 16°38.00'W | 06.06.95       | 01:30         |
| 389     | 29°10.00'N  | 16°38.00'W | 06.06.95       | 03:10         |
| 390     | 29°21.00'N  | 16°21.00'W | 06.06.95       | 05:10         |
| 391     | 29°10.00'N  | 16°04.00'W | 06.06.95       | 09:48         |
| 392     | 29°10.00'N  | 15°47.00'W | 06.06.95       | 12:24         |
| 393     | 29°10.00'N  | 15°43.20'W | 06.06.95       | 12:45         |
| 394     | 28°59.00'N  | 15°30.00'W | 06.06.95       | 15:02         |
| 395     | 28°48.00'N  | 15°30.00'W | 06.06.95       | 17:41         |
| 396     | 28°48.00'N  | 15°47.00'W | 06.06.95       | 19:48         |
| 397     | 28°48.00'N  | 16°40.00'W | 06.06.95       | 21:40         |
| 398     | 28°34.00'N  | 16°04.00'W | 07.06.95       | 23:00         |
| 399     | 28°28.50'N  | 15°53.50'W | 07.06.95       | 01:02         |
| 400     | 28°23.00'N  | 15°43.50'W | 07.06.95       | 04:06         |
| 401     | 28°18.00'N  | 15°33.50'W | 07.06.95       | 04:35         |

## A.2 FS Victor Hensen VH0196 - Januar 1996

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 2       | 28°25.00'N  | 16°15.00'W | 23.01.96       | 13:50         |
| 3       | 29°08.30'N  | 15°34.00'W | 24.01.96       | 08:20         |
| 4       | 28°32.00'N  | 12°30.00'W | 25.01.96       | 06:30         |
| 5       | 28°35.00'N  | 12°45.40'W | 25.01.96       | 08:55         |
| 6       | 28°38.50'N  | 13°00.70'W | 25.01.96       | 11:15         |
| 7       | 28°40.10'N  | 13°07.30'W | 25.01.96       | 14:46         |
| 8       | 28°41.50'N  | 13°14.80'W | 25.01.96       | 15:40         |
| 9       | 28°43.10'N  | 13°22.50'W | 25.01.96       | 18:00         |
| 10      | 28°44.70'N  | 13°30.30'W | 25.01.96       | 19:10         |
| 11      | 28°46.40'N  | 13°37.90'W | 26.01.96       | 00:15         |
| 12      | 27°49.90'N  | 13°23.60'W | 26.01.96       | 08:10         |
| 13      | 27°56.50'N  | 13°32.40'W | 26.01.96       | 10:07         |
| 14      | 28°02.80'N  | 13°41.30'W | 26.01.96       | 15:00         |
| 15      | 28°09.00'N  | 13°49.90'W | 26.01.96       | 17:13         |

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 16      | 28°49.90'N  | 13°59.90'W | 27.01.96       | 08:14         |
| 17      | 28°52.40'N  | 14°14.90'W | 27.01.96       | 12:05         |
| 18      | 28°55.30'N  | 14°30.00'W | 27.01.96       | 17:08         |
| 19      | 28°58.90'N  | 14°44.90'W | 27.01.96       | 20:45         |
| 20      | 29°02.20'N  | 15°00.00'W | 28.01.96       | 06:07         |
| 21      | 29°05.40'N  | 15°14.70'W | 28.01.96       | 11:06         |
| 22      | 29°08.30'N  | 15°34.00'W | 28.01.96       | 15:21         |
| 23      | 29°12.80'N  | 15°45.20'W | 28.01.96       | 22:40         |
| 24      | 29°16.10'N  | 15°45.20'W | 29.01.96       | 08:07         |
| 25      | 29°19.20'N  | 16°15.00'W | 29.01.96       | 11:47         |
| 26      | 29°22.20'N  | 16°30.00'W | 29.01.96       | 16:24         |
| 27      | 29°25.20'N  | 16°45.00'W | 29.01.96       | 20:22         |
| 28      | 29°28.50'N  | 17°00.00'W | 30.01.96       | 08:10         |
| 29      | 29°31.50'N  | 17°15.00'W | 30.01.96       | 11:57         |

### A.3 FS Meteor M37/2b - Januar 1997

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 27      | 28°33.49'N  | 12°31.97'W | 07.01.97       | 14:35         |
| 28      | 28°36.39'N  | 12°43.38'W | 07.01.97       | 17:08         |
| 29      | 28°37.03'N  | 12°48.88'W | 07.01.97       | 19:17         |
| 30      | 28°37.81'N  | 12°54.35'W | 07.01.97       | 22:53         |
| 31      | 28°39.49'N  | 13°00.23'W | 08.01.97       | 01:45         |
| 32      | 28°40.44'N  | 13°06.00'W | 08.01.97       | 05:15         |
| 33      | 28°42.28'N  | 13°12.22'W | 08.01.97       | 08:59         |
| 34      | 28°44.14'N  | 13°22.05'W | 08.01.97       | 13:15         |
| 35      | 28°45.96'N  | 13°33.64'W | 08.01.97       | 19:05         |
| 36      | 28°48.31'N  | 13°42.65'W | 08.01.97       | 23:23         |
| 37      | 28°51.21'N  | 13°56.34'W | 09.01.97       | 03:30         |
| 38      | 28°52.50'N  | 14°06.39'W | 09.01.97       | 09:35         |
| 39      | 28°56.37'N  | 14°22.42'W | 09.01.97       | 17:47         |
| 40      | 29°01.03'N  | 14°43.93'W | 10.01.97       | 01:55         |
| 41      | 29°05.71'N  | 15°06.69'W | 10.01.97       | 09:13         |
| 42      | 29°09.97'N  | 15°29.98'W | 10.01.97       | 15:18         |
| 43      | 29°10.23'N  | 15°50.07'W | 10.01.97       | 23:00         |

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 44      | 29°09.91'N  | 16°11.84'W | 11.01.97       | 05:05         |
| 45      | 29°09.90'N  | 16°33.99'W | 11.01.97       | 11:24         |
| 46      | 29°09.96'N  | 16°54.91'W | 11.01.97       | 17:55         |
| 47      | 29°10.00'N  | 17°17.04'W | 12.01.97       | 01:37         |
| 48      | 29°09.89'N  | 17°39.13'W | 12.01.97       | 10:26         |
| 49      | 29°09.94'N  | 17°59.99'W | 12.01.97       | 17:53         |
| 50      | 29°47.02'N  | 17°59.90'W | 13.01.97       | 03:18         |
| 51      | 30°14.91'N  | 18°00.17'W | 13.01.97       | 16:16         |
| 52      | 30°44.99'N  | 17°59.98'W | 14.01.97       | 00:24         |
| 53      | 31°14.95'N  | 18°00.01'W | 14.01.97       | 10:55         |
| 54      | 31°44.98'N  | 17°59.97'W | 14.01.97       | 18:55         |
| 55      | 32°15.18'N  | 18°00.24'W | 15.01.97       | 07:40         |
| 56      | 32°15.07'N  | 17°24.89'W | 15.01.97       | 11:24         |
| 57      | 32°14.98'N  | 16°49.92'W | 15.01.97       | 19:32         |
| 58      | 32°14.94'N  | 16°09.95'W | 16.01.97       | 03:09         |
| 59      | 32°14.92'N  | 15°09.98'W | 16.01.97       | 12:46         |
| 59      | 32°14.86'N  | 15°09.97'W | 16.01.97       | 17:52         |
| 60      | 32°14.98'N  | 14°10.15'W | 17.01.97       | 03:09         |
| 61      | 32°16.00'N  | 13°12.40'W | 17.01.97       | 08:30         |
| 62      | 32°14.88'N  | 13°09.82'W | 17.01.97       | 10:45         |
| 63      | 32°14.94'N  | 12°09.92'W | 18.01.97       | 04:20         |
| 64      | 32°15.02'N  | 11°24.91'W | 18.01.97       | 13:35         |
| 65      | 32°15.95'N  | 10°50.06'W | 18.01.97       | 22:03         |
| 66      | 32°10.07'N  | 10°31.88'W | 19.01.97       | 06:48         |
| 67      | 32°07.19'N  | 10°14.83'W | 19.01.97       | 14:52         |
| 68      | 32°04.85'N  | 10°05.87'W | 19.01.97       | 22:03         |
| 69      | 32°02.71'N  | 09°55.42'W | 20.01.97       | 02:20         |
| 70      | 32°02.72'N  | 09°54.60'W | 20.01.97       | 07:05         |
| 71      | 32°02.21'N  | 09°53.90'W | 20.01.97       | 09:22         |
| 72      | 32°01.94'N  | 09°51.87'W | 20.01.97       | 11:37         |

**A.4 FS Victor Hensen VH0397/2 - April 1997**

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 204     | 29°10.00'N  | 15°30.00'W | 25.04.97       | 17:20         |
| 205     | 29°48.00'N  | 18°00.00'W | 26.04.97       | 15:10         |
| 206     | 29°10.00'N  | 18°00.00'W | 27.04.97       | 00:15         |
| 207     | 29°10.00'N  | 17°39.00'W | 27.04.97       | 07:30         |
| 208     | 29°10.00'N  | 17°17.00'W | 27.04.97       | 13:25         |
| 209     | 29°10.00'N  | 16°54.00'W | 27.04.97       | 15:00         |
| 210     | 29°10.00'N  | 16°33.00'W | 28.04.97       | 11:50         |
| 211     | 29°10.00'N  | 16°13.00'W | 28.04.97       | 07:45         |
| 212     | 29°10.00'N  | 15°50.00'W | 28.04.97       | 14:25         |
| 213     | 29°10.00'N  | 15°30.00'W | 28.04.97       | 19:50         |
| 214     | 29°06.00'N  | 15°07.00'W | 29.04.97       | 05:10         |
| 215     | 29°01.00'N  | 14°44.00'W | 29.04.97       | 11:45         |
| 216     | 28°56.00'N  | 14°22.00'W | 29.04.97       | 18:20         |
| 217     | 28°53.00'N  | 14°06.00'W | 30.04.97       | 00:15         |
| 218     | 28°51.00'N  | 13°57.00'W | 30.04.97       | 05:15         |
| 219     | 28°48.00'N  | 13°43.00'W | 30.04.97       | 09:40         |
| 220     | 28°46.00'N  | 13°34.00'W | 30.04.97       | 15:05         |
| 221     | 28°45.00'N  | 13°22.00'W | 30.04.97       | 20:15         |
| 222     | 28°42.00'N  | 13°12.00'W | 01.05.97       | 13:10         |
| 223     | 28°41.00'N  | 13°06.00'W | 01.05.97       | 05:00         |
| 224     | 28°39.00'N  | 13°00.00'W | 01.05.97       | 07:50         |
| 225     | 28°38.00'N  | 12°54.00'W | 01.05.97       | 11:00         |
| 226     | 28°37.00'N  | 12°49.00'W | 01.05.97       | 12:00         |
| 227     | 28°36.00'N  | 12°43.00'W | 01.05.97       | 14:00         |
| 228     | 28°33.00'N  | 12°32.00'W | 01.05.97       | 16:00         |
| 229     | 27°49.00'N  | 13°23.00'W | 01.05.97       | 23:05         |
| 230     | 27°57.00'N  | 13°32.00'W | 02.05.97       | 00:45         |
| 231     | 28°03.00'N  | 13°41.00'W | 02.05.97       | 04:25         |
| 232     | 28°09.00'N  | 13°49.00'W | 02.05.97       | 07:20         |

**A.5 FS Poseidon P237/4 - April 1998**

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 171     | 28°20.00'N  | 15°37.00'W | 21.04.98       | 14:00         |
| 172     | 28°22.00'N  | 15°40.00'W | 21.04.98       | 14:39         |
| 173     | 29°10.00'N  | 18°00.00'W | 22.04.98       | 08:05         |
| 174     | 29°10.00'N  | 17°39.00'W | 22.04.98       | 19:20         |
| 175     | 29°10.00'N  | 17°17.00'W | 23.04.98       | 01:12         |
| 176     | 29°10.00'N  | 16°56.00'W | 23.04.98       | 08:05         |
| 177     | 29°10.00'N  | 16°34.00'W | 23.04.98       | 13:30         |
| 178     | 29°10.00'N  | 16°18.50'W | 23.04.98       | 20:53         |
| 179     | 29°10.00'N  | 16°02.50'W | 24.04.98       | 00:35         |
| 180     | 29°10.00'N  | 15°48.00'W | 24.04.98       | 07:14         |
| 181     | 29°10.00'N  | 15°30.00'W | 24.04.98       | 15:00         |
| 182     | 29°06.00'N  | 15°10.00'W | 25.04.98       | 02:35         |
| 183     | 29°02.00'N  | 14°50.00'W | 25.04.98       | 05:30         |
| 184     | 28°57.50'N  | 14°27.00'W | 25.04.98       | 13:38         |
| 185     | 28°53.00'N  | 14°06.00'W | 25.04.98       | 18:44         |
| 186     | 28°46.00'N  | 13°34.00'W | 26.04.98       | 03:45         |
| 187     | 28°45.00'N  | 13°20.00'W | 26.04.98       | 05:48         |
| 188     | 28°41.00'N  | 13°10.00'W | 26.04.98       | 16:02         |
| 189     | 28°38.00'N  | 12°57.00'W | 26.04.98       | 18:48         |
| 190     | 28°35.40'N  | 12°44.40'W | 26.04.98       | 23:20         |
| 191     | 28°33.00'N  | 12°32.00'W | 27.04.98       | 00:50         |
| 192     | 28°30.00'N  | 12°17.00'W | 27.04.98       | 03:45         |
| 193     | 28°27.00'N  | 12°02.00'W | 27.04.98       | 05:45         |
| 194     | 27°50.00'N  | 13°23.00'W | 27.04.98       | 13:27         |
| 195     | 27°54.50'N  | 13°30.00'W | 27.04.98       | 15:06         |
| 196     | 27°59.50'N  | 13°38.00'W | 27.04.98       | 18:17         |
| 197     | 28°06.00'N  | 13°45.50'W | 27.04.98       | 20:55         |
| 198     | 27°50.00'N  | 14°25.00'W | 28.04.98       | 01:40         |
| 199     | 27°47.00'N  | 14°37.00'W | 28.04.98       | 14:14         |
| 200     | 27°43.00'N  | 14°49.00'W | 28.04.98       | 17:08         |
| 201     | 27°39.00'N  | 15°02.50'W | 28.04.98       | 20:25         |

**A.6 FS Meteor M42/1b - Juli 1998**

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 306     | 28°40.00'N  | 15°35.30'W | 26.06.98       | 19:01         |
| 307     | 28°34.10'N  | 12°32.00'W | 27.06.98       | 14:50         |
| 308     | 28°34.90'N  | 12°36.90'W | 27.06.98       | 16:18         |
| 309     | 28°36.50'N  | 12°43.50'W | 27.06.98       | 17:49         |
| 310     | 28°37.00'N  | 12°49.20'W | 27.06.98       | 19:22         |
| 311     | 28°38.00'N  | 12°54.70'W | 27.06.98       | 21:52         |
| 312     | 28°39.60'N  | 13°00.90'W | 28.06.98       | 00:30         |
| 313     | 28°40.00'N  | 13°06.10'W | 28.06.98       | 05:00         |
| 314     | 28°42.00'N  | 13°12.00'W | 28.06.98       | 08:28         |
| 315     | 28°43.00'N  | 13°17.00'W | 28.06.98       | 14:10         |
| 316     | 28°44.00'N  | 13°22.00'W | 28.06.98       | 19:57         |
| 317     | 28°45.00'N  | 13°29.00'W | 29.06.98       | 01:01         |
| 318     | 28°46.10'N  | 13°34.00'W | 29.06.98       | 05:36         |
| 319     | 28°48.00'N  | 13°43.10'W | 29.06.98       | 11:51         |
| 320     | 28°51.10'N  | 13°56.00'W | 29.06.98       | 17:30         |
| 321     | 28°52.00'N  | 14°01.00'W | 29.06.98       | 23:10         |
| 322     | 28°53.00'N  | 14°06.00'W | 30.06.98       | 03:38         |
| 323     | 28°54.50'N  | 14°14.00'W | 30.06.98       | 10:01         |
| 324     | 28°56.00'N  | 14°22.00'W | 30.06.98       | 15:08         |
| 325     | 29°01.00'N  | 14°44.00'W | 01.07.98       | 00:20         |
| 326     | 29°05.50'N  | 15°07.00'W | 01.07.98       | 08:14         |
| 327     | 29°10.00'N  | 15°30.00'W | 01.07.98       | 16:44         |
| 328     | 29°10.00'N  | 15°40.00'W | 02.07.98       | 02:29         |
| 329     | 29°10.10'N  | 15°50.10'W | 02.07.98       | 09:11         |
| 330     | 29°10.00'N  | 16°12.10'W | 02.07.98       | 17:23         |
| 331     | 29°10.00'N  | 16°34.00'W | 02.07.98       | 23:41         |
| 332     | 29°10.10'N  | 16°55.00'W | 03.07.98       | 09:49         |
| 333     | 29°10.00'N  | 17°17.00'W | 03.07.98       | 20:01         |
| 334     | 29°10.00'N  | 17°40.00'W | 04.07.98       | 07:18         |
| 335     | 29°10.20'N  | 18°00.30'W | 04.07.98       | 13:46         |
| 336     | 29°28.50'N  | 18°00.00'W | 05.07.98       | 02:19         |
| 337     | 29°47.00'N  | 18°00.00'W | 05.07.98       | 12:47         |
| 338     | 30°15.00'N  | 18°00.00'W | 05.07.98       | 22:02         |
| 339     | 30°45.00'N  | 18°00.00'W | 06.07.98       | 06:11         |
| 340     | 31°15.10'N  | 18°00.00'W | 06.07.98       | 15:09         |

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 341     | 31°45.00'N  | 18°00.00'W | 07.07.98       | 01:01         |
| 342     | 32°15.00'N  | 18°00.00'W | 07.07.98       | 09:17         |
| 343     | 32°15.00'N  | 17°25.00'W | 07.07.98       | 18:34         |
| 344     | 32°15.00'N  | 16°50.00'W | 08.07.98       | 03:30         |
| 345     | 32°15.00'N  | 16°10.00'W | 08.07.98       | 12:35         |
| 346     | 32°15.00'N  | 15°40.10'W | 08.07.98       | 23:15         |
| 347     | 32°15.00'N  | 15°10.00'W | 09.07.98       | 05:08         |
| 348     | 32°15.00'N  | 14°40.00'W | 09.07.98       | 12:35         |
| 349     | 32°15.00'N  | 14°10.00'W | 09.07.98       | 18:19         |
| 350     | 32°15.00'N  | 13°10.00'W | 10.07.98       | 06:46         |
| 351     | 32°15.00'N  | 12°10.00'W | 10.07.98       | 16:20         |
| 352     | 32°15.00'N  | 11°25.00'W | 11.07.98       | 03:30         |
| 353     | 32°15.00'N  | 10°50.00'W | 11.07.98       | 10:57         |
| 354     | 32°10.00'N  | 10°29.00'W | 11.07.98       | 20:17         |
| 355     | 32°05.00'N  | 10°10.00'W | 12.07.98       | 05:24         |
| 356     | 32°03.00'N  | 09°55.50'W | 12.07.98       | 11:12         |
| 357     | 32°02.00'N  | 09°52.00'W | 12.07.98       | 17:10         |
| 358     | 37°29.30'N  | 09°37.70'W | 14.07.98       | 08:38         |
| 359     | 37°29.77'N  | 09°29.80'W | 14.07.98       | 11:12         |
| 360     | 38°23.88'N  | 09°52.80'W | 14.07.98       | 18:16         |
| 361     | 38°30.36'N  | 09°51.10'W | 14.07.98       | 20:42         |

## A.7 FS Poseidon P249 - März 1999

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 78      | 27°35.00'N  | 16°05.60'W | 02.03.99       | 15:30         |
| 79      | 27°34.90'N  | 16°26.90'W | 03.03.99       | 00:00         |
| 80      | 27°35.00'N  | 16°50.00'W | 03.03.99       | 04:28         |
| 81      | 27°35.00'N  | 17°12.30'W | 03.03.99       | 08:51         |
| 82      | 27°35.00'N  | 17°35.00'W | 03.03.99       | 13:10         |
| 83      | 27°26.30'N  | 17°55.20'W | 03.03.99       | 18:45         |
| 84      | 27°34.60'N  | 18°20.00'W | 03.03.99       | 23:15         |
| 85      | 28°33.40'N  | 18°10.10'W | 04.03.99       | 09:25         |
| 86      | 29°10.00'N  | 18°00.00'W | 04.03.99       | 20:55         |
| 87      | 29°10.00'N  | 17°39.00'W | 05.03.99       | 04:40         |

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 88      | 29°10.00'N  | 17°17.00'W | 05.03.99       | 08:35         |
| 89      | 29°10.00'N  | 16°56.00'W | 05.03.99       | 14:45         |
| 90      | 29°10.00'N  | 16°34.00'W | 05.03.99       | 18:50         |
| 91      | 29°10.00'N  | 16°18.50'W | 06.03.99       | 01:53         |
| 92      | 29°10.00'N  | 16°02.50'W | 06.03.99       | 05:44         |
| 93      | 29°10.00'N  | 15°47.90'W | 06.03.99       | 11:15         |
| 94      | 29°10.00'N  | 15°30.00'W | 06.03.99       | 15:18         |
| 95      | 29°06.00'N  | 15°10.00'W | 07.03.99       | 16:45         |
| 96      | 29°02.00'N  | 14°50.00'W | 07.03.99       | 20:35         |
| 97      | 28°57.50'N  | 14°27.00'W | 08.03.99       | 02:58         |
| 98      | 28°53.10'N  | 14°05.90'W | 08.03.99       | 07:05         |
| 99      | 28°46.00'N  | 13°34.00'W | 08.03.99       | 13:02         |
| 100     | 28°45.00'N  | 13°20.00'W | 08.03.99       | 17:02         |
| 101     | 28°40.90'N  | 13°10.00'W | 08.03.99       | 20:20         |
| 102     | 28°37.80'N  | 12°57.00'W | 08.03.99       | 22:22         |
| 103     | 28°35.40'N  | 12°44.40'W | 09.03.99       | 01:00         |
| 104     | 28°33.00'N  | 12°32.00'W | 09.03.99       | 02:30         |
| 105     | 28°30.00'N  | 12°17.00'W | 09.03.99       | 04:48         |
| 106     | 28°26.90'N  | 12°02.00'W | 09.03.99       | 06:38         |
| 107     | 27°50.00'N  | 13°23.00'W | 09.03.99       | 15:06         |
| 108     | 27°54.50'N  | 13°30.00'W | 09.03.99       | 16:13         |
| 109     | 27°59.50'N  | 13°38.20'W | 09.03.99       | 19:13         |
| 110     | 28°06.00'N  | 13°45.50'W | 09.03.99       | 21:12         |
| 111     | 28°38.00'N  | 12°55.60'W | 10.03.99       | 06:00         |
|         | 28°38.50'N  | 12°54.90'W | 10.03.99       | 07:00         |
|         | 28°38.90'N  | 12°54.20'W | 10.03.99       | 08:06         |
|         | 28°39.00'N  | 12°54.20'W | 10.03.99       | 09:00         |
|         | 28°39.20'N  | 12°54.10'W | 10.03.99       | 10:00         |
|         | 28°39.50'N  | 12°54.00'W | 10.03.99       | 11:00         |
|         | 28°39.90'N  | 12°53.90'W | 10.03.99       | 12:00         |
|         | 28°40.40'N  | 12°53.50'W | 10.03.99       | 12:58         |
|         | 28°40.80'N  | 12°53.40'W | 10.03.99       | 13:57         |
|         | 28°41.40'N  | 12°52.80'W | 10.03.99       | 14:56         |
|         | 28°41.90'N  | 12°52.10'W | 10.03.99       | 16:00         |
|         | 28°42.30'N  | 12°51.50'W | 10.03.99       | 17:00         |
|         | 28°42.60'N  | 12°50.80'W | 10.03.99       | 18:00         |
|         | 28°42.90'N  | 12°50.30'W | 10.03.99       | 19:00         |
|         | 28°43.00'N  | 12°49.70'W | 10.03.99       | 20:00         |

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 111     | 28°43.40'N  | 12°48.40'W | 10.03.99       | 22:00         |
|         | 28°43.40'N  | 12°47.90'W | 10.03.99       | 23:00         |
|         | 28°43.30'N  | 12°47.40'W | 11.03.99       | 00:01         |
|         | 28°43.40'N  | 12°46.90'W | 11.03.99       | 00:57         |
|         | 28°43.50'N  | 12°46.20'W | 11.03.99       | 01:57         |
|         | 28°43.50'N  | 12°45.50'W | 11.03.99       | 02:56         |
|         | 28°43.40'N  | 12°44.60'W | 11.03.99       | 03:57         |
|         | 28°43.40'N  | 12°43.60'W | 11.03.99       | 04:55         |
|         | 28°43.60'N  | 12°42.60'W | 11.03.99       | 06:00         |
|         | 28°43.70'N  | 12°41.70'W | 11.03.99       | 07:00         |
|         | 28°44.00'N  | 12°41.40'W | 11.03.99       | 08:00         |
|         | 28°44.10'N  | 12°40.70'W | 11.03.99       | 08:58         |
|         | 28°44.40'N  | 12°40.20'W | 11.03.99       | 10:00         |
|         | 28°45.00'N  | 12°39.90'W | 11.03.99       | 11:00         |
|         | 28°45.20'N  | 12°39.80'W | 11.03.99       | 12:00         |
|         | 28°45.20'N  | 12°39.30'W | 11.03.99       | 12:58         |
|         | 28°45.40'N  | 12°38.90'W | 11.03.99       | 13:57         |
|         | 28°45.60'N  | 12°38.40'W | 11.03.99       | 14:58         |
|         | 28°46.00'N  | 12°38.20'W | 11.03.99       | 15:55         |
|         | 28°45.90'N  | 12°37.30'W | 11.03.99       | 16:55         |
|         | 28°45.50'N  | 12°36.30'W | 11.03.99       | 17:57         |
|         | 28°45.20'N  | 12°35.20'W | 11.03.99       | 19:00         |
|         | 28°45.20'N  | 12°33.00'W | 11.03.99       | 21:00         |
|         | 28°45.00'N  | 12°32.00'W | 11.03.99       | 22:00         |
|         | 28°44.70'N  | 12°31.20'W | 11.03.99       | 23:00         |
| 111     | 28°44.70'N  | 12°30.60'W | 12.03.99       | 00:00         |
|         | 28°44.50'N  | 12°30.10'W | 12.03.99       | 00:57         |
|         | 28°44.60'N  | 12°29.50'W | 12.03.99       | 01:56         |
|         | 28°44.50'N  | 12°28.80'W | 12.03.99       | 02:57         |
|         | 28°44.60'N  | 12°28.10'W | 12.03.99       | 04:01         |
|         | 28°44.70'N  | 12°27.40'W | 12.03.99       | 04:55         |
|         | 28°44.80'N  | 12°26.50'W | 12.03.99       | 05:59         |
|         | 28°45.00'N  | 12°25.70'W | 12.03.99       | 07:00         |
|         | 28°45.70'N  | 12°24.80'W | 12.03.99       | 08:05         |
|         | 28°45.90'N  | 12°24.30'W | 12.03.99       | 08:58         |
|         | 28°46.00'N  | 12°24.00'W | 12.03.99       | 10:00         |
|         | 28°46.40'N  | 12°23.60'W | 12.03.99       | 11:00         |

| Station | Position    |            | Stationsbeginn |               |
|---------|-------------|------------|----------------|---------------|
|         | Breitengrad | Längengrad | Datum          | Uhrzeit (UTC) |
| 111     | 28°46.60'N  | 12°23.20'W | 12.03.99       | 12:00         |
|         | 28°46.30'N  | 12°22.40'W | 12.03.99       | 12:58         |
|         | 28°46.40'N  | 12°21.90'W | 12.03.99       | 13:58         |
|         | 28°46.60'N  | 12°21.50'W | 12.03.99       | 14:58         |
|         | 28°46.90'N  | 12°20.80'W | 12.03.99       | 15:56         |
|         | 28°47.00'N  | 12°20.50'W | 12.03.99       | 17:00         |
|         | 28°46.90'N  | 12°19.30'W | 12.03.99       | 18:00         |
| 112     | 28°96.90'N  | 12°02.00'W | 12.03.99       | 20:47         |
| 113     | 28°30.00'N  | 12°16.90'W | 12.03.99       | 23:15         |
| 114     | 28°33.00'N  | 12°32.00'W | 13.03.99       | 01:54         |
| 115     | 28°35.40'N  | 12°44.40'W | 13.03.99       | 04:21         |
| 116     | 28°37.80'N  | 12°57.00'W | 13.03.99       | 06:02         |
| 117     | 28°41.10'N  | 13°10.00'W | 13.03.99       | 09:14         |
| 118     | 28°45.00'N  | 13°20.00'W | 13.03.99       | 11:23         |
| 119     | 28°46.00'N  | 13°34.00'W | 13.03.99       | 14:17         |
| 120     | 27°50.00'N  | 13°23.00'W | 13.03.99       | 21:12         |
| 121     | 27°54.50'N  | 13°30.00'W | 13.03.99       | 22:18         |
| 122     | 27°59.50'N  | 13°38.20'W | 14.03.99       | 00:50         |
| 123     | 28°06.00'N  | 13°45.50'W | 14.03.99       | 03:02         |
| 124     | 27°55.00'N  | 14°05.10'W | 14.03.99       | 06:05         |
| 125     | 27°50.00'N  | 14°25.00'W | 14.03.99       | 10:17         |
| 126     | 27°47.00'N  | 14°37.00'W | 14.03.99       | 12:42         |
| 127     | 27°43.00'N  | 14°49.00'W | 14.03.99       | 15:43         |
| 128     | 27°39.00'N  | 15°02.50'W | 14.03.99       | 20:35         |
| 129     | 27°35.00'N  | 15°15.40'W | 14.03.99       | 23:55         |
| 130     | 27°31.00'N  | 15°30.00'W | 15.03.99       | 03:02         |
| 131     | 27°32.80'N  | 15°47.00'W | 15.03.99       | 06:35         |
| 132     | 27°35.00'N  | 16°05.00'W | 15.03.99       | 10:15         |
| 133     | 27°35.00'N  | 16°27.00'W | 15.03.99       | 14:32         |
| 134     | 27°34.90'N  | 16°50.10'W | 15.03.99       | 18:48         |
| 135     | 27°35.00'N  | 17°12.00'W | 15.03.99       | 22:55         |
| 136     | 27°35.00'N  | 17°35.00'W | 16.03.99       | 03:06         |
| 137     | 27°26.50'N  | 17°55.20'W | 16.03.99       | 07:00         |
| 138     | 27°31.60'N  | 18°10.00'W | 16.03.99       | 10:25         |

## Anhang B

### Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

# Abbildungsverzeichnis

|      |                                                                                                                    |    |
|------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1.1  | Zustand der Hydrosphäre . . . . .                                                                                  | 6  |
| 1.2  | Abschätzung des CO <sub>2</sub> Partialdrucks in der Atmosphäre . . . . .                                          | 7  |
| 1.3  | Der Kohlenstoffkreislauf der Erde . . . . .                                                                        | 8  |
| 1.4  | Produktivität des Atlantischen Ozeans . . . . .                                                                    | 9  |
| 1.5  | Oberflächenströmungen des Atlantischen Ozeans . . . . .                                                            | 12 |
| 1.6  | Karte der Forschungsfahrten in der Kanarenregion . . . . .                                                         | 14 |
| 2.1  | Verteilung des Mittelmeerwassers . . . . .                                                                         | 16 |
| 2.2  | Wassermassen in der Kanarenregion . . . . .                                                                        | 16 |
| 2.3  | Temperaturverteilung (0–1500 m) im April 1997 entlang 29° N . . . . .                                              | 18 |
| 2.4  | Salzgehaltverteilung (0–1500 m) im April 1997 entlang 29° N . . . . .                                              | 18 |
| 2.5  | Sauerstoffverteilung (0–1500 m) im April 1997 entlang 29° N . . . . .                                              | 19 |
| 2.6  | Salzgehaltverteilung (0–1500 m) im Januar 1997 entlang 32°N . . . . .                                              | 19 |
| 2.7  | Temperaturverteilung (0–300 m) bei ESTOC . . . . .                                                                 | 20 |
| 2.8  | Temperaturverteilung (0–150 m) im Januar 1997 entlang 29°N . . . . .                                               | 21 |
| 2.9  | Temperaturverteilung (0–150 m) im April 1997 entlang 29°N . . . . .                                                | 21 |
| 3.1  | Spektrale Absorption verschiedener Algenspezies . . . . .                                                          | 25 |
| 3.2  | Lineare Regression von Chlorophyllfluoreszenz und -konzentration für die FS Meteor Reise M37/2b . . . . .          | 28 |
| 3.3  | Lineare Regression von Chlorophyllfluoreszenz und -konzentration für die FS Victor Hensen Reise VH0397/2 . . . . . | 28 |
| 3.4  | Lineare Regression von Chlorophyllfluoreszenz und -konzentration für die FS Poseidon Reise P237/4 . . . . .        | 29 |
| 3.5  | Lineare Regression von Chlorophyllfluoreszenz und -konzentration für die FS Meteor Reise M42/1b . . . . .          | 29 |
| 3.6  | Lineare Regression der Fluoreszenz von Gelbstoff für die FS Poseidon Reise P237/4 . . . . .                        | 31 |
| 3.7  | Vergleich von Gelbstofffluoreszenz und DOC . . . . .                                                               | 33 |
| 3.8  | Vergleich von Tryptophanfluoreszenz und Bakterien . . . . .                                                        | 34 |
| 3.9  | Illustration des totalen Attenuationkoeffizienten . . . . .                                                        | 36 |
| 3.10 | MST-Daten im März 1999 bei ESTOC und nahe der Küste . . . . .                                                      | 37 |

|      |                                                                                                                     |    |
|------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 3.11 | Illustration eines spektralen $E_d$ -Profils . . . . .                                                              | 38 |
| 3.12 | Klassifizierung des Wassertyps nach Jerlov . . . . .                                                                | 40 |
| 3.13 | Vergleich verschiedener Gelbstoffscans . . . . .                                                                    | 42 |
| 3.14 | Profile der LS50 Fluoreszenzdaten (P249 im März 1999) . . . . .                                                     | 43 |
| 3.15 | Gelbstoffabsorption über der Wellenlänge . . . . .                                                                  | 44 |
| 3.16 | Gelbstoffabsorption und -fluoreszenz im Vergleich . . . . .                                                         | 45 |
| 3.17 | Gelbstoffabsorption für unfiltrierte und filtrierte Proben . . . . .                                                | 46 |
| 3.18 | Absorption und Fluoreszenz von Gelbstoff über der Tiefe . . . . .                                                   | 47 |
|      |                                                                                                                     |    |
| 4.1  | Karte des 29°N-Schnittes . . . . .                                                                                  | 49 |
| 4.2  | Profile der Gelbstofffluoreszenz für die drei Zonen . . . . .                                                       | 50 |
| 4.3  | Verteilung der Gelbstofffluoreszenz entlang 29°N im März 1999 . . . . .                                             | 51 |
| 4.4  | Verteilung des Salzgehaltes entlang 29°N im März 1999 . . . . .                                                     | 51 |
| 4.5  | Oszillation von Gelbstofffluoreszenz und Salzgehalt entlang 29°N in<br>600 m Tiefe . . . . .                        | 52 |
| 4.6  | Oszillation von Gelbstofffluoreszenz und Salzgehalt entlang 29°N in<br>900 m Tiefe . . . . .                        | 52 |
| 4.7  | Verteilung der Gelbstofffluoreszenz (LS50) entlang 29°N im März 1999                                                | 53 |
| 4.8  | Gelbstofffluoreszenz (LS50) in 600 m und 850/900 m Tiefe entlang 29°N                                               | 54 |
| 4.9  | Chlorophyll <i>a</i> in den oberen 200 m bei ESTOC 1994 . . . . .                                                   | 55 |
| 4.10 | Nitrat in den oberen 300 m bei ESTOC 1994 . . . . .                                                                 | 56 |
| 4.11 | Chlorophyllverteilung (0–150 m) im Januar 1997 entlang 29°N . . . . .                                               | 57 |
| 4.12 | Chlorophyllverteilung (0–150 m) im April 1997 entlang 29°N . . . . .                                                | 57 |
| 4.13 | Chlorophyllverteilung (0–150 m) im Juli 1997 entlang 29°N . . . . .                                                 | 58 |
| 4.14 | Fucoxanthinverteilung (0–150 m) im Juli 1997 entlang 29°N . . . . .                                                 | 58 |
| 4.15 | Variabilität physikalischer und biologischer Parameter im Epipelagial                                               | 60 |
| 4.16 | Korrelation physikalischer und biologischer Kenngrößen entlang 29°N                                                 | 63 |
| 4.17 | Abwärts- und aufwärtsgerichtete Bestrahlungsstärke . . . . .                                                        | 64 |
| 4.18 | Vertikaler Attenuationskoeffizient vom PAR , sowie spektral $k_d$ mit<br>Bestimmung des Jerlov Wassertypen. . . . . | 65 |
| 4.19 | Vergleich von $PAR$ und $E_d$ bei drei Wellenlängen im Profil . . . . .                                             | 66 |
| 4.20 | Spektrale 1%-Tiefe entlang 29° N im April 1997 . . . . .                                                            | 67 |
| 4.21 | Lineare Regression der 1%-Tiefe von $E_d$ bei 475 nm und $PAR$ . . . . .                                            | 68 |
| 4.22 | Bestimmung von $k_{Chl}$ und $k_w$ aus der Regression von $k_{PAR}$ und Chlo-<br>rophyllkonzentration . . . . .     | 69 |
| 4.23 | Fehlende Korrelation der Tiefe des DCM und der 1%-Tiefe von $PAR$                                                   | 69 |
| 4.24 | Korrelation von $\Sigma(Chl)$ und der 1%-Tiefe von $PAR$ . . . . .                                                  | 72 |
|      |                                                                                                                     |    |
| 5.1  | Parameter des multiband-Ansatzes von Morel (1988) . . . . .                                                         | 83 |
| 5.2  | $PAR(z)$ für vier Parameterisierungen - Winter Situation . . . . .                                                  | 85 |
| 5.3  | $PAR(z)$ für vier Parameterisierungen - Frühlings Situation . . . . .                                               | 86 |

|      |                                                                                                 |     |
|------|-------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 5.4  | $PAR(z)$ für vier Parameterisierungen - Sommer Situation . . . . .                              | 87  |
| 6.1  | Phasendiagramm und Evolution von Jägern und Beute . . . . .                                     | 91  |
| 6.2  | Phasendiagramm und Evolution des erweiterten Jäger-Beute Modells                                | 91  |
| 6.3  | Illustration der im physikalischen Modell betrachteten Prozesse . . . . .                       | 93  |
| 6.4  | Fünf Jahre ECMWF Reanalyse Antriebsdaten: mittlere Solarstrahlung                               | 94  |
| 6.5  | Temperaturverteilung über fünf Jahre aus dem physikalischen Modell                              | 94  |
| 6.6  | Durchmischungskoeffizient über fünf Jahre . . . . .                                             | 95  |
| 6.7  | Kompartimente und Flüsse des biologischen Modells . . . . .                                     | 95  |
| 6.8  | Evolution der vier Kompartimente mit der Zeit für vier Beschreibungen<br>von $PAR(z)$ . . . . . | 99  |
| 6.9  | Illustration der exponentiellen Wichtungsfunktion . . . . .                                     | 100 |
| 6.10 | Mittlere Chlorophyllverteilung im Modellexperiment . . . . .                                    | 102 |
| 6.11 | Jahresgang des integrierten Chlorophylls im Modellexperiment . . . . .                          | 105 |
| 7.1  | Kompartimente und Flüsse im modifizierten biologischen Modell . . . . .                         | 107 |
| 7.2  | Tiefenabhängiger Verlauf von $\alpha$ und $k_{Chl}$ . . . . .                                   | 110 |
| 7.3  | Mittlerer Jahresgang der Kompartimente im modifizierten Modell . . . . .                        | 112 |
| 7.4  | Jahresgang integriertes Chlorophylls des modifizierten Modells . . . . .                        | 113 |
| 7.5  | Mittlerer Jahresgang der Primärproduktion im modifizierten Modell . . . . .                     | 113 |
| 7.6  | Mittlere Kohlenstoffflüsse des modifizierten biologisches Modells . . . . .                     | 114 |

# Tabellenverzeichnis

|     |                                                                                                               |     |
|-----|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 1.1 | Übersicht der Forschungsfahrten in der Kanarenregion . . . . .                                                | 13  |
| 3.1 | Anregungs- und Detektionswellenlängen des Mehrkanal Fluorometers                                              | 24  |
| 3.2 | Lineare Korrelation von Chlorophyllfluoreszenz und -konzentration . .                                         | 27  |
| 3.3 | Lineare Korrelation der Gelbstofffluoreszenz von MFL und LS50 . . .                                           | 30  |
| 3.4 | Emissionsscans des Laborfluorometers . . . . .                                                                | 41  |
| 4.1 | Physikalische und biologische Kenngrößen für Winter, Frühling und Sommer entlang des 29°N-Schnittes . . . . . | 61  |
| 4.2 | Physikalische und biologische Kenngrößen der VH0397/2, P237/4 und P249 Expeditionen . . . . .                 | 61  |
| 4.3 | Bio-optische Kenngrößen für Winter, Frühling und Sommer . . . . .                                             | 70  |
| 5.1 | 10 %- und 1 %-Tiefen aus dem Lichtfeldvergleich . . . . .                                                     | 84  |
| 6.1 | Parameter des NPZD-Modells . . . . .                                                                          | 97  |
| 6.2 | Ergebnisse des Modellexperiments . . . . .                                                                    | 101 |
| 7.1 | Parameter des modifizierten Modells . . . . .                                                                 | 108 |

## Danksagung

Ich danke meinem Betreuer und Erstgutachter, Herrn Dr. Rainer Reuter, für seine stetige Unterstützung, seine Anregungen und die Möglichkeit diese Arbeit anzufertigen. Ihm und den Korreferenten Herrn Prof. Dr. Wolfgang Ebenhöf und Herrn Prof. Dr. Klaus Hinsch danke ich für die Begutachtung der Dissertation.

Den jetzigen und früheren Mitgliedern der Arbeitsgruppe Angewandte Optik/Meeresphysik danke ich für die stets gute Zusammenarbeit und erfahrene Inspiration. Insbesondere gilt mein (alphabetischer) Dank Hans Barth, Wiebke Breves, Elzbieta Chojnowski, Stefan Harsdorf, Rüdiger Heuermann, Manfred Janssen, Klaus-Dieter Loquay, Bernhard Wachowicz und Rainer Willkomm.

Meiner Ehefrau möchte ich für Ihre Motivation und das Verständnis und meinen Großeltern für Ihre Unterstützung während dieser drei Jahre danken.

Ich möchte mich auch bei den Mannschaften und den Wissenschaftlern der Meteor 37/2, Victor Hensen 0397/2, Poseidon 237/4, Meteor 42/1b und Poseidon 249 Reisen bedanken.

Zu guter Letzt möchte ich mich bei allen bedanken, die außerdem zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Die Liste ist sicherlich nicht vollständig und somit höchstens ein Versuch, zu verdeutlichen, wer alles einen Anteil daran hatte: Dr. Jörg Bollmann, Ciaran Bradley, Matilde Chauton, Andrés Cianca, Dr. Stephan Determann, Prof. Dr. Thomas D. Dickey, Dr. Scott C. Doney, Juana Godoy, Inga Hense, Dr. Joji Ishizaka, Dr. Geir Johnsen, Dr. Michaela Knoll, Dr. Wilfried Kühn, Dr. Octavio Llinás, Prof. Dr. Felix López-Figueroa, Dr. Ludger Mintrop, Dr. Curtis D. Mobley, Dr. Thomas J. Müller, Dr. Susanne Neuer, Dr. Andreas Oschlies, Dr. Johannes Pätsch, Dr. Eduardo Pérez-Rodríguez, Dr. Javier Pérez-Marrero, Dr. Jörg Reppin, Dr. Ralf Schiebel, Dr. Alejandro Spitzzy, Dr. Sören Ullrich, Dr. Marimar Vilagarcía.

Diese Arbeit entstand im Rahmen von CANIGO (E.C. Marine Science and Technology (MAST III) Programm, Research Area A: Marine Science, Vertragsnummer MAS3-CT96-0060).

## Tabellarischer Lebenslauf

Name: Zielinski  
Vorname: Oliver  
Geburtsdatum: 21.10.1970  
Geburtsort: Oldenburg in Oldenburg  
Eltern: Günter Zielinski, Elektromeister  
Margrit Ehlers, geb. Ommen, Angestellte  
Staatsangehörigkeit: deutsch  
Familienstand: verheiratet

### Schulbildung:

1977–1981: Grundschule Ohmstede, Oldenburg  
1981–1983: Orientierungsstufe im Schulzentrum am Flötenteich, Oldenburg  
1983–1987: Gymnasium im Schulzentrum am Flötenteich, Oldenburg  
1987–1990: Fachgymnasium Technik, Oldenburg  
25.05.1990: Allgemeine Hochschulreife

### Grundwehrdienst:

1990–1991: Instandsetzungskompanie 310, Oldenburg

### Studium:

1991–1996: Diplom-Physik an der Carl von Ossietzky Universität, Oldenburg  
11.10.1996: Diplom

### Beruflicher Werdegang:

1996–1999: wissenschaftlicher Mitarbeiter in der Arbeitsgruppe Meeresphysik  
12.11.1996: Promotion

### **Erklärung**

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

Oldenburg, den 05. September 1999