

BMBF - Verbundprojekt JGOFS-Indik
Teilprojekt 6

**Der Stickstoffkreislauf im Zwischenmonsun des Arabischen Meeres als
Antrieb für die Neue Produktion und Exportfluß von organischem
Kohlenstoff**

Förderkennzeichen: BEO 03 F 0183 H

Endbericht für die Projektlaufzeit

01.01.1997 - 31.12.1998

Dr. Wolfgang Barkmann

Dipl. Biol. Constanze Böttcher

Dr. Falk Pollehne

Dr. Herbert Siegel

Prof. Dr. Bodo von Bodungen

Institut für Ostseeforschung Warnemünde

Seestraße 15

18119 Rostock-Warnemünde

Inhalt

Zusammenfassung

- 1. Einführung**
- 2. Ziele und Stellung im Verbundvorhaben**
- 3. Durchgeführte Arbeiten**
 - 3.1 Feldmessungen im Frühjahr 1997
 - 3.2 Modellentwicklung
- 4. Zusammenfassung der Ergebnisse**
 - 4.1 Hydrographie
 - 4.2 Nährsalze
 - 4.3 Phytoplankton und Primärproduktion im März 1997
 - 4.3.1 Fluoreszenz und Chlorophyll a
 - 4.3.2 Markerpigmente
 - 4.3.3 Gesamtproduktion
 - 4.3.4 Fraktionierte Produktion
 - 4.3.5 Sinkstoffallen
 - 4.4 Bestimmung von Strahlungsgrößen und optische Eigenschaften im März 1997
 - 4.6 Modellierung des Stickstoffkreislaufes
 - 4.6.1 Das tiefe Chlorophyllmaximum
 - 4.6.2 Saisonale und zwischenjährliche Variation der Primärproduktion
- 5. Relevanz der Ergebnisse für die JGOFS-Indik Ziele**
- 6. Ausblick**
- 7. Literatur**

Zusammenfassung

Im Rahmen von JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study) soll die Bedeutung des Stickstoffkreislaufes in der Arabischen See zur Zeit des Zwischenmonsuns für die neue Produktion untersucht und der Exportfluß von organischem Kohlenstoff quantifiziert werden. Zu diesem Zweck wurde im März 1997 während der Sonne-Reise 117 der Standardschnitt entlang 65 Ost zwischen 6N und 19N, der erstmals in seiner gesamten Länge während der Meteor-Reise 323 im Mai 1995 beprobt wurde, wiederholt. Parallel dazu fand die Entwicklung eines numerischen eindimensionalen Ökosystem-Modells der saisonalen Grenzschicht statt, mit dessen Hilfe die Bedeutung physikalischer und biologischer Prozesse für den Kohlenstofftransport in der Arabischen See untersucht wird.

Entlang des gesamten meridionalen Schnittes konnte ein ausgeprägtes tiefes Chlorophyllmaximum beobachtet werden, welches nach Norden hin anstieg und an die Obergrenze der Nitratsprungschicht gekoppelt war. Die Zunahme der gemessenen maximalen absoluten Produktionsraten von Süden nach Norden ($0.2 \text{ mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$ auf $>5\text{mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$) spiegelt sich auch in der Zunahme der über die euphotische Zone integrierten Primärproduktion wider (von 109 auf $524 \text{ mgCm}^{-2}\text{d}^{-1}$). Das Chlorophyllmaximum im südlichen und mittleren Bereich des meridionalen Schnittes wurde von Prymnesiophyceen, insbesondere von Coccolithophoriden, dominiert, während im Norden die Diatomeen vorherrschten. Die abgeschätzte neue Produktion als Anteil an der Gesamtproduktion variierte zwischen 15% im Süden und 26% im Norden des Schnittes.

Unter Hinzunahme des numerischen Modells wurden Primärproduktion und der Exportfluß von organischem Kohlenstoff im Bereich des Tiefenchlorophyllmaximums näher untersucht. Hierbei gingen die beobachteten Stickstoffprofile, die im oberen Bereich der Nitratsprungschicht in der Regel eine lineare Zunahme mit der Tiefe zeigten, als Anfangsbedingungen in die Modellrechnungen ein. Unter Berücksichtigung der beobachteten Strahlungstärken und mit einem aus Literaturwerten bestimmten Modellparametersatz, wurden die vertikalen Diffusionskoeffizienten so gewählt, daß die initialisierten Nitratprofile in den Modellrechnungen erhalten blieben. Die auf diese Weise prognostizierten Exportflüsse spiegeln dann exakt die neue Produktion wider, die ihren Ursprung in der diapyknischen Durchmischung im Bereich der Nitratsprungschicht hat. Die aus den Modellrechnungen bestimmten Gesamtproduktionsraten sind mit 60 bis $170\text{mgCm}^{-2}\text{d}^{-1}$ im südlichen und mittleren Bereich des Schnittes vergleichbar mit gemessenen Produktionsraten der Sonne-Reise 117. Weitaus höher als aus den Beobachtungen abgeschätzt, fielen die berechneten f-Verhältnisse (Anteil der neuen Produktion an der Gesamtproduktion) mit Werten um 0.4 aus. Der berechnete Exportfluß von organischem Kohlenstoff aus dem tiefen Chlorophyllmaximum lag dementsprechend zwischen 20 und $80\text{mgCm}^{-2} \text{d}^{-1}$.

Angetrieben von klimatologischen Oberflächenwärme- und Impulsflüssen, wurde das Ökosystemmodell an verschiedenen Stationen entlang des Standardschnittes über mehrere Jahre integriert. Die berechnete jährliche Primärproduktion bewegt sich zwischen $64 \text{ gCm}^{-2} \text{y}^{-1}$ bei 10N und $75\text{gCm}^{-2} \text{y}^{-1}$ bei 15N und 20N. Erwartungsgemäß dominieren während des Zwischenmonsuns die an geringere Lichtstärken angepaßten Coccolithophoriden, dies entspricht auch den Beobachtungen während der Sonne-Reise 117, während zur Planktonblüte die Diatomeen überwiegen. Die prognostizierte mittlere neue Produktion von 30% der Gesamtproduktion beträgt etwa $15\text{mgCm}^{-2} \text{d}^{-1}$, sie kann

mit einem mittleren vertikalen Nitratgradienten von 0.6 mMolm^{-3} verglichen werden. Dieser Wert ist nicht untypisch in der Arabischen See, wie aus den Beobachtungen hervorgeht.

1. Einleitung

Das Arabische Meer unterscheidet sich in seinen biogeochemischen Eigenschaften erheblich von anderen tropischen Ozeanen gleicher Breite und es kann hinsichtlich des vertikalen organischen Kohlenstofftransports als eines der wichtigsten Seegebiete angesehen werden. Die zweimal im Jahr auftretenden starken Monsunwinde bewirken ein besonderes Muster an Oberflächenströmungen, die wiederum Auftriebsphänomene hervorrufen, die zu einer, den Monsunphasen spezifischen, Ausbreitung der Exportproduktion führen. Das in diesem Gebiet ausgeprägte Sauerstoffminimum führt Denitrifikationsprozesse herbei, die zu einem Absinken der Nitratkonzentration führen.

Ein eindimensionales physikalisch/biogeochemisches Prozeßmodell soll dazu beitragen, die besondere Rolle des Stickstoffs in der Arabischen See zu untersuchen. Die im Rahmen der JGOFS Expeditionen Meteor 323 im Mai 1995 und Sonne 117 im März 1997 gewonnenen Beobachtungen sollen u.a. den saisonalen Datensatz erweitern, der zur Validierung des Prozeßmodelles benötigt wird.

2. Ziele und Stellung im Verbundvorhaben

Das übergeordnete Ziel des Teilprojektes 6 ist, mit Untersuchungen zur Produktion, zum Abbau und zum Partikeltransport in der Arabischen See, zur globalen Bilanzierung der ozeanischen Kohlenstoffflüsse im Rahmen von JGOFS beizutragen.

Die spezifischen Ziele sind im Einzelnen:

- Weiterentwicklung des numerischen Prozeßmodells, das der besonderen Rolle der Stickstoffumsätze hinsichtlich des Kohlenstoffkreislaufs im Arabischen Meer Rechnung trägt. Diese Modellaktivitäten sind konzeptionell in die Gesamtmodellierung des Verbundsantrages JGOFS-Indik eingebettet.
- Erweiterung des JGOFS-IO Datensatzes zur saisonalen Abdeckung kurz nach dem NO-Monsun, da für diesen Zeitraum kaum Messungen vorliegen und die Meßergebnisse zur Validierung des Prozeßmodells benötigt werden.
- Untersuchung des Zusammenhanges zwischen Partikelbildung, -Abbau sowie -Export und dem vertikalen Spurenmetalltransport in Zusammenarbeit mit TP 10

Das Projekt läßt sich in zwei Teile aufgliedern:

Der erste Teil beinhaltet die in Zusammenhang mit der Universität Bremen (Prof. Balzer) durchgeführten Messungen, die während der Sonne-Reise 117 im März 1997 im Arabischen Meer durchgeführt wurden, um den saisonalen Datensatz zu erweitern.

Der zweite Teil liegt schwerpunktmäßig auf der Auswertung der auf den Seereisen Meteor-Reise 323 und Sonne-Reise 117 gewonnenen Daten und insbesondere auf die modellgestützte Interpretation und Synthese.

Im Modellbereich soll zunächst ein physikalisches Deckschichtmodell an das bereits entwickelte biogeochemische Modell gekoppelt werden, um eine realistischere Nährstoffzufuhr (als Randbedingung für Beginn und Höhe der Blüte), besonders während des NO-Monsuns, zu erreichen. Desweiteren soll, parallel dazu, der Zustandsvariablensatz des biologischen Modells durch Einführung einer zweiten Planktonart und durch die Trennung von Nitrat und Ammonium erweitert werden. Ziel ist es hierbei, durch die zusätzlichen Kompartimente eine genauere Modellierung des tiefen Chlorophyll Maximums und Exportproduktion zu ermöglichen. Zusätzlich war geplant, in der Arbeitsgruppe mit Prof. Balzer, die Adhäsion und Resorption verschiedener Schwermetalle an biogene Partikel zu modellieren. Die damit erschlossenen zusätzlichen Informationen sollen die Ungenauigkeiten in der Bestimmung des vertikalen Partikelfluß reduzieren.

Das vorliegende Projekt ist konzeptionell in zwei thematische Arbeitsgruppen innerhalb des Verbundantrages eingebunden. Zum einen ist hier die Arbeitsgruppe Scavenging und Aggregation in Zusammenarbeit mit den Teilprojekten 10 (Prof. Balzer, Bremen), 13 (Dr. Scholten, Kiel) und 7 (Prof. Zeitschel, Kiel) zu nennen, sowie die Arbeitsgruppe Prognostische Prozeßmodelle mit den Teilprojekten 16 (Maier-Reimer, Hamburg), 2 (Dr. Reuter, Oldenburg) und 7 (Prof. Zeitschel, Kiel). Enge Zusammenarbeit besteht auch mit der JGOFS-Arbeitsgruppe 'Daten und Modelle', insbesondere mit der aus der AG hervorgegangene Modellierungsgruppe, in der die Ergebnisse eindimensionaler Prozeßmodelle miteinander verglichen wurden.

3. Durchgeführte Arbeiten

3.1. Feldmessungen im Frühjahr 1997

Analog zur Meteor-Reise 323 vom Mai 1995 und den dort durchgeführten Arbeiten wurde auf der Sonne-Reise 117 im März 1997, zusammen mit der Spurenelemente AG der Universität Bremen, mit einer kleineren Arbeitsgruppe die auf Partikel bezogenen JGOFS Kernmessungen durchgeführt. Die Sektion Biologie des IOW hat mit einer Arbeitsgruppe von 6 Personen an dieser Forschungsfahrt teilgenommen und eine Reihe von biologischen und hydrographischen Messungen vorgenommen. Der Fahrtverlauf der Sonne-Reise 117 konzentrierte sich auf einen meridionalen Schnitt entlang 65° Ost mit zusätzlichen Dauerstationen sowie dem Einsatz driftender Sinkstofffallen an sechs ausgesuchten Stationen (Abb. 3-01). Die zwei im IOW vorhandenen Fallensysteme wurden direkt unterhalb der photischen Zone (100m) sowie im Kern des Sauerstoffminimums (500m) positioniert. Die Arbeitsgruppe des IOW hat folgende Messungen entsprechend des JGOFS-Protokolls durchgeführt, bzw. Proben zur späteren Analyse im Labor gesammelt:

- ★ CTD, Fluoreszenz, Sauerstoff
- ★ Optische Messungen
- ★ Nährstoffe, Karbonate, Pigmente
- ★ Primärproduktion
- ★ Phytoplankton Netzfänge
- ★ POC, PON und zusätzliche C-N Isotope

Die Meßdaten sind aufbereitet worden und stehen in elektronischer Form zur weiteren Verarbeitung und Analyse zur Verfügung.

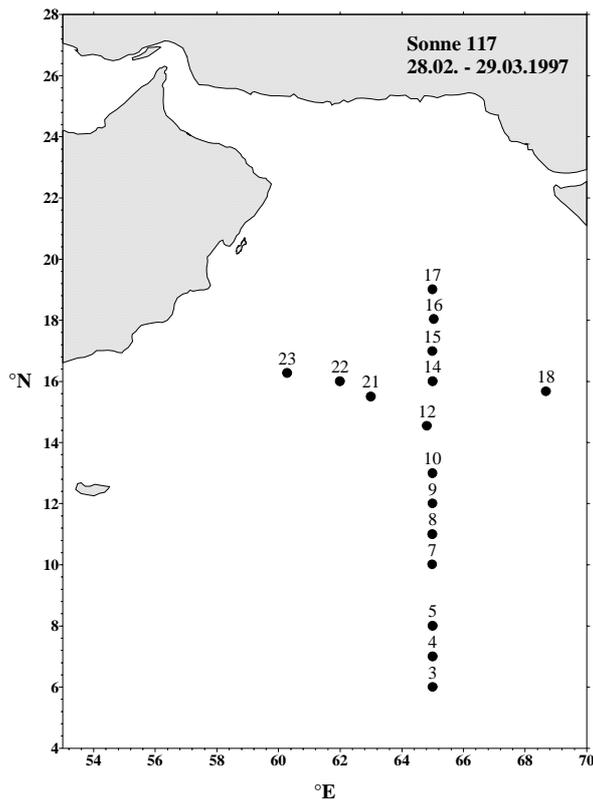


Abb. 3-01: Stationsnummern der Sonne-Reise 117 in der Arabischen See im März 1997.

3.2. Modellentwicklung

Bei der weiteren Entwicklung des eindimensionalen Ökosystemmodells der saisonalen Grenzschicht im oberen Ozean wurden zwei Schwerpunkte verfolgt. Zum einen wurde der numerische Code eines die Deckschichtdynamik beschreibenden Diffusionsmodells entwickelt, in dem die vertikalen Austauschkoeffizienten zeitlich und räumlich variieren, zum anderen wurde das biogeochemische Modell um weitere Zustandsvariablen erweitert. Zusätzlich wurden numerische Experimente durchgeführt, um die Rolle verschiedener Parametrisierungen der turbulenten Flüsse zu testen. Die Ansätze von Pacanowski und Philander, (1981), in der die Koeffizienten von der lokalen Richardson Zahl abhängen, von Mellor und Yamada (1974), (Mischungslänge und empirische Stabilitätsfunktion) und von Gaspar et al. (1990) wurden untersucht. Die Tests zeigten, daß der Modellansatz von Pacanowski und Philander zu geringe Deckschichttiefen produziert. Das Modell von Gaspar, in dem die Austauschkoeffizienten über die lokale Richardson Zahl, der Erhaltung turbulent kinetischer Energie und einer über die vertikale Umwandlung turbulenter kinetischer Energie in potentielle Energie definierten Mischungslänge definiert sind, verhält sich ähnlich wie das Mellor und Yamada Modell, es ist aber numerisch stabiler und wurde deshalb für die weitere Arbeit verwendet. Beide Modelle prognostizierten den Jahresgang der Deckschichttiefen zufriedenstellend.

Das physikalische Deckschichtmodell kann sowohl mit den klimatologischen turbulenten Oberflächenflüssen (COADS, SOC) als auch mit den Monatsmittelwerten der Flüsse von 1980 bis 1995 (SOC) angetrieben werden. Die kurzweilige Strahlung wird mit Hilfe eines atmosphärischen Strahlungsmodells (Horch et al., 1983) und den

Monatsmittelwerten der Bewölkungsdichte berechnet. Initialisiert wird das Modell mit Temperatur- und Salzgehaltsprofilen, die dem Levitus (1982) Datensatz entnommen oder während der Sonne 117 und der Meteor 323 Forschungsfahrten gesammelt wurden. Die vom physikalischen Modell berechneten Austauschkoeffizienten werden in das biogeochemische Modell integriert, um den Einfluß der Vermischungsvorgänge auf die Zustandsvariablen innerhalb der turbulenten Deckschicht und in der täglichen und saisonalen Thermoklinen berücksichtigen zu können.

Parallel dazu wurde Ammonium in das bestehende ökologische Modell integriert und ein von Geider et al. (1997) entwickeltes mechanistisches Modell der Photoakklimation und Photosynthese übernommen. In diesem Modell wird die physiologische Anpassung der Planktonzellen an das sich verändernde Lichtfeld sowohl in der Deckschicht als auch im tiefen Chlorophyllmaximum berücksichtigt. Herkömmliche Modelle sind auf der Basis des 'Gleichgewichtswachstums' entwickelt worden, d.h., Kohlenstoff, Stickstoff und Chlorophyll wachsen zu gleichen teilen an oder nehmen ab, und die C/N und C/Chl Verhältnisse bleiben konstant. In dem Ansatz von Geider et al. verändern sich zwar Kohlenstoff und Stickstoff im gleichen (Redfield) Verhältnis, das C/Chl Verhältnis im autotrophen Phytoplankton ändert sich aber entsprechend des Lichtumfeldes und der Lichtabsorption. Das sich verändernde C/Chl Verhältnis spielt insbesondere im tiefen Chlorophyll Maximum der Arabischen See für die Interpretation der gemessenen Chlorophyllkonzentrationen und für die Umrechnung von Chlorophyll in organischen Kohlenstoff eine wichtige Rolle. Zusätzlich wurde eine weitere Planktonart eingeführt, welche sich durch ihre an die Lichtverhältnisse im Bereich des tiefen Chlorophyll Maximums angepaßten physiologischen Modellparameter auszeichnet.

Desweiteren wurde ein einfaches eindimensionales Aggregationsmodell entwickelt, das an die Arbeiten von Clegg und Whitfield (1990, 1991) angelehnt ist. Es besteht aus einem linearen Gleichungssystem mit 4 prognostischen Variablen:

1. kleine schwebende Partikel
2. größere, sinkende Partikel
3. große, schnell sinkende Partikel und
4. die remineralisierte Konzentration der Partikel Biomasse.

Die zur Modellbeschreibung notwendigen und von der Tiefe abhängigen Aggregations- und Desaggregationsraten, sowie die Remineralisierungsraten wurden der Arbeit von Clegg und Whitfield (1991) entnommen. Diese Modell ist an das Teilprojekt 10 abgegeben worden, um weitere Untersuchungen durchzuführen.

Folgende Unterprogramme, die noch an das bestehende Prozeßmodell gekoppelt werden sollen, stehen in numerischer Form zur Verfügung:

1. Sauerstoff und Denitrifizierung (siehe Zwischenbericht, 1996)

Als Sauerstoffquelle wirkt die Photosynthese; als Senke der Abbau organischen Materials. An der Meeresoberfläche besteht ein Austausch von Sauerstoffmolekülen zwischen Luft und Wasser.

2. Kohlenstoff (Woods und Barkmann, 1993)

Um den Partialdruck des Kohlenstoffs im Wasser zu berechnen müssen die chemischen Gleichgewichtszustände im Karbonatsystem berücksichtigt werden. CO₂ im Wasser

nimmt an einigen komplexen chemischen Reaktionen teil, die unmittelbar vor sich gehen und über die Gleichgewichtskonstanten beschrieben werden können. Im Modell werden die Konstanten mit Hilfe der Gleichungen von Peng et al. (1987) berechnet. Die iterative numerische Methode von Bacastow (1981) wurde übernommen, um über die Gleichgewichtszustände den Partialdruck des Kohlenstoffs im Wasser zu berechnen.

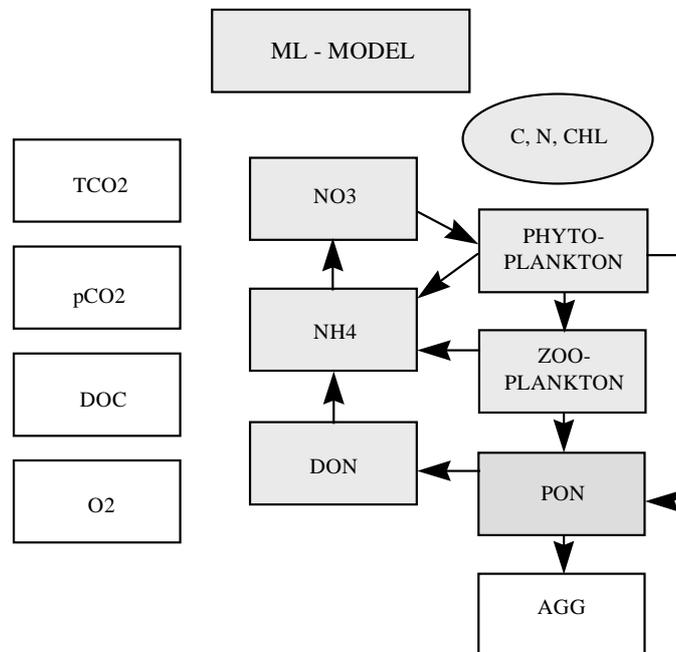


Abb. 3-02 Schematische Darstellung des Ökosystemmodells. Die Kompartimente TCO₂, pCO₂, DOC, O₂ und der Aggregationsmodul (AGG) sind noch nicht an das Prozeßmodell gekoppelt.

4. Zusammenfassung der Ergebnisse

4.1. Hydrographie

Zur Diskussion der Temperatur- und Salzgehaltsmessungen entlang des Standardschnittes sollen die klimatologischen Daten von Levitus (1982) hinzu gezogen werden (Abb. 4-01 und 4-02). Typisch für die Wassermassenverteilung in der Arabischen See unterhalb der jahreszeitlichen Sprungschicht ist das salzreichere Wasser im Norden mit Ursprungsgebiet Persischer Golf in etwa 300m Tiefe, Rotes Meer-Wasser mit Kern bei 600m Tiefe, und das salzärmere Indische Zwischenwasser (ICW) am Südeinde des Schnittes zwischen 200m und 600m Tiefe. Das Zwischenwasser entsteht im Winter zwischen 40° und 45° S und könnte seinen Weg in die Nordhemisphäre über den subtropischen Wirbel und über die westlichen Randströme gefunden haben (You und Tomczak, 1993). An der Oberfläche ist das betrachtete Gebiet in eine Region starken Salzgehaltes im Norden, das im wesentlichen durch die starke Verdunstung an der Oberfläche kontrolliert wird, und frischeres Wasser im Süden aufgeteilt. Dieses salzärmere Oberflächenwasser ist möglicherweise im Golf von Bengalen erzeugt und während des Nord-Ost Monsuns westwärts in die mittlere Arabische See transportiert worden. Ein weiterer Zweig des bengalischen Oberflächenwassers biegt nach Nordwesten ab, um sich dann entlang der indischen Westküste weiter auszubreiten. (Wyrcki, 1973). Während sich in der Tiefe unterhalb 300m nur geringfügige Unterschiede zwischen den einzelnen Monaten feststellen lassen, unterliegt das oberflächennahe Wasser beträchtliche, durch den Monsunzyklus angeregte, jahreszeitliche Änderungen. Angeregt durch die horizontale Massenkongruenz des Ekmanstromes, erfahren die Isothermen unterhalb der jeweiligen durchmischten Schicht saisonale Vertikalbewegungen mit Amplituden bis zu 40m, wobei die tieferen Lagen im Sommer und die geringeren Tiefen während des Winter-Monsuns auftreten (Abb. 4-02 a-f). In Kombination mit den unterschiedlichen Mischungstiefen des Monsunzyklus und einer Lichttiefe im oligotrophen Ozean von 70m bis 90m, können diese Vertikalbewegungen, die sich auch auf die Tiefe der Nitratsprungschicht auswirken, einen nicht zu vernachlässigbaren Einfluß auf die saisonalen und zwischenjährlichen Variationen der Primärproduktion haben.

Vor dem Hintergrund der klimatologischen Verteilung von Temperatur und Salzgehalt sollen die Meßergebnisse der auf der Meteor-Reise 323 und Sonne-Reise 117 gewonnenen hydrographischen Daten dargestellt und diskutiert werden (Abb. 4-03 und 4-04). Sowohl das Temperatur- als auch das Salzgehaltfeld entlang des Standardschnittes (zwischen 0°N und 21°N, entlang 65°E) fügen sich in das klimatologische Bild ein. Nur im März 1997 weisen die Messungen an mehreren Stationen im nördlichen Teil des Schnittes beträchtliche Abweichungen vom klimatologischen Mittel auf. Insbesondere sind bei 16°N und 18°N starke Salzgehaltsanomalien in Tiefen bis zu 100m zu erkennen, mit Werten bis zu 35.4 psu, während der allgemeine Trend in diesen Tiefen Werte von 36.0 - 36.2 psu anzeigt. Im allgemeinen sind die Temperatur- und Salzgehaltsverteilungen im März 1997 einer stärkeren meridionalen Variabilität unterworfen als die Werte im Mai 1995, die sich der glatten klimatologischen Nord-Süd- Verteilung gut anpassen. Als

Ursache für die starke Variabilität im Nordteil des Schnittes im März 1997, können die während des Wintermonsuns in der östlichen Arabischen See nach Nordwest gerichteten starken Strömungen und der damit verbundene oberflächennahe Transport salzärmeren Wassers angesehen werden.

Durch den höheren Sauerstoffgehalt mit Werten von über 1.6ml/l (Abb. 4-05) zwischen 200m und 600m Tiefe im Süden des Schnittes, ist sehr gut die Ausbreitung des Indischen Zwischenwassers zu erkennen. Das Sauerstoffminimum im Norden des Schnittes mit Werten von weniger als 0.4 ml/l, reicht bis etwa 12°N, südlich davon nimmt der Sauerstoff allmählich zu, während der Salzgehalt abnimmt. Die Sauerstoffmessungen ergaben vergleichbare Verteilungen während der beiden Reisen, obwohl das Vordringen des ICW in März 1977 stärker zu sein scheint, als im Mai 1995. Dies läßt sich bei genauerer Betrachtung durch die etwas nach Norden verschobenen Isolinien des Sauerstoffs und des Salzgehaltes erkennen.

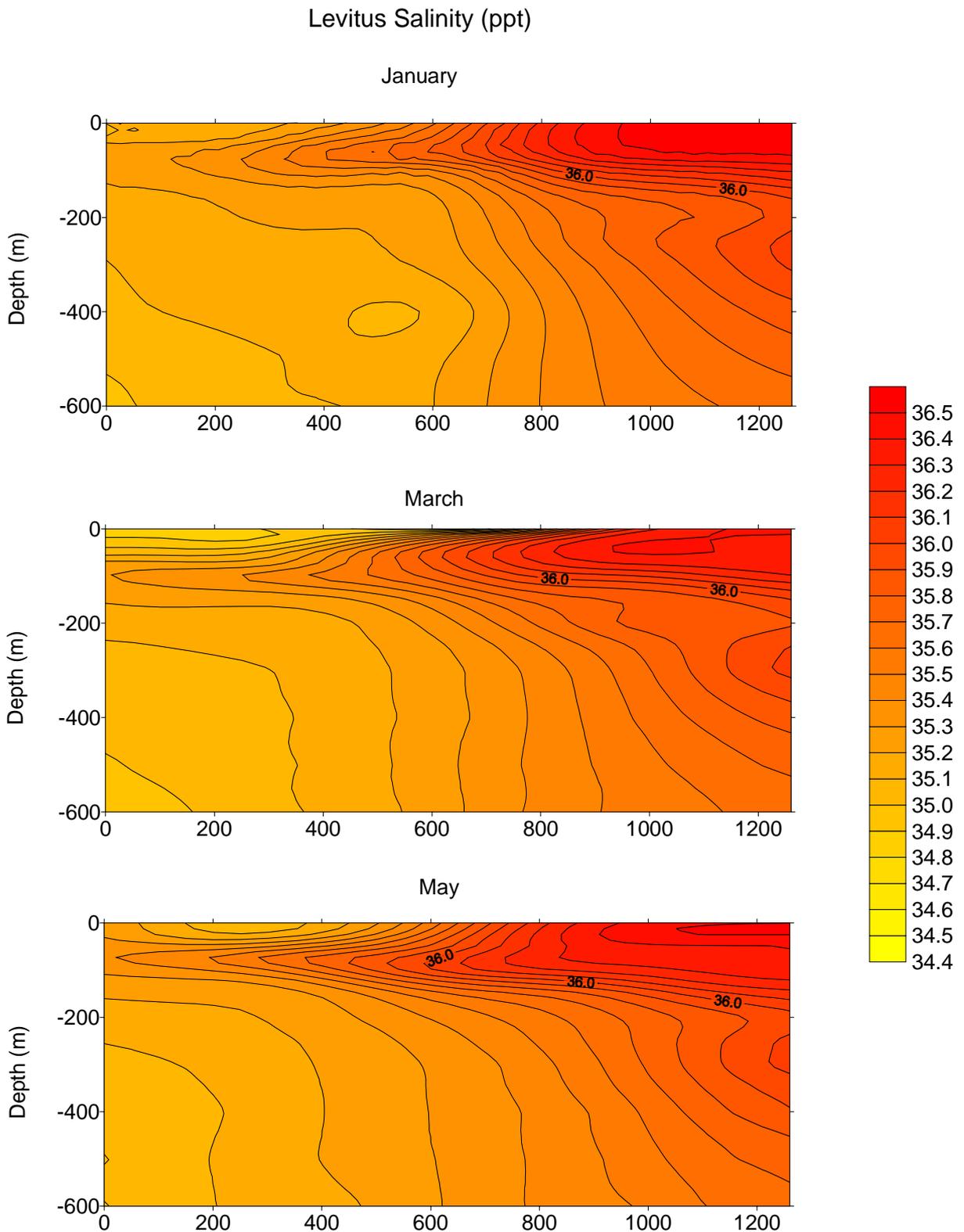


Abb. 4-01: Meridionaler Salzgehaltsschnitt entlang 65E zwischen Äquator und 21N (aus Levitus, 1982).

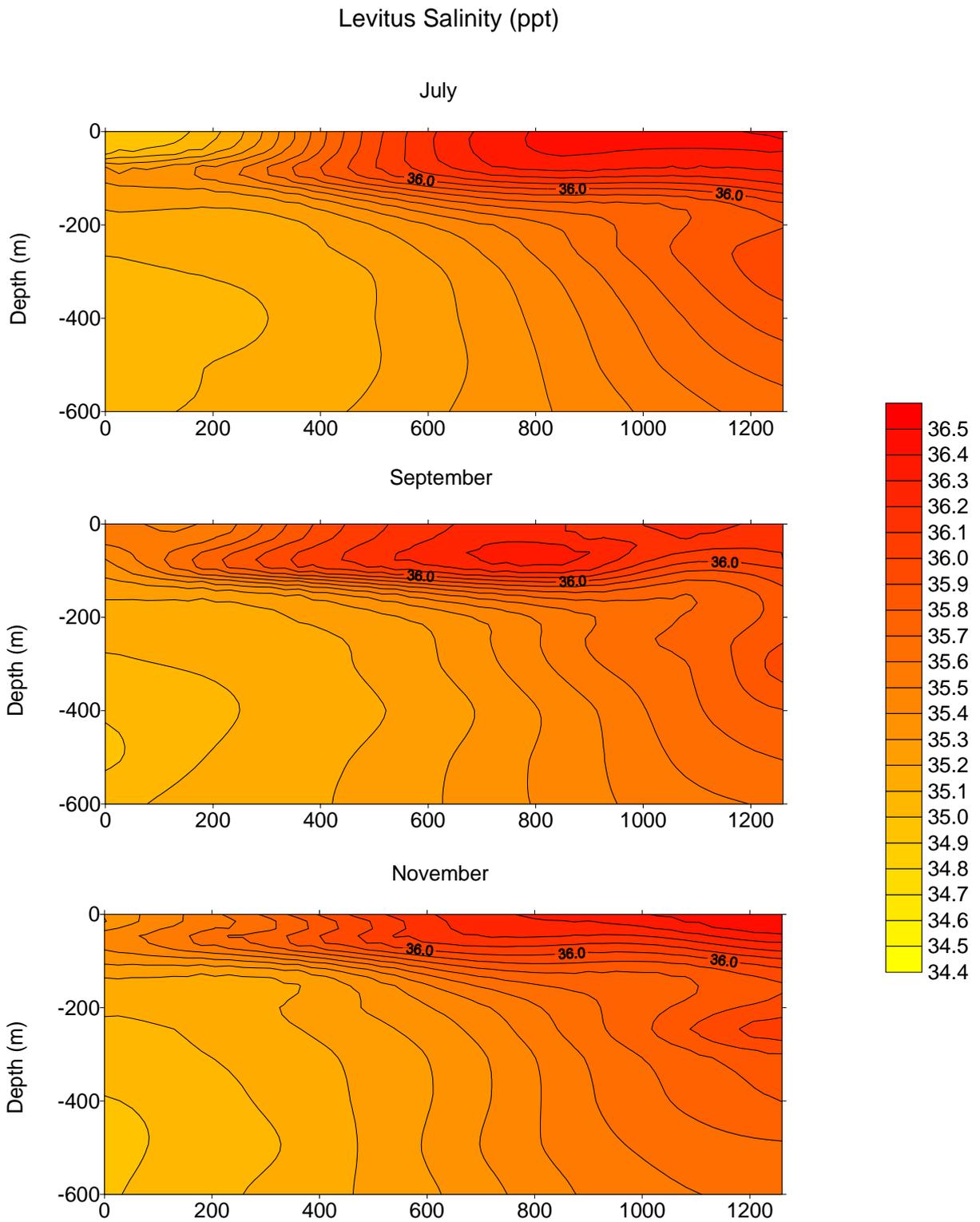


Abb. 4-01: Meridionaler Salzgehaltsschnitt entlang 65E zwischen Äquator und 21N (aus Levitus, 1982)

Levitus Temperature (Deg C)

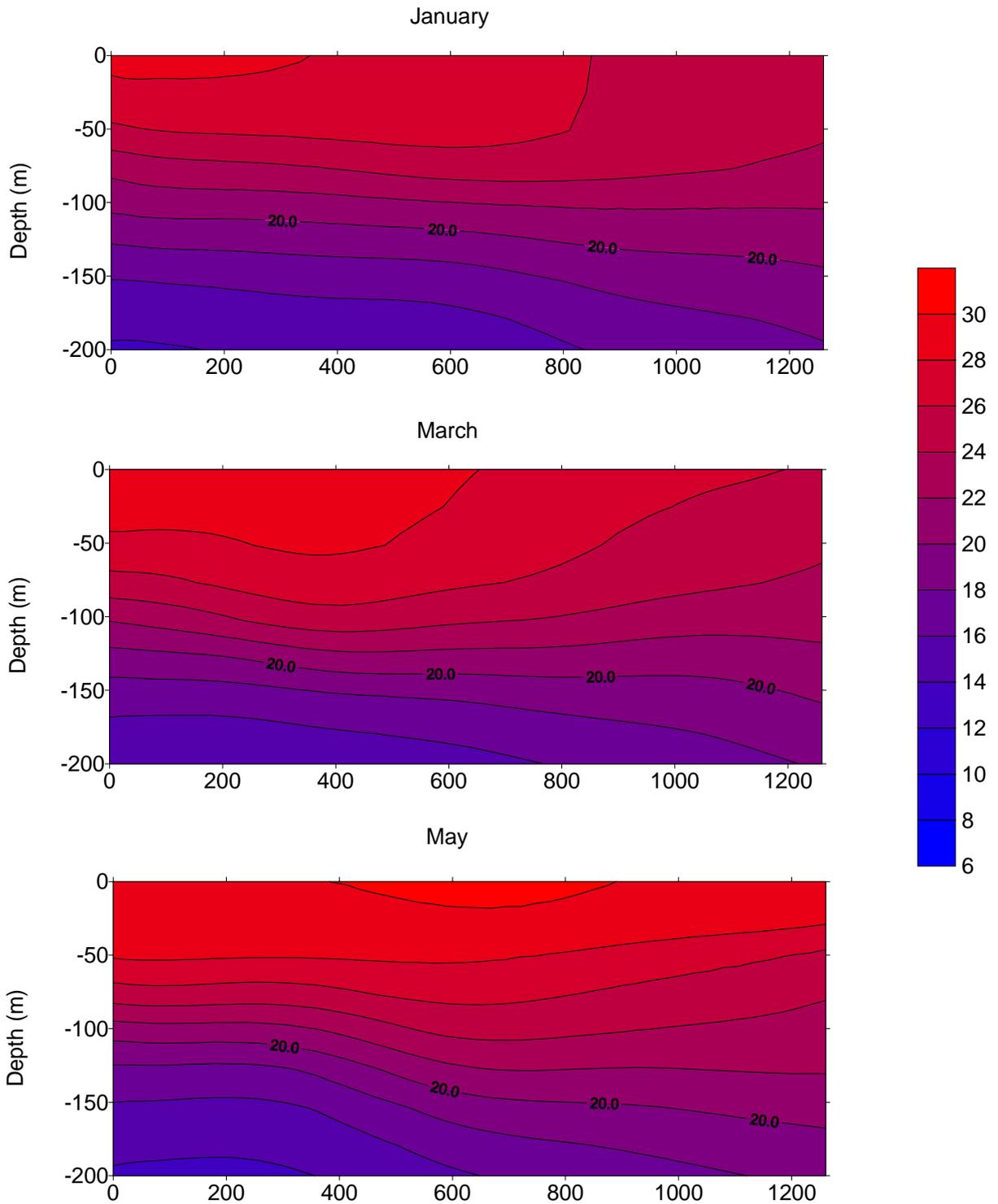


Abb. 4-02: Meridionaler Temperaturschnitt entlang 65E zwischen Äquator und 21N (aus Levitus, 1982).

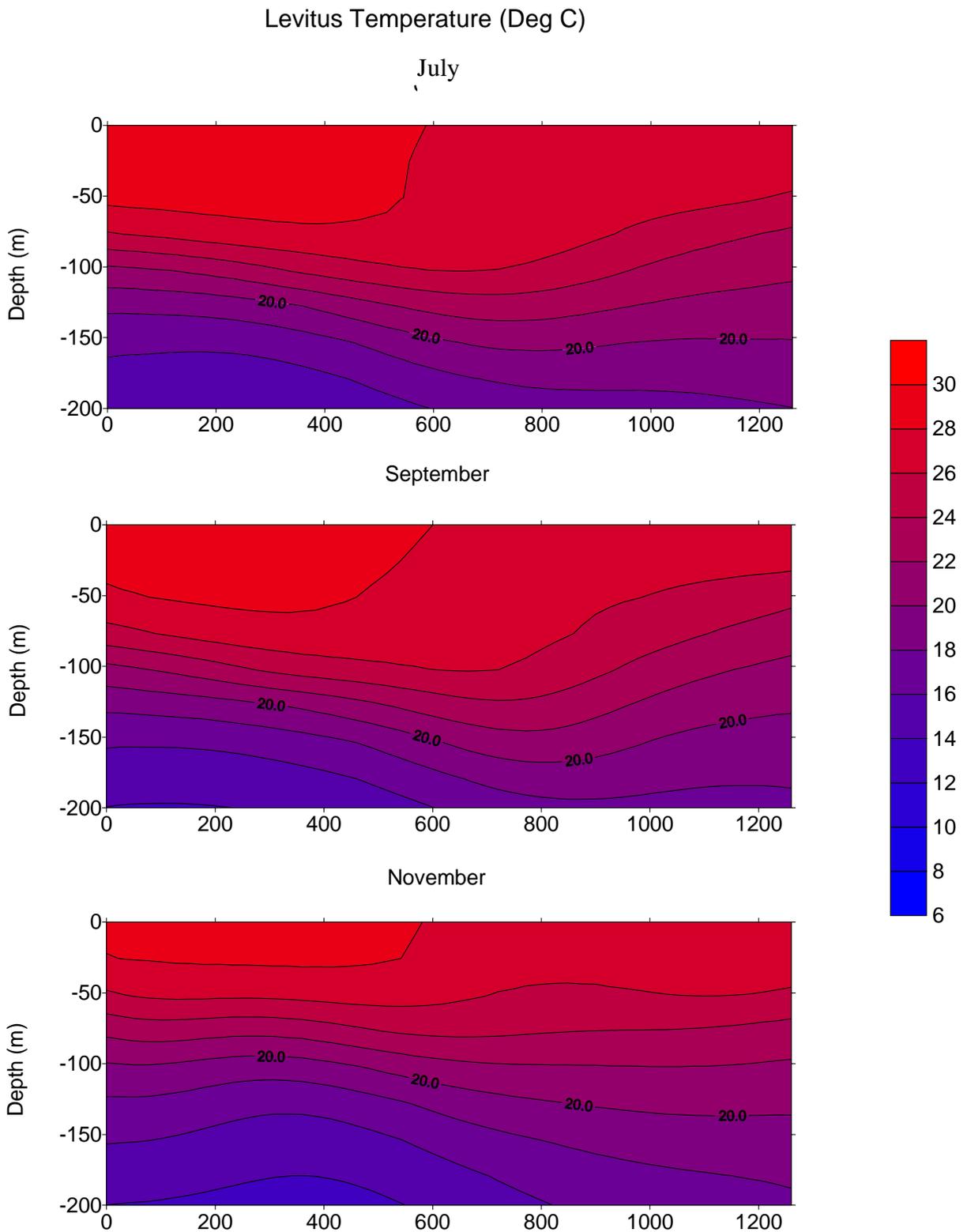


Abb. 4-02: Meridionaler Temperaturschnitt entlang 65E zwischen Äquator und 21N (aus Levitus, 1982).

Abb. 4-03, 4-04: Meridionale Salzgehalts- und Temperaturschnitte entlang 65E.

4.2. Nährsalze

In der meridionalen Verteilung der Nährsalze PO_4 und SiO_4 (Abb. 4-06 und 4-07) lassen sich zwischen den beiden Reisen kaum Veränderungen erkennen. Lediglich zwischen 50m und 150m Tiefe zeigen sich während der Sonne-Reise (März, 1997) ähnliche Variationen in den Nährsalzen, wie sie auch schon im Salzgehalt beobachtet wurden. In der photischen Zone sind die Konzentrationen aller Nährsalze niedrig, und die meridionalen Variationen ihrer Sprungschichten sind denen der Temperatursprungschicht angeglichen. Das Orthophosphat zeigt im tieferen Wasser einen meridionalen Anstieg mit $2.2 \mu\text{Mol/l}$ im Süden und $2.6 \mu\text{Mol/l}$ im Norden, während im Nitrat (Abb. 4-08) eine gegenläufige Tendenz festzustellen ist. Die Ursache hierfür kann am Einfluß der denitrifizierenden Bakterien liegen, die im Sauerstoffminimum die Nitratkonzentration erniedrigen. Hervorzuheben ist, daß im März 1997 im Kern des Sauerstoffminimums eine Nitratkonzentration von $20 \mu\text{Mol/l}$ gefunden wurde, während im Mai 1995 die Werte um $16 \mu\text{Mol/l}$ lagen. Obwohl die NO_2 Konzentration im Mai nicht wesentlich höher ausfällt als im März, kann während des Intermonsuns von einer stärkeren Aktivität oder einer größeren Biomasse der Bakterien ausgegangen werden, da sowohl das N/P-Verhältnis als auch das Nitratdefizit in diesem Monat höher ausfällt. Diese Unterschiede können sowohl einen jahreszeitlichen Trend beschreiben, als auch aus möglichen zwischenjährlichen Variationen hervorgegangen sein.

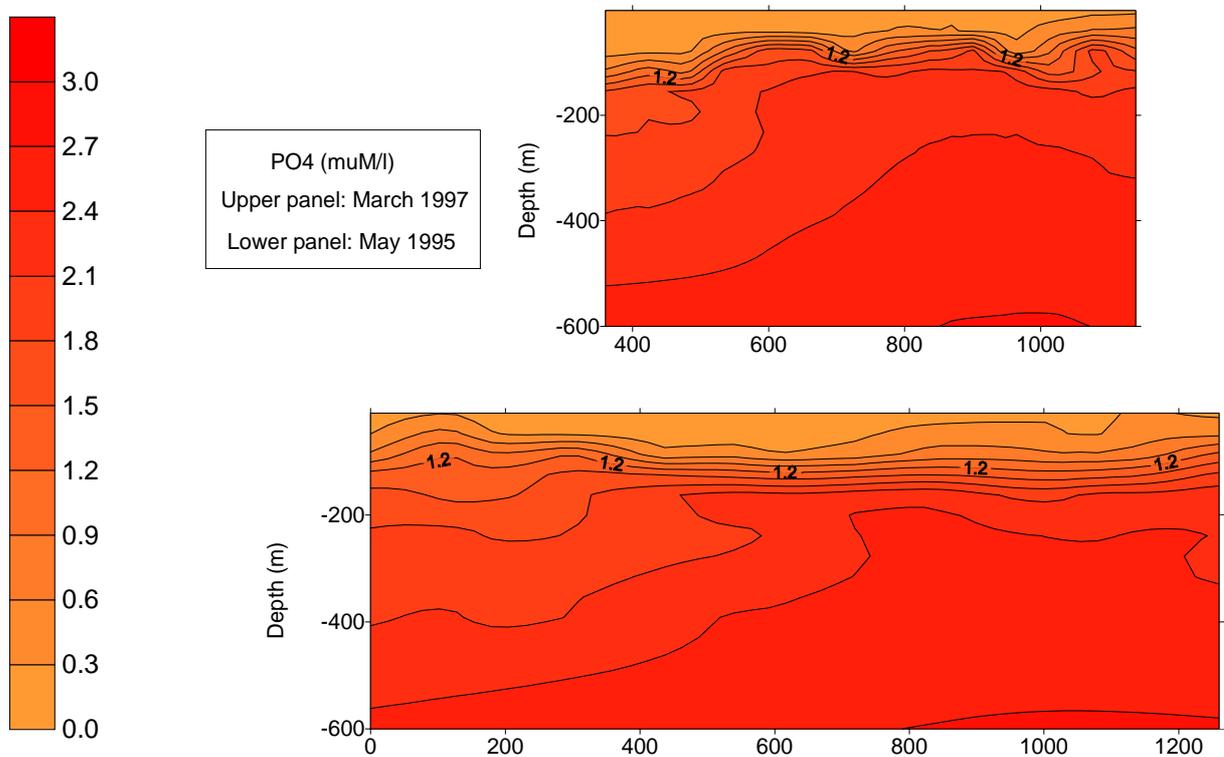
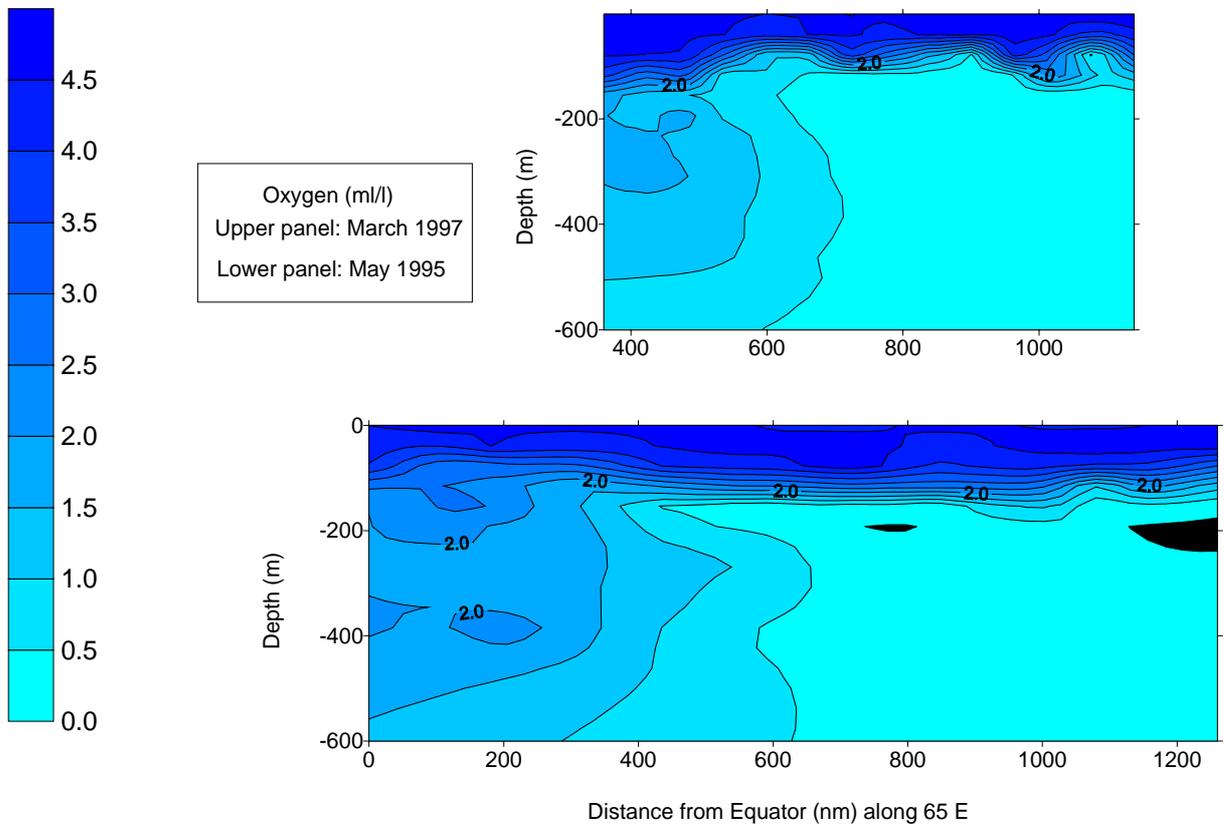


Abb. 4-05, 4-06: Meridionale Sauerstoff- und Phosphatschnitte entlang 65E.

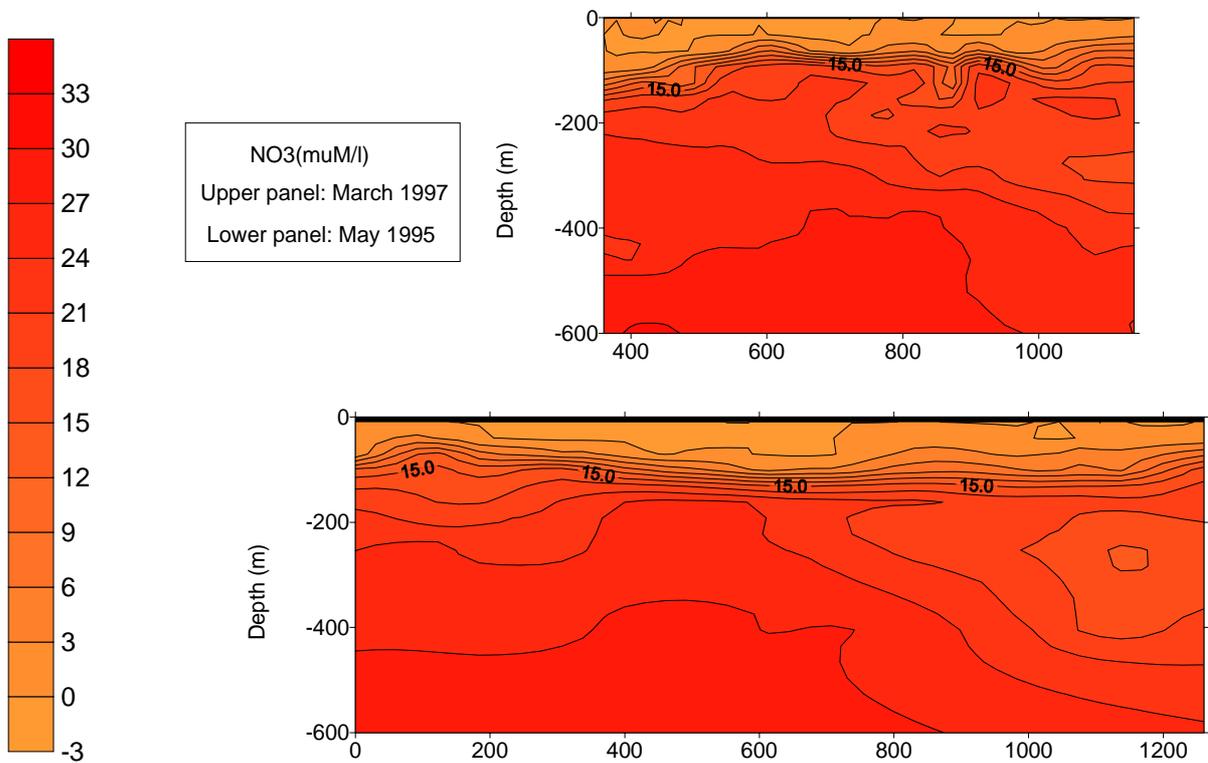
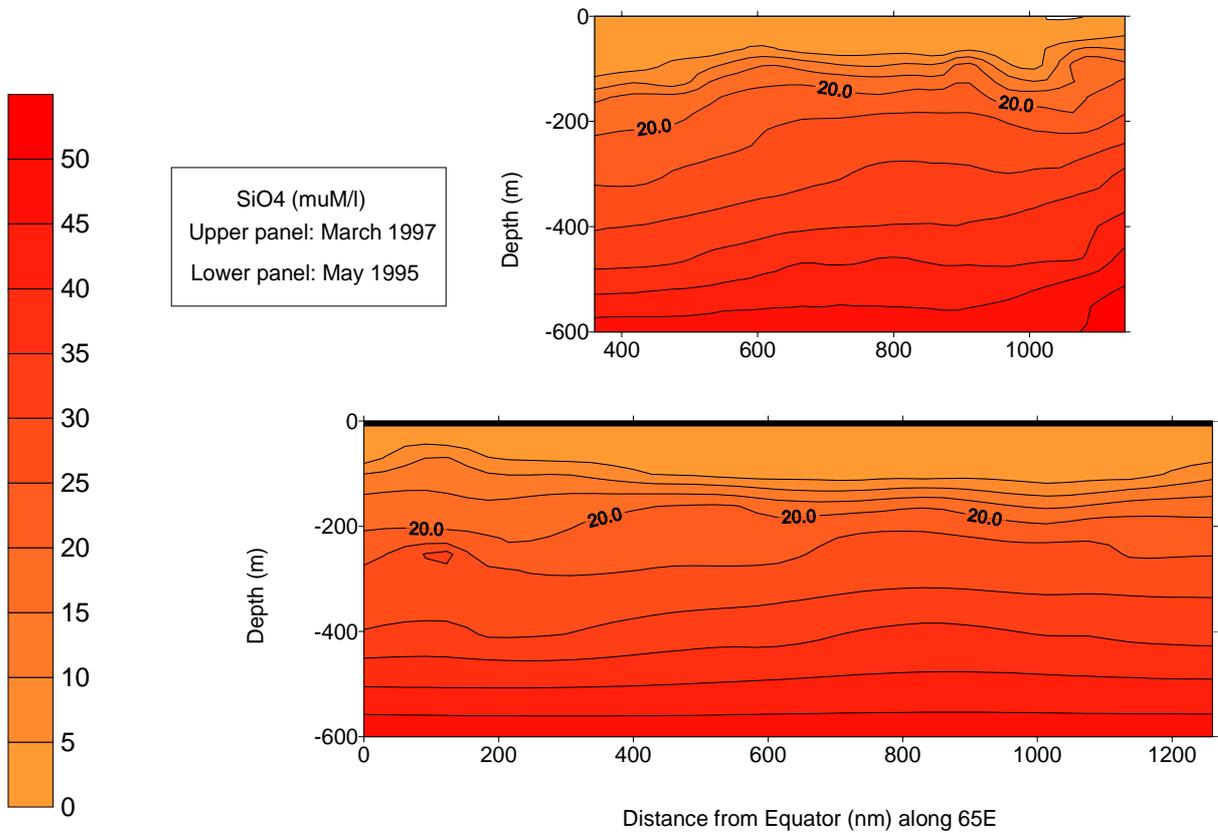


Abb. 4-07, 4-08: Meridionale Silikat- und Nitratschnitte entlang 65E.

4.3 Phytoplankton und Primärproduktion

4.3.1 Fluoreszenz und Chlorophyll a

Abbildung 4-10A zeigt die Fluoreszenzverteilung entlang des meridionalen Schnitts. Deutlich erkennbar ist ein tiefes Fluoreszenzmaximum, das an der südlichsten Station zwischen 80 und 100m Wassertiefe lag und im nördlichsten Teil auf etwa 20-30m anstieg. Ebenso lagen die maximalen Fluoreszenzwerte im Norden deutlich höher als im südlichen Bereich des Schnittes. Trägt man die Fluoreszenz gegen die Dichte (σ_t) auf (Abb. 4-10B), so wird deutlich, daß sich die Verlagerung des Chlorophyllmaximums nach oben von Süd nach Nord entlang von Isopyknen vollzieht.

Die gemessenen Chlorophyllwerte zeigten dasselbe Verteilungsmuster. In Abb. 4-09 läßt sich sowohl eine Zunahme der absoluten Werte im Bereich des Chlorophyllmaximums (von $0,35$ bis über $1,2\text{mg m}^{-3}$ Chl a) von Süd nach Nord als auch eine Verschiebung des Maximums nach oben erkennen. Im Gegensatz dazu ließ sich an den über die euphotische Zone integrierten Werten kein eindeutiger Trend entlang des meridionalen Schnittes feststellen (Abb. 10). An den Stationen 3 und 7 lagen die Werte etwa bei $26,5\text{mg Chl a m}^{-2}$, während an den nördlichsten Stationen 28mg Chl a (Station 16) bzw. 33mg Chl a m^{-2} (Station 17) gemessen wurden. An Station 12 wurden dagegen vergleichsweise hohe integrierte Werte von etwa 35mg Chl a m^{-2} vorgefunden.

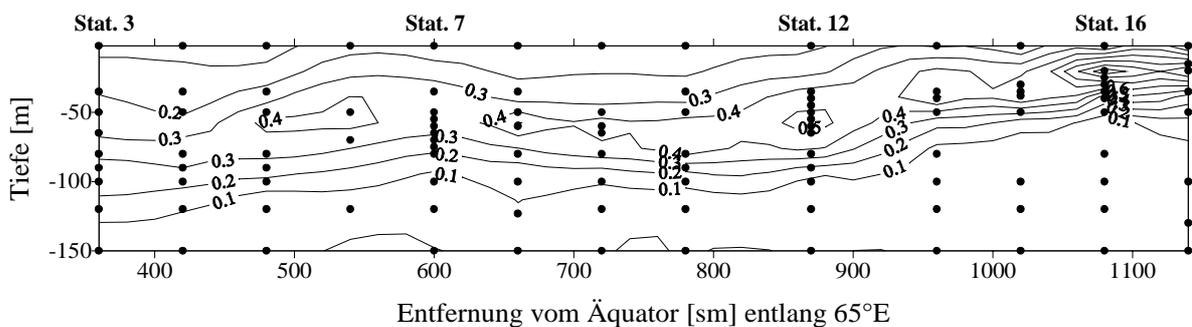


Abb 4-09: Verteilung von Chlorophyll a in mg m^{-3} entlang 65°E .

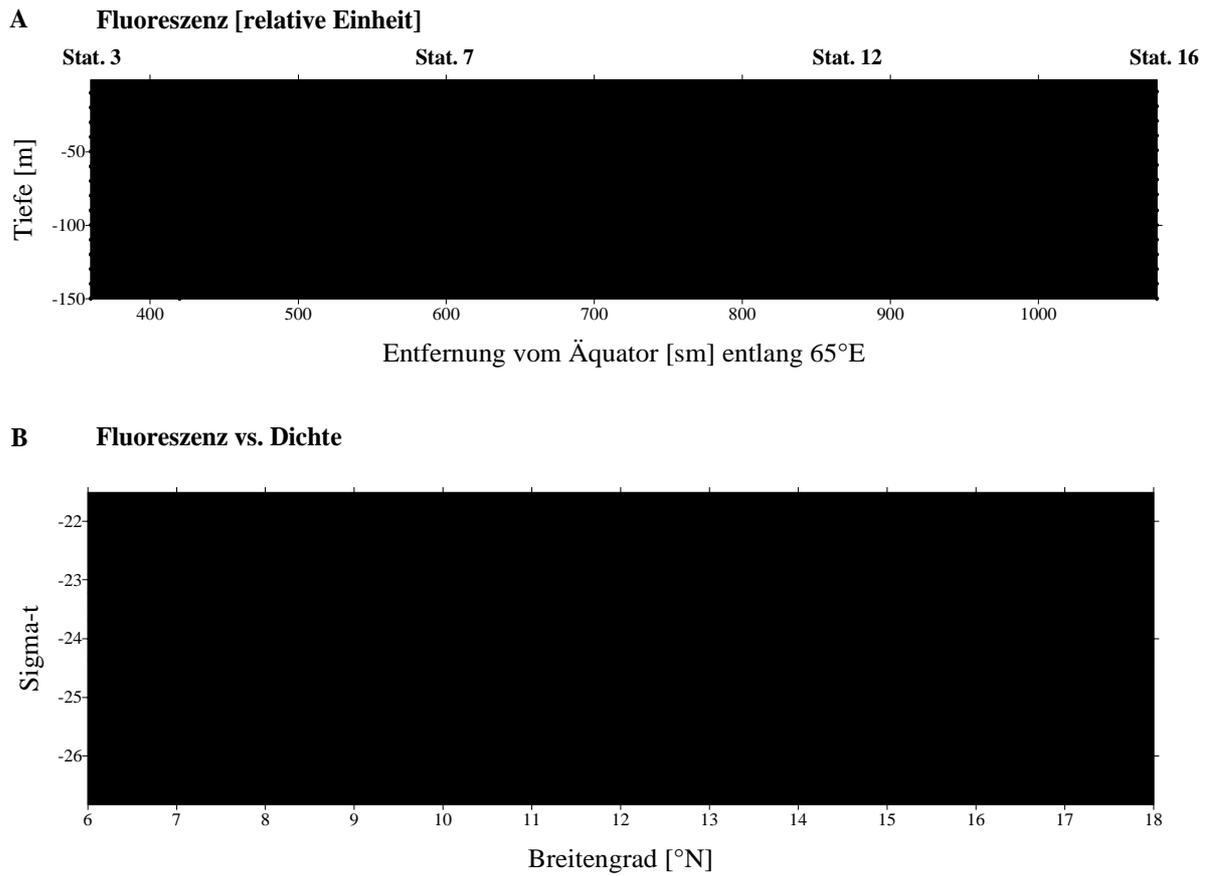


Abb 4-10: Verteilung der Fluoreszenz in den oberen 150m der Wassersäule zwischen 6° und 18°N entlang 65°E. A: Fluoreszenz gegen Tiefe aufgetragen; B: Fluoreszenz gegen Sigma-t (Dichte) aufgetragen.

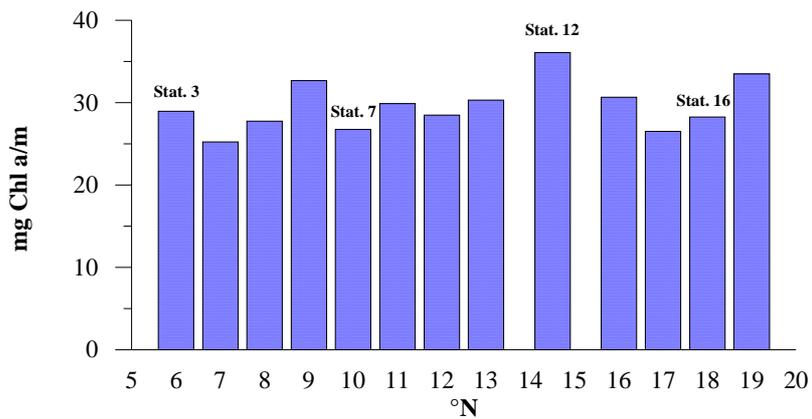


Abb. 4-11: Über die euphotische Zone integrierte Chlorophyll a - Werte entlang 65°E.

4.3.2 Markerpigmente

Die drei Hauptgruppen photosynthetisch wirksamer Pigmente in autotrophen Organismen sind Chlorophylle, Carotinoide (Carotine und Xanthophylle) und Phycobiliproteine. Die verschiedenen Chlorophylle sind Hauptbestandteil des photosynthetischen Reaktionszentrums (Chl a) beziehungsweise Antennenpigmente in den Lichtsammelkomplexen. Carotinoide erfüllen darüber hinaus sowohl als Antennen- als auch Lichtschutzpigmente zwei wesentliche Aufgaben bei der Photosynthese. Phycobiliproteine kommen als Antennenpigmente bei Cyanophyceen, Rhodophyceen und Cryptophyceen vor. Die verschiedenen marinen Phytoplanktontaxa haben gruppenspezifische Pigmentbestecke, so daß anhand der jeweiligen Photosynthesepigmente auf die entsprechenden Phytoplanktontaxa in der Wassersäule geschlossen werden kann.

Abb. 4-12 zeigt die vertikale Verteilung wesentlicher in den Proben vorgefundener Markerpigmente in der euphotischen Zone der 4 Driftstationen und Abb. 4-13 die Verteilung innerhalb des Chlorophyllmaximums.

Grundsätzlich lag das Maximum der Markerpigmente innerhalb des Chlorophyllmaximums, so daß auch hier der aufsteigende Verlauf des Maximums von Süd nach Nord nachzuvollziehen ist. Genau wie die Chlorophyllkonzentrationen nahmen auch die Konzentrationen der akzessorischen Pigmente von Süd nach Nord im Verlaufe des Transekts zu.

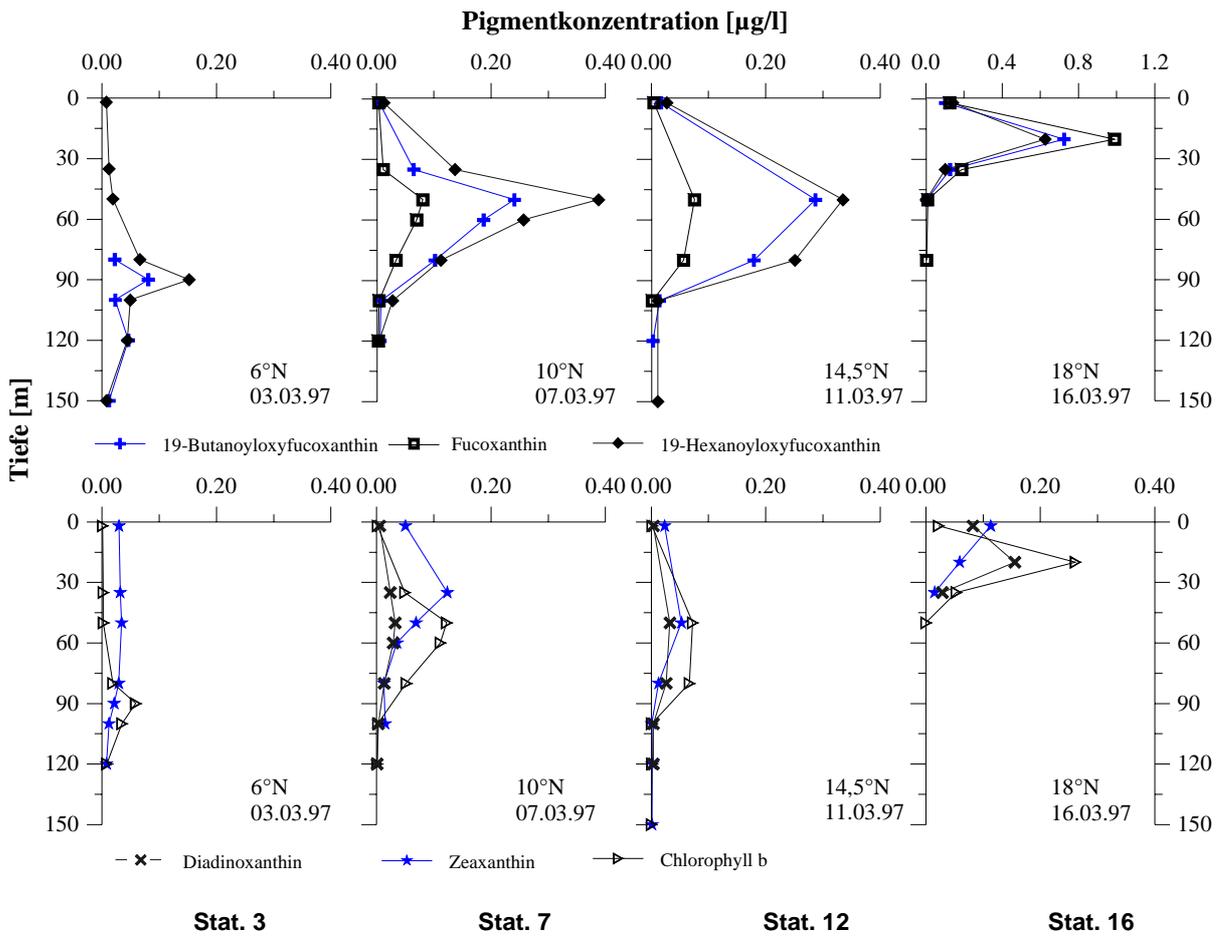


Abb. 4-12: Vertikalverteilung von 6 Phytoplanktonmarkerpigmenten in der euphotischen Zone an den 4 Driftstationen entlang 65°E (bei 18°N Skalen beachten!).

Auf dem gesamten Schnitt waren in allen Wassertiefen die Markerpigmente 19'-Hexanoyloxyfucoxanthin, Zeaxanthin und Chlorophyll b vorhanden (Abb. 4-12). Während Zeaxanthin meist ein leichtes Maximum etwas oberhalb des eigentlichen Chlorophyllmaximums hatte, stimmten die Lage der Maxima von 19'-Hexanoyloxyfucoxanthin und Chlorophyll b mit dem Maximum des Chlorophyll a überein. Abgesehen von der südlichsten Station (3) bei 6°N war auch das Markerpigment Fucoxanthin an allen Stationen zumindest im Bereich des Chlorophyllmaximums nachzuweisen, ähnliches gilt für 19'-Butanoyloxyfucoxanthin.

Bei 10°, 14,5° und 18°N konnten die Xanthophylle Diadinoxanthin und Prasinolaxanthin - letzteres hauptsächlich im Bereich des Chlorophyllmaximums - nachgewiesen werden (Abb. 4-13). Während sich die Konzentration von Diadinoxanthin entlang des Schnittes etwa verdreifachte, war die Konzentration von Prasinolaxanthin im Norden etwa doppelt so hoch wie bei 10°N. Als weiter hervorzuhebendes Markerpigment konnte Peridinin vereinzelt im mittleren und nördlichen Bereich des meridionalen Schnittes nachgewiesen werden. Meßbare Konzentrationen traten nur im Bereich der Chlorophyllmaxima auf. Auch in diesem Falle war die Konzentration bei 18°N (ca. $0,7\mu\text{g l}^{-1}$) sehr viel höher als weiter südlich bei 14°N (um $0,05\mu\text{g l}^{-1}$).

Insgesamt spiegelt die Verteilung der Markerpigmente eine deutliche Zweiteilung der euphotischen Zone wider: zum einen war eine geringe Pigmentmenge in der Deckschicht und ein Anstieg an Phytoplanktonpigmenten in der Thermokline zu verzeichnen, zum anderen konnten auch qualitative Unterschiede in der vertikalen Verteilung der Phytoplanktongruppen in der Wassersäule festgestellt werden.

Im oberen Bereich der euphotischen Zone wurde hauptsächlich das Xanthophyll Zeaxanthin vorgefunden. Dieses Pigment, das ausschließlich Lichtschutzfunktion in der Zelle erfüllt kommt bei Cyanophyten, Prochlorophyten und Chlorophyten vor. Chlorophyten sind in diesem Zusammenhang höchstwahrscheinlich unbedeutend, da Lutein, eines der hauptsächlich akzessorischen Pigmente dieser, in der HPLC nicht nachgewiesen werden konnte. Es ist daher anzunehmen, daß Zeaxanthin hier auf das Vorkommen von Cyanophyten hinweist, da das auf Prochlorophyten hinweisende Chlorophyll b im oberen Bereich der Wassersäule nicht in entsprechend höheren Konzentrationen auftrat.

Das Xanthophyll Fucoxanthin kommt als akzessorisches Pigment bei Diatomeen, Prymnesiophyceen und Crysophyceen vor (s. Tab. 4-01). An Bedeutung gewinnen diese Gruppen demnach erst an den Stationen 7, 12 und vor allem 16 im Bereich des Chlorophyllmaximums. Relativ spezifisch für Prymnesiophyceen ist 19'-Hexanoyloxyfucoxanthin, das überall im Chlorophyllmaximum detektiert werden konnte und vor allem im südlichen Bereich auf ein Vorherrschen von Prymnesiophyceen im Chlorophyllmaximum hinweist. 19'-Butanoyloxyfucoxanthin ist ebenfalls in Prymnesiophyceen aber auch in Crysophyceen und den sogenannten Pelagophyceen vorhanden (s. Tab. 4-01). Um zu testen, ob die beiden Fucoxanthinderivate gemeinsamen Ursprungs sind oder aus unterschiedlichen Algengruppen stammen, wurde für verschiedene Teile des meridionalen Schnittes eine lineare Regression zwischen diesen beiden Pigmenten erstellt (Abb. 4-14).

Während bis 14,5°N eine hohe Korrelation zwischen den 19'-Hexanoyloxyfucoxanthin- und 19'-Butanoyloxyfucoxanthin-Konzentrationen besteht (R^2 : 0,89 für die Stationen 3 bis 7 bzw. 0,93 für die Stationen 8 bis 12), ist diese im nördlichen Bereich etwas schwächer (R^2 : 0,66). Dies deutet darauf hin, daß 19'-Butanoyloxyfucoxanthin im südlicheren Bereich des Schnittes vermutlich aus der gleichen Quelle stammte wie 19'-Hexanoyloxyfucoxanthin, also von Prymnesiophyceen, insbesondere von Coccolithophoriden, während im nördlichen Bereich eventuell auch Crysophyceen und/oder Pelagophyceen eine Rolle gespielt haben könnten. Auf das Vorkommen dieser Gruppen im nördlichen Teil des Transekts weist auch das niedrigere 19'-Hex. zu 19'-But. Verhältnis hin. Andererseits konnte in den Netzfängen im nördlichen Bereich des Schnittes die Gattung *Phaeocystis* (Prymnesiophyceen), die ebenfalls 19'-Butanoyloxyfucoxanthin enthält, beobachtet werden. Auch diese Gruppe kann zu den erhöhten 19'-But.-Konzentrationen beigetragen haben.

Das an den Stationen 12 und 16 im Chlorophyllmaximum aufgetretene Peridinin deutet auf das Vorkommen von Dinophyceen hin, die ansonsten offensichtlich keine größere Verbreitung im südlichen Teil des Schnittes hatten.

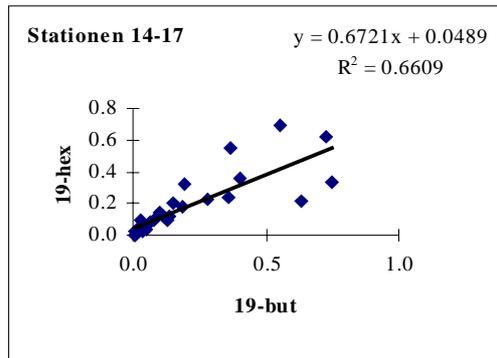
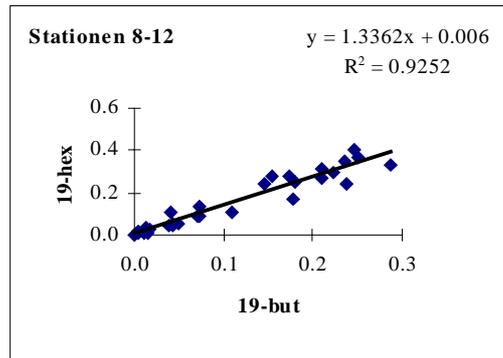
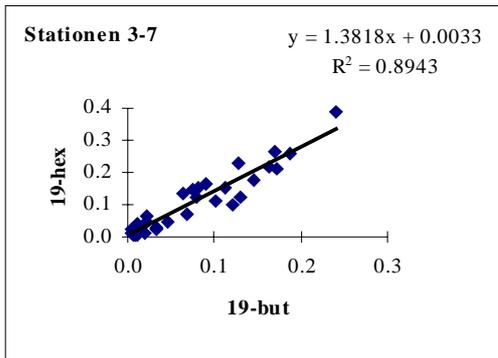


Abb. 4-14: Lineare Regression zwischen 19'-Hexanoyloxyfucoxanthin und 19'-Butanoyloxyfucoxanthin (in $\mu\text{g l}^{-1}$) im südlichen, mittleren und nördlichen Bereich des meridionalen Schnittes.

Tab. 4-01: Verteilung einiger taxonomisch wichtiger Pigmente in verschiedenen Algenklassen und -ordnungen (Abkürzungen s. Anhang; aus: Jeffrey und Vesk, 1997; modifiziert)

	Cyano- phyta	Prochloro- phyta ⁺	Chloro- phyceae	Prasino- phyceae	Eugleno- phyceae	Bacillario- phyceae	Dino- phyceae	Prymnesio- phyceae	Cryso- phyceae
<u>Chlorophylle</u>									
Chl a	x		x	x	x	x	x	x	x
Chl b			x	x	x				
Chl c ₁						x		x	
Chl c ₂						x	x	x	x
Chl c ₃								x	x
Div. Chl a		x							
Div. Chl b		x							
<u>Xanthophylle</u>									
19-but								x	x
Diadino					x	x	x	x	x
Fuco						x		x	x
19-hex								x	
Lutein			x	x					
Peri							x		
Prasi				x					
Viola			x	x					
Zea	x	x	x						

4.3.3 Gesamtproduktion

In Abb. 4-15 ist die Vertikalverteilung der Gesamtproduktion an den 4 Driftstationen in der euphotischen Zone bzw. im Chlorophyllmaximum dargestellt. Allen Profilen gemeinsam ist ein Produktionsmaximum im Bereich des tiefen Chlorophyllmaximums. Die absoluten Produktionswerte waren im nördlichsten Teil des Schnittes um das 10 bis 20-fache höher als im südlichen Abschnitt, wo in einer Tiefe von 65m eine Produktion von knapp $0,2\text{mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$ gemessen wurde. An Station 16 (18°N) befand sich das Maximum in 25-30m Tiefe und es wurden Werte von mehr als $5\text{mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$ erreicht. Die maximale Primärproduktion an Station 7 lag bei 0,5-0,6mg in einer Tiefe von 50-60m und an Station 12 in ca. 45m Tiefe ($1,5\text{mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$). Deutlich zu erkennen ist auch die Verflachung der euphotischen Zone von Süd nach Nord: während im Süden auch in 100m Tiefe noch eine Fixierung von ^{14}C -markiertem CO_2 meßbar war ($0,05\text{mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$), konnte bei der nördlichsten Station auf dem meridionalen Schnitt in 80m Wassertiefe keine CO_2 -Fixierung mehr nachgewiesen werden. Die Assimilationszahlen stiegen parallel mit der

⁺ Nach Urbach *et al.* (1992) sind die Prochlorophyten kein eigenständiges Taxon und sollten in die Gruppe der Cyanophyten eingegliedert werden.

Zunahme der Primärproduktion von Süd nach Nord an (Abb. 4-15). Die maximalen Werte lagen an Stat. 3 bei etwa $1,5 \text{ mg C (mg Chl a)}^{-1} \text{ h}^{-1}$ und an Stat. 16 bei etwa $5 \text{ mg C (mg Chl a)}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Im Chlorophyllmaximum waren die Assimilationszahlen höher als in der durchmischten Schicht. Nur die südlichste Station stellte eine Ausnahme dar: hier nahm die Assimilationszahl mit der Tiefe kontinuierlich ab und zeigte nur im unteren Bereich des Chlorophyllmaximums einen kleinen Anstieg.

Die über die euphotische Zone integrierte Primärproduktion (Abb. 4-16) stieg von etwa $109 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (6°N) auf $524 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ bei (18°N). Über den Bereich des Chlorophyllmaximums integriert, entsprach an den Stationen 3 und 12 die Produktion etwa 50% der Tagesproduktion, während an Station 16 der größte Teil der Produktion im Bereich des Chlorophyllmaximums gemessen wurde.

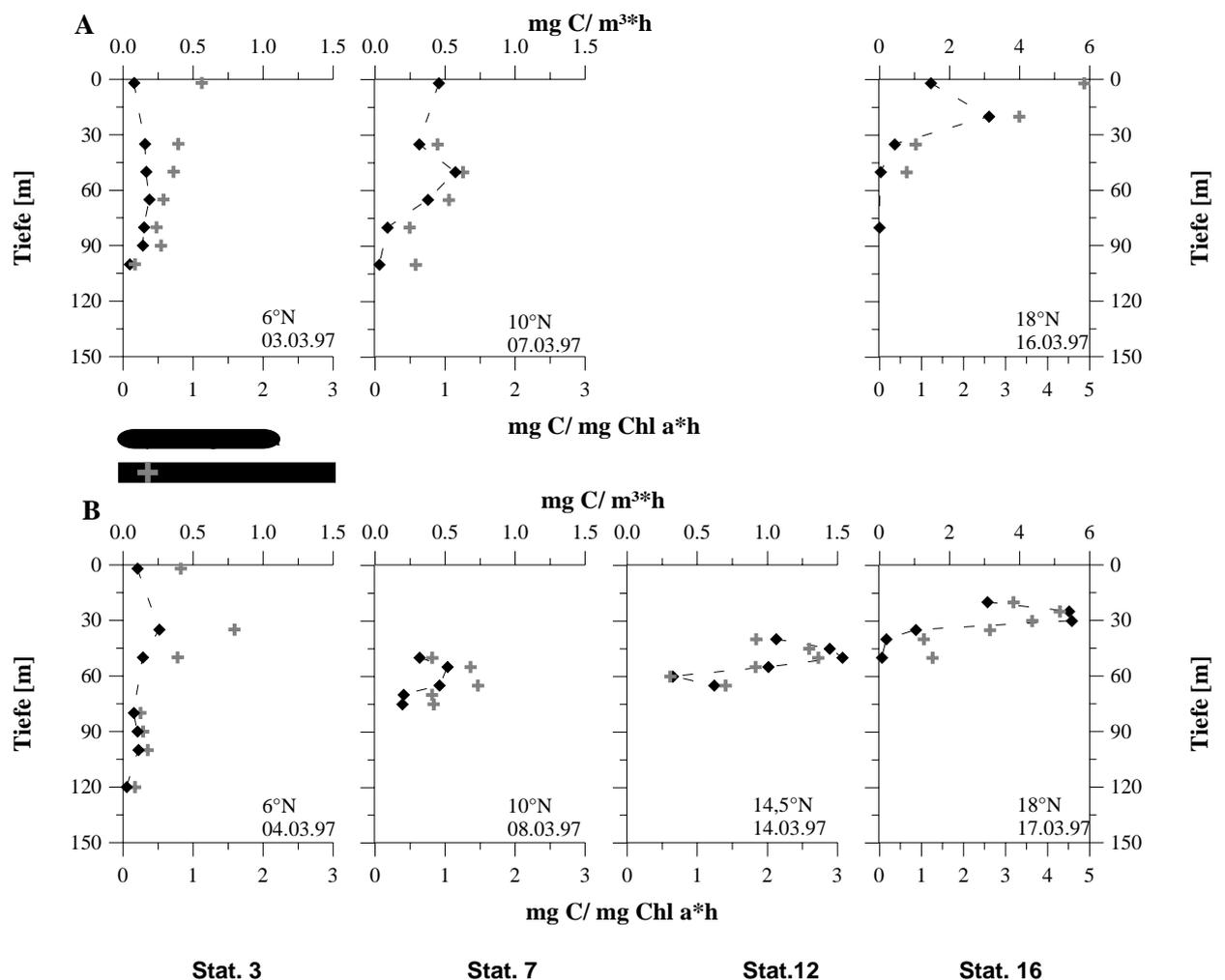


Abb. 4-15: Profile der Gesamtproduktion ($\text{mg C m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) und der Assimilationszahl ($\text{mg C (mg Chl a)}^{-1} \text{ h}^{-1}$) an den 4 Driftstationen in der euphotischen Zone (A) und im Bereich des Chlorophyllmaximums (B).

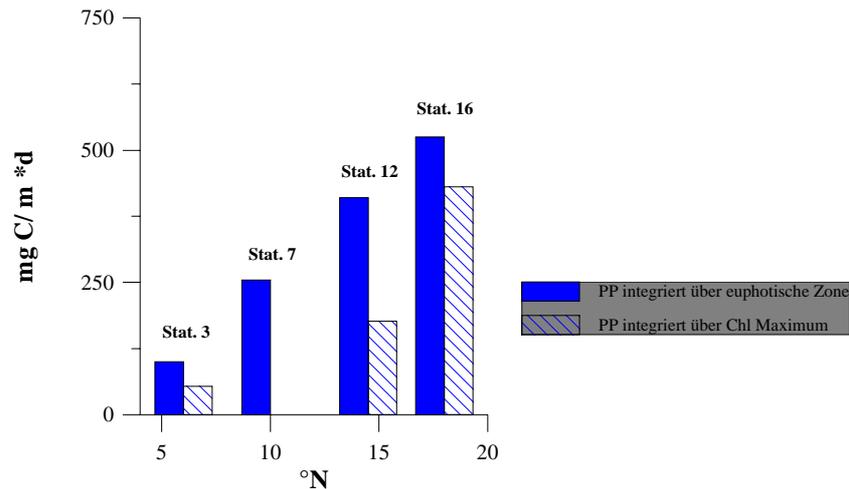


Abb. 4-16: Über die euphotische Zone bzw. das Chlorophyllmaximum integrierte Gesamtproduktion. Integrationsintervall für das DCM: 65-100m (Stat. 3); 40-65m (Stat. 12); 20-40m (Stat. 16).

4.3.4 Fraktionierte Produktion

Die Zunahme der Produktion von Süd nach Nord und die damit verbundene Verflachung der Produktionsmaxima wird auch in den Messungen der fraktionierten Primärproduktion deutlich. In Abb. 4-17 ist der vertikale Verlauf der Produktion in den einzelnen Größenklassen an den 4 Driftstationen dargestellt. Deutlich erkennbar ist, daß die kleinste Größenfraktion (0,2 bis 0,8 μ m) im südlichen Bereich des Transekts (Stat. 3 und 7) den größten Anteil an der Primärproduktion hatte (s. auch Abb. 4-18). Dies trifft in der gesamten Wassersäule zu. Insgesamt machten die beiden Fraktionen <2 μ m hier mehr als 70% der gesamten Primärproduktion aus. Der relative Anteil der Fraktion >5 μ m gewann erst bei 18°N an Bedeutung mit 40 bis knapp 50% der Primärproduktion. Die Größenklasse zwischen 2 und 5 μ m spielte an den drei südlicheren Stationen eine untergeordnete Rolle (meist weniger als 10%), während der Anteil an der Station 16 auf ca. 19% gewachsen war. An Stat. 3 (Abb. 4-17A) lag das Produktionsmaximum der Größenklasse >5 μ m über dem der anderen Gruppen, ähnliches gilt auch für Station 12 bei 14,5°N (Abb.4-17B). An der nördlichsten Station wiesen am unteren Rand der euphotischen Zone allerdings nur noch Organismen >5 μ m eine Kohlenstoffassimilation auf, während für die Gruppen <5 μ m keine Primärproduktion mehr nachweisbar war. Allen Größenklassen gemeinsam war ein distinktes Produktionsmaximum im oberen Bereich der Pycnocline.

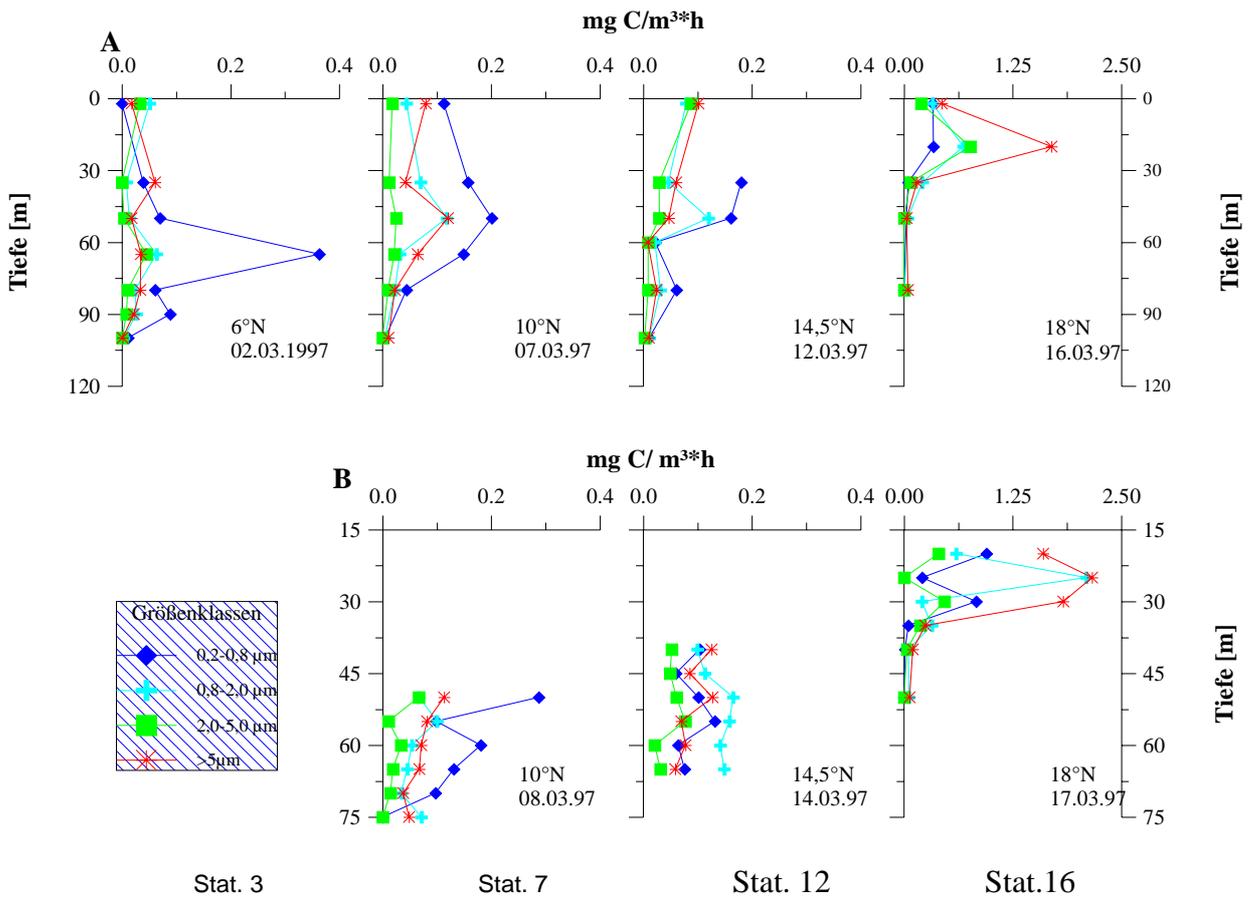


Abb. 4-17: Vertikalverteilung der fraktionierten Produktion in der euphotischen Zone (A) und im Bereich des Chlorophyllmaximums (B) an den 4 Driftstationen.

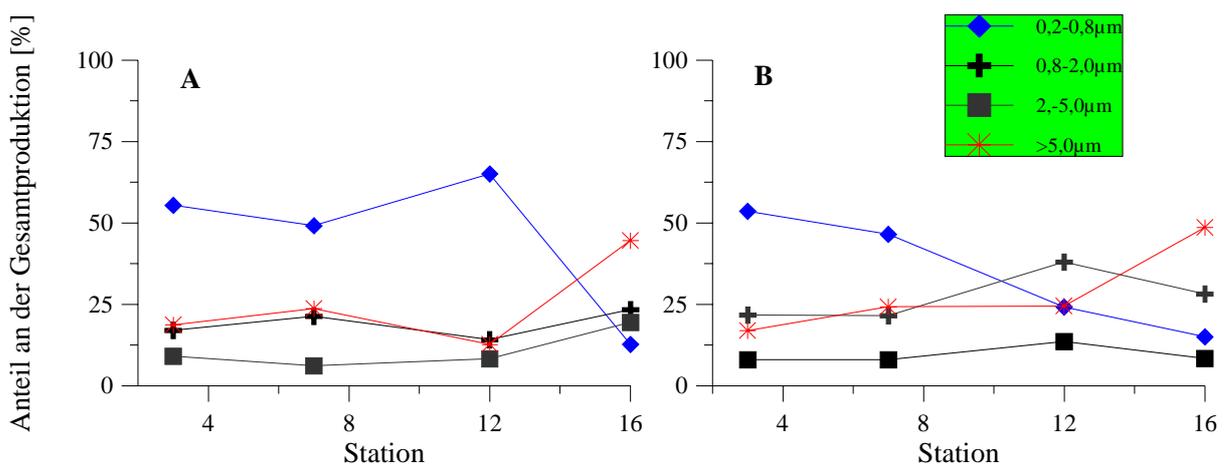


Abb. 4-18: Prozentualer Anteil der verschiedenen Größenfraktionen an der integrierten Gesamtproduktion in der euphotischen Zone (A) und im Chlorophyllmaximum (B) an den 4 Driftstationen. Integrationsintervalle im Chlorophyllmaximum: 65-100m (Stat. 3); 50-75m (Stat. 7); 40-65m (Stat. 12) und 20-40m (Stat. 16).

4.3.5 Sinkstoffallen

Die Sedimentationsrate von partikulärem organischen Material (POC und PON) war im allgemeinen sehr gering (Abb. 4-19) und variierte zwischen den einzelnen Driftstationen. Die höchste Sedimentationsrate von POC wurde vom 11. bis zum 13. März an Station 12 (14,5°N) mit $916,46 \mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ gemessen. Am Tag darauf lag die Sedimentation allerdings nur bei $552,96 \mu\text{mol POC m}^{-2} \text{d}^{-1}$, was auch gleichzeitig die niedrigste gemessene POC-Sedimentationsrate war. Die höchste Rate von PON-Sedimentation wurde an der südlichsten Station mit $198,67 \mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ gemessen.

Die Auswertung der Sinkstoffproben hinsichtlich der Phytoplanktonmarkerpigmente ist aufgrund der sehr geringen Konzentrationen nur qualitativ möglich. In allen Sinkstoffproben des Kurzzeitdrifters (100m) konnte das Markerpigment 19'-Hexanoyloxyfucoxanthin nachgewiesen werden. Auch Chlorophyll b war in allen Proben durchgängig in geringen (zwischen $0,02$ und $0,08 \mu\text{g l}^{-1}$ an den Stationen 7 bis 16) bzw. etwas höheren Konzentrationen vorhanden (Stat. 3: $0,12 \mu\text{g l}^{-1}$). Diadinoxanthin trat an den Stationen 7 ($0,2 \mu\text{g l}^{-1}$), 12 ($0,26 \mu\text{g l}^{-1}$) und 18 ($0,4 \mu\text{g l}^{-1}$) in nachweisbaren Konzentrationen auf. Bei Station 16 (18°N) konnten darüber hinaus noch Fucoxanthin ($0,36 \mu\text{g l}^{-1}$), Prasincoxanthin und Zeaxanthin gemessen werden.

In allen Sinkstoffproben, insbesondere jedoch an den Stationen 7 und 12, wurden Coccolithophoriden bei der mikroskopischen Auswertung wiedergefunden. Ähnliches gilt für die Diatomeen. Große Rhizosolenien und die Art *Climacodium frauenfeldianum* waren in den Proben der beiden nördlicheren Stationen vorhanden, während *Proboscia alata*, *Planktoniella sol* und unbestimmte Diatomeen der Ordnung Centrales überall vorkamen. Große Dinoflagellaten konnten mikroskopisch nicht nachgewiesen werden. Häufiger aufzufinden war auch *Dictyocha* sp. aus der Gruppe der Silikoflagellaten. In allen Sinkstoffproben waren Kotballen und Zooplankter wie Foraminiferen, Pteropoden und Tintinniden (Ciliaten) zu finden; das gilt besonders für Station 12 bei 14,5°N.

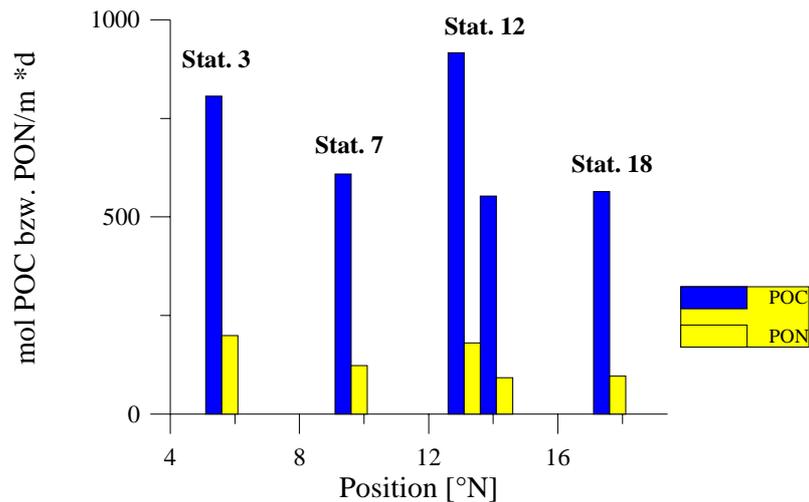


Abb. 4-19: Sedimentationsraten von POC bzw. PON in 100m Wassertiefe (Kurzzeitdrifter) an den 4 Driftstationen.

4.4 Bestimmung von Strahlungsgrößen und optische Eigenschaften

Während der Expedition Sonne-Reise 117 wurden Messungen von inhärenten und apparenten optischen Eigenschaften unter Nutzung von in-situ- und Labor- Instrumenten durchgeführt. Die Strahlungsmessungen beinhalteten kontinuierliche Messungen der Quantanbestrahlungsstärke (PAR) über der Wasseroberfläche mit einem LICOR-Instrument, um den Tagesgang und die Strahlung pro Tag und pro Inkubationszeit (Abb. 4-20) für produktionsbiologische Untersuchungen zu bestimmen. Aus den Tagesgängen ist der während des Expeditionszeitraumes teilweise recht hohe Bewölkungsgrad ablesbar.

Für die Messung der spektralen Verteilung der einfallenden Bestrahlungsstärke (E_d) in verschiedenen Wassertiefen wurde das Spektrometer CYCLOPS (AWI) verwendet. Die in Abbildung 4-21 dargestellten Beispiele zeigen, daß die maximale Transmission bei einer Wellenlänge von ca. 480 nm liegt. Da für die Auswertung keine Vertikalprofile der einfallenden Quantenbestrahlungsstärke zur Verfügung standen, wurde die 1%- Tiefe als Maß für die Tiefe der euphotischen Schicht auf der Grundlage der spektral integrierten Bestrahlungsstärke bestimmt. Sie war auf den südlichen Stationen (Station 3, 6°N) im Tiefenbereich um 80m, wogegen sie im Nordteil (Station 16, 18°N) unter 50m lag. Wie im Jahr 1995 liegt die Tiefe der euphotischen Schicht kurz unterhalb des Chlorophyllmaximums.

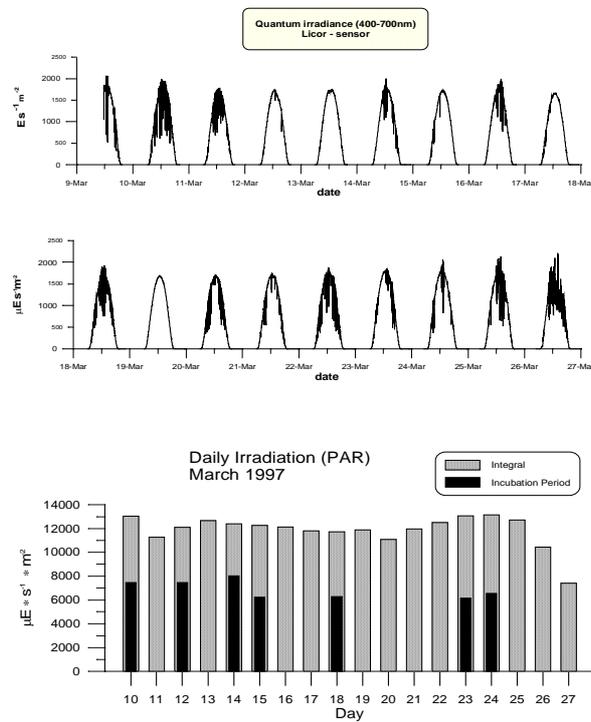


Abb. 4-20: Tagesgänge der Quantenbestrahlungsstärke and der Wasseroberfläche im März 1997.

Aus Messungen der Nadirstrahllichte unter der Wasseroberfläche (L_u) und einfallenden Bestrahlungsstärke über der Oberfläche (E_d) mit dem Spektrometer BAS-W wurden die spektralen Reflektanzen berechnet. Die Reflektanz variierte zwischen den Stationen mit geringen Chlorophyllkonzentrationen im Süden und den Stationen mit höheren Konzentrationen im Norden, sowohl in der spektralen Verteilung wie auch in der Amplitude. Die beobachteten höheren Konzentrationen von Diatomeen und Trichodesmien bewirken durch die Absorption eine Verringerung der Reflektanz im kurzwelligen Spektralbereich und durch die Streuung eine Erhöhung im langwelligen Bereich.

Für die Bestimmung der Absorption des partikulären Material a_p und der gelösten organischen Substanzen a_y (Gelbstoff) wurden Wasserproben durch Whatman- GFF Filter filtriert. Die Absorption des filtrierten Wassers (Gelbstoff) und der Filter wurde im Wellenlängenbereich zwischen 300 und 730nm mit dem Spektralphotometer UV/VIS Lambda 2 (Perkin Elmer) bestimmt. Aus der Absorption des partikulären Material a_p wurden die Anteile des Phytoplankton a_{ph} und Detritus a_d separiert.

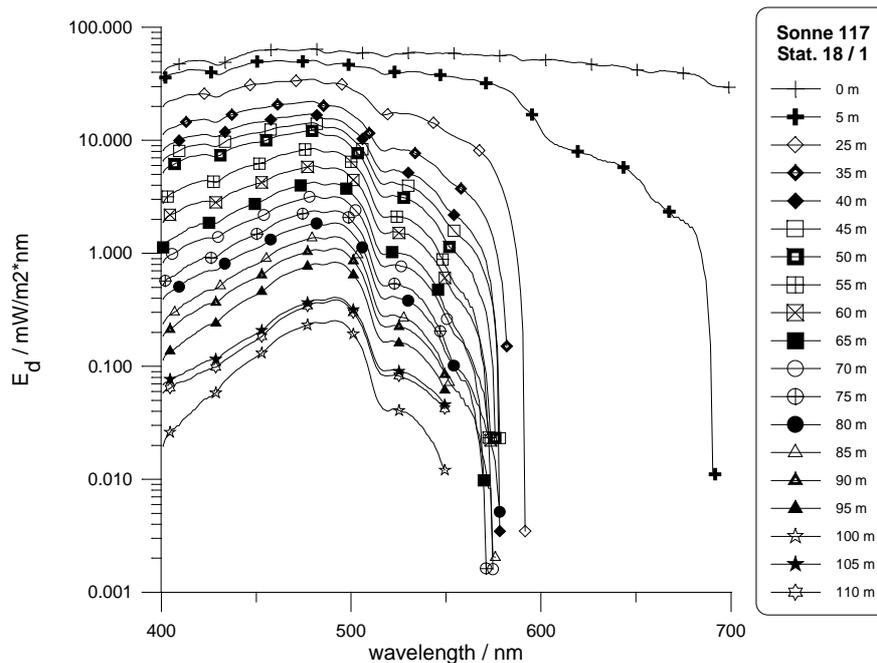


Abb. 4-21: Spektrale Verteilung der einfallenden Bestrahlungsstärke in verschiedenen Wassertiefen im März 1997.

Die Absorption des partikulären Materials und des Phytoplanktons spiegeln die generelle vertikale Chlorophyllverteilung wider. Die höchsten Absorptionskoeffizienten wurden in den Chlorophyllmaxima auf Station 10 (13°N) in 65 m und Station 16 (18°N) in 20m gemessen.

Speziell *Trichodesmium* bewirkte ein charakteristisches Absorptionsmaximum im UV-Bereich, hervorgerufen durch das Lichtschutzpigment Zeaxanthin, wie auch schon anhand der Ergebnisse der Expedition METEOR 323 gezeigt werden konnte.

Die Absorption der gelösten organischen Substanzen a_y zeigt die höchsten Werte im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes im Bereich des Chlorophyllmaximums bei ca. 20m, was auf Küstenwasser hindeutet. Hohe Werte wurden auch nördlich 11°N in Wassertiefen von ca. 120 m gemessen. Dieser Tiefenbereich ist gleichzeitig durch sehr geringe Absorption des Phytoplanktons charakterisiert.

4.6 Modellierung des Stickstoffkreislaufes

Oberflächenzirkulation, Deckschichtdynamik und Primärproduktion werden in der Arabischen See weitgehend von den Monsunwinden beeinflusst. In der zentralen Arabischen See kontrollieren während des SW-Monsuns Winddurchmischung und Ekman-pumping den Nährstoffeintrag in die photische Zone. Im Westteil, westlich des Findlater Jets, bestimmen im offenen Ozean die horizontale Ekmandivergenz und der damit verbundene Auftrieb zusammen mit dem Wind, den Eintrag nährstoffreichen Wassers in die turbulent durchmischte Schicht. Im nördlichen Teil der Arabischen See

kann dagegen im Winter-Monsun auch die durch die starke Oberflächenabkühlung hervorgerufene Konvektion zur Vermischung des oberen Ozeans beitragen.

Klimatologische Deckschichttiefen, die des öfteren als physikalische Randbedingungen in ökologische Modelle eingehen, reichen zur Beschreibung der oben erwähnten Prozesse nicht aus. Folglich ist es notwendig die Deckschichtdynamik explizit zu simulieren und das biogeochemische Modell an das physikalische Modell zu koppeln.

Die Mischungszeitskalen in der turbulenten Grenzschicht des oberen Ozeans sind nicht unbedeutend für die Lichtanpassung und der damit verbundenen Wachstumsrate autotropher Algen (Barkmann und Woods, 1996). Deckschichtmodelle, die von einer unmittelbaren Durchmischung (Kraus-Turner- oder Integral-Modelle) der Grenzschicht ausgehen und daher als prognostische Variable nur Tiefe, Temperatur und Salzgehalt der durchmischten Schicht berechnen, sind daher nicht in der Lage die komplexen Wechselwirkungen zwischen Lichtanpassung, Algenwachstum und Turbulenz zufriedenstellend zu beschreiben. Aus diesem Grunde wurden die turbulenten Flüsse in der Grenzschicht über den Ansatz eines turbulenten Austauschkoefizienten parametrisiert, der zeitlich und räumlich variabel ist und in der Regel von der turbulenten kinetischen Energie und einer Mischungslänge abhängt.

Um die Bedeutung der physikalischen Prozesse auf die jahreszeitliche Änderung der Primärproduktion zu untersuchen, wurde das eindimensionale Ökosystemmodell an mehreren geographischen Breiten entlang des Standardschnittes bei 65E zeitlich integriert. Die Stationen wurden so gewählt, daß ein anfänglicher Vergleich mit den im Jahre 1995 und 1997 im Rahmen der amerikanischen und deutschen JGOFS Programme gesammelten hydrographischen und biogeochemischen Daten stattfinden konnte. Eine Verbesserung des physikalischen Teils des Modells konnte erreicht werden, indem ein auf die Erhaltung turbulenter kinetischer Energie basierendes Diffusionsmodell (Gaspar et al., 1990) benutzt wurde. Das ursprüngliche biologische Modell (ein NAPZD-Modell mit variablen C/Chl-Verhältnissen, siehe Zwischenbericht, 1997) wurde um eine zusätzliche Planktonpopulation erweitert, um das tiefe Chlorophyllmaximum besser beschreiben zu können. Desweiteren wurde die Parameterisierung des Unterwasserlichtfeldes verbessert. Die beiden modellierten Planktonarten unterscheiden sich im wesentlichen durch unterschiedliche maximale Produktionsraten bei Lichtsättigung und durch die verschiedenen Initialsteigungen der P vs. I -Kurve (Alpha). Ein kleines Alpha wurde für die im tiefen Chlorophyllmaximum befindlichen Planktonarten zugrunde gelegt (z.B. Coccolithophoriden), um maximale Photosynthese auch bei geringer Strahlungsenergie gewährleisten zu können. Eine hohe maximale Photosyntheserate bei starken Bestrahlungsstärken wurde dagegen für die während der Monsune dominierenden Planktonarten gewählt (z.B. Diatomeen). Angetrieben wird das Modell mit den Monatsmittelwerten atmosphärischer Impuls- und Wärmeflüsse für das Jahr 1995, die vom Southampton Oceanography Centre (SOC) zur Verfügung gestellt wurden. Da die aus den Beobachtungen abgeleitete jahreszeitliche Vertikalwanderung der ozeanischen Temperatursprungschicht, insbesondere an der nördlichen Station, nicht allein durch die aus dem Windfeld abgeleiteten Vertikalgeschwindigkeiten erklärt werden konnte, wurde zusätzlich für die Jahresläufe die vertikale Advektionsgeschwindigkeit den Beobachtungen entnommen und in die Modellgleichungen einbezogen.

4.6.1 Das tiefe Chlorophyllmaximum

Typisch für den oligotrophen Ozean ist die Herausbildung eines tiefen Chlorophyllmaximums (SCM) im unteren Viertel der euphotischen Zone. In weiten Teilen der Arabischen See tritt das SCM während der Zwischenmonsune auf. Es entsteht in der mittleren und nördlichen Arabischen See zum Ende der Monsunphasen, wenn die Nährstoffe in der turbulent durchmischten Schicht aufgebraucht sind, die Wassersäule wieder eine Dichteschichtung aufweist und gekennzeichnet durch geringe Wassertrübung, die Eindringtiefe des Lichtes anwächst und somit die euphotische Zone vertieft. Im südlichen Teil kann von einem permanenten SCM ausgegangen werden, da die Monsunwinde zu schwach sind, um den oberen Ozean bis ins SCM durchzumischen. In der Regel liegt das SCM in den nördlichen Regionen um 50m Tiefe, während im südlichen Becken das SCM in Tiefen bis zu 100m vorgefunden werden kann. Zum Ende der Monsunphasen lassen die Monsunwinde nach und die Tiefe turbulent durchmischte Schicht zieht sich zurück. Zurückgelassen werden auch die Nährstoffe, die nicht aufgebraucht wurden. Diese saisonale Nährstoffsprungschicht initialisiert den Beginn des Wachstums im SCM, aber da die Konzentrationen in der Regel schwach sind, werden die Nährstoffe rasch aufgebraucht und das SCM vertieft sich dementsprechend, bis es die permanente Nährstoffsprungschicht erreicht hat. Hier wird die Tiefe des SCM durch ein sensibles Gleichgewicht zwischen Exportproduktion und des durch kleinskalige Turbulenz hervorgerufenen vertikalen Nährstoffflusses bestimmt. Zu Beginn des nachfolgenden Monsuns vertieft sich die turbulent durchmischte Schicht wieder und mischt das SCM in die oberen Schichten. Hier kann es, je nach der Zusammensetzung der Planktonarten, den Beginn der Planktonblüte initialisieren und somit ein rasches Wachstum einleiten.

Die beobachtete Tiefe und Stärke der permanenten Nitratsprungschicht in der Zwischenmonsunphase, bietet eine gute Gelegenheit, die Ergebnisse eines eindimensionalen Modells mit den Nitratprofilen der Sonne-Reise 117 und der Meteor-Reise 323 zu vergleichen und die Werte einiger Schlüsselparameter zu bestimmen. Dazu wird ein Großteil der Modellparameter aus Literaturwerten bestimmt und nur ein einzelner, möglichst unbekannter und sensibler Prozeß so justiert, daß die Modellergebnisse mit den Beobachtungen angenähert übereinstimmen. Diese Prozedur wird an mehreren geographischen Breiten entlang des Standardschnittes bei 65 E durchgeführt. Die Zeit des Zwischenmonsuns ist insofern günstig, da laterale Transporte in diesem Zeitraum in der Regel auszuschließen sind.

Die Nitratmessungen der Sonne-Reise 117 Reise zeigen in der Regel eine lineare Zunahme der Nitratkonzentration im Bereich des SCM bis zu einer bestimmten, in diesem Falle breitenabhängigen Tiefe. Für die Stationen bei 10N, 14.5N und 18N befindet sich der lineare Gradient zwischen 50 und 80m, beziehungsweise 40 und 80m, während er bei 6N zwischen 100m und 150m liegt. Die Nitratkonzentration am unteren Ende des Gradienten bewegt sich um 16mMol/m^3 . Diese vier Stationen werden auch für den Modell-Datenvergleich benutzt. Ein linearer Gradient stellt sich ein, wenn die Diffusionskoeffizienten der Diffusionsgleichung konstant sind und die Randbedingungen nicht oder nur schwach veränderlich sind und aus einer Quelle und einer Senke bestehen. Im Modell besteht die obere Randbedingung aus der Nitratreduktion, die durch die Exportproduktion hervorgerufen wird und die vom Lichtfeld und den Modellspezifikationen abhängt. Als untere Randbedingung wurde eine konstante Nitratkonzentration gesetzt. Unter Gleichgewichtsbedingungen, d.h. wenn die

Zustandsvariablen zeitlich unveränderlich bleiben, wird der vertikale Nitratfluß am unteren Rand der Modellwassersäule durch die Produktion in der euphotischen Zone kontrolliert. Ziel dieses Experimentes ist, unter Gleichgewichtsbedingungen den prognostizierten Nitratgradienten an die beobachteten Gradienten anzugleichen. Als der zu variierende Modellparameter wurde der Diffusionskoeffizient gewählt. Die kurzweilige Einstrahlung an der Meeresoberfläche wurde, soweit sie vorlag, an die Beobachtungen angeglichen. Das Lichtfeld im Wasser wurde mit Hilfe der chlorophyllspezifischen Absorptionskoeffizienten von Morel (1988) bestimmt. Die photophysologischen Modellparameter wurden der Arbeit von Geider et al. (1997) entnommen. Andere Parameter entstammen der Literatur. Die Initialisierung des Modells erfolgte mit den beobachteten Daten (Chlorophyll und Nitrat), wobei ein konstantes C/Chl Verhältnis angenommen wurde. Es wird davon ausgegangen, daß die Beobachtungen bereits ein Gleichgewicht zwischen Exportproduktion und vertikalem Nitratfluß widerspiegeln. Ausgenommen ist die nördliche Station, in der sich noch eine zusätzliche saisonale Nitratsprungschicht befand.

Es ist nicht zu erwarten, daß sich das Modell anfänglich schon in einem Gleichgewichtszustand befindet, da zum Beispiel wenig Information über die existierende Zooplankton Biomasse, sowie unzureichende Information zur Phytoplankton Biomasse besteht. Daher wurde das Modell über drei Jahre integriert um sicherzustellen, daß sich die Zustandsvariablen untereinander im Gleichgewicht befinden. Die Bewölkungsdichte wurde konstant gehalten.

In den Abb. 4-23 sind die Profile der Anfangsnitratkonzentrationen zum Vergleich mit den prognostizierten Profilen nach 3 Jahren Modellintegration dargestellt. Die angewandten Diffusionskoeffizienten entsprechen von Süden nach Norden mit $1.5 \cdot 10^{-5}$, $2.5 \cdot 10^{-5}$, $2.5 \cdot 10^{-5}$, $4.0 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, der in der Arabischen See angenommenen Größenordnung von $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ (You & Tomczak, 1993). Wie aus den Abbildungen hervorgeht, lassen sich die Anfangsgradienten mit dem angegebenen Parametersatz und den entsprechenden Diffusionskoeffizienten über einen längeren Zeitraum beibehalten.

Ein Vergleich zwischen gesamter Primärproduktion und neuer Produktion oder Exportproduktion (Abb. 4-24) ergibt f-Verhältnisse (Quotient aus neuer Produktion und Gesamtproduktion) zwischen 0.35 und 0.45, je nach Station. Die neue Produktion wird im Modell durch den Partikelexport aus der Modellwassersäule (80m bzw. 150m) definiert. Es wird davon ausgegangen, daß sich die Sinkgeschwindigkeit durch Aggregationsbildung unterhalb der Modellwassersäule so stark erhöht, so daß der exportierte partikuläre Stickstoff nicht mehr für die regenerierte Produktion in der euphotischen Zone zur Verfügung steht. Der berechnete Exportfluß von Kohlenstoff liegt zwischen $20 \text{ mgCm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und $80 \text{ mgC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, während der gesamte produzierte Kohlenstoffanteil von $60 \text{ mgCm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an der südlichen Station bis $200 \text{ mgCm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an der nördlichen Station ansteigt. Das f-Verhältnis ist nicht unbedingt an die angenommenen Diffusionskoeffizienten gekoppelt. Zwar steigt der Koeffizient von Süden nach Norden an, das f-Verhältnis ist im Norden aber unwesentlich größer als im Süden. Grund dafür ist der längere Weg, den die sinkenden Teilchen im Norden vom SCM (40m) bis zur 80m Tiefe zurücklegen müssen. Dies verlängert die Aufenthaltsdauer in der Modellwassersäule und verstärkt damit die Remineralisierung.

Um den Einfluß der Detritus Sinkgeschwindigkeit W_d und der Zooplankton Freßrate abzuschätzen, wurden drei weitere Experimente bei 14.5N durchgeführt. Angenommen wurden Sinkgeschwindigkeiten von 10m und 1m pro Tag. Die Ergebnisse zeigen, daß der Diffusionskoeffizient nur geringfügig gegenüber dem Kontroll-Experiment (14.5N, $W_d = 5 \text{ m/d}$) anwächst, wenn die Sinkgeschwindigkeit von 5m auf

10m pro Tag erhöht wird, das f-Verhältnis steigt aber von 0.48 auf 0.62 an. Die neue Produktion erhöht sich dementsprechend, während W_d nur einen geringen Einfluß auf die Gesamtproduktion hat. Weitaus signifikanter sind die Ergebnisse, wenn W_d auf 1m pro Tag reduziert wird. Die Verweildauer des Detritus in der Modellwassersäule verlängert sich, folglich nimmt die Remineralisierung zu und die neue Produktion wird reduziert. Außerdem wird eine geringere Diffusion benötigt, um den Nitratgradienten zu erhalten. Abschließend kann gesagt werden, daß eine Wahl der Sinkgeschwindigkeit zwischen 1m und 5m pro Tag (bei einer gegebenen Remineralisierungsrate von 0.1/Tag) signifikante Änderungen der Modellergebnisse nach sich zieht, einer Erhöhung von 5m auf 10m aber keinen großen Einfluß auf die Produktion aufzuweisen hat. Bei einer sehr geringen Remineralisierungsrate spielt dagegen die Sinkgeschwindigkeit keine große Rolle mehr, umgekehrt verhält es sich bei starker Remineralisierung. Eine Reduzierung der relativen Zooplankton Freßrate von 2/Tag auf 1/Tag ergab keine signifikanten Änderungen in der Produktion (Abb. 4-24 B).

Wendet man das Modell auf die Nährstoffprofile der Meteor-Reise 323 an, ergeben sich die in Abbildung 4.25 dargestellten Ergebnisse. An den Stationen bei 10N und 17N konnten die beobachteten Nitratgradienten unter Anwendung der oben angegebenen Diffusion beibehalten werden. Bei 7N mußte der Diffusionskoeffizient von 1.5 auf $2.0\text{cm}^2/\text{sec}$ erhöht werden; bei Station 14N konnte kein lineares Nitratprofil gemessen werden. Da die Obergrenzen der Nitratsprungschicht in der Regel tiefer lagen als auf der Sonne-Reise 117, fiel die berechnete neue Produktion folglich geringer aus, ebenso wie die Gesamtproduktion. Das f-Verhältnis zeigt nur geringe Variation und ist mit denen der Sonne-Reise 117 vergleichbar. Entsprechend der Tiefe der Nitratsprungschicht wurde die Tiefe der Modellwassersäule auf 120m gelegt, mit einer mittleren Nitratkonzentration von $14\text{mMol}/\text{m}^3$. An den drei nördlichen Stationen in 80m Tiefe betrug im März 1997 die mittlere Konzentration $16\text{mMol}/\text{m}^3$. Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß ein Abbau der Nitraklinien zwischen März und Mai stattfindet, da aber die US-JGOFS Daten (Gundersen et al., 1998) im März/April 1995 bereits eine tiefere Sprungschicht als im März 1997 zeigen, ist es wahrscheinlicher, daß zwischenjährliche Variationen zu den Unterschieden beitragen.

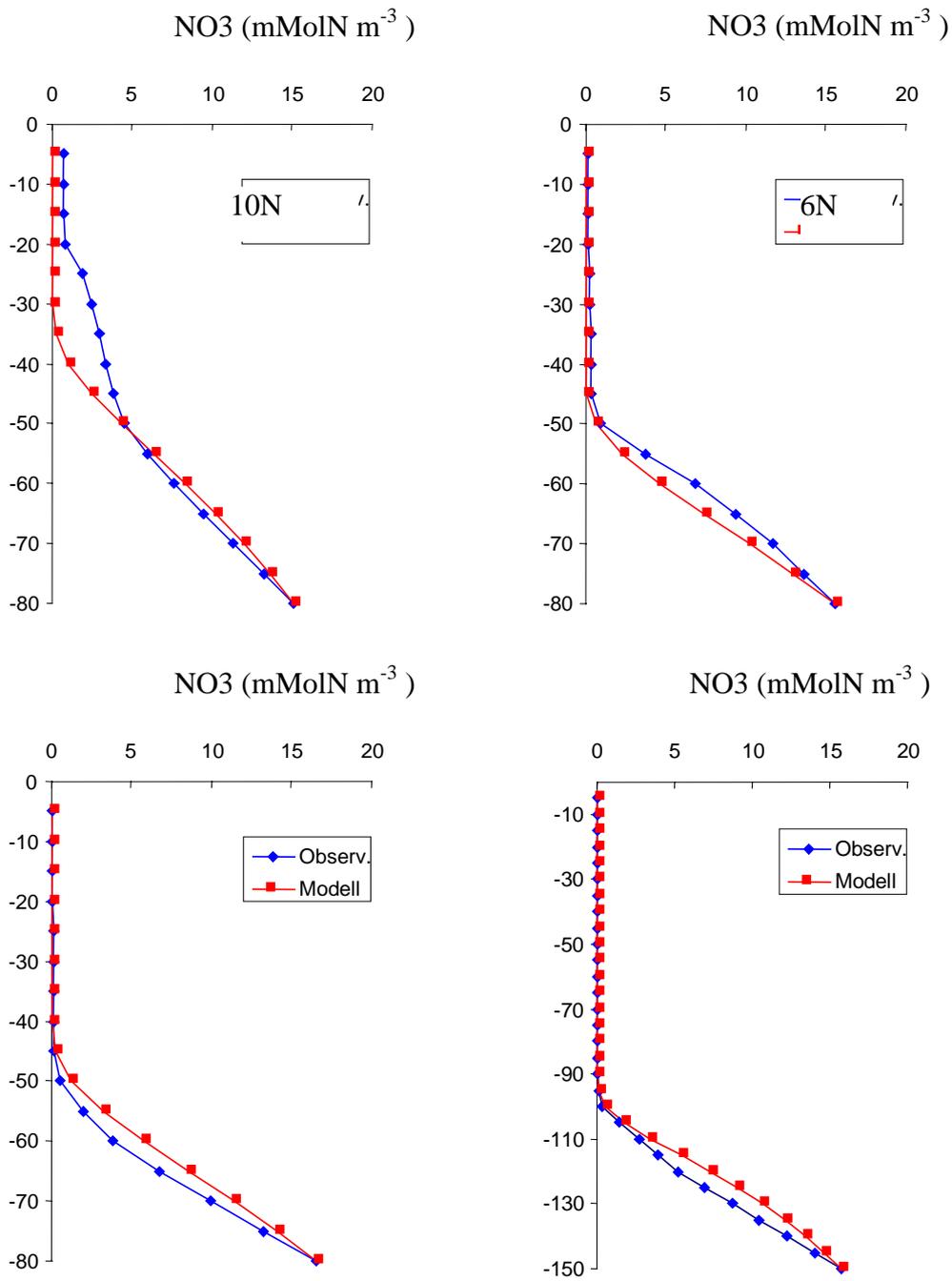


Abb. 4-23: Vergleich zwischen beobachteten und modellierten Nitratprofilen.

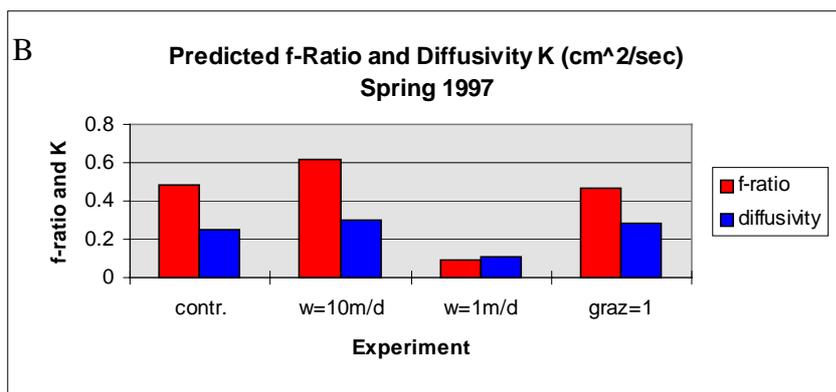
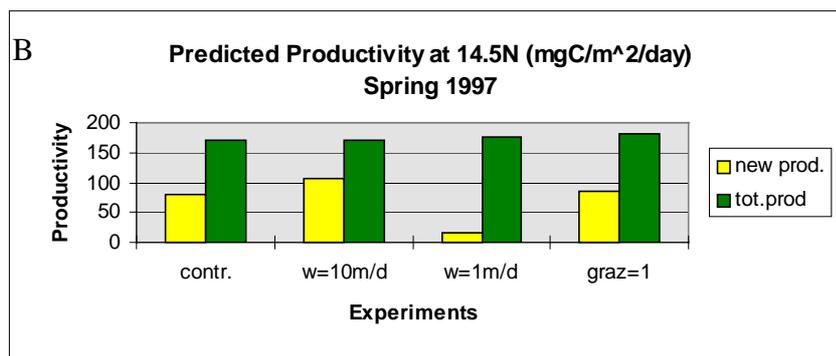
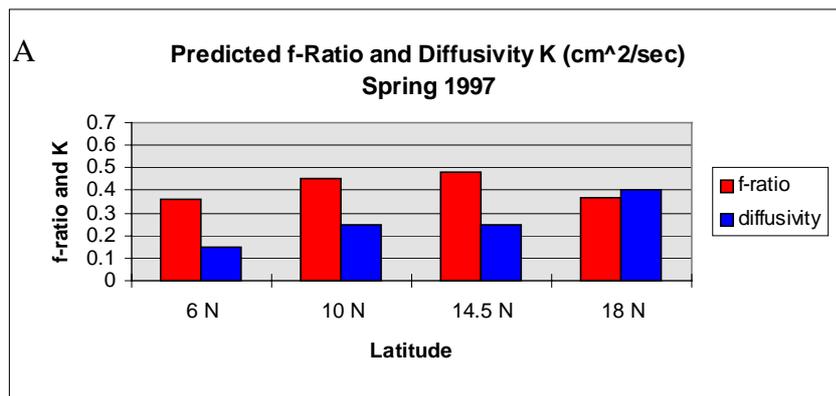
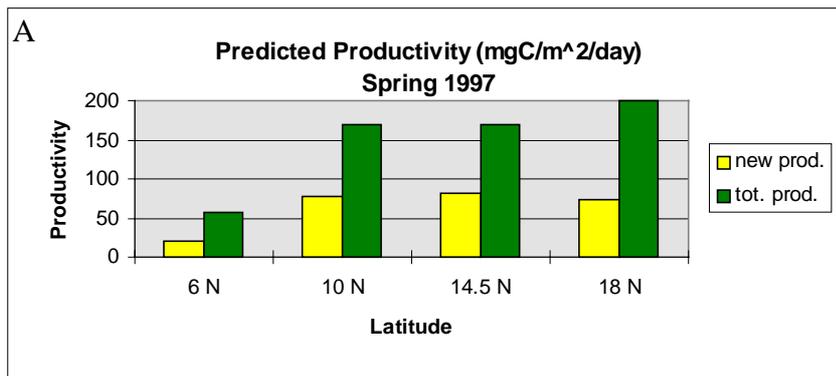


Abb. 4-24: Modellerte Primärproduktion, f-Verhältnisse und vertikale Austauschkoefizienten an verschiedenen Stationen (A) und Ergebnisse der Sensitivitätsexperimente (B). Die Anfangsbedingungen entsprechen den beobachteten Nitratprofilen vom März 1997.

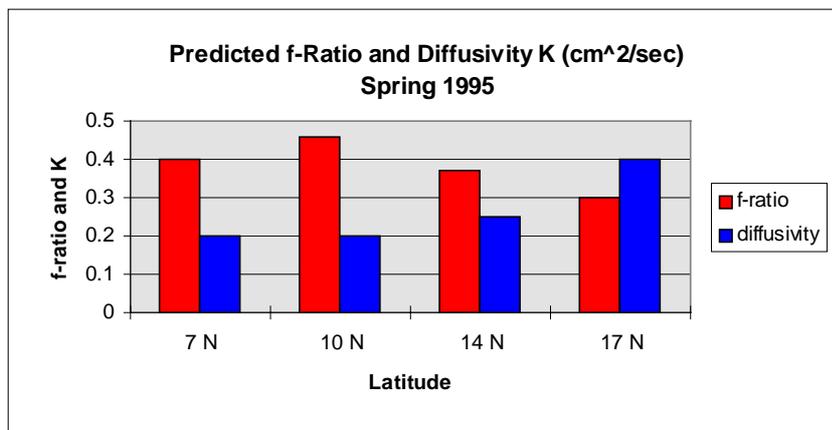
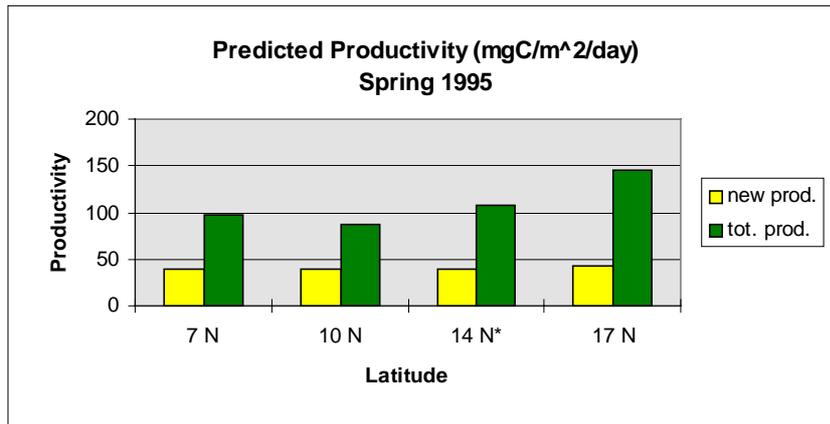


Abb. 4-25: Modellierte Primärproduktion, f-Verhältnisse und vertikale Austauschkoefizienten. Die Anfangsbedingungen entsprechen den beobachteten Nitratprofilen vom Mai 1995.

4.6.2 Saisonale und zwischenjährliche Variationen der Primärproduktion

Die meridionale Neigung des modellierten Chlorophyllmaximums im Bereich der saisonalen Thermoklinen mit Tiefen um 60m im nördlichen Abschnitt und um 80m im Süden des Schnittes (Abb. 4-26), wurde auch in den gemessenen Fluoreszenzprofilen wiedergefunden. Die relativ geringe Tiefe der saisonalen Obergrenze der Nitratsprungschicht im Norden konnte jedoch nur unter Hinzunahme der beobachteten Vertikalwanderung der Nitratsprungschicht simuliert werden. Diese hatte im März noch eine Tiefe von über 100m, war aber im Mai zur Zeit der Meteor-Reise 323 bereits auf 60m angestiegen. Es hat sich als unmöglich erwiesen, die meridionale Neigung des Chlorophyllmaximums ohne Berücksichtigung der Vertikalbewegungen zu simulieren.

Bemerkenswert ist auch die Änderung des modellierten Kohlenstoff zu Chlorophyll Verhältnisses, mit Werten um 50 mgC/mgChl in der turbulent durchmischten Schicht während des Monsuns und um 150 mgC/mgChl in den oligotrophen oberen Schichten im Zwischenmonsun. Diese dreifache Zunahme des C/Chl-Verhältnisses vom Monsun zum Zwischenmonsun sollte bei der Berechnung von Phytoplankton Biomasse über gemessene Chlorophyllkonzentrationen berücksichtigt werden. Im Bereich des tiefen Chlorophyllmaximums prognostiziert das Modell wiederum Werte um 30-50 mgC/mgChl.

Die Tiefe des Chlorophyllmaximums wird durch ein sensibles Gleichgewicht zwischen dem durch kleinskalige Turbulenz und vertikaler Advektion hervorgerufenen vertikalen Transport von Nährstoffen in die photische Zone und der Nährstoffaufnahme des Phytoplanktons kontrolliert. In den Modellergebnissen liegt das Maximum der Chlorophyllkonzentration der saisonalen Temperatursprungschicht während der Intermonsune in unmittelbarer Nähe der Obergrenze der Nitratsprungschicht. Da unter Umständen die vertikale Auflösung der Nitratmessungen nicht ausreicht, um die Tiefe der Nitrakline mit ausreichender Genauigkeit zu bestimmen, könnte die Tiefenlage des aus den Fluoreszenzmessungen abgeleiteten Chlorophyllmaximums, zur Bestimmung der Tiefe der Nitrakline und damit zur genaueren Berechnung vertikaler diffusiver Flüsse hinzugezogen werden. In Verbindung mit der aktuellen Mischungstiefe zu Beginn der Monsune, fällt dem Chlorophyllmaximums u.a. auch eine wichtige Bedeutung für die Initialisierung der Planktonblüte zu. Ist die windbedingte Durchmischung tief genug, werden die Planktonzellen in die photische Zone gemischt und tragen somit zur Initialisierung und bei gleichzeitigem vertikalen Transport von Nährstoffen, zu einem raschen Wachstum der Population bei. Folglich kann zu Beginn der Monsune in der Regel mit einer raschen Entwicklung der Planktonblüte gerechnet werden.

Die berechnete jährliche Primärproduktion bewegt sich zwischen $64 \text{ gCm}^{-2}\text{y}^{-1}$ an der südlichen Station und $75 \text{ gCm}^{-2}\text{y}^{-1}$ bei 15N und 20N. Im Norden fällt die maximale Produktion auf den Wintermonsun, während im Süden die höchsten Wachstumsraten in den Sommermonaten zu beobachten sind (Abb.4-27). Maximale monatliche Produktionsraten liegen bei $10 \text{ gCm}^{-2}\text{month}^{-1}$ und $14 \text{ gCm}^{-2}\text{month}^{-1}$. Erwartungsgemäß dominierten während des Zwischenmonsuns die an die geringen Lichtstärken angepaßten Coccolithophoriden im tiefen Chlorophyllmaximum, während zur Planktonblüte die Diatomeen überwiegen. Die neue Produktion liegt zwischen 40% und 60% der Gesamtproduktion in der turbulent durchmischten Schicht zu Beginn der Monsunzeiten; im Zwischenmonsun, im Bereich des tiefen Chlorophyllmaximum, berechnet das Modell einen 10% bis 30%-igen Anteil der neuen Produktion an der Gesamtproduktion.

Angetrieben von den Monatsmittelwerten der atmosphärischen Wärme- und Impulsflüsse für den Zeitraum von 1980 bis 1995 (SOC-Daten), wurde eine vereinfachte Version des Ökosystemmodells (nur eine Phytoplanktonpopulation) an den Stationen 16N, 59E und 15N, 65E über den gesamten Zeitraum (16 Jahre) integriert. Die Vertikalgeschwindigkeiten in der Wassersäule wurden aus der Rotation der Windschubspannung berechnet. Obwohl die jährliche Rate der Primärproduktion sehr variabel ist, konnte keine signifikante Korrelation zwischen den antreibenden Kräften (Wind, Strahlung und Up/Downwelling) und der Primärproduktion bei 16N, 65E festgestellt werden. Ohne wirksamen Effekt scheint auch der starke Auftrieb in den Jahren 1984 und 1993 auf die Primärproduktion zu sein (Abb. 4-28). Nur in der Periode von 1989 bis 1991, in der sich die Achse des Findlater-Jets offensichtlich nach Westen verlagert hat und somit überwiegend Downwelling stattfindet, reagiert die Planktonpopulation mit einer geringeren Wachstumsrate als in den Jahren davor. Ein Vergleich zwischen den Stationen 16N, 59E und 15N, 65E zeigt, daß die Produktionsraten signifikant voneinander abweichen, und daß die Ergebnisse invers miteinander korreliert sind (Abb. 4-29). Die simulierten Produktionsraten variieren zwischen 40 und 80 gC m⁻² y⁻¹ im zentralen Becken, und zwischen 50 und 120 gC m⁻² y⁻¹ im westlichen Teil.

Die durch die kleinskalige Turbulenz sowie in der saisonalen, als auch in der permanenten Temperatursprungschicht hervorgerufene vertikale Transport von Stickstoff in die photische Zone, wird im Modell über einen vertikalen turbulenten Austauschkoeffizienten K und den vertikalen Nährstoffgradienten parametrisiert. Zugrunde gelegt wurde ein K der Größenordnung 10⁻⁵ m²/sec, ein in der Literatur für die Arabische See allgemein akzeptierter Wert. Da sich im Modell über einen längeren Zeitraum die vertikalen Geschwindigkeiten kompensieren müssen, um einen Gleichgewichtszustand des physikalischen Modells zu erreichen, wird in dem 1D-Ökosystemmodell der Nettotransport von Nitrat in die photische Zone und damit ebenfalls die neue Produktion, im wesentlichen durch die vertikale Diffusion kontrolliert. Vertikalauslenkungen der Nitratsprungschicht in Zusammenhang mit starken Wachstumsraten, können zwar den Nährstoffgradienten verstärken und damit zeitlich begrenzt zu einer Zunahme des Nitratflusses beitragen, dieser zusätzliche Nährstofftransport wird aber durch die nach oben limitierte Wachstumsrate des Phytoplanktons begrenzt. Die prognostizierte mittlere neue Produktion von 30% der Gesamtproduktion beträgt für das Jahr 1995 etwa 15gC m⁻² y⁻¹, sie kann verglichen werden mit einem mittleren vertikalen Gradienten der NO₃-Konzentration von 0.6 mMolNm⁻⁴ an der Obergrenze der Nitratsprungschicht. Dieser Wert ist nicht untypisch für das zentrale Arabische Meer, wie Beobachtungen gezeigt haben. Die berechnete neue Produktion kann daher als realistische Annäherung an die durch den vertikalen diffusiven Transport bedingte Primärproduktion angesehen werden.

Chlorophyll Concentration (mgChl m^{-3})

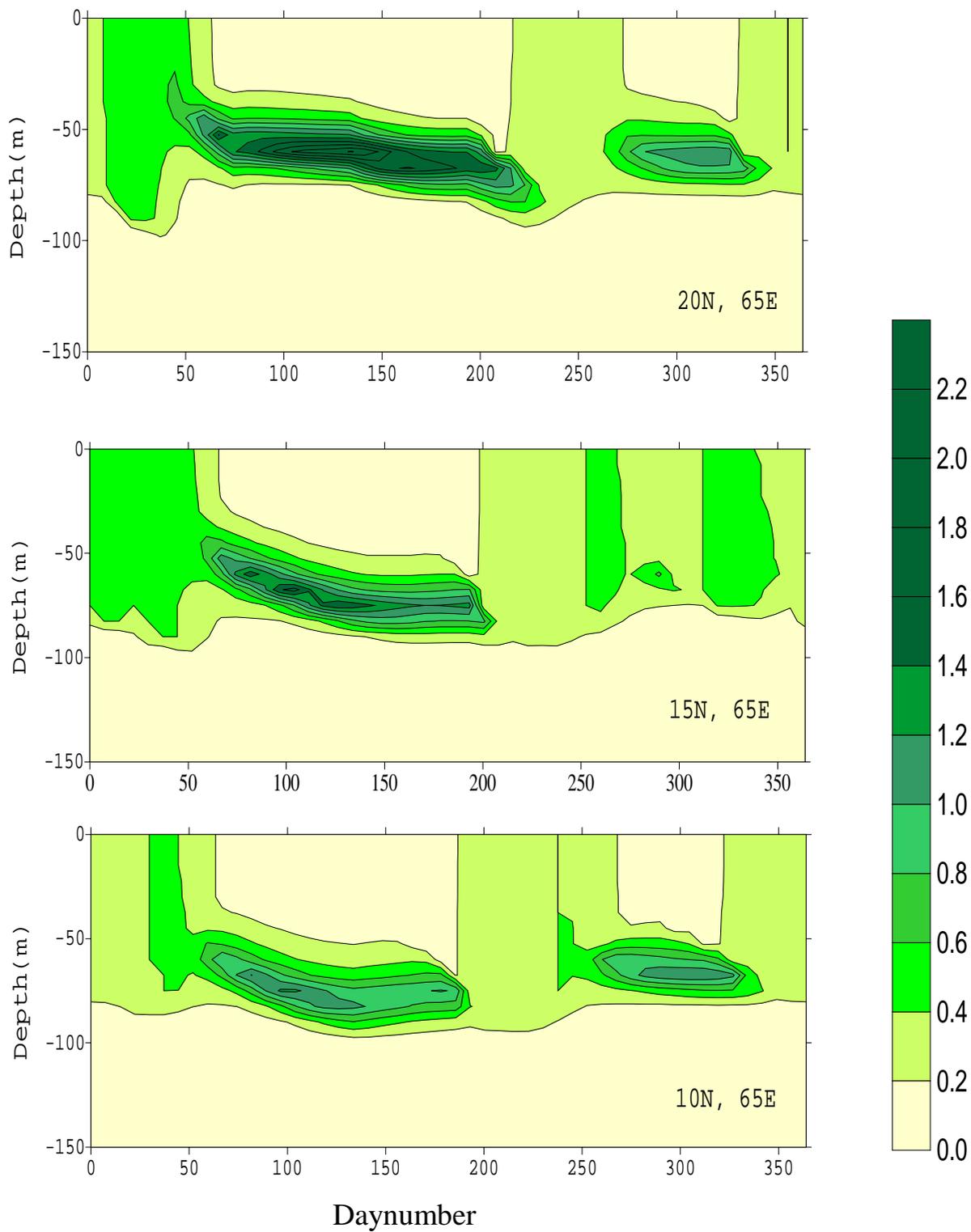


Abb. 4-26: Modellierte Chlorophyllverteilung der Coccolithophoriden.

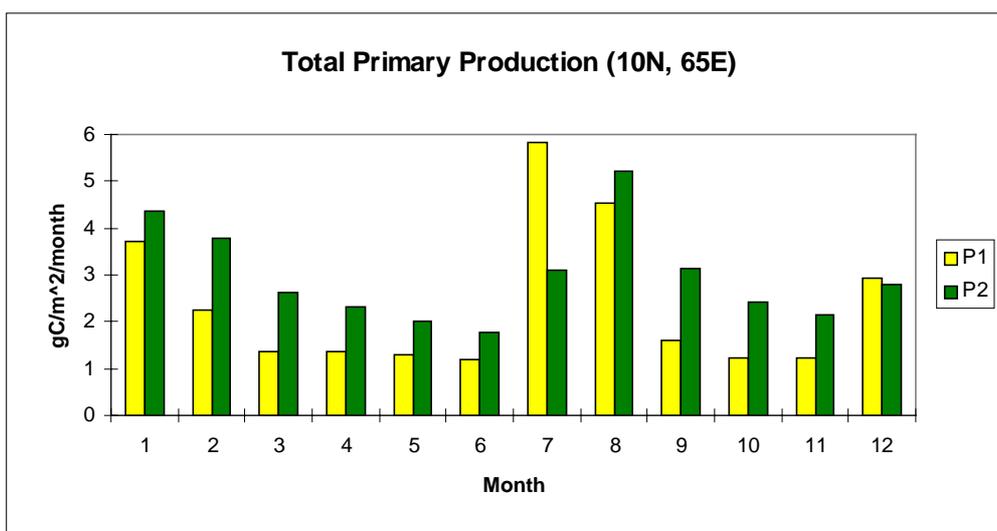
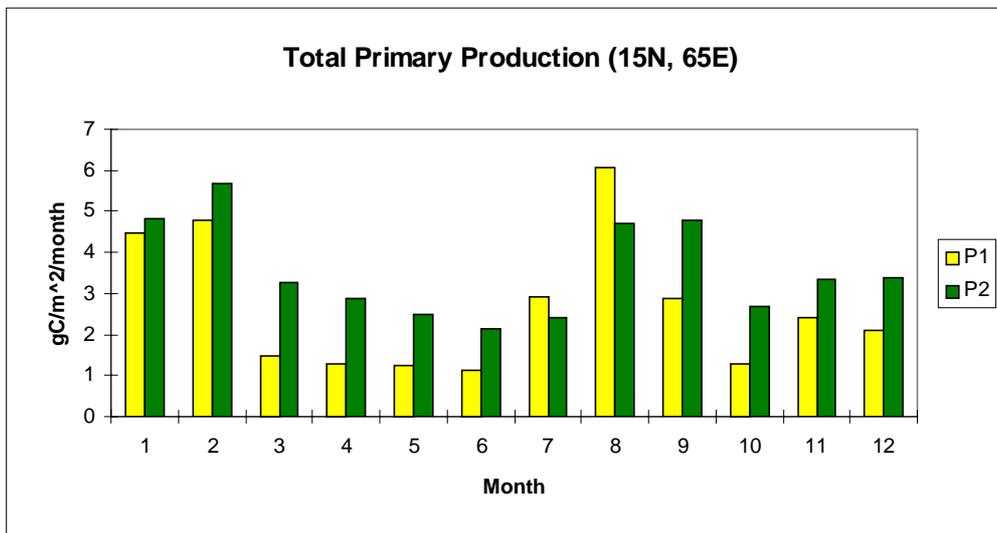
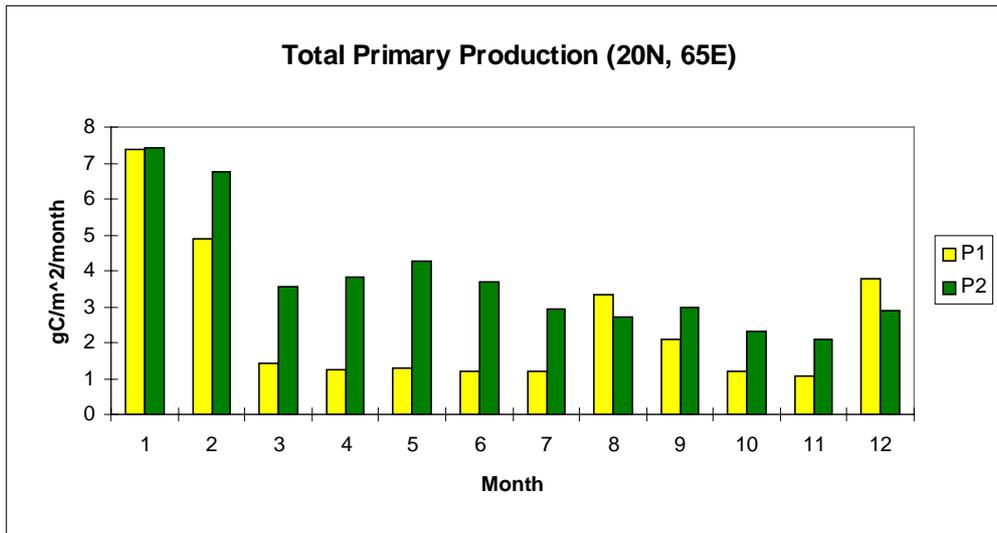


Abb. 4-27: Modellierte Primärproduktion für 1995
(P1: Diatomeen, P2: Coccolothophoriden)

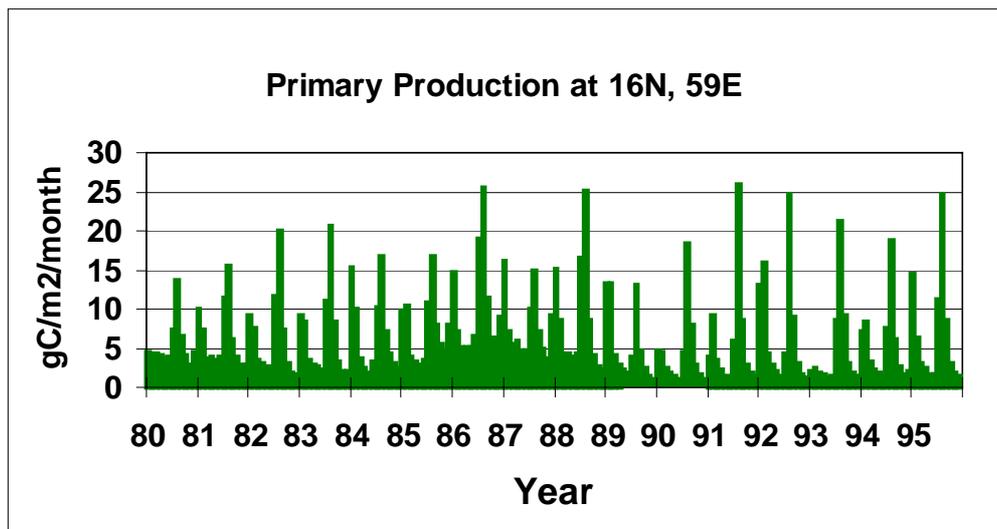
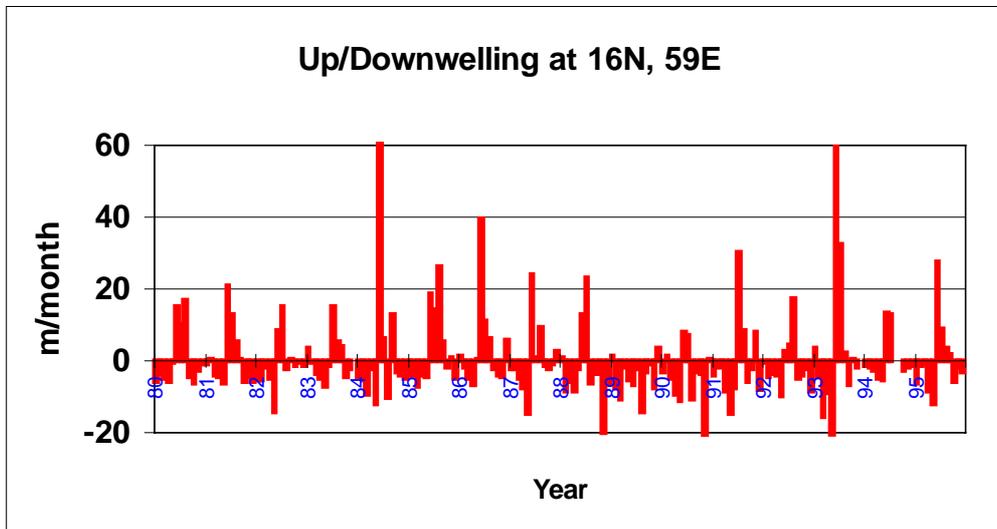


Abb. 4-28: Aus der Rotation der Windschubspannung berechnete Vertikalgeschwindigkeit (Upwelling ist positiv) und die modellierte Primärproduktion bei 16N, 59E.

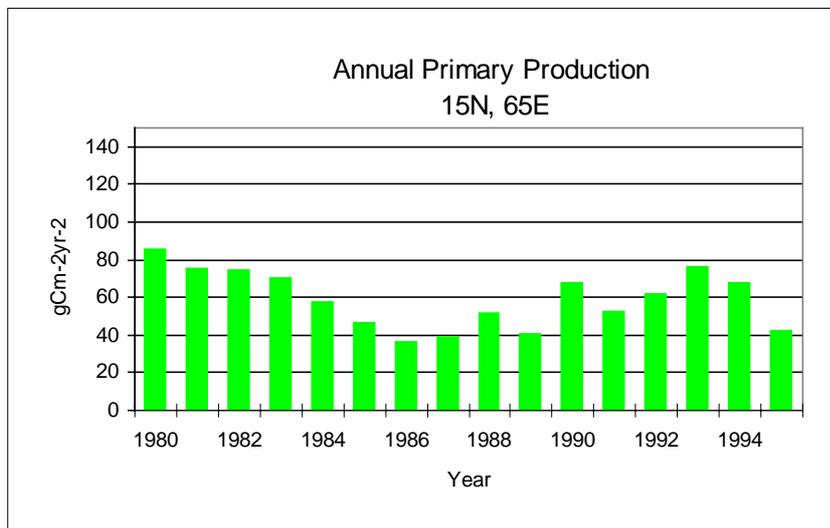
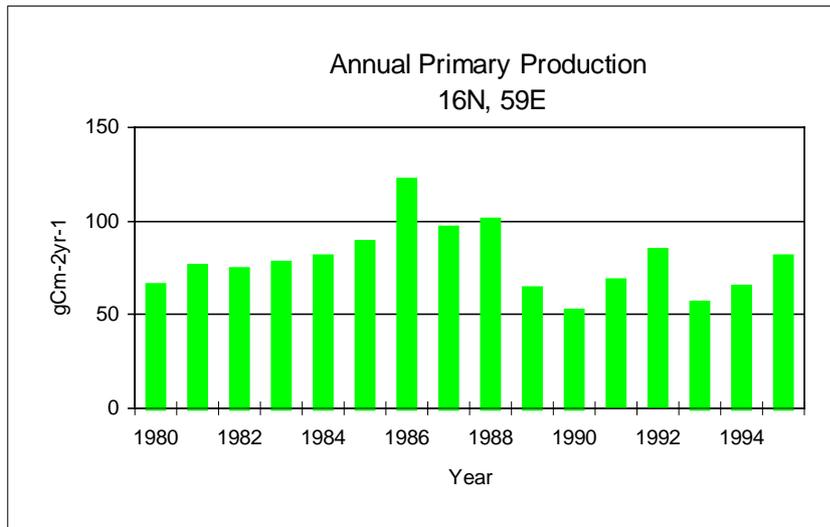


Abb. 4-29: Die modellierte jährliche Primärproduktion an den Stationen 16N, 59E und 15N, 65E für den Zeitraum von 1980 bis 1995.

5. Relevanz der Ergebnisse für die JGOFS-Indik Ziele

Untersuchungen zur Produktion, zum Abbau und zum Partikelexport wurden im Intermonsun 1995 und zum Ende des Nordost-Monsuns im März 1997 in der zentralen Arabischen See durchgeführt. Die Meßdaten dieser Reisen sind bereits größtenteils aufbereitet und tragen zu den Zielen des JGOFS-Indik Programmes bei, die biogeochemischen Prozesse in hoher zeitlicher Auflösung zu studieren.

Die Ergebnisse haben gezeigt, daß im Nordteil der zentralen Arabischen See zu Ende des NO-Monsuns eine starke meridionale Variabilität in den gemessenen hydrographischen und biogeochemischen Zustandsgrößen anzutreffen ist, die mit dem Eindringen von salzarmen Wassers aus küstennahen Regionen in Verbindung gebracht werden kann. Folglich liegt die vertikal integrierte Primärproduktion bei 18°N, 65°E mit etwa 600 mgC m⁻² d⁻¹ auch weit über den Werten, die sonst im Zwischenmonsun gemessen wurden (Meteor-Reise 323, Mai 1995: 250mgC m⁻² d⁻¹, Bhattathiri et al., April-Mai, 1994: 200 mgC m⁻² d⁻¹).

Die Nitratkonzentration im Kern des Sauerstoffminimums lag im März 1997 mit 20 µMol/l ebenfalls höher als im Mai 1995 (16 µMol/l). Diese Änderung kann sowohl einen jahreszeitlichen Trend als auch zwischenjährliche Variationen beschreiben. Ähnliche saisonale Variationen wurden auch während des Indischen JGOFS-Programms festgestellt und auf die saisonalen Änderungen der allgemeinen Zirkulation zurückgeführt (Naqvi und Madhupratap, 1997).

Aus dem in diesem Zwischenbericht beschriebenen Vergleich zwischen den Ergebnissen der beiden Meßprogramme kann geschlossen werden, daß die Auswirkungen des NO-Monsuns zwar bis in den Intermonsun hineingetragen werden können (Sonne-Reise 117), daß aber dieser Effekt zum Ende des Intermonsuns (Meteor 32/3) nicht mehr beobachtet werden kann. Laterale Prozesse während des Wintermonsuns scheinen dabei eine nicht unbedeutende Rolle zu spielen, wie die unterschiedlich weit fortgeschrittene Ausbreitung des Indischen Zentralwassers, sowie die Beobachtung westindischen Küstenwassers in der zentralen Arabischen See vermuten läßt.

Die Kombination von Ökosystemmodell und Beobachtungen hat zum besseren Verständnis der physikalischen und biologischen Prozesse geführt, deren Zusammenwirken die Lage und Stärke des tiefen Chlorophyllmaximums bestimmen. Hinsichtlich der Primärproduktion zur Zeit der beiden Forschungsreisen, konnte eine relativ gute Übereinstimmung zwischen beobachteter und vom Modell prognostizierter Gesamtproduktion erreicht werden. Die Modellergebnisse zeigen, daß die Exportproduktion der Planktonpopulationen im tiefen Chlorophyllmaximum, einen nicht unwesentlichen Beitrag zum Stickstoffhaushalt der Arabische See leisten können.

6. Ausblick

Nachdem die Prozeßuntersuchungen, Bilanzierungen und Modellierung auf Grundlage der auf den Expeditionen erhobenen Daten im kleinskaligen Maßstab durchgeführt wurden (Prozeßabläufe, Tagesbilanzen, 1D-Prozeßmodelle) und damit grundlegende Erkenntnisse über qualitative Zusammenhänge im Arabischen Meer erarbeitet wurden, soll in Zukunft die Übertragung dieser Ergebnisse auf größere Skalen im Vordergrund stehen. Das Projekt teilt sich dabei in zwei Teilaspekte:

- 1) Die bisher eindimensionale Modellierung des Stickstoffkreislaufes soll in ein im Projektrahmen entwickeltes dreidimensionales Modell übergehen, dessen Komponenten die Gegebenheiten der verschiedenen biogeochemische Provinzen des Arabischen Meeres beschreiben können. Dabei soll die Bedeutung lateraler Transporte auf den Stickstoffhaushalt untersucht werden.
- 2) Unter Einbeziehung von Stickstoff als Steuergröße sollen die Kohlenstoffflüsse in der Deckschicht im saisonalen Muster bilanziert und modelliert werden. Hier steht die Verfeinerung der aus DOC-Messungen abgeleiteten Überschlagsrechnung im Vordergrund, nach der die Menge des im Intermonsun in der Deckschicht akkumulierten gelösten organischen Kohlenstoffs, der in die Monsunperioden übertragen und dann abgebaut wird, eine Größenordnung höher als die in partikulärer Form aus der Deckschicht exportierte Kohlenstoffmenge ist.

7. Literatur

- Bacastow, R. and A. Bjorkstrom, 1981: Comparison of Ocean Models of the Carbon Cycle. In: *Carbon Cycle Modelling*, B.Bolin (ed.) New York: Wiley, 28-79
- Barkmann, W. and J.D. Woods, 1996: On using a Lagrangian model to calibrate primary production determined from *in vitro* incubation measurements, *J. Of Plankton Research*, 18, 5, 767-788
- Bhattathiri, P.M.A., Aditi Pant, Surekha Sawant, M. Gauns, S.G.P. Matondkar and R. Mohanraju, 1996: Phytoplankton production and chlorophyll distribution in the eastern and central Arabian Sea in 1994-1995, In: *Current Science*, 71, 11, 857-862
- Clegg, S. and M. Whitfield, 1990: A Generalized Model for the Scavenging of Trace Metals in the Open Ocean - I. Particle Cycling, *Deep Sea Res.*, 37, 809-832
- Clegg, S. and M. Whitfield, 1991: A Generalized Model for the Scavenging of Trace Metals in the Open Ocean - II. Thorium Scavenging, *Deep Sea Res.*, 38, 1, 91-120
- Gaspar, P., Y. Grégoris and 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 Site, *J.Geophys.Res.*95, C9, 16179-16193
- Geider R.J., H.L. MacIntyre, T.M. Kana, 1997: Dynamic model of phytoplankton growth and acclimation: responses off the balanced growth rate and the chlorophyll a : carbon ratio to light, nutrient-limitation and temperature, *Mar. Ecology Progress Series*, 148, 187-200
- Gundersen, J.S., W.D. Gardner, M.J. Richardson, I.A. Walsh, 1998: Effects of monsoons on the seasonal and spatial distributions of POC and chlorophyll in the Arabian Sea, *Deep Sea Res.* , 45, 2103-2132.
- Horch, A., W. Barkmann, J.D. Woods, 1983: Die Errärmung des Ozeans hervorgerufen durch solare Strahlungsenergie, *Berichte aus dem Institut für Meereskunde, Universität Kiel*.
- Jeffrey S.W. and M.Vesk, 1997: Introduction to marine phytoplankton and their pigment signatures. In: S.W. Jeffrey, R.F.C. Mantoura and S.W.Wright (Eds.): *Phytoplankton pigments in oceanography*. UNESCO Publishing, Paris, 361-380
- Kawamiya, M., M.J. Kishi, Y. Yamanaka and N. Suginoara, 1995: An Ecological-Physical Coupled Model Applied to Station Papa, *J.of Oceanography*, 51, 635-664
- Levitus, S, 1982: Climatological Atlas of the World Ocean, Professional Paper 13, National Oceanic and Atmospheric Administration, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C.
- Madhupratap, M., S. Prasanna Kumar, P.M.A. Bhattathiri, M. Dileep Kumar, S. raghukumar, K.K.C. Nair and N. Ramaiah, 1996: Mechanism of the biological response to winter cooling in the northeastern Arabian Sea, *Nature*, 384, 12 December 1996, 549-551
- Mellor, G.L. and T. Yamada, 1974: A Hierachy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers, *J. Atmospheric Sci.* 31, 1791-1806
- Naqvi, S.W.A. und Madhupratap, 1997: In: *U.S. JGOFS NEWS*, 8,3 July 1997, 11-12

- Pacanowski, R.C. and S.G.H. Philander, Parametrization of Vertical Mixing in Numerical Models of Tropical Oceans, 1981: *J.Phys.Oceanography*, 11, 1443-1451
- Peng, T.-H., T. Takahashi, W.S. Bröcker and J. Olafsson, 1987: Seasonal Variability of Carbon Dioxide, Nutrients and Oxygen in the Northern North Atlantic Surface Waters: Observations and a Model., *Tellus*, 39, 439-458
- Urbach, E., D.L. Robertson, E.W. Chisholm, 1992: Multiple evolutionary origins of prochlorophytes within the cyanobacterial radiation, *Nature*, 355, 267-269.
- Woods, J. and W.Barkmann, 1993: Diatom Demography in Winter - Simulated by the Lagrangian Ensemble Method, *Fish. Oceanogr.* 2, 3/4, 202-222
- Wyrki, K., 1973: Physical Oceanography of the Indian Ocean, In: *Ecological Studies: Analysis and Synthesis.*, Vol 3, B.Zeitzschel(ed.), Springer Verlag, New York , 18-36
- You, Y. and M. Tomczak, 1993: Thermocline Circulation and Ventilation in the Indian Ocean Derived from Water Mass Analysis, *Deep Sea Res.* 40, 13-56