

MATTIAS KREUTZ

**STOFFTRANSPORT
DURCH DIE BODENGRENZSCHICHT
REGIONALISIERUNG UND BILANZIERUNG
FÜR DEN NORDATLANTIK UND
DAS EUROPÄISCHE NORDMEER**

67

GEOMAR REPORT



MATTIAS KREUTZ

**STOFFTRANSPORT
DURCH DIE BODENGRENZSCHICHT
REGIONALISIERUNG UND BILANZIERUNG
FÜR DEN NORDATLANTIK UND
DAS EUROPÄISCHE NORDMEER**

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1998
GEOMAR REPORT 67

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 13.11.1996

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 600-2555, 600-2505

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 600-2555, 600-2505

Inhaltsverzeichnis

Prolog

Zusammenfassung

Abstract

1 Einleitung und Problemstellung.....	1
2 Grundlagen und Literaturübersicht.....	5
2.1 Der globale Kohlenstoffkreislauf.....	5
2.2 Der Auf- und Abbau von organischem Kohlenstoff in der euphotischen Zone.....	8
2.3 Der Abbau von organischem Kohlenstoff in der Wassersäule.....	14
2.3.1 Das klassische Redfield-Verhältnis.....	14
2.3.2 Neue Ergebnisse über das P/N/C-Verhältnis.....	14
2.3.3 Die Transportgleichungen.....	15
2.4 Kohlenstoffeintrag in die benthische Grenzschicht und sein Einbettungs- und Remineralisierungsgrad.....	19
2.5 Der frühdiagenetische Abbau von organischem Kohlenstoff in marinen Oberflächensedimenten.....	23
2.6 Die Rückführung gelöster Mineralisationsprodukte aus Sedimenten.....	26
3 Untersuchungsgebiet, Material und Methoden.....	30
3.1 Physiographie, Hydrographie und Fazies des Europäischen Nordmeeres und des Nordatlantiks.....	30
3.1.1 Physiographie des Europäischen Nordmeeres.....	30
3.1.2 Hydrographie des Europäischen Nordmeeres.....	32
3.1.3 Fazies des Europäischen Nordmeeres.....	36
3.1.4 Physiographie des Nordatlantiks.....	38
3.1.5 Hydrographie des Nordatlantiks.....	40
3.1.6 Fazies des Nordatlantiks.....	43
3.2 Probenmaterial und Probennahme.....	48
3.3 Analytische Verfahren.....	50
4 Ergebnisse und Diskussion.....	53
4.1 Fremddaten.....	53
4.2 Erstellung der Stoffflußkarten.....	57

II

4.3	Wertung von Fremddaten.....	58
4.4	Empirische Gleichungen zur Berechnung benthischer Stoffflüsse.....	62
4.4.1	Sauerstoffflußraten.....	66
4.4.2	Nitratflußraten.....	73
4.4.3	Silikatflußraten.....	80
4.4.4	Phosphatflußraten.....	85
4.5	Die Regionalisierung der Stoffflußraten.....	90
4.5.1	Der organische Kohlenstoff.....	90
4.5.2	Die Flüsse von Sauerstoff sowie den Nährstoffen Nitrat, Silikat und Phosphat durch die Sediment/Wassergrenzschicht.....	104
5	Bilanzierung der Stoffflußraten im Nordatlantik und Europäischen Nordmeer.....	118
6	Zusammenfassung.....	125
7	Ausblick.....	130
8	Danksagung.....	132
9	Datenanhang.....	133
10	Literaturverzeichnis.....	155

Prolog

" Nennt mich Ismael. Vor einigen Jahren – wie viele es sind, tut nichts zur Sache –, als mein Beutel so gut wie leer war und an Land mich nichts Besonderes hielt, kam mir der Gedanke, ich könnte ein bißchen zur See fahren und mir den wässrigen Teil der Welt besehen. Das ist so meine Art, den Trübsinn zu verjagen und die Säfte wieder in Fluß zu bringen. Immer wenn ich merke, daß ich grämliche Falten um den Mund bekomme, immer wenn müder, nieselnder November meine Seele erfüllt, wenn ich mich dabei ertappe, wie ich unwillkürlich vor Sargmagazinen stehenbleibe und hinter jedem Leichenzug hertröte, der mir begegnet; ganz besonders aber, wenn Gift und Galle in mir so überhand nehmen, daß ich all meine moralischen Grundsätze aufbieten muß, um nicht auf die Straße hinauszulaufen und den Leuten mit vollem Bedacht die Hüte herunterzuschlagen – dann halte ich's für allerhöchste Zeit, zur See zu gehen, und zwar sofort. "

(Herman Melville, *Moby Dick oder Der Wal*, 1851)

Zusammenfassung

Die Rückführung gelöster Mineralisationsprodukte und von Nährstoffen aus den Sedimenten des Atlantischen Ozeans in das Bodenwasser ist ein wichtiger Aspekt des deutschen JGOFS-Programms. Die Einbettung von organischem Kohlenstoff in Sedimente initiiert komplexe biologische Abbauvorgänge und physikochemische Lösungs- und Ausfällungsprozesse. Diese Vorgänge bewirken Konzentrationsgradienten der gelösten Spezies im Porenwasser. Basierend auf diesen Konzentrationsgradienten ist es möglich, den vertikalen Fluß der gelösten Komponenten zu berechnen.

Das unmittelbare Ziel der JGOFS-geförderten Bemühungen ist die Regionalisierung und Bilanzierung der Stoffflüsse der betrachteten Komponenten durch die Sediment/Wassergrenzschicht in "Schlüsselregionen" des Atlantiks. Es besteht dabei eine enge Kooperation mit dem SFB (Sonderforschungsbereich) 261 (Universität Bremen, Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven), bei der sich die GEOMAR-Bemühungen auf die Erhebung von Datensätze aus dem Nordatlantik beziehen. Die Bemühungen des SFB 261 richten sich auf den Südatlantik.

Eingehend sind Daten über die Einbettungsraten von organischem Kohlenstoff und die Flüsse von Sauerstoff, den Nährstoffe Nitrat und Phosphat als auch Silikat von Interesse.

Aus diesen regionalen Datensätzen ist, unter Berücksichtigung der chemischen und sedimentologischen Verhältnisse und Prozesse im Sediment/Porenwassersystem, der nordatlantikweite Stofftransport abgeschätzt worden.

Aus den Relationen zwischen Einbettungsrate von organischem Kohlenstoff und den Stoffflüssen der gelösten Komponenten sind empirische Modelle entwickelt worden. Die

Modellierung der Stoffflüsse erfordert die Kenntnis wichtiger Steuerparameter aus der Wassersäule, wie Primär- und Exportproduktion, Sedimentationsrate in Verbindung mit der Wassertiefe, die wichtige Ziele anderer JGOFS-Programme sind.

Die Modelle gründen sich auf eine beträchtliche Menge von Eingangsdaten, die durch eine Anzahl von Eigenmessungen in "Schlüsselregionen" des Atlantiks ergänzt worden sind. Die Ergebnisse dieser Arbeit werden in Form von Karten gezeigt. Zusätzlich wird eine atlantik- und weltozeanweite Bilanzierung der Flüsse von organischem Kohlenstoff, Sauerstoff, den Nährstoffen und Silikat vorgestellt.

Abstract

The recycling of dissolved mineralization products and nutrients from sediments of the Atlantic Ocean to the bottom water is one important aspect of the German JGOFS-program. The burial flux of organic carbon in sediments initiates complex biological decomposition and physicochemical dissolution- and precipitation-processes. They are reflected in concentration gradients of the dissolved species in the pore water. Based on these concentration gradients, the vertical flux of dissolved components in the sediments can be calculated.

The immediate goal of this JGOFS sponsored effort is the regionalisation and quantifying of the fluxes of dissolved components through the sediment/water interface for "key regions" of the Atlantic Ocean. A close cooperation exists with the Sonderforschungsbereich (SFB) 261 (University of Bremen, Alfred-Wegener-Institute, Bremerhaven), in which the GEOMAR effort is concentrated by data collected from the North Atlantic and that of the SFB 261 on data from the South Atlantic.

Initially, organic carbon, oxygen, the nutrients nitrate and phosphate as well as silicate are of interest. From these regional data an North Atlantic-wide estimate of dissolved material transport was deduced from the chemical and sedimentary environment and processes at the sediment/pore water system.

In relation between organic carbon burial flux and the material fluxes of the dissolved components an empirical model was developed.

The modeling of the the material fluxes requires knowledge of important control mechanisms from the water column, such as primary and export production and sediment accumulation in relation to the waterdepth, which are major goals of other JGOFS-programs.

The modeling relies on a considerable body of existing data supplemented by a limited amount of additional measurements from "key regions" from the Atlantic. The results are shown in this work in the form of maps. Additionally the estimated Atlantic- and worldocean-wide budget of the fluxes of organic carbon, oxygen, the nutrients and silicate are shown.

1 Einleitung und Problemstellung

Der ozeanische Kohlenstoffkreislauf ist eines der komplexesten globalen Phänomene. Der Kohlenstoff tritt dabei in einer Vielzahl von Massespeichern auf: *Gelöst*, als "Dissolved Inorganic Carbon" (DIC), in Form von Kohlendioxid und Kohlensäure, als "Dissolved Organic Carbon" (DOC), in Form einfacher organischer Verbindungen wie z.B. Methan und als höher molekulare organische Verbindungen, als "Dissolved Organic Matter" (DOM). Sowie in *partikulärer* Form, als "Particulate Organic Matter" (POM), durch Phytoplankton und dessen abgestorbenen Fragmenten und in Form von Kalk in den Schalen einiger Organismen.

Obwohl die großen Zusammenhänge dieses Kreislaufs weitgehend bekannt sind, ist der Kenntnisstand über den bereits vollzogenen und stattfindenden anthropogenen Einfluß oder die Möglichkeiten zur Vorhersage von zukünftigen globalen Auswirkungen auf das Klima noch gering und doch von allerhöchster Priorität.

Die Rolle und der Beitrag der ozeanischen Sedimente ist in diesen globalen Betrachtungen bisher völlig vernachlässigt worden, obwohl sie ein mikrobiologisch reaktives Medium für den nicht in der Wassersäule konsumierten und letztendlich auf das Sediment herabregnenden organischen Kohlenstoff bilden. Intensive mikrobiologische Umsetzungen des eingetragenen organischen Kohlenstoffs führen einerseits zur Rückführung von biolimitierenden Nährstoffen in die Wassersäule, die dann wieder den Primärproduzenten zur Verfügung stehen und andererseits zur Festlegung von organischer Materie, die dem Ökosystem langfristig entzogen wird. Gerade diese Festlegung, also der Entzug von Kohlenstoff, ist von großer globaler Bedeutung, da seit etwa 150 bis 200 Jahren, mit Beginn des Industriezeitalters und der damit verbundenen intensiven Nutzung fossiler Brennstoffe, ein markanter und weiterhin zunehmender Anstieg des Treibhausgases Kohlendioxid (CO₂) in der Atmosphäre zu verzeichnen ist, was im nächsten Jahrhundert zu einer signifikanten weltweiten Erwärmung der Erdatmosphäre führen könnte und dann mit bisher noch unabsehbaren Folgen für die globalen Ökosysteme, aber auch die Wirtschaft der meisten Länder verbunden wäre. Die Ozeane üben dabei eine wichtige natürliche Pufferfunktion auf die atmosphärischen Treibhausgase aus, da sie eine enorme Potentialsenke für die anthropogenen Emissionen darstellen.

Die Mechanismen des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs und die möglichen Verhaltensweisen des Systems auf die zukünftige globale Erwärmung sind allerdings weitgehend ungeklärt. 1989 begannen, unter der Schirmherrschaft des "Scientific Committee on Oceanic Research" (SCOR), mit dem "spring bloom experiment", die Feldarbeiten der international angelegten "Joint Global Ocean Flux Study" (JGOFS), einem Kernprojekt des "International Geosphere-Biosphere Programme" (IGBP), das sich auf interdisziplinärer und internationaler Ebene mit dem Fragenkomplex des "Global Change" beschäftigt. Die JGOFS-Aktivitäten beschränken sich weltweit auf elf Schlüsselregionen, die einen signifikanten Einfluß auf den Kohlenstoffkreislauf haben. Neben den JGOFS-Projekten, die sich mit den Vorgängen in der Wassersäule beschäftigen, behandeln viele Projekte die bedeutenden Vorgänge

am und im Meeresboden der Tiefsee. Satellitenlangzeitbeobachtungen und Sinkstofffallen dienen der Erforschung saisonaler Änderungen der biologischen Produktionsraten an Phytoplankton und der Koppelung zwischen biologischer Produktion und dem resultierenden benthischen Eintrag an organischem Kohlenstoff. Zuzüglich zur Satellitenfernerkundung werden, im Zuge des "World Ocean Circulation Experiment" (WOCE), global CO_2 -, Nährstoff- und Pigmentkonzentrationen gemessen. Die gewonnene Datenbasis dient einem anderen zentralen Ziel von JGOFS: Der Entwicklung realistischer, mathematischer Modelle für die biologischen, chemischen und physikalischen Prozesse im Kohlenstoffkreislauf der Meere.

Zusammenfassend basiert das JGOFS-Programm auf zwei Hauptzielen:

Ziel 1:

Die Erforschung der Prozesse, die im globalen Maßstab den zeitlich variablen Fluß von Kohlenstoff im Ozean und den damit verbundenen Austausch mit der Atmosphäre, mit dem Meeresboden und den Kontinentalrändern kontrollieren.

Spezifische Themen:

- Charakterisierung der heutigen geographischen Verteilung biogeochemischer Proxys und von Prozessen, die maßgeblich den ozeanischen Kohlenstoffkreislauf bestimmen, als nötige Vorbedingung, um Änderungen im System vorherzusagen.
- Quantifizierung der Kontrollfaktoren wie Meeresströmungen, Durchmischung, Diffusion und Absinken, die den Transport von Kohlenstoff in der Wassersäule bestimmen.
- Bestimmung der kurz- und längerfristigen "response" des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs auf physikalische und chemische Veränderungen.
- Bestimmung der Austauschprozesse an der Meeresoberfläche, am Meeresboden und den Kontinentalrändern.

Ziel 2:

Die Entwicklung von globalen Vorhersagemöglichkeiten der Antwort ozeanischer biogeochemischer Prozesse auf anthropogene Störungen in Bezug auf klimatische Veränderungen.

Spezifische Themen:

- Bestimmung der Rolle der Ozeane als Puffer für den Anstieg anthropogenen CO_2 und anderer Treibhausgase.
- Entwicklung physikalischer und biogeochemischer Modelle, mit dem Zweck zu prüfen, ob Vorhersagen über zukünftige klimabezogene Änderungen möglich sind.
- Entwicklung von Strategien, um, neben den natürlichen saisonalen und zufälligen Schwankungen, auch langfristige, klimabezogene Änderungen in den biogeochemischen Kreisläufen des Ozeans nachzuweisen.
- Paläoozeanographische Untersuchungen über die Relationen zwischen Zirkulationssystemen, Paläoproduktivität und atmosphärischem CO_2 -Gehalt im Spätquartär als Hilfsmittel, um die CO_2 -verbundenen Klimaänderungen vorherzusagen.

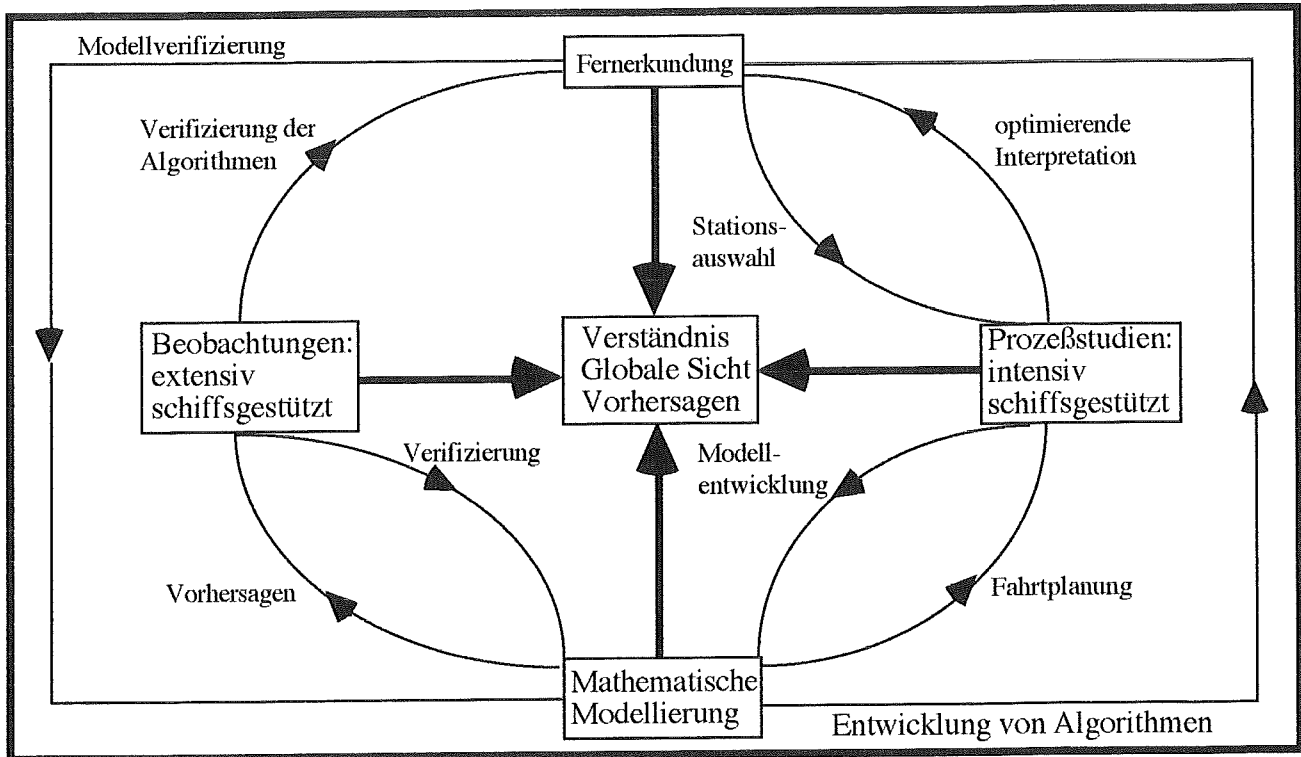


Abb. 1: **JGOFS**: Die Verknüpfungen von intensiven und extensiven Beobachtungen vor Ort mit der Entwicklung von mathematischen Modellen (Zeitzschel, 1989).

Die vorliegende Arbeit befaßt sich, im Rahmen eines Teilprojektes des deutschen JGOFS-Programms, mit Untersuchungen über die Rückführung gelöster Nährstoffe aus Sedimenten des Nordatlantiks. Das Projekt ist in Kooperation mit der Arbeitsgruppe von Prof. Dr. H. D. Schulz (Universität Bremen, FB. Geowissenschaften, FG. Geochemie) durchgeführt worden, wobei die Bremer Gruppe ihre Untersuchungen, mit gleichen Gesamt- und Teilzielen, auf den Südatlantik bezogen hat (Zabel, 1994; Schulz et al., 1994). Obgleich nur ein geringer Anteil, des in der euphotischen Zone produzierten organischen Kohlenstoffs, in Folge des Abbaus in der Wassersäule, den Meeresboden erreicht, spielen die frühdiagenetischen, bakteriellen Abbauprozesse eine bedeutende Rolle für die Nährstoffbilanz des Ozeans. Dabei initiiert der Eintrag von organischem Kohlenstoff in Sedimente komplexe biologische Abbau- und physikochemische Lösungsprozesse, die im Bereich Bodenwasser/Porenwasser zur Ausbildung von Konzentrationsgradienten der beteiligten Spezies führen. Die Bestimmung dieser Konzentrationsgradienten erlaubt eine rechnerische Quantifizierung der Stoffflüsse durch die Sediment/Wassergrenzschicht. Die Zielsetzung dieses JGOFS-Teilprojektes ist die Erfassung und Bestimmung von lokalen Stoffflüssen durch die Sediment/Wassergrenzschicht. Dabei sollen besonders der Eintrag, der Einbettungsgrad und die Remineralisierungsrate von organischem Kohlenstoff, die Nährstoffe Nitrat, Phosphat, Silikat und die Zehrung von Sauerstoff

betrachtet werden. Aus diesen lokalen Bilanzen sollen, durch die Charakterisierung wichtiger Steuergrößen aus der Wassersäule wie Primärproduktion, Kohlenstoffeintrag in das Sediment, Sedimentationsrate und Wassertiefe, Modelle entwickelt werden, die die rechnerische Abschätzung von Stoffflüssen auch dann ermöglichen, wenn nur die Steuergrößen bekannt sind. Von dem ursprünglichen Vorhaben, eine Regionalisierung der Stoffflüsse allein auf Grund der vorhandenen Datenbasis vorzunehmen, ist im Zuge der Arbeit abgewichen worden, da diese sich als nicht ausreichend erwies, um die Regionalisierung der Stoffflüsse für den gesamten Nordatlantik und das Europäische Nordmeer daraus abzuleiten. Mit Hilfe der vorhandenen Daten sind empirische Gleichungen entwickelt und verifiziert worden, die auf rechnerischer Basis die Datenmenge derart erhöhen, daß mit dieser stark erweiterten Datenbasis die Regionalisierung durchgeführt und in Form von Stoffflußkarten dargestellt werden konnten. Dabei handelt es sich um statistische und nicht um prozeßorientierte Betrachtungen.

In erster Linie ist dabei auf publizierte Datensätze zurückgegriffen worden. Darüber hinaus sind begrenzt eigene Messungen, in noch nicht erfaßten Schlüsselgebieten des Nordatlantiks vorgenommen worden. So sind im August 1991 und August/September 1993, im Zuge der METEOR-Reisen M17/2 und M26/1, Datensätze im Bereich des Rockall-Plateaus bzw. des östlichen Nordatlantiks gewonnen worden (Kreutz, 1992, 1994). Abschließend soll eine Bilanzierung der Stoffflüsse für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer durchgeführt werden, die die biologische Produktion, den Eintrag, die Einbettung und Remineralisierung von organischem Kohlenstoff, sowie die resultierenden Flüsse von Sauerstoff, Nitrat, Phosphat und Silikat quantitativ beschreibt.

Diese Daten sind von großer Bedeutung, da sie als Basis für weitergehende interdisziplinäre Betrachtungen über den Beitrag des Tiefseebodens auf den globalen Kohlenstoff- und Nährstoffkreislauf dienen können. Die Bestimmung und Bilanzierung der "burial rate", der Einbettungsrate (C_{bur}) von organischem Kohlenstoff in den Sedimenten, dient als Verbesserung der bestehenden Daten über den langfristigen Kohlenstoffentzug aus seinem globalen Kreislauf. Diese Betrachtungen sind von größter Bedeutung, da der Entzug von organischem Kohlenstoff durch den Meeresboden, neben der Speicherung der Treibhausgase Kohlendioxid und Methan durch Lösung oder biochemisch in Form von Biomasse und deren Abbauprodukte in der Wassersäule, einen Puffer für den stetigen Anstieg dieser Treibhausgase darstellt, dessen Effizienz sich allein durch Modellrechnungen abschätzen läßt. Dabei könnten die empirisch berechneten Einbettungsraten eine weitere Verbesserung der derzeitigen Modelle bewirken. Die Bestimmung und Bilanzierung des Eintrags von organischem Kohlenstoff (F_C) auf das Sediment, dessen Remineralisierungsrate (C_{rem}) im Sediment und die daran gekoppelte Rückführung von Nährstoffen an die Wassersäule, sowie die damit verbundene Sauerstoffzehrung, könnten als grundlegende Datensätze dienen, um die Erkenntnisse und globalen Berechnungen über den Verbleib des organischen Kohlenstoffs und seiner Abbauprodukte in der Wassersäule mit den Ergebnissen über den Beitrag der Meeresböden zum Ozean zu verknüpfen.

2 Grundlagen und Literaturübersicht

2.1 Der globale Kohlenstoffkreislauf

De Baar und Suess stellten 1993 auf dem Interdisciplinary Union Symposium "Ocean Carbon Cycle and Climate Change" ein Modell vor, das den Beitrag des Ozeans und den anthropogenen Einfluß auf den globalen Kohlenstoffkreislauf verdeutlicht. Eine Anlehnung an das Zirkulationsmodell ist in Abbildung 2 gezeigt.

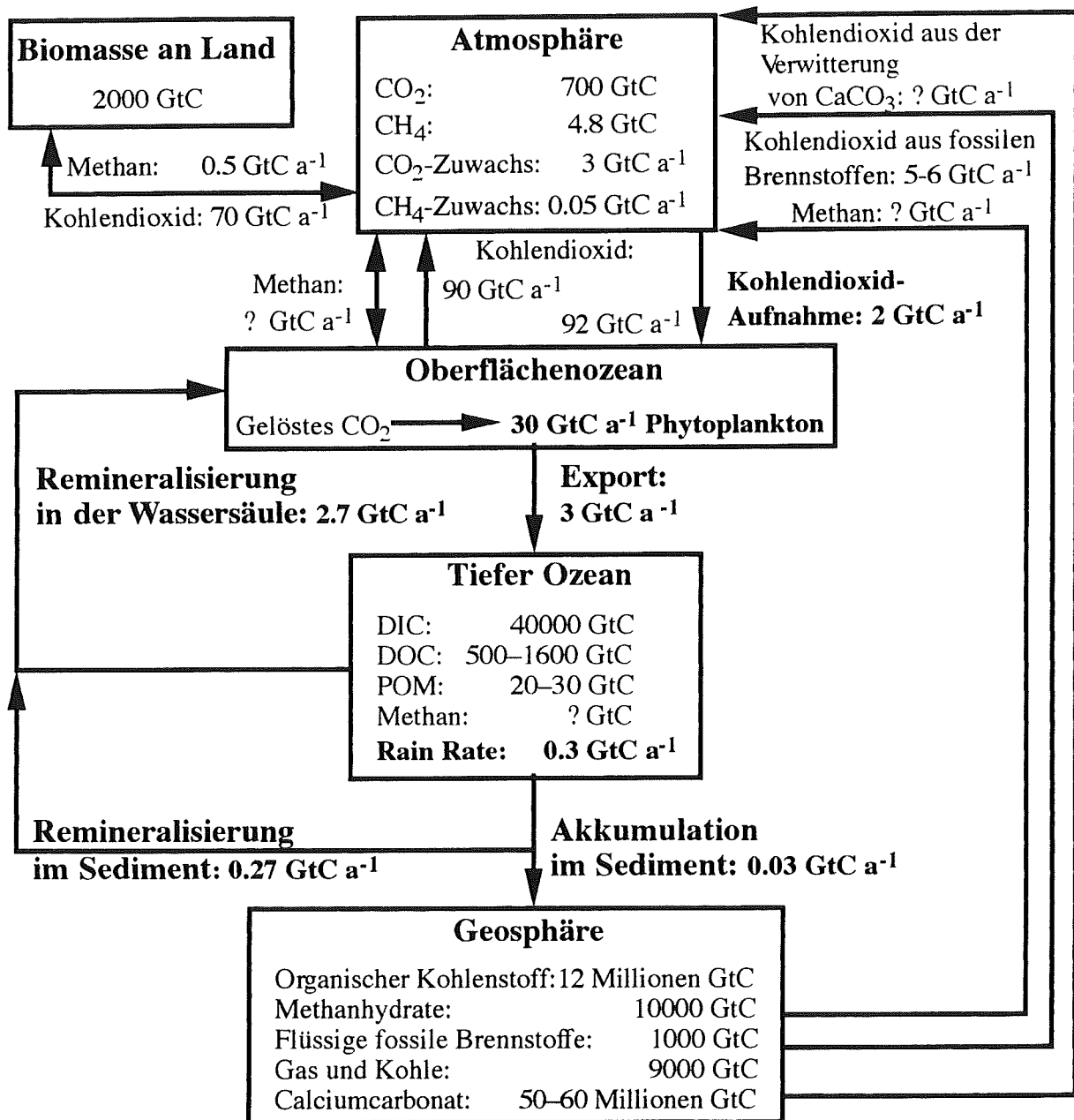


Abb. 2: Der globale Kohlenstoffkreislauf, angelehnt an de Baar und Suess (1993); 1Gt = 10⁹ Tonnen.

Dabei sind in der Abbildung die in der vorliegenden Arbeit betrachteten Werte fett hervorgehoben. In der Atmosphäre befinden sich derzeit etwa 700 Gigatonnen (Gt) Kohlenstoff in Form des Treibhausgases Kohlendioxid. Hinzu kommen nach dem derzeitigen Stand der Erkenntnisse noch etwa 4.8 Gt Methan. Die Atmosphäre steht in enger Wechselwirkung mit der Biomasse an Land und dem Ozean. So werden jährlich etwa 70 Gt Kohlendioxid und 0.5 Gt Methan zwischen dem Land und der Atmosphäre ausgetauscht. Zum atmosphärischen Kohlendioxid kommen jährlich noch etwa 5 bis 6 Gt Kohlendioxid aus der Verbrennung fossiler Brennstoffe und noch nicht bestimmte Mengen von Methan durch Freisetzung aus Methangashydraten, sowie Kohlendioxid aus der chemischen Verwitterung von kontinentalem Calciumcarbonat. Dabei wird der globale Vorrat an Methangashydraten in ozeanischen Sedimenten und den polaren und subpolaren Permafrostböden etwa 10 000 Gt Kohlenstoff geschätzt. Unabsehbar wären die globalen klimatischen Folgen, wenn durch die treibhausgasbedingte anthropogene Erwärmung des Planeten beispielsweise die Permafrostböden auftauten und das darin in Form der Methangashydrate gespeicherte Methan an die Atmosphäre freigäben. Heute sind die Folgen der Verbrennung fossiler Brennstoffe und der Methanfreisetzung ein jährlicher Zuwachs von etwa 3 Gt Kohlendioxid und 0.05 Gt Methan in der Atmosphäre. Zwischen dem Ozean und der Atmosphäre wird wechselseitig Kohlendioxid ausgetauscht. Dabei gelangen 92 Gt Kohlenstoff aus der Atmosphäre in den Ozean, und gleichzeitig werden 90 Gt Kohlenstoff aus dem Ozean an die Atmosphäre zurückgegeben. Diese rein physikalisch-chemischen Lösungsprozesse einer entsprechen einer jährlichen Kohlendioxidaufnahme von 2 GtC durch den Ozean. Ebenfalls kommt es zu einem noch nicht weiter quantifizierten Austausch von Methan. In der Oberfläche des Ozeans fixiert das Phytoplankton daraus jährlich etwa 30 Gt Kohlenstoff in Form von Biomasse. Maßgeblich für die Pufferfunktion des Ozeans auf den jährlichen Anstieg der Treibhausgase ist dabei allerdings nicht diese Primärproduktion. Denn der überwiegende Teil der Biomasse wird im Jahresgang wieder remineralisiert und setzt dabei wieder soviel Kohlendioxid frei wie beim Aufbau fixiert worden ist. Maßgeblich ist vielmehr der Anteil des in der Biomasse fixierten Kohlenstoffs, der jährlich aus dem Oberflächenwasser in Form der Exportproduktion in den tiefen Ozean absinkt und so dem Kohlenstoffkreislauf im Oberflächenwasser entzogen wird. De Baar und Suess (1993) schätzen den Anteil der Exportproduktion auf etwa 3 Gt Kohlenstoff. Im tiefen Ozean wird dann ein Großteil, etwa 2.7 Gt Kohlenstoff, dieser exportierten Biomasse remineralisiert. 0.3 Gt Kohlenstoff erreichen letztendlich die Sedimente der Tiefsee. Derzeit befinden sich etwa 40 000 Gt Kohlenstoff in Form von DIC, 500 bis 1600 Gt in Form von DOC (Middelburg et al., 1993) und 20 bis 30 Gt Kohlenstoff in Form von POM (Romankevich, 1984) im tiefen Ozean gespeichert. Durch die ozeanischen Zirkulationssysteme und Mischung der Wassermassen ist diese Speicherung von Kohlenstoff, in geologischen Zeiträumen betrachtet, allerdings nicht als langfristig anzusehen, da die freigesetzten Metabolite und Nährstoffe in Auftriebsgebieten wieder in den Oberflächenozean und somit auch in Kontakt mit der Atmosphäre gelangt. Zur Bestimmung der Zirkulation des gespeicherten Kohlenstoffs in der Wassersäule des

Ozeans werden beispielsweise Zirkulationsmodelle herangezogen, die über die Verteilung von Gesamtcarbonat, Alkalinität, Phosphat, Sauerstoff, Silikat, sowie den Radioisotopen des Kohlenstoffs (^{13}C , ^{14}C) und den Isotopen ^{39}Ar und $\delta^{18}\text{O}$ Rückschlüsse auf den ozeanischen Kohlenstoffentzug aus der Atmosphäre und dessen Verteilung in den Wassermassen zulassen (vergl. z.B. Maier-Reimer, 1993). Bei allen bekannten ozeanischen Kohlenstoffzirkulationsmodellen wird allerdings der Beitrag der Sedimente am ozeanischen Kohlenstoffkreislauf völlig vernachlässigt. Das Sediment dient in den Modellen vielmehr als oftmals unberücksichtigter terminaler Akzeptor für überschüssigen Kohlenstoff aus der Wassersäule. Grob geschätzt beträgt der Beitrag der Sedimente des tiefen Ozeans am globalen Kohlenstoffkreislauf etwa 20 % und liefert somit einen nicht unbedeutenden Input an Remineralisierungsprodukten durch einen intensiven Abbau des auftreffenden Detritus.

Ausschlaggebend für den langfristigen Entzug von Kohlenstoff aus dem globalen Kohlenstoffkreislauf ist die Akkumulation des eingetragenen Detritus und dessen Kalkschalengehäusen in den ozeanischen Sedimenten. Von den 0.3 Gt Kohlenstoff, die jährlich auf die ozeanischen Sedimente regnen, wird ein Großteil (0.27 Gt Kohlenstoff) im Sediment von der Benthosgemeinschaft remineralisiert. Die Abbauprodukte werden dabei an das Tiefenwasser des Ozeans zurückgegeben. Jährlich akkumulieren etwa 0.03 Gt organischer Kohlenstoff in den Sedimenten. Im geologischen Zeitraum gesehen wird die Menge an inzwischen eingelagertem organischem Kohlenstoff auf etwa 12 Millionen Gt geschätzt. Eine andere anorganische Speicherform für den Kohlenstoff sind die Kalkschalengehäuse des abgestorbenen Phytoplanktons, die ebenfalls im Sediment eingelagert werden. 50 bis 60 Millionen Gt Calciumcarbonat sind in den Sedimenten im Laufe der geologischen Zeiträume eingelagert worden. Allerdings lösen sich diese in das Sediment eingetragenen Kalkschalengehäuse unter dem Einfluß von Druck, Temperatur und pH-Wert langsam auf.

Für die Frage nach der Puffermöglichkeit von anthropogenen Treibhausgasen ist es also von großer Wichtigkeit wie schnell der Oberflächenozean diese zusätzlichen Treibhausgase aufzunehmen vermag und wie schnell diese dann biologisch gebunden und in den tiefen Ozean exportiert werden. Weiterhin ist wichtig, welche Parameter die Akkumulation im Sediment bestimmen und wie groß letztendlich die Zeitkonstante für die Calcitlösung ist. Für einen ozeanischen Puffereffekt sind nach de Baar und Suess (1993) für sehr kurze Zeiträume die Primär- bzw. die Exportproduktion ausschlaggebend. Für lange geologische Zeiträume ist dagegen die Akkumulation von organischem und anorganischem Kohlenstoff in den Sedimenten bestimmend. Für die nächsten Jahrhunderte ist es allerdings die Wassersäule des tiefen Ozeans, mit ihren komplexen chemischen Prozessen in Kombination mit der Zirkulation und Vermischung der Wassermassen, die für den Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre eine maßgebliche Rolle spielen wird.

2.2 Der Auf- und Abbau von organischem Kohlenstoff in der euphotischen Zone

Obwohl die Biomasse des Planktons lediglich ein halbes Promille der globalen Gesamtbio­masse beträgt, spielt die Produktion des marinen Phytoplanktons eine entscheidende Rolle im globalen Kohlenstoffkreislauf. Die biologische Produktion, bzw. *Primärproduktion* repräsentiert in erster Linie die Photosyntheseleistung von autotrophen Organismen, d.h. die lichtinduzierte biologische Fixierungsrate von Kohlendioxid pro Flächen- und Zeiteinheit. Karten über die Primärproduktionsraten des Ozeans sind in den letzten Jahrzehnten von Koblentz-Mishke et al. (1970), Cushing (1975), Steemann Nielsen (1975), Berger (1976), Broecker und Peng (1982), Eppley (1984), Parsons et al. (1984), Romankevich (1984) und Berger et al. (1987) vorgestellt worden. In Abbildung 3 ist die "Dahlem"-Produktivitätskarte für den Atlantischen Ozean und das Europäische Nordmeer dargestellt, die für diese Arbeit verwendet worden ist. Die Dahlem-Karte spiegelt die neuesten Erkenntnisse über die biologische, ozeanische Primärproduktion wieder und kombiniert alle bisherigen Erkenntnisse aus direkten Produktivitätsmessungen, phosphatbasierenden empirischen Relationen und Satellitenbildern (Berger, 1989). Der Beitrag zur Primärproduktion von chemo- und photosynthesetreibenden Bakterien ist bisher wenig erforscht, wird aber als verschwindend gering angenommen (Romankevich, 1984). Andere Mikroorganismen wie das Zooplankton, Protozoen und andere heterotrophe Organismen zählen nicht zu den Primärproduzenten, da diese Organismen ihren Nährstoffwechsel nicht photosynthetisch mit Kohlendioxid, sondern, als erstes Glied in der marinen Nahrungskette, mit den Photosyntheseprodukten der autotrophen Organismen unterhalten. Photosynthese ist nur ab einer Strahlungsenergie von $0.75 \text{ J cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$ möglich. Das Strahlungsoptimum liegt zwischen 7.5 und $37.7 \text{ J cm}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (Koblentz-Mishke und Vedernikov, 1977). So beschränkt sich die Primärproduktion auf eine Zone in den obersten 2–250 m der Ozeane, die *euphotische Zone*. Eine weitere Limitierung der Produktion ist die Verfügbarkeit anorganischer Nährstoffe (Stickstoff, Phosphor, Schwefel und Silikat). In der euphotischen Zone ist die Primärproduktion der meisten Meere in erster Linie stickstofflimitiert. Stickstoff ist ein Bestandteil in vielen Grundbausteinen der Zellchemie wie Aminosäuren, Nucleotiden, Proteinen und Nucleinsäuren. So ist die Quantität allochthonen Stickstoffs, vorzugsweise Nitrat, maßgeblich für die Größe der *Neuen Produktion* (P_{new}) in der euphotischen Zone verantwortlich. Die externe Zuführung von Nitrat in die euphotische Zone ist beispielsweise durch den Austausch mit Tiefenwasser durch die Winterzirkulation, Auftrieb, Strömungen, aber auch durch Diffusion aus der aphotischen Zone oder Frischwassereintrag durch Regen und Flüsse möglich. Wird der Stickstoff durch den heterotrophen Abbau organischer Substanz autochthon, d.h. direkt in der euphotischen Zone produziert, so handelt es sich um eine *regenerierte Produktion* (P_r) (Dugdale und Goering 1967; Eppley und Peterson, 1979; Eppley et al., 1983; Platt und Harrison, 1985).

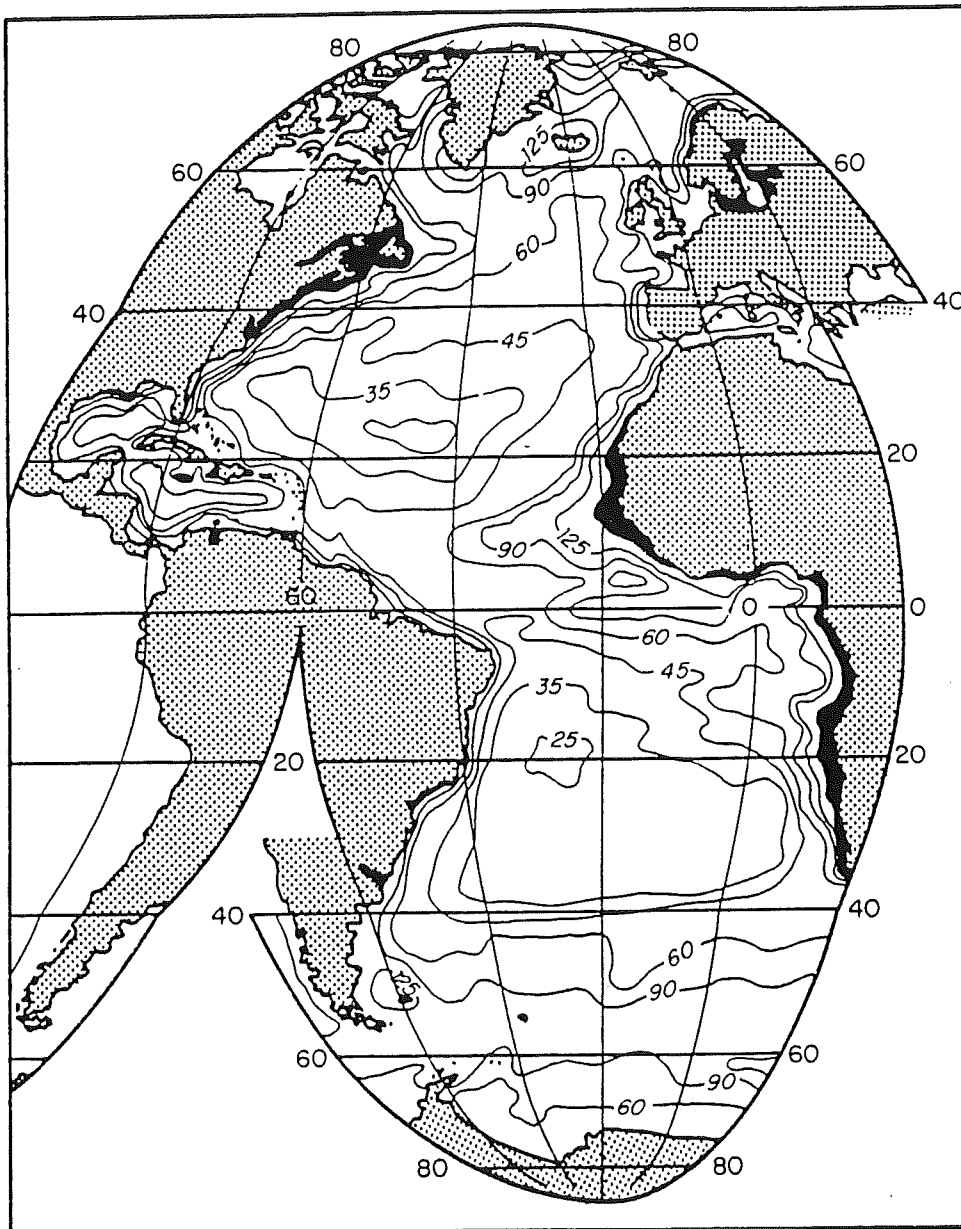


Abb. 3: Die "Dahlem"-Produktivitätskarte des Atlantiks (Berger, 1989). Einheiten in $[g C m^{-2} a^{-1}]$.

Die *totale Primärproduktion* (P_t), die Summe allen produzierten organischen Materials in der euphotischen Zone, setzt sich demzufolge aus der neuen und der regenerierten Produktion zusammen. Phosphor wirkt, als Bestandteil der Phospholipide (Zellmembranen), der Nucleotide, der Energieträger der Zelle, z.B. Adenosintriphosphat (ATP) und als Bestandteil von Enzymen (Coenzym A (CoA)) wachstumslimitierend. Schwefel, z.B. als Bestandteil von Acetyl-Coenzym A, (Zitronensäurecyclus) oder der essentiellen Aminosäure Cystein, liegt im Meerwasser in ausreichenden Mengen vor, so daß es nicht als biolimitierend angesehen werden kann. Silizium wird in Form von Silikaten für den Aufbau der Gerüstsubstanz der wichtigsten Primärproduzenten benötigt.

Die Neue Produktion ist die maßgebliche Steuergröße für den Export von *partikulärem organischem Material* (POC) aus der euphotischen Zone in die Wassersäule und zum Benthos (Hargrave, 1985; Berger et al., 1987, Pace et al., 1987). Im "steady state" Zustand und bei rein vertikalen Gradienten für den Nährstoff- und den Organismentransport, also ohne jegliche laterale Zuführung von Nährstoffen und Organismen, entspräche die Neue Produktion (P_{new}) der *Exportproduktion* (P_e) (Eppley et al., 1983), also der Menge an partikulärem organischem Kohlenstoff, der die euphotische Zone verläßt. Der Zusammenhang zwischen Primärproduktion und neuer Produktion (P_t/P_{new}) ist durch die *f-Ratio* (f) gegeben (Eppley und Peterson, 1979):

$$f = 0.0025 \cdot P_t \quad (1)$$

Aus dieser Beziehung lassen sich die Neue Produktion und die Exportproduktion ableiten:

$$P_{\text{new}} = P_e = f \cdot P_t = 0.0025 \cdot P_t^2 \quad (2)$$

Gleichung 1 ist für Produktivitäten von 0 bis 200 g C m⁻² a⁻¹ gültig. Überschreitet die Produktion diesen Wert, so wird die f-Ratio überbestimmt. Berger et al. (1989) schlagen deshalb für größere Produktivitäten eine Formel vor, die für Produktivitäten von 0 bis 500 g C m⁻² a⁻¹ gültig ist:

$$f = 0.0025 \cdot P_t - P_t^2/340000 \quad (3)$$

Für die Neue Produktion und die Exportproduktion wird folgende Beziehung erhalten:

$$P_{\text{new}} = P_e = f \cdot P_t = 0.0025 \cdot P_t^2 - P_t^3/340000 \quad (4)$$

Diese "steady state" Bedingungen sind allerdings nicht immer gegeben, so daß die Neue Produktion und die Exportproduktion inäquivalent werden. Dies ist besonders in Auftriebsgebieten der Fall, in denen der Im- und Export von Nährstoffen und Organismen stärker entlang horizontaler als vertikaler Gradienten verläuft. Wird neben Nährstoffen auch *gelöstes organisches Material* (DOC) von unterhalb der euphotischen Zone herauftransportiert, so gilt die Beziehung $P_{\text{new}} = P_e$ ebenfalls nicht mehr, da den Bakterien jetzt nicht mehr allein abbaubares organisches Material aus der euphotischen Zone zur Verfügung steht. Wassmann (1990) untersuchte die Relation zwischen Primärproduktion und Exportproduktion in den küstennahen Gewässer des borealen Nordatlantiks und fand eine Abhängigkeit zur geographischen Breite. Von 40° bis 75° N steigt der Anteil der Exportproduktion an der Primärproduktion mit der Folge an, daß bei steigender geographischer Breite der Anteil von P_t kleiner und die f-Ratio größer wird (Abb. 4). Für die borealen Küstengewässer des Nordatlantiks fand Wassmann (für Primärproduktionsraten von 60 bis 230 g C m⁻² a⁻¹) folgende empirische Beziehung zwischen Primärproduktion und Exportproduktion:

$$P_e = f \cdot P_t = 0.049 \cdot P_t^{1.41} \quad (5)$$

Daraus ergeben sich für die regenerierte Produktion und die f-Ratio:

$$P_r = P_t - P_e = P_t - (0.049 \cdot P_t^{1.41}) \quad (6)$$

$$f = 0.049 \cdot P_t^{0.41} \quad (7)$$

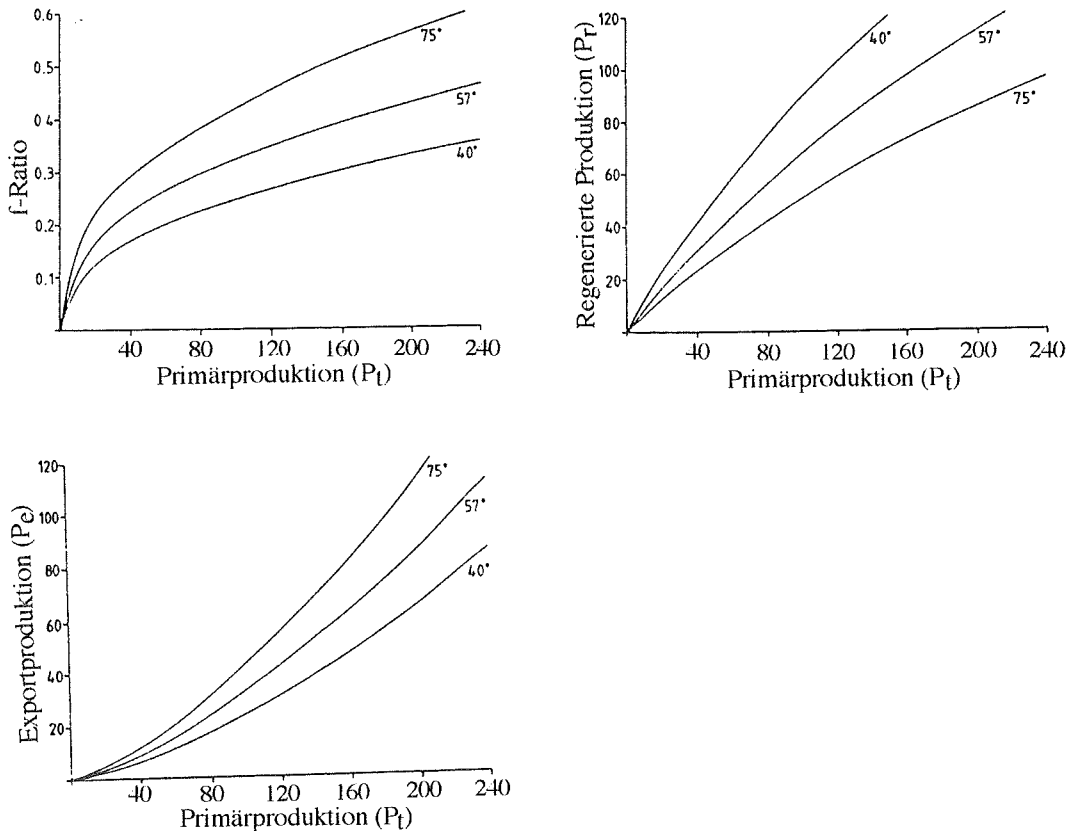


Abb. 4: P_e , P_r und f als Funktion von P_t in der subtropischen, borealen und subarktischen Zone des Nordatlantiks von 40° bis 75° N (Wassmann, 1990).

Diese nichtlineare statistische Beziehung zwischen Produktion und Kohlenstoffexport basiert auf zwei Prinzipien, die in der Abhängigkeit der Neuen Produktion von der allochthonen Nährstoffzufuhr und dem episodischen, d.h. dem saisonalen Charakter dieser Zufuhr begründet sind (Hargrave, 1980; Smetacek et al., 1984; Skjoldal und Wassmann, 1986):

- 1) In stabilen Systemen ist die Exportproduktion geringer als in variablen, da sich ein dynamisches Gleichgewicht zwischen autotrophen und heterotrophen Organismen eingestellt hat. Es bilden sich kleine, sehr langsam sinkende Partikel, so daß ein Großteil des organischen Materials in oder bis kurz unterhalb der euphotischen Zone abgebaut wird. Deshalb dominiert die regenerierte Produktion, und die Exportproduktionsrate ist gering.
- 2) In variablen, d.h. saisonal beeinflussten Systemen liegt das Wachstum autotropher Organismen, durch die saisonale Zufuhr von Nährstoffen, im Form von "Blüten" vor. Es bilden sich schnell

absinkende Aggregate aus organischer Substanz, die die euphotische Zone schnell durchwandern, mit der Folge, daß die Exportproduktionsrate groß ist. Die Anpassungsreaktion der heterotrophen Organismen der Nahrungskette auf dieses sporadische Nahrungsüberangebot ist langsam (Smetacek, 1985). In Küstenregionen ist der Export von Kotpillen von großer Bedeutung. Diese Pillen sinken sehr schnell durch die euphotische Zone, ohne zersetzt zu werden und stellen einen nicht unerheblichen Beitrag der Exportproduktion dar (Dunbar und Berger, 1981).

Tabelle 1 und Abbildung 5 geben die Unterschiede der Relation zwischen Primärproduktion und Exportproduktion von Eppley und Peterson (1979), Berger et al. (1987) und Wassmann (1990) wieder:

Primärproduktion	Exportproduktion [$\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$]		
20	1	1	1
40	4	4	9
60	9	8	16
80	16	14	24
100	25	22	32
120	36	31	42
140	49	41	52
160	64	52	63
180	81	64	74
200	100	76	86
220	121	90	98

Eppley (1979) Berger et al. (1987) Wassmann (1990)

Tab. 1: Vergleich der rechnerischen Relation zwischen Primär- und Exportproduktion nach Eppley und Peterson (1979), Berger et al. (1987) und Wassmann (1990).

Für die vorliegende Arbeit ist die Beziehung von Eppley und Peterson (1979), Gleichung 2, verwendet worden, da sie für die Primärproduktionsraten im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer sehr gute rechnerische Ergebnisse für den an die Exportproduktion gekoppelten Kohlenstofffluß (F_c) auf das Sediment liefert. Die Beziehung von Wassmann (1990), Gleichung 5, ist nicht verwendet worden, da sie nur für boreale Küstengewässer mit geringer Wassertiefe gültig ist. Im betrachteten Arbeitsgebiet liegen in der verwendeten Produktionskarte von Berger (1989) keine Primärproduktionsraten vor, die erheblich größer als $200 \text{ g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$ sind, für die die Beziehung von Berger et al. (1989) eine bessere Näherung darstellt. Saisonale Variationen in der Exportproduktion und dem Kohlenstofffluß auf das Sediment konnten mit dem vorliegenden Datenmaterial, d.h. der Produktivitätskarte von Berger (1989), nicht berücksichtigt werden. Nach Berger et al. (1987), zitiert von Wassmann (1990), tragen die flachen Schelfgebiete, besonders in subarktischen Regionen, global zur Hälfte zur totalen Produktion (P_t) und zu mehr als 80% des Kohlenstoffflusses (F_c) zum Meeresboden bei.

Neuere Untersuchungen von Reimers et al. (1992), speziell zum Beitrag der Kontinentalränder, mit einer Wassertiefe von 500 bis 1000 m und der Kontinentalhänge, mit Wassertiefen zwischen 1000 und

5000 m, zum globalen Kohlenstoffkreislauf zeigen, daß sowohl der Fluß von organischem Kohlenstoff, als auch dessen Akkumulationsraten bei den hemipelagischen Sedimenten der Kontinentalränder und den pelagischen Sedimente der Kontinentalhänge als annähernd gleich zu bewerten sind. Dies verdeutlicht die wichtige Rolle der Kontinentalhänge für den globalen Kohlenstoffkreislauf, begründet auf ihrer relativ großen Sedimentflächen an der Gesamtfläche der ozeanischen Sedimente und den hohen Flußraten (Jahnke et al., 1990). Die Ergebnisse zeigen besonders, daß der Beitrag der Sedimente des tiefen Ozeans am Kohlenstoffkreislauf und dem Nährstoffrecycling als erheblich größer anzusetzen ist, als es die Betrachtungen Berger et al. (1987) zulassen.

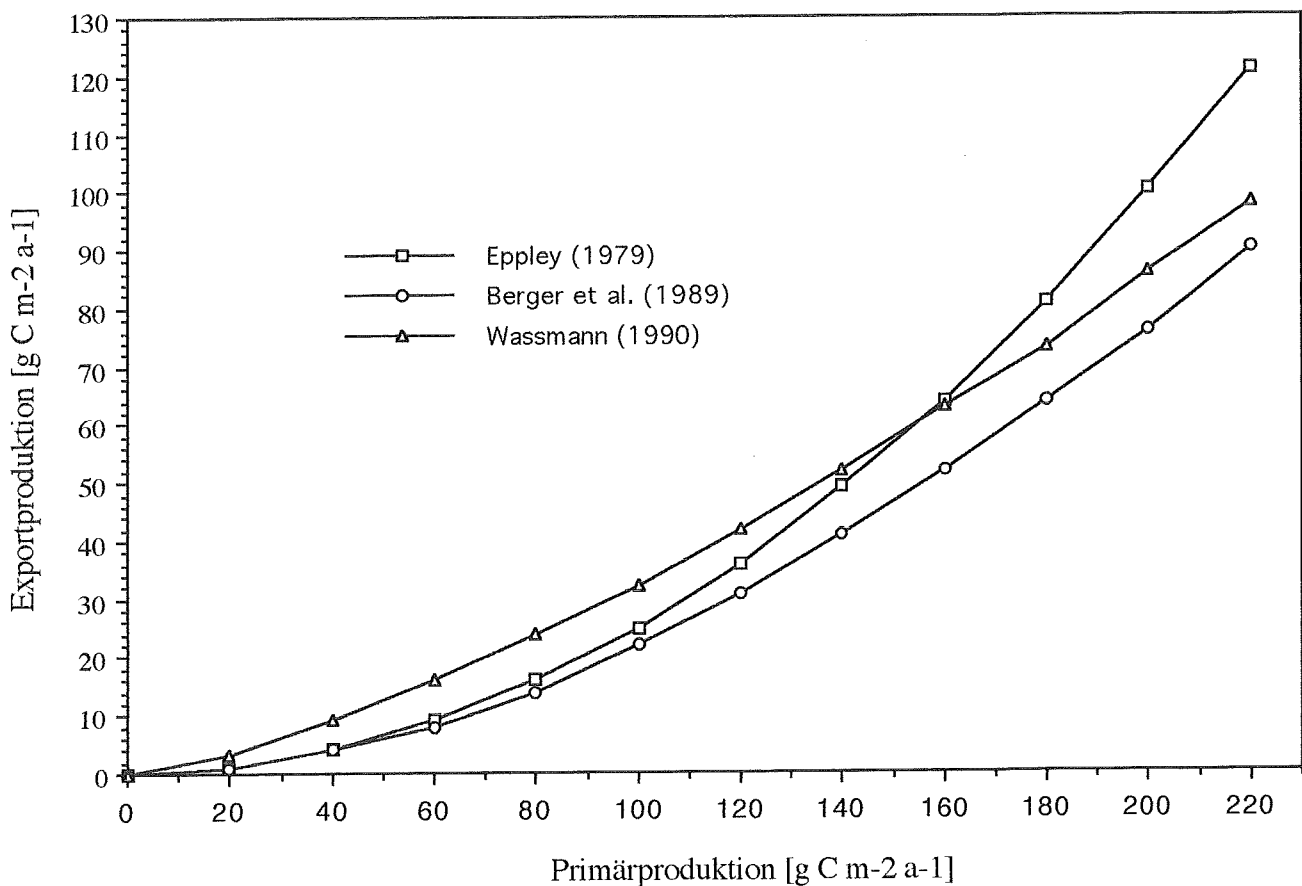
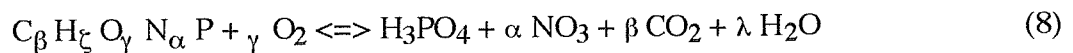


Abb. 5: Graphischer Vergleich der Relation zwischen Primär- und Exportproduktion nach Eppley und Peterson (1979), Berger et al. (1989) und Wassmann (1990).

2.3 Der Abbau von organischem Kohlenstoff in der Wassersäule

2.3.1 Das klassische Redfield-Verhältnis

Der abwärtsgerichtete Fluß von organischem Material in die Tiefsee ist von fundamentaler Bedeutung für die in der Wassersäule und im Benthos lebenden Organismen. Das aus der euphotischen Zone exportierte organische Material unterliegt in den obersten, biologisch aktiven 1000 bis 2000 Metern der Wassersäule einem starken Abbau der reaktivsten Komponenten. In größeren Wassertiefen verlangsamt sich der Abbau stark. Erste Untersuchungen über die chemische Zusammensetzung und den Abbaumechanismus von Phytodetritus sind von Fleming (1940) durchgeführt worden. Aus diesen Untersuchungen leiteten Redfield et al. (1963) eine Stöchiometrie ab, deren Faktoren α , β und γ als *Redfield-Verhältnis* bekannt geworden sind (Gl. 8). Das Redfield-Verhältnis gibt dabei allein den durchschnittlichen Gehalt an C, H, O, N und P des Zellgewebes von Phytoplankton an.



Das "traditionelle" P/N/C_{org}-Verhältnis ist durch 1/16/106 gegeben, mit einem O₂/P-Verhältnis von 138, woraus sich folgende Stöchiometrie ergibt (Gl. 8a):



2.3.2 Neue Ergebnisse über das P/N/C-Verhältnis

Neuere Untersuchungen stellen diese traditionelle Beziehung in Frage bzw. modifizieren sie mit Hilfe neuer Ergebnissen aus Sinkstofffallen. Takahashi et al. (1985) fanden durch Nährstoffmessungen in der Thermoklinen eine höheres O₂/P-Verhältnis von 172, was auf ein C_{org}/P-Verhältnis von $x = 140$, in $(CH_2O)_x(NH_3)_{16}(H_3PO_4)$ schließen läßt. Broecker et al. (1985) und Peng und Broecker (1987) fanden in parallelen Studien ein O₂/P-Verhältnis von 175, nicht nur für den Bereich der Thermoklinen, sondern für alle Wassertiefen im Ozean. Minster und Boulahdid (1987), sowie Boulahdid und Minster (1989) benutzten dieselben Daten und fanden ein O₂/N-Verhältnis von 9, woraus sich ein O₂/P-Verhältnis von 172 in der Thermoklinen ergibt, die mit zunehmender Wassertiefe auf 115 absinkt. Untersuchungen von Sinkstofffallen-Proben von Martin et al. (1987) zeigten jedoch entgegengesetzte Ergebnisse. Die N/C_{org}/O₂-Verhältnisse nahmen von 16/99/163 (100 m Wassertiefe) nach 16/164/259 (5000 m) ab. Daraus ergäbe sich ein N/P-Verhältnis von 16 und für O₂/P von 259 und größer. Anderson und Sarmiento (1994) fanden, mit Hilfe von Nährstoffdaten (Wassertiefen zwischen 400 und 4000 m) aus dem Südatlantik, Indischen Ozean und Pazifik, Verhältnisse, die die Ergebnisse von Takahashi et al. (1985) und Broecker et al. (1985) bestätigen. Das O₂/P- und C_{org}/P-Verhältnis entspricht 170 ± 10 bzw. 117 ± 14 und bleibt mit der Wassertiefe konstant. Das N/P-Verhältnis nimmt mit zunehmender Wassertiefe von 16 (400 m) über 12 (2000 m) ab und steigt dann wieder auf ≈ 15 , was auf Denitrifizierung in mittleren Wassertiefen hinweist. Ohne Denitrifizierung ist das N/P-

Verhältnis 16 ± 1 und konstant mit zunehmender Wassertiefe. Unterhalb 400 m ist somit als $P/N/O_2/C_{org}$ -Verhältnis konstant mit der Wassertiefe und liegt bei $1/16 \pm 1/170 \pm 10/117 \pm 14$. In der Zone zwischen 1000 und 3000 m, unter denitrifizierenden Bedingungen, liegt das $P/N/O_2/C_{org}$ -Verhältnis bei $1/12 \pm 2/170 \pm 10/117 \pm 14$ (vergl.: Redfieldsches $P/N/O_2/C_{org}$ -Verhältnis: $1/16/138/106$). Während das in der euphotischen Zone produzierte organische Material eine redfieldsche Zusammensetzung zeigt (Small et al., 1983; Copin-Montegut und Copin-Montegut, 1983; Karl et al., 1984, 1988; Knauer und Martin, 1981a; Martin et al., 1987; Pace et al., 1987; Treguer et al., 1990), weisen Untersuchungen von Sinkstofffallen-Material generell darauf hin, daß während des vertikalen Transportes des organischen Materials labiler Phosphor schneller abgebaut wird als der darin enthaltene Stickstoff und Kohlenstoff (Bishop, et al., 1977, 1987; Copin-Montegut und Copin-Montegut, 1983; De Baar et al., 1983; Dymond und Lyle, 1985; Honjo, 1980; Honjo et al., 1982; Karl et al., 1984, 1988; Knauer und Martin, 1981a,b; Knauer et al., 1979; Martin et al., 1987; Nair et al., 1989; Pace et al., 1987; Treguer et al., 1990). In Gebieten mit hoher Primärproduktion, bzw. Gebieten mit sporadischen hochproduktiven Ereignissen (Blüten) ist die Zusammensetzung des in die Tiefsee gelangenden Phytodetritus nahe dem Redfield-Verhältnis (Knauer et al., 1979; Pace et al., 1987), während in oligotrophen Regionen das Redfield-Verhältnis nicht mehr erfüllt wird. Für die vorliegende Arbeit ist die Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994) verwendet worden, die ein mit der Wassertiefe konstantes $P/N/O_2/C_{org}$ -Verhältnis von $1/16/170/117$ beschreibt. Dieser neuesten Beziehung liegen weitaus die meisten Einzelmessungen und Ergebnisse aus Sinkstofffallen zugrunde, und sie stellt den neuesten Stand der Forschung dar.

2.3.3 Die Transportgleichungen

Aufbauend auf der Transportgleichung von Suess (1980) (Gl. 9) sind in den folgenden Jahren zahlreiche Modifikationen und Verbesserungen dieser Ugleichung durchgeführt worden. Alle empirischen Gleichungen beschreiben den Fluß von organischem Material (F_c in $g\ C\ m^{-2}\ a^{-1}$) als Funktion von Wassertiefe (z) und Primärproduktion (P_t) (Berger et al. (1987), Gl. 11-14 und Pace et al. (1987), Gl. 15) bzw. der Neuen Produktion (P_{new}), die hier der Exportproduktion (P_e) gleichgesetzt worden ist (Sarnthein et al. (1988), Gl. 17). Den Gleichungen liegen Sinkstofffallen- und Filtrationsdaten, meist aus den oberen 2000 m der Wassersäule, zugrunde.

$$F_c = P_t / (0.024 \cdot z + 0.21) \quad \text{Suess (1980)} \quad (9)$$

$$F_c = 0.409 \cdot P_t^{1.41} / z^{0.628} \quad \text{Betzer et al. (1984)} \quad (10)$$

$$F_c = 20 \cdot P_t / z \quad \text{Berger et al. (1987)} \quad (11)$$

$$F_c = 6.3 \cdot P_t / z^{0.8} \quad \text{Berger et al. (1987)} \quad (12)$$

$$F_c = 17 \cdot P_t/z + P_t/100 \quad \text{Berger et al. (1987)} \quad (13)$$

$$F_c = 9 \cdot P_t/z + 0.7 \cdot P_t/z^{0.5} \quad \text{Berger et al. (1987)} \quad (14)$$

$$F_c = 1.286 \cdot P_t/z^{0.734} \quad \text{Pace et al. (1987)} \quad (15)$$

$$F_c = F_{c100}/((z/100)^{0.858}) \quad \text{Martin et al. (1987)} \quad (16)$$

$$F_c = 20.531 \cdot P_{\text{new}}^{0.6648} \cdot z^{-0.5537} \quad \text{Sarnthein et al. (1988)} \quad (17)$$

(P_{new} nach Eppley und Peterson (1979), Gl. 2)

Mit der Gleichung von Martin et al. (1987) lassen sich zwar gute Anpassungen an Sinkstoffallen-Ergebnisse erzielen, allerdings muß dafür der exakte Kohlenstofffluß in 100 m Wassertiefe (F_{c100}) bekannt sein, was selten der Fall ist. In einigen Fällen werden die berechneten Flüsse allerdings über- oder unterbestimmt. In Küstenregionen kann der Tiefenexponent (0.858) dabei zwischen 0.3 und 1.0 variieren. Bishop et al. (1987) führen diese Varianz darauf zurück, daß eine weit engere Beziehung zwischen dem Gradienten des Partikelflusses und der Biomasse an Zooplankton besteht als bisher angenommen. Gleichung 17 ist von Sarnthein et al. (1988), basierend auf den Arbeiten von Müller und Suess (1979) und Suess (1980), unter dem Aspekt der Berechnung von Paläoproduktivitäten aufgestellt worden. Die Gleichung stellt eine Modifizierung der Originalgleichung aus Sarnthein et al. (1987) dar. Der Kohlenstofffluß-Datensatz aus Sinkstoffallen-Messungen ist, durch neu hinzugekommene Daten, verdoppelt worden. Der Primärproduktionsterm aus der ursprünglichen Gleichung ist nach Eppley und Peterson (1979) durch die Exportproduktion (P_e) bzw. die Neue Produktion (P_{new}) ersetzt worden (mit $P_e = P_{\text{new}} = P_t^2/400$ und $P_e = P_{\text{new}} = P_t/2$ ($P_t > 200 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$)), da die Exportproduktion bzw. die Neue Produktion und nicht die Primärproduktion die längerfristige CO_2 -Fixierung kontrolliert, die erst durch den Abtransport von Phytodetritus aus der euphotischen Zone in den tiefen Ozean entsteht. Die in den Gleichungen 9-17 vorgestellten empirischen Kohlenstofftransportgleichungen, stellen heute noch die beste empirische Näherung für die rechnerische Ermittlung des Kohlenstoffflusses durch die Wassersäule dar. Im Vergleich mit gemessenen Daten können die rechnerischen Ergebnisse um den Faktor 2 bis 3 variieren. Tabelle 2 und Abbildung 6 zeigen die rechnerischen Abweichungen der Gleichungen 9-15 und 17, bei einer angenommenen Primärproduktion von $90 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ und Wassertiefen von 1200 bis 5000 m, im 200 m Intervall.

– Der empirischen Gleichung von Suess (1980) liegen 33 Meßwerte aus Sinkstoffallen zugrunde. Sie stellt eine gute Anpassung für kleine und mittlere Wassertiefen dar. In größeren Wassertiefen wird der Kohlenstofffluß allerdings generell unterbestimmt, da das organische Material mit zunehmender Wassertiefe zunehmend schwerer oxidierbar wird, wodurch sich die Abbauraten vermindern.

– Die empirische Gleichung von Betzer et al. (1984) scheint eine sehr gute Anpassung darzustellen und berücksichtigt die mit der Wassertiefe abnehmenden Abbauraten. Nur ist es zweifelhaft, ob diese

Beziehung universell den vertikalen Kohlenstofffluß im Ozean beschreiben kann, da die Fallendatensätze, unter einer anderen Fragestellung, für kleine und mittlere Wassertiefen aus eutrophen und die für große Wassertiefen aus oligotrophen Meeresregionen stammen.

– Die empirischen Gleichungen von Berger et al. (1987) begründen sich auf einen größeren Datensatz und berücksichtigen die sich mit der Wassertiefe verlangsamenden Abbauraten und stimmen sehr gut mit den Ergebnissen von Pace et al. (1987) und Martin et al. (1987) überein.

– Der empirischen Gleichung von Sarnthein et al. (1988) liegt mit 67 Messungen der bisher größte Datensatz zugrunde. Der größte Fehler liegt in der Berechnung der Exportproduktion (P_{new}) nach Eppley und Peterson (1979), Gleichung 2, so wie in den anderen vorgestellten Beziehungen der größte Fehler in der Bestimmung der Primärproduktion liegt.

Tiefe	Fc	Fc	Fc	Fc	Fc	Fc	Fc	Fc
[m]	Gl. 9 Suess	Gl. 10 Betzer	Gl. 11 Berger	Gl. 12 Berger	Gl. 13 Berger	Gl. 14 Berger	Gl. 15 Pace	Gl. 17 Sarnthein
0= P_t	90	90	90	90	90	90	90	90
1200	3.10	2.71	1.50	1.95	2.18	2.49	0.64	3.00
1400	2.66	2.46	1.29	1.72	1.99	2.26	0.57	2.75
1600	2.33	2.26	1.13	1.55	1.86	2.08	0.51	2.56
1800	2.07	2.10	1.00	1.41	1.75	1.93	0.47	2.39
2000	1.87	1.97	0.90	1.30	1.67	1.81	0.44	2.26
2200	1.70	1.85	0.82	1.20	1.60	1.71	0.41	2.14
2400	1.56	1.76	0.75	1.12	1.54	1.62	0.38	2.04
2600	1.44	1.67	0.69	1.05	1.49	1.55	0.36	1.95
2800	1.34	1.59	0.64	0.99	1.45	1.48	0.34	1.87
3000	1.25	1.53	0.60	0.94	1.41	1.42	0.32	1.80
3200	1.17	1.47	0.56	0.89	1.38	1.37	0.31	1.74
3400	1.10	1.41	0.53	0.85	1.35	1.32	0.30	1.68
3600	1.04	1.36	0.50	0.81	1.33	1.28	0.28	1.63
3800	0.98	1.32	0.47	0.78	1.30	1.24	0.27	1.58
4000	0.94	1.27	0.45	0.74	1.28	1.20	0.26	1.54
4200	0.89	1.24	0.43	0.72	1.26	1.16	0.25	1.50
4400	0.85	1.20	0.41	0.69	1.25	1.13	0.25	1.46
4600	0.81	1.17	0.39	0.67	1.23	1.10	0.24	1.42
4800	0.78	1.14	0.38	0.64	1.22	1.08	0.23	1.39
5000	0.75	1.11	0.36	0.62	1.21	1.05	0.22	1.36

Tab. 2: Berechnung des vertikalen Kohlenstoffflusses bei einer angenommenen Primärproduktion von $90 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, nach den Gleichungen von Suess (1980), Betzer et al. (1984), Berger et al. (1987), Pace et al. (1987) und Sarnthein et al. (1988).

Für die vorliegende Arbeit ist die Transportgleichung von Sarnthein et al. (1988) gewählt worden, um den Kohlenstofffluß zum Meeresboden zu beschreiben, da dieser Beziehung mit 67 Sinkstofffallenuntersuchungen und davon 13 aus dem Arbeitsgebiet, der weitaus größte Datensatz aus Sinkstofffallen zugrunde liegt. Wichtig für die Fragestellung sind folgende Schlußfolgerungen:

1. Sowohl die Daten über die Primärproduktion und die sich daraus ableitende Exportproduktion, als auch die Transportgleichungen, die den Kohlenstofffluß zum Sediment beschreiben beinhalten Fehler,

die zu einer Über- bzw. Unterbestimmung des Kohlenstoffflusses um einen Faktor von 2-3 führen können (Sarnthein et al. (1988)).

2. Über die saisonalen Effekte auf den Kohlenstofffluß in der Tiefsee liegen derzeit kaum Erkenntnisse vor, so daß diese vernachlässigt werden müssen.

3. Dennoch stellt die Anwendung der Transportgleichung von Sarnthein et al. (1988) in Kombination mit der Beziehung von Eppley und Peterson (1979) zwischen Primär- und Exportproduktion die derzeit beste der Lösungsmöglichkeit dar, um den Kohlenstofffluß auf das Sediment zu ermitteln, da sie auf dem größten Datensatz basiert und gute Ergebnisse zwischen berechneten und gemessenen Kohlenstoffflüssen liefert, worauf in Kapitel 4 noch ausführlich eingegangen wird.

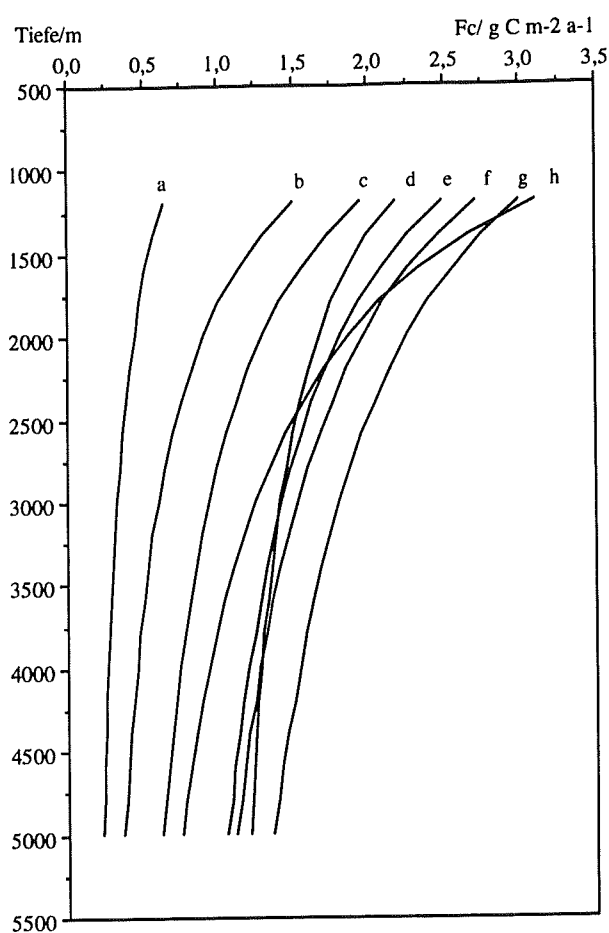


Abb. 6: Vergleich der Transportgleichungen:

- | | |
|----------------------------|--------|
| a) Pace et al. (1987) | Gl. 15 |
| b) Berger et al. (1987) | Gl. 11 |
| c) Berger et al. (1987) | Gl. 12 |
| d) Berger et al. (1987) | Gl. 13 |
| e) Berger et al. (1987) | Gl. 14 |
| f) Betzer et al. (1984) | Gl. 10 |
| g) Sarnthein et al. (1988) | Gl. 17 |
| h) Suess (1980) | Gl. 9 |

2.4 Kohlenstoffeintrag in die benthische Grenzschicht und sein Einbettungs- und Remineralisierungsgrad

Der Boden der Tiefsee, die Grenzschicht zwischen Wasser und Sediment, stellt einen biologisch hoch aktiven Lebensraum dar. Diese biologischen Aktivitäten der bodenbewohnenden Organismen sind maßgeblich für die weiteren Umsetzungen der organischen Materie, die den Meeresboden erreicht und somit für die daraus resultierenden Stoffflüsse. Aus diesem Grund soll in diesem Kapitel auch kurz auf die benthische Fauna und die Form des Nahrungsangebotes eingegangen werden.

Während des vertikalen Transportes durch die Wassersäule wird ein Großteil der reaktiven Komponenten des organischen Materials bereits beim Erreichen mittlerer Wassertiefen abgebaut. Denn je nach Wassertiefe kann, bei einer Sinkgeschwindigkeit größerer Partikel zwischen 10 und 200 m pro Tag, der Aufenthalt des Detritus in der Wassersäule bis zu einigen Wochen betragen. Der Kohlenstoffeintrag von biogenem partikulärem Material aus der Wassersäule in die benthische Grenzschicht ist dabei oft starken saisonalen Schwankungen unterlegen (Deuser et al., 1981; Billett et al., 1983; Honjo, 1984; Rice et al., 1986; Thiel et al., 1988/1989). Die eingetragenen organischen, opalinen und kalkhaltigen Materialien werden unmittelbar nach dem Erreichen der Sediment/Wassergrenze in das Sediment eingearbeitet und regeneriert (Noriki und Tsunogai, 1986; Jahnke und Jackson, 1987). Diese Beobachtung läßt erwarten, daß die Gemeinschaft benthischer Organismen direkt auf den partikulären Eintrag reagiert, und daß somit die benthischen Stoffflüsse durch den partikulären Eintrag kontrolliert werden (Rowe, 1983). Diese schnelle Antwort der benthischen Organismen läßt vermuten, daß das organische Material noch weitaus reaktiver ist als bisher angenommen. Untersuchungen von Gardner et al. (1984) und Lampitt (1985) zeigen, daß der Phytodetritus nach Planktonblüten in Form schnell sinkender "fluff" Aggregate oder in Form von Kotpillen der heterotrophen Makrofauna den Meeresboden erreicht (Schrader, 1971). Diese Aggregate und Kotpillen werden während des Transportes durch die Wassersäule offenbar nur oberflächlich mineralisiert und zunehmend unreaktiver. Im Inneren des Detritus scheint das organische Material daher unverändert reaktiv zu sein. Denn innerhalb von weniger als zwei Monaten war dieser "Fluffy Layer", durch das Zusammenwirken von Strömungen und der Aktivität der Bodenorganismen, vollständig von der Sedimentoberfläche verschwunden. Smith und Baldwin (1984), Smith (1987), Graf (1987a,b; 1989a) und Sayles et al. (1994) fanden mehrfach in einem Jahreszyklus, direkt nach sedimentären Ereignissen, einen Anstieg des benthischen Sauerstoffflusses um den Faktor 2-4.

Als Hauptprozeß der Nahrungs- und Sauerstoffzuführung ist, neben der molekularen Diffusion von DOC und Sauerstoff, die *Bioturbation* in Sedimenten anzusehen, d.h. die aktive Einbettung von biogenem Detritus durch Benthosorganismen. Die Bioturbation tritt in verschiedenen Erscheinungen auf. Benthische Makrofauna wie Krabben, Schnecken und Holothurien durchmischen das Sediment durch ihre Wühltätigkeit. Andere, speziell die Polychäten, graben ausgedehnte Gänge und Bauten in das Sediment, was gleichzeitig zu einem intensiven, diffusionskontrollierten Austausch von

Sauerstoff, Stoffwechselprodukten und Nährstoffen entlang der Konzentrationsgradienten zwischen Porenwasser und dem Wasser in den Gangsystemen führt (Aller, 1983; Kristensen et al., 1985; Aller et al., 1986; Forster und Graf, 1992).

Diese *Bioirrigation* findet im Einflußbereich um die Gangsysteme dadurch statt, daß die Organismen aktiv frisches, mit Sauerstoff angereichertes, Bodenwasser in ihre Gänge einstrudeln, um es gegen das sauerstoffverarmte und mit Stoffwechselprodukten angereicherte Gangwasser auszutauschen. Dabei diffundiert Sauerstoff aus dem Gang in das Porenwasser und anorganische Nährstoffe, DOC, DIC etc. diffundieren aus dem Porenwasser in das Wasser des Ganges. Weiterhin tragen die Organismen der benthischen Meiofauna zur Durchmischung des Sediments bei (Rhoads, 1974; Aller, 1977, 1980; Graf, 1987a,b, 1989, 1992)).

Beim Vergleich der Primärproduktionsraten mit den Akkumulationsraten an organischem Kohlenstoff im Sediment wird ein Zusammenhang zwischen beiden Größen deutlich. Müller und Suess (1979) untersuchten Oberflächensedimente aus dem zentrale Nordpazifik, von den Kontinentalhängen vor Westafrika, vor Nord- und Südamerika, aus dem Argentinischen Becken und der westlichen Ostsee. Sie fanden einen empirischen Ausdruck (Gl. 18), der den prozentualen Gehalt an akkumuliertem organischem Kohlenstoff im Sediment mit der Primärproduktion und der Sedimentationsrate verknüpft.

$$\% C_{org} = 0.003 \cdot P_t \cdot S^{0.3} / \rho_s (1 - \phi) \quad (18)$$

mit:

P_t = Primärproduktionsrate [$\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$]; S = Sedimentationsrate [cm ka^{-1}]

ρ_s = Sedimentdichte [g cm^{-3}]; ϕ = Porosität

In späteren Arbeiten (Aller und Mackin, 1984; Pratt, 1984; Emerson et al., 1985; Calvert, 1987; Henrichs und Reeburgh, 1987; Canfield, 1989; Calvert et al. 1991; Middelburg, 1991; Tromp et al., 1995) sind weiterführend die Zusammenhänge zwischen Einbettungsgrad und Kohlenstofffluß, Sedimentationsrate, Bioturbationsrate, Herkunft des organischen Kohlenstoffs (marin oder terrigen), sowie der Sauerstoffkonzentration im Bodenwasser diskutiert worden. Henrichs und Reeburgh (1987) quantifizierten die Einbettungseffizienz von organischem Kohlenstoff für normale, d.h. oxische, marine Sedimente mit sauerstoffangereichertem Bodenwasser über einen weiten Bereich von Sedimentationsraten. Sie definierten die Einbettungseffizienz dabei als den Prozentsatz des sedimentierten organischen Kohlenstoffs, der im Sediment eingebettet wird und erhielten eine empirische Relation zwischen Einbettungseffizienz (E (%)) und Sedimentationsrate (S) (Gl. 19).

$$E (\%) = (S \cdot 100)^{0.4/2.1} \quad (19)$$

mit: E = Einbettungseffizienz [%]; S = Sedimentationsrate [cm a^{-1}]

Canfield (1989) und Middelburg (1991) erweiterte die Anschauung durch Datensätze aus euxinischen und semi-euxinischen Sedimenten, d.h. Sedimente mit anoxischem bzw. suboxischem Milieu im Boden- und Porenwasser (Abb. 7). Die Ergebnisse sind von Helder (1989) durch weitere Datensätze aus dem pazifischen Suva Basin bestätigt worden.

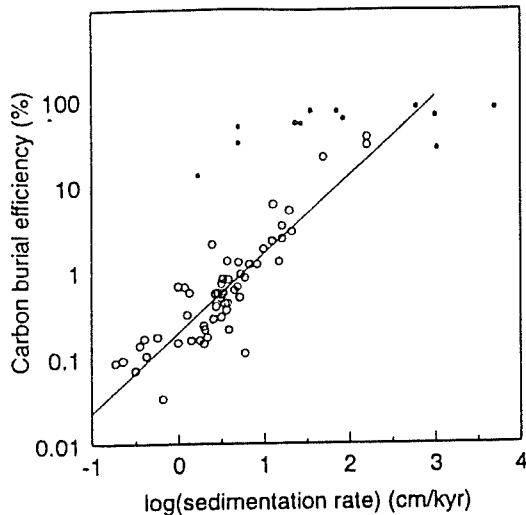


Abb. 7:

Die Einbettungseffizienz von organischem Kohlenstoff als Funktion der Sedimentationsrate. Offene Symbole: Oxische Sedimente. Geschlossene Symbole: Semi-euxinische und euxinische Sedimente (Middelburg et al., 1993).

Die Einbettungseffizienz ist danach bei semi-euxinischen und euxinischen Sedimenten bei gleicher Sedimentationsrate erheblich höher, als bei oxischen Sedimenten. Erst bei sehr hohen Sedimentationsraten gleichen sich die Einbettungseffizienzen in semi-euxinischen und euxinischen denen in normalen Sedimenten an. Untersuchungen von Calvert, et al. 1991 aus dem Schwarzen Meer zeigen zwischen oxischen und semi-euxinischen/euxinischen Sedimenten allerdings keine signifikante Differenz in den Einbettungsraten. Bei den Sedimenten des Arbeitsgebietes handelt es sich um normale, d.h. oxische Sedimente, so daß die Unsicherheiten, ob ein Unterschied in der Einbettungseffizienz von organischem Kohlenstoff zwischen oxischen und den semi-euxinischen/euxinischen Sedimenten besteht, keine bedeutende Rolle spielen.

Eine Hypothese besagt, daß einige Anteile der organischen Materie, beispielsweise aromatische Verbindungen, unter anoxischen Bedingungen thermodynamisch langsamer abgebaut werden, als unter oxischen (Fenchel und Blackburn, 1979; Colberg und Young, 1982; Benner et al., 1984; Kirk, 1984; Young, 1984). Westrich und Berner (1984) fanden bei Experimenten, mit gleichreaktivem organischem Material unter oxischen und anoxischen Verhältnissen keinen Unterschied in den Abbauraten, was den Schluß zuläßt, daß die Abbaurate von organischem Kohlenstoff und deren Geschwindigkeitskonstante nicht vom chemischen Milieu abhängig, sondern in beiden Milieus annähernd gleich sind und nur von der Reaktivität des zur Verfügung stehenden Materials abhängt. Ein Großteil des frischen, labilen organischen Kohlenstoffs wird unter oxischen Bedingungen bereits so weit abgebaut, daß er nur noch in weit weniger reaktiver Form den anaeroben Bakterien zur

Verfügung steht. Zum anderen ist die Einbettungseffizienz in hohem Maße eine Funktion der Sedimentationsrate, denn eine weitere Hypothese besagt, daß der Abbau von organischer Materie nicht allein rein kinetisch von der Reaktionskonstante (k) kontrolliert wird, sondern, daß die Reaktionskonstante auch eine Funktion der Sedimentationsrate ist. Der Abbau ist dabei eine Reaktion 1. Ordnung und die Reaktionskonstante (k) zeigt eine signifikante Relation zur Sedimentationsrate (Abb. 8).

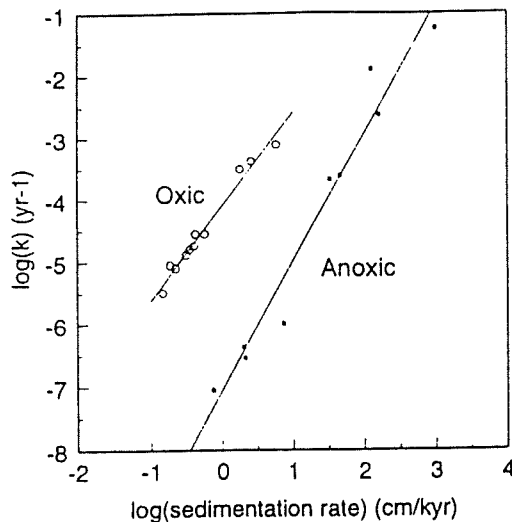


Abb. 8:

Die Relation zwischen der Reaktionskonstanten (k) und der Sedimentationsrate

(aus Middelburg et al., 1993).

Offene Symbole: Oxisches Milieu.

(Müller und Mangini, 1980; Reimers und Suess, 1983)

Geschlossene Symbole: Anoxisches Milieu.

(Toth und Lermann, 1977; Reimers und Suess, 1983)

Lee (1992) postulierte einen rein biologischen Mechanismus, der den Einbettungsgrad von organischem Material steuert, indem er die Mineralisierungseffizienz von der Abundanz heterotropher Organismen abhängig machte, die sich primär von den Bakterien und deren Metaboliten ernähren und den eingearbeiteten Phytodetritus abbauen. Die unterschiedliche Aktivität dieser Organismen im oxischen und anoxischen Milieu soll demnach ausschlaggebend für die Abbauraten sein. Das Fehlen bzw. eher die stark eingeschränkte Aktivität dieser Organismen der benthischen Nahrungskette wirkt inhibitorisch auf den weiteren Abbau organischer Komponenten, da deren wiederum leichter abbaubare Metabolite vermindert werden. Bakterien und deren Metabolite stellen, im anoxischen Milieu, einen signifikanten Anteil des letztendlich eingebetteten organischen Materials dar (e.g. Goossens et al., 1985; Moers et al., 1990). Middelburg (1989, 1992) entwickelte eine "Power"-Funktion, in dem die organische Materie in einer Reaktion 1. Ordnung abgebaut wird. Die Geschwindigkeitskonstante der Reaktion ist zeitabhängig, denn sie nimmt mit der Zeit ab. Die Abnahme der Geschwindigkeitskonstanten führt Middelburg (1993) darauf zurück, daß die Reaktivität des organischen Materials gleichfalls mit der Zeit abnimmt. Zusammenfassend ist der Einbettungsgrad von organischem Material von der Reaktivität des organischen Materials abhängig. Die Reaktivität wird durch mehrere Faktoren kontrolliert:

- 1) Von der Zeit, da die Benthosorganismen den frisch eingebetteten, labilen organischen Kohlenstoff kontinuierlich in immer weniger reaktive Komponenten abbauen, mit der Folge, daß die Geschwindigkeitskonstante dieser Reaktion immer weiter mit der Zeit abnimmt.
- 2) Vom chemischen Milieu (oxisch/anoxisch), unter dem der Abbau stattfindet. Untersuchungen haben gezeigt, daß die Abbaurate von organischem Kohlenstoff und deren Geschwindigkeitskonstante nicht vom chemischen Milieu abhängig, sondern in beiden Milieus annähernd gleich sind. Vielmehr ist es so, daß ein Großteil des labilen organischen Kohlenstoffs unter oxischen Bedingungen bereits abgebaut ist, bevor er in weit weniger reaktiver Form den anaeroben Bakterien zur Verfügung steht.
- 3) Von der Sedimentationsrate, da die Geschwindigkeitskonstante der Abbaureaktion von organischem Material zeigt, daß eine signifikante Relation zum Quadrat der Sedimentationsrate besteht. Die Abbaureaktion wird mit zunehmender Sedimentationsrate kleiner. Der Einbettungsgrad von organischem Kohlenstoff ist somit eine Funktion der Sedimentationsrate. In der vorliegenden Arbeit ist die Beziehung von Henrichs und Reeburgh (1987), Gleichung 19, verwendet worden, die den Einbettungsgrad von organischem Kohlenstoff in Relation zur Sedimentationsrate stellt.

2.5 Der früdiagenetische Abbau von organischem Kohlenstoff in marinen Oberflächensedimenten

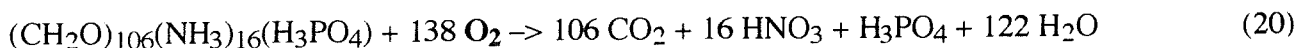
Die marinen Oberflächensedimente spielen eine sehr wichtige Rolle bei der Rückführung von Nährstoffen an den Stoffkreislauf der Ozeane. Ein Großteil des auf den Meeresboden gelangten Detritus wird dabei von benthischen Mikroorganismen an der Sediment/Wassergrenze oder innerhalb der ersten Dezimeter der Sedimentsäule abgebaut (Suess, 1980; Deuser und Ross, 1980; Jahnke und Jackson, 1987; Tsunogai und Noriki, 1987). Verschiedene Autoren haben sich in der Vergangenheit mit den früdiagenetischen Prozessen befaßt, die sich in diesen obersten Zentimetern der Sedimente ereignen (Berner, 1964, 1980; Suess, 1976, 1979, 1980a; Bender et al., 1977, 1989; Froelich et al., 1979; Emerson et al., 1980; Elderfield, 1981; Syles et al., 1979, 1981; Jahnke et al. 1982, 1989; Grundmanis und Murray, 1982; Gaillard et al., 1986, 1989; Tromp et al., 1995). Ein plausibles, simples Modell für den Abbau organischer Materie geht von einer redfieldschen Zusammensetzung des Detritus aus (Fleming, 1940; Redfield, 1958). Danach wird $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}(\text{H}_3\text{PO}_4)$ von den benthischen Organismen immer mit dem Oxidationsmittel katalytisch abgebaut, das die größte Gibbs'sche freie Enthalpie (ΔG) besitzt. Ist dieses Oxidationsmittel verbraucht, so wird das nächst effizientere benutzt, bis entweder alle verfügbaren Oxidationsmittel oder die organische Materie verbraucht sind (McKinney und Conway, 1957; Richards, 1965; Stumm und Morgan, 1970; Claypool und Kaplan, 1974; Reeburgh, 1983). Diese vertikale Abfolge der früdiagenetischen Prozesse begründen sich wesentlich auf die Arbeiten von Hartmann et al. (1976), Froelich et al. (1979), sowie Bender und Heggie (1984). Die Autoren ordnen die früdiagenetischen Prozesse nach dem jeweils dominierenden Redox-Prozeß in a) eine *oxische Zone* (Sauerstoff als Oxidationsmittel),

b) eine *suboxische Zone* (Nitrat, Mangan(IV) und Eisen(III) als Oxidationsmittel) und c) eine *anoxische Zone* (Sulfat als Oxidationsmittel), in denen diskret aufeinanderfolgend die Reaktionen der Gleichungen 20-25 stattfinden. Die Reaktionen in den Gleichungen 20-25 beschreiben nicht die tatsächlich vorliegenden mikrobiellen Abbauvorgänge der organischen Materie, sondern nur die Stöchiometrie einer sehr komplex verlaufenden Kette von enzymatischen Reaktionen im Metabolismus der Benthosorganismen. Berner (1981) benutzte für die Klassifizierung der im Sediment stattfindenden frühdiagenetischen Prozesse eine ähnliche Zonierung mit folgender Benennung:

<u>Froelich et al. (1979)</u>		<u>Berner (1981)</u>
oxisches Milieu	=	oxisches Milieu
suboxisches Milieu	=	postoxisches Milieu
anoxisches Milieu	=	sulfidisches Milieu
	=	methanogenes Milieu

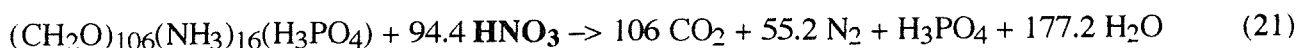
a) Oxisches Milieu

Nitrifikation: $\Delta G = -3190 \text{ kJ/mol}$

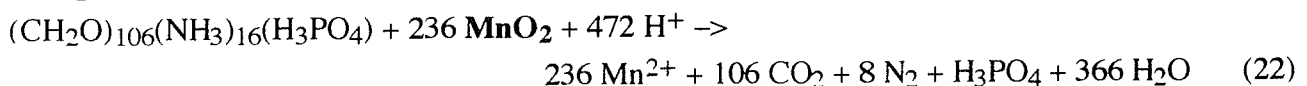


b) Suboxisches Milieu:

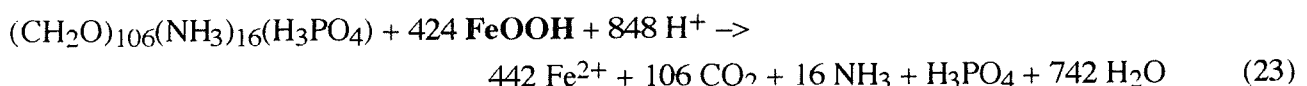
Denitrifikation: $\Delta G = -3030 \text{ kJ/mol}$



Manganreduktion: $\Delta G = -2920 \text{ kJ/mol}$

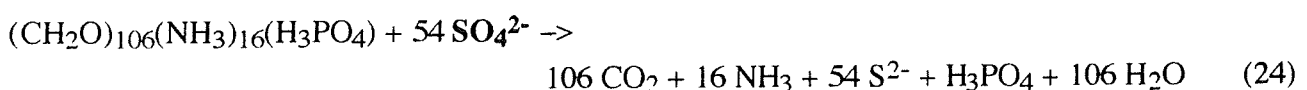


Eisenreduktion: $\Delta G = -1330 \text{ kJ/mol}$

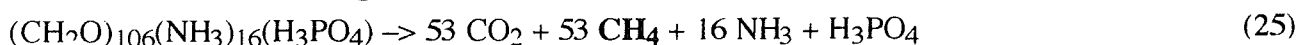


c) Anoxisches Milieu

Sulfatreduktion: $\Delta G = -380 \text{ kJ/mol}$



Fermentation (Methanogenese): $\Delta G = -350 \text{ kJ/mol}$

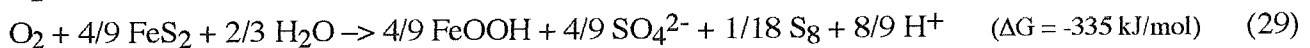
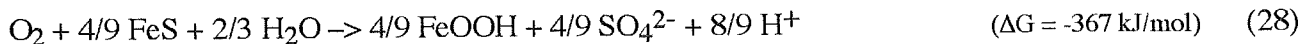


Neuere Untersuchungen zeigen, daß diese strenge Abfolge der Milieus nicht in jedem Fall zutrifft. Canfield und DesMarais (1991), sowie Jørgensen und Bak (1991) wiesen Sulfatreduktion innerhalb der oxischen Zone nach. Sørensen (1982) fand bei Inkubationsversuchen, daß die Eisen- und die Sulfatreduktion gleichzeitig stattfinden können. Canfield (1989) und Schinzel et al. (1993) fanden Eisenreduktion in der anoxischen Zone neben der Methanogenese. Aus thermodynamischer Sicht wäre ein paralleler Ablauf der Oxidationsreaktionen möglich, da alle Gibbs'schen freien Enthalpien

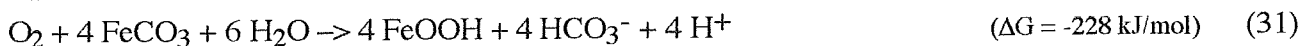
kleiner Null sind, d.h. die Reaktionen verlaufen spontan und exotherm. So könnte man die verschiedenen Milieus in Dominanzfelder (Dahmke, 1993) einteilen, in denen vorwiegend die Oxidationsreaktion stattfindet, die den größten Energiegewinn liefert. Die Abundanz von beispielsweise sulfatreduzierenden Bakterien im oxischen Milieu ist mit dem Vorhandensein von Mikronischen zu erklären.

Die Höhe der Abbauraten von organischem Material mittels Sauerstoff zeigt generell eine positive Korrelation mit dem Eintrag an Kohlenstoff aus der Wassersäule (Smith und Hinga, 1983; Martin et al., 1991; Henrichs, 1992). Smith et al. (1990) und Jahnke et al. (1990) stellten bei der Messung von Sauerstoffrespirationsraten in der Nähe von Kontinentalhängen höhere Abbauraten von organischer Materie fest, als aus der Wassersäule eingetragen worden sein konnte. Diese Beobachtung könnte auf a) einen lateralen Eintrag von organischer Materie (Jahnke et al., 1990; Walsh et al., 1981), b) eine Diffusion von DOC in das Sediment (Smith et al., 1990) oder c) eine saisonal erhöhte Sauerstoffrespirationsrate zurückzuführen sein (Berelson et al., 1990). Ein weiterer Effekt für diese erhöhten Respirationsraten ist die Tatsache, daß auch anorganische, reduzierte Ionen (z.B. NH_4^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , HS^-) mittels Sauerstoff oxidiert werden (Gl. 26-34).

Sulfidoxidation:



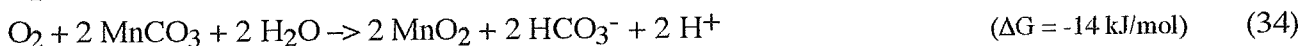
Eisenoxidation:



Nitrifikation:



Manganoxidation:



Henrichs und Reeburgh (1987) postulierten deshalb eine global um $\approx 25\%$ erhöhte Sauerstoffrespirationsrate, als sie allein dem Abbau von organischer Materie entspräche. Diese Beobachtung ist vorwiegend in Flachwassersedimenten gemacht worden. Sayles und Curry (1988) belegten anhand von Untersuchungen an organikreichen Sedimenten des nordwestlichen Atlantiks, daß bis zu 45% des organischen Materials unter derartigen Umständen durch sub- und anoxische Prozesse abgebaut wird. Die globale Bedeutung der Denitrifikation für den benthischen Umsatz ist

bislang als untergeordnet angesehen worden (Sørensen, 1987). Neuere Untersuchungen von Sedimenten des Schelfes (Devol, 1991) weisen jedoch darauf hin, daß die bisher angenommenen globalen Denitrifizierungsraten als zu gering eingeschätzt worden sind. Das Oxidationspotential von Mangan(IV)- und Eisen(III)-Verbindungen scheint ebenfalls in der Vergangenheit unterschätzt worden zu sein, da die Abschätzungen zumeist auf Porenwasserdaten beruhen. Durch die stattfindenden Eisen-Fällungsreaktionen kann es zu einer Unterschätzung der Eisen(III)-Reduktionsraten führen (Lovley, 1991; Canfield, 1993). Desweiteren sind Feststoff-Redox-Reaktionen nicht auszuschließen, die nicht durch Konzentrationsänderungen des Oxidationsmittels im Porenwasser in Erscheinung treten. Der Abbau organischer Materie durch Sulfatreduktion ist in küstennahen Sedimenten mit hohem Kohlenstoffeintrag von großer Bedeutung. Denn dort können die Abbauraten bis zur Hälfte durch Sulfat bestimmt werden (Canfield, 1989a; Jørgensen, 1982). In geringen Tiefen der Tiefseesedimenten ist die Sulfatreduktion von untergeordneter Bedeutung (Bender und Heggie, 1984; Canfield 1989). Weiterhin ist höchstwahrscheinlich auch der fermentative Abbau organischer Materie mit resultierender Methanogenese in geringer Sedimenttiefe von untergeordneter Bedeutung, und die Freisetzungsraten von Methan sind gering (Canfield, 1993). Erst in tiefen Sedimentschichten gewinnen die Sulfatreduktion und Fermentation an Bedeutung. Freiwerdendes Methan kann dann in großer Sedimenttiefe in Form von Gashydraten festgelegt oder durch Sulfat zu Kohlendioxid oxidiert werden (von Breymann et al., 1991). Die höchsten Methanfreisetzungsraten werden in Flachwasserregionen mit hohem Eintrag an organischer Materie und in Subduktionszonen durch tektonische Entwässerung (Suess, 1993) beobachtet.

2.6 Die Rückführung gelöster Mineralisationsprodukte aus Sedimenten

Die beschriebenen biologischen Abbau- bzw. die authigenen Minerallösungs/-fällungsreaktionen innerhalb von Sedimenten führen im Sediment-/Porenwassersystem zu Konzentrationsänderungen gegenüber dem überstehendem Bodenwasser der beteiligten Spezies. Die Folge dieser Konzentrationsgefälle ist der Transport gelöster Stoffe mit dem Konzentrationsgradienten über die Sediment/Wassergrenzschicht hinweg. Der Stofftransport ist dabei auf rein physikalischem Wege, durch *Diffusion* und *Advektion* oder biologisch, durch *Bioturbation* und *Bioirrigation* möglich. Die zeitliche Konzentrationsänderung einer gelösten Spezies läßt sich nach Berner (1980) mit der diagenetischen Grundgleichung beschreiben (Gl. 35).

$$\frac{d\phi C_i}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} (D_i \frac{\partial C_i}{\partial z}) + \omega \frac{\partial C_i}{\partial z} + \sum R_i \quad (35)$$

C_i = Konzentration der Spezies i im Porenwasser bzw. Sediment

ϕ = Porosität, unter der Annahme $\phi = \text{const.}$ ω = Sedimentationsrate

t = Zeit

R_i = Umsatzrate der Reaktionen der Spezies i

z = Sedimenttiefe

D_i = Diffusionskoeffizient der Spezies i

Die Gleichung verknüpft die Prozesse Diffusion, Bioturbation und Advektion mit der Summe der stattfindenden chemischen Reaktionen, an denen die Spezies i beteiligt ist. Weiterhin ist die Bestimmung von Reaktionsraten und Mineralstabilitäten möglich.

Die *Diffusion* läßt sich mit Hilfe des ersten Fick'schen Gesetzes beschreiben (vergl. einschlägige Lehrbücher der Physikalischen Chemie). Ursache für die Diffusion in Lösungen sind die osmotischen Kräfte, die auf die gelösten Teilchen im Sinne einer Erniedrigung ihres osmotischen Druckes einwirken, solange die Konzentration des gelösten Stoffes in der gesamten Lösung nicht völlig ausgeglichen ist. Die treibende Kraft für den Ausgleich ist der Gradient der freien Enthalpie (ΔG) bzw. des chemischen Potentials (μ) und damit der Konzentrationsunterschied. Die Geschwindigkeit der Diffusion wird durch die Stoffmenge (C) ausgedrückt, die in der Zeiteinheit (t) durch eine gewählte Fläche hindurchgeht. Für die lineare Diffusion, d.h. entlang einer Raumachse, gilt das erste Fick'sche Gesetz, das die Abhängigkeit der Stoffflußdichte (J_i) allein vom Konzentrationsgradienten beschreibt (Gl. 36).

$$J_i = -D_i \frac{dC_i}{dz} \quad (36)$$

Mit Hilfe des zweiten Fick'schen Gesetzes läßt sich die Abhängigkeit der Stoffmengenkonzentration (C) von der Zeit (t) an einem bestimmten Ort (z), d.h. die *Stoffmengenbilanz*, beschreiben (Gl. 37).

$$\frac{dC_i}{dt} = D_i \frac{d^2C_i}{dz^2} \quad (37)$$

In Sedimenten allerdings ist eine ungehinderte lineare Diffusion nicht möglich, da die *Tortuosität* (Θ), d.h. das Verhältnis zwischen der kürzesten Strecke zwischen zwei Punkten und der Weglänge, die ein Teilchen um die Sedimentpartikel herum tatsächlich zurücklegt, daran hindert. Der um die Tortuosität korrigierte Sedimentdiffusionskoeffizient (D_s) lautet nach Berner (1980) (Gl. 38):

$$D_s = D_i / \Theta^2 \quad (38)$$

Die Tortuosität ist allerdings nicht direkt meßbar, aber über den *Formationsfaktor* (f), dem Verhältnis von elektrischem Widerstand im Sediment (R_s) zum Widerstand des Bodenwassers (R_{BW}), abschätzbar. Aus dem Formationsfaktor und der Porosität (ϕ) läßt sich der Sedimentdiffusionskoeffizient (D_s) berechnen (Manheim und Watermann, 1972; McDuff und Ellis, 1979) (Gl. 39a,b,c).

$$f = R_s / R_{BW} \quad (39a)$$

$$\Theta^2 = \phi \cdot f \quad (39b)$$

$$D_s = D_i / (f \cdot \phi) \quad (39c)$$

Ullman und Aller (1982) berechnen den Sedimentdiffusionskoeffizienten (D_S) über die Porosität (ϕ) und den Diffusionskoeffizienten der Spezies in Seewasser (D_{SW}) (Gl. 40a,b).

$$D_S = D_{SW} \cdot \phi^2 \quad (\phi > 0.7) \quad (40a)$$

$$D_S = D_{SW} \cdot \phi \quad (\phi < 0.7) \quad (40b)$$

D_S = Sedimentdiffusionskoeffizient

D_{SW} = Diffusionskoeffizient in Seewasser (Wollast und Garrels, 1971; Li und Gregory, 1974)

ϕ = Porosität

Die Temperaturabhängigkeit des Diffusionskoeffizienten läßt sich mit Hilfe der Stokes-Einstein-Beziehung nach Li und Gregory (1974) ermitteln (Gl. 41).

$$D_{SW}(X^\circ C) = D_{SW}(25^\circ C) \cdot (0.4566 + 0.0217 \cdot X) \quad (X = \text{gemessene Temperatur}) \quad (41)$$

Advektive Prozesse beschreiben die Bewegungen der Sedimentpartikel und des Porenwassers in Bezug auf eine Referenzfläche, beispielsweise die Sediment/Wassergrenzschicht (Berner, 1980). Durch Sedimentakkumulation und -kompaktion treten Porenwasserbewegungen auf, die allerdings im Vergleich zur Diffusion vernachlässigbar gering sind.

Zur Bestimmung der Stoffflüsse aus der Bodengrenzschicht sind die Gleichungen 36, 38, 39, 40 und 41 und folgende Diffusionskoeffizienten verwendet worden:

$$D_{NO_3} = 9.50 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \text{ bei } 2^\circ C \text{ (Li und Gregory, 1974)}$$

$$D_{HPO_4} = 3.67 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \text{ bei } 2^\circ C \text{ (Li und Gregory, 1974)}$$

$$D_{SiO_4} = 4.20 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \text{ bei } 2^\circ C \text{ (Wollast und Garrels, 1971)}$$

$$D_{CO_2} = 13.14 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1} \text{ bei } 2^\circ C \text{ (Broecker und Peng, 1974)}$$

Zur Quantifizierung *bioturbater* und *bioirrigativer* Mischungsprozesse sind in der Vergangenheit verschiedene Modelle erstellt worden (Goldberg und Koide, 1962; Berger und Heath, 1968; Schink und Guinasso, 1977, 1978; Aller, 1980a, 1982; Boudreau 1986 a,b; Boudreau und Imboden, 1986; Tromp et al., 1995). Je nach Wichtung der unterschiedlichen Freß- und Bewegungsstrategien, Populationsdichten und der räumlichen Variation der Populationen wird in *Bioturbations-* und *Bioirrigationsmodelle* unterschieden. Die *Bioturbationsmodelle* gehen von der Annahme aus, daß die Organismen einen Sedimentbereich vollständig durchmischen und dabei einen Massentransport von höherer zu geringerer Konzentration erzeugen. Unter dieser Annahme kann die Bioturbation analog der reinen molekularen Diffusion mit dem ersten Fick'schen Gesetz beschrieben werden (Goldberg und Koide, 1962; Guinasso und Schink, 1975; Cochran, 1985; Boudreau, 1986a) (Gl. 42).

$$J_b = - \phi D_b \frac{dC_i}{dz} \quad (42)$$

J_b = Bioturbater Fluß
 D_b = Biodiffusionskoeffizient

Der Biodiffusionskoeffizient (D_b) ist bei dieser Modellbetrachtung keine Funktion der Tiefe, und so bleibt die Verteilung der Populationsdichte der Organismen im gesamten betrachteten bioturbierten Abschnitt gleich (Jumars, 1978; Schink und Guinasso, 1977). Christensen (1982) entwickelte Modelle, die diese Populationsdichteverteilung berücksichtigen. Die Bestimmung von Bioturbationsprozessen erfolgt über die Analyse von Tracerprofilen (Mikrotektite, Radioisotope). Die *Bioirrigationsmodelle* beschreiben die gesteigerte Durchmischung von Boden- und Porenwasser, ohne einen damit verbundenen Transport von Sedimentpartikeln durch das Vorhandensein von Tierbauten, die sauerstoffreiches Bodenwasser in ihre Gangsysteme aktiv einstrudeln. Die Folge sind Anomalien in den Porenwasserprofilen (Grundmanis und Murray, 1977; Emerson et al., 1984). Die Stoffbilanzen dieser Prozesse lassen sich mit Hilfe des ersten Fick'schen Gesetzes bestimmen (Aller, 1977, 1980) (Gl. 43).

$$J_I = - \phi D_I \frac{dC_i}{dz} \quad (43)$$

J_I = Bioirrigativer Fluß
 D_I = Bioirrigationskoeffizient

Bioirrigationsprozesse können mit Hilfe gelöster Tracer wie $^{22}\text{Na}^+$, $^{36}\text{Cl}^-$ und Br^- bestimmt werden. Gleichung 44 setzt sich additiv aus den Gleichungen 42 und 43 zusammen und beschreibt den *biodiffusiven Fluß* (J_{bI}), der sich aus einem bioturbaten und einen bioirrigativen Term zusammensetzt.

$$J_{bI} = J_b + J_I = - \phi D_b \frac{dC_i}{dz} - \phi D_I \frac{dC_i}{dz} \quad (44)$$

Unter Anwendung der in diesem Kapitel aufgeführten Gleichungen ist unter Annahme stationärer Bedingungen eine Modellierung der im Sediment stattfindenden Prozesse wie Nitrifikation, Denitrifikation, Abbauraten von organischem Kohlenstoff und den daraus resultierenden Stoffflüssen möglich (Vandenborgh und Billen, 1975; Jahnke et al., 1982a; Goloway und Bender 1982). Auf eine Quantifizierung bioturbater und bioirrigativer Prozesse ist im Laufe der Arbeit verzichtet worden, weil eine explizite Modellierung der biochemischen Vorgänge im Sediment für die Regionalisierung der Stoffflüsse und deren Bilanzierung keinen Vorteil erbrachte.

3 Untersuchungsgebiet, Material und Methoden

3.1 Physiographie, Hydrographie und Fazies des Europäischen Nordmeeres und des Nordatlantiks

Im nachfolgenden Kapitel soll einleitend ein grober Überblick über die Physiographie, Hydrographie und Sedimentfazies im Untersuchungsgebiet gegeben werden. Die Bodentopographie des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres ist maßgeblich bestimmend für den Verlauf der Strömungen im Oberflächen- und Tiefenwasser und die Hydrographie in beiden Meeren, die in die globalen Zirkulationssysteme eingebunden sind. Einerseits ist die Beschreibung der Hydrographie wichtig, da die im Benthos regenerierten Nährstoffe in die Wassersäule rückgeführt und mit den Strömungen abtransportiert werden, und andererseits diffundiert Sauerstoff aus dem überstehenden Wasser in das Sediment und wird so den Zirkulationssystemen entzogen. Es ist nicht das Ziel dieser Arbeit den Einfluß der Umsetzungen im Sediment auf die An- bzw. Abreicherung von Nährstoffen und Sauerstoff in der Wassersäule zu ermitteln, aber als Ausblick wäre eine spätere Verknüpfung des Stofftransportes durch die Bodengrenzschicht mit der Hydrographie der überstehenden Wassermassen von Interesse.

Eine Betrachtung der Fazies und hier besonders des Gehalts an organischem Kohlenstoff soll zur Verifizierung der empirischen Berechnungen über den Kohlenstoffeintrag, seinen Einbettungs- und Remineralisierungsgrad dienen, da sich die Berechnung des Stofftransportes in erster Linie auf diese Größen bezieht. Andere Komponenten der Fazies können einen gewissen Einfluß auf den Stofftransport ausüben, weil sie durch ihr chemisches und physikochemisches Verhalten auf die im Porenwasser gelösten Komponenten wirken, was beispielsweise zu Fällungsreaktionen und Adsorptionen führen kann. In späteren Kapiteln soll hierauf näher eingegangen werden.

3.1.1 Physiographie des Europäischen Nordmeeres

Die Bodentopographie des Europäischen Nordmeeres zeichnet sich durch vier große Tiefseebecken aus, dem Norwegen-, dem Lofoten-, dem Grönland- und dem Boreas-Becken, sowie den kleineren Scoresby- und Blosseville-Becken (Abb. 9).

Das *Norwegen-Becken* ist mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 3200 bis 3600 m das tiefste Becken des Europäischen Nordmeeres. Das Becken grenzt im Osten an den norwegischen Kontinentalschelf und das Vøring-Plateau, im Westen an das Island-Plateau, im Süden an den Island-Faeroe-Rücken und im Norden an die Jan Mayen-Bruchzone. Das Becken wird durch eine Spreizungszone, den sogenannten Aegir-Rücken, in zwei etwa gleich große Teile getrennt. Der Aegir-Rücken setzt sich aus zwei parallelen Ketten von Tiefseekuppen zusammen, die durch eine im Mittel 3800 m tiefe Rinne voneinander getrennt werden. Zwei Depressionen von 2600 und 3400 m liegen nahe dem südlichen Ausläufer des Aegir-Rückens.

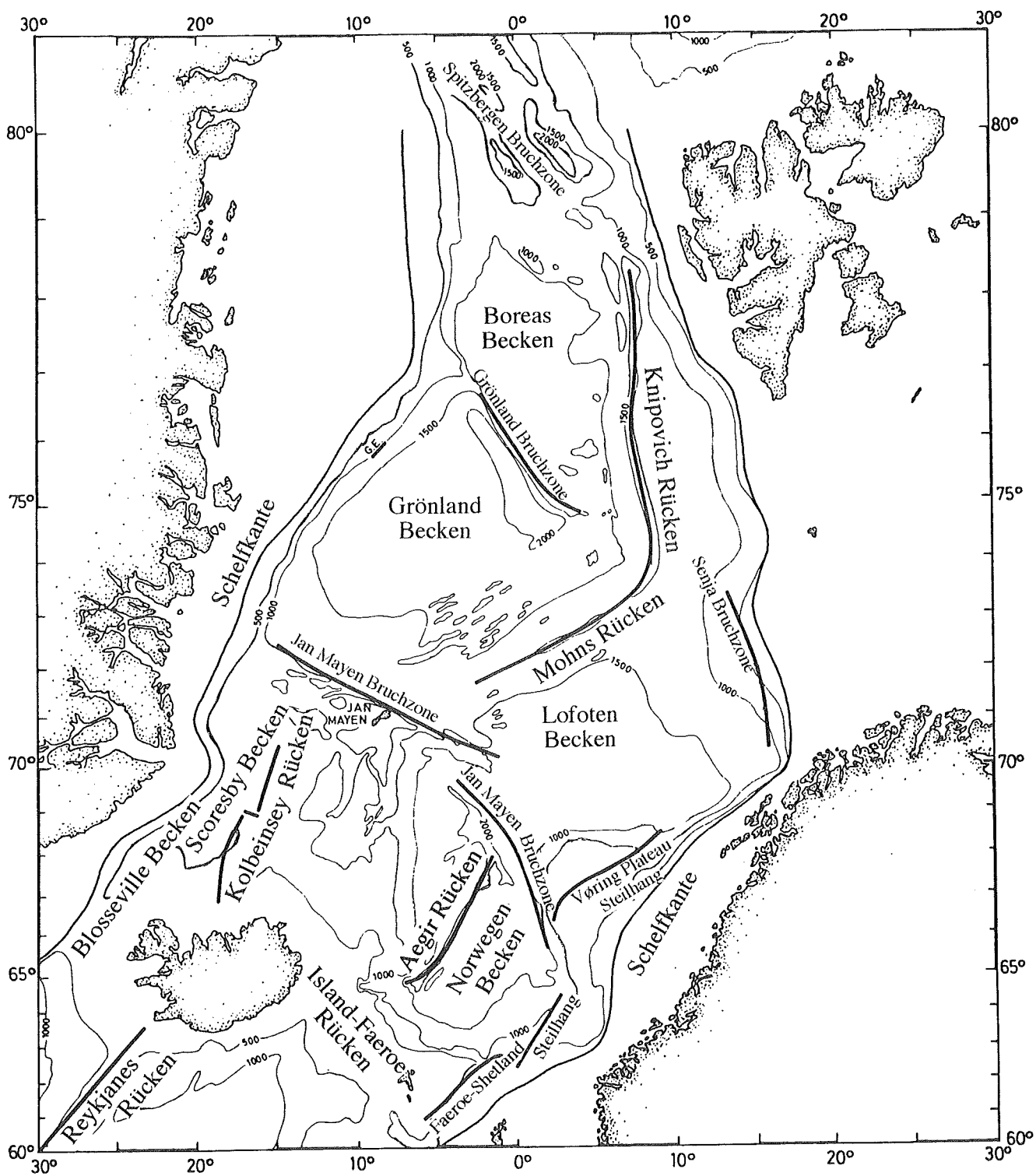


Abb. 9: Übersichtskarte der Morphologie des Europäischen Nordmeeres (Perry, 1986).

Das *Lofoten-Becken*, mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 3200 m, schließt sich nordöstlich an das Norwegen-Becken an. Die Achse des Beckens verläuft mit einem leichten Gefälle (1:10) von Barents See-Schelf im Nordosten in südwestliche Richtung. Die Sedimentbedeckung nimmt in Richtung des Barents See-Schelfes von 1 auf 3 km Mächtigkeit zu.

Das *Grönland-Becken*, mit einer durchschnittlichen Wassertiefe zwischen 3600 und 3700 m, liegt, getrennt durch den Mohns-Rücken, in nordwestlicher Nachbarschaft des Lofoten-Beckens. Weitere topographische Begrenzungen stellen im Nordosten die Grönland-Bruchzone, im Nordwesten der grönländische Kontinentalschelf und im Südwesten die Jan Mayen-Bruchzone dar. Das Becken fällt von Südwest nach Nordost ab.

Das *Boreas-Becken*, mit einer durchschnittlichen Wassertiefe von 3200 m, ist das kleinste der großen Tiefseebecken und grenzt im Südosten, getrennt durch die Grönland-Bruchzone, an das Grönland-Becken an. Weitere topographische Begrenzungen stellen im Westen der grönländische Kontinentalhang, im Norden die Spitzbergen-Bruchzone und im Osten der Knipovich-Rücken dar.

Die dominierende bathymetrische Struktur des Europäischen Nordmeeres ist ein *mittelozeanischer Rücken*, der eine direkte Fortsetzung des Mittelatlantischen Rückens darstellt. Diese mittelozeanische Schwelle wird vom Kolbeinsey-, Mohns- und Knipovich-Rücken gebildet.

Der *Kolbeinsey-Rücken* bildet das Segment des mittelozeanischen Rückens zwischen Island und Jan Mayen und besteht aus einer Reihe von parallel verlaufenden Rücken, in einer Wassertiefe zwischen 370 und 1400 m, die voneinander durch 1000 bis 1400 m tiefe Täler getrennt sind. Im Norden endet der Kolbeinsey-Rücken an der Jan Mayen-Bruchzone, einer südöstlich verlaufenden linearen transversen Depression des Meeresbodens vor Jan Mayen.

Der *Mohns-Rücken* ist das nordöstlich verlaufende mittelozeanische Segment zwischen Jan Mayen, bzw. der Jan Mayen-Bruchzone und etwa $73^{\circ}30'N/8^{\circ}0'O$. Der Rücken setzt sich aus einer Reihe parallel verlaufender Rücken in 1000 bis 2000 m Wassertiefe zusammen, die voneinander durch 2600 bis 3400 m tiefe Täler getrennt werden.

Bei $73^{\circ}30'N/8^{\circ}0'O$ schließt sich der 600 km lange, in nördliche Richtung verlaufende, *Knipovich-Rücken* an. Die Bathymetrie dieses Rückens ist durch weit auseinander liegende Seeberge mit Distanzen zwischen 40 und 80 km gekennzeichnet, die 900 bis 1600 m unter die Wasseroberfläche ragen. Die Täler zwischen den Rückenrücken reichen in Wassertiefen zwischen 3200 und 3400 m.

3.1.2 Hydrographie des Europäischen Nordmeeres

Die beschriebene Bodentopographie übt einen starken Effekt auf die Oberflächen- und Tiefenzirkulation und Verteilung der Wassermassen im Europäischen Nordmeer aus (Johannessen, 1986). Abbildung 10 zeigt die Oberflächenströmungssysteme im Europäischen Nordmeer. Das durch den Faroe-Shetland-Kanal einströmende Atlantikwasser bildet den *Norwegen-Strom*, der sich, in nördlicher Richtung bewegend, dem Kontinentalhang vor Norwegen anpaßt. Ein Teil des Norwegen-

Stromes gelangt als *Nordkap-Strom* in die Barents See, während ein anderer Teil als *Westspitzbergen-Strom*, dem Barents See-Schelf folgend, in Richtung Spitzbergen fließt. Südlich von Spitzbergen vereinigt sich der Westspitzbergen-Strom mit dem aus der Barents See gelangten *Ostspitzbergen-Strom*, unterschichtet das kältere, weniger saline arktische Oberflächenwasser und fließt zum einen, dem Kontinentalhang westlich und nördlich von Spitzbergen folgend, in die Arktis und bildet zum anderen in der Grönlandsee, unterhalb des arktischen Oberflächenwassers, zusammen mit dem *Jan-Mayen-Strom*, einen großen Wirbel. Das in die Arktis gelangte Wasser des Westspitzbergen-Stromes dreht unter dem arktischen Ozean gegen den Uhrzeigersinn, bewegt sich darauf zurück durch die Grönland-Spitzbergen-Passage und bildet den sich südwärts bewegenden *Ostgrönland-Strom*. Bevor der Ostgrönland-Strom durch die Dänemark-Straße zurück in den Atlantik abfließt, spaltet sich nördlich von Island der, sich in Richtung Irland bewegende, *Ostisland-Strom* ab. Ein weiteres wichtiges Stromsystem ist der *Norwegische Küstenstrom*, der den Austausch von brackigem Küstenwasser mit dem Norwegen-Strom erzeugt. Der Strom fließt dicht unterhalb der norwegischen Küste entlang, vereinigt sich mit dem Norwegen-Strom und gelangt mit diesem zusammen in die Barents See.

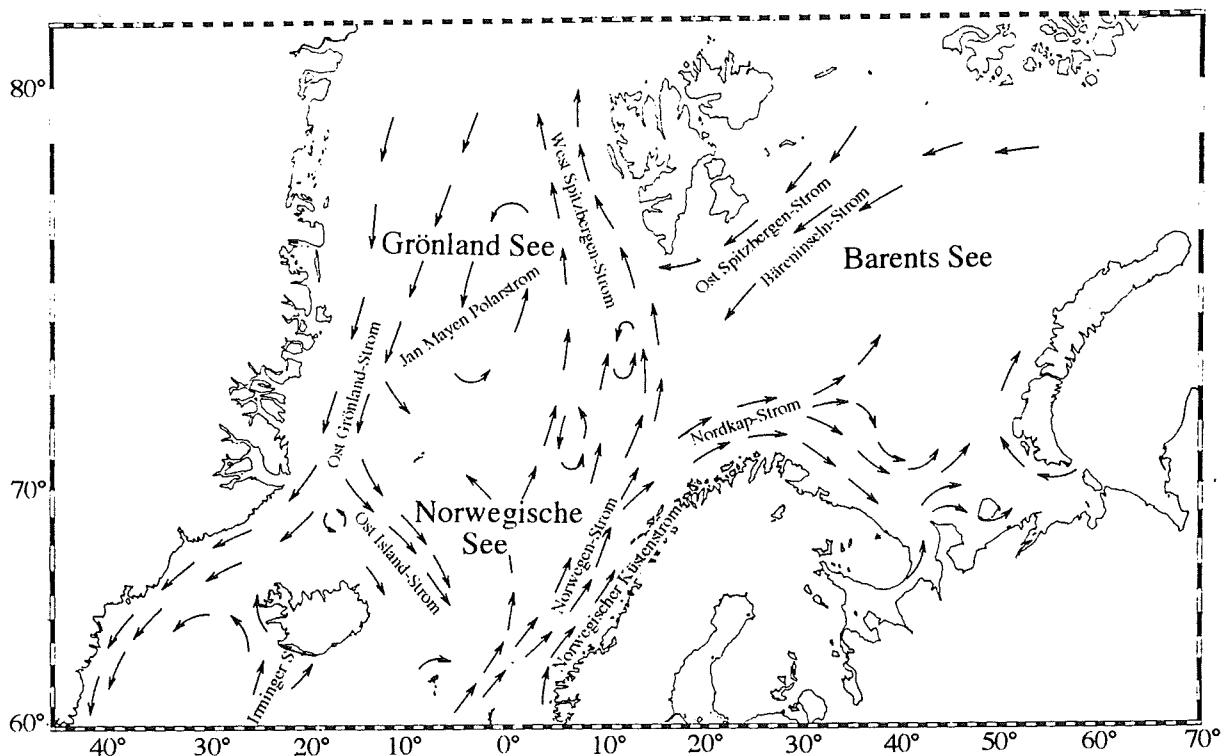


Abb. 10: Die Oberflächenströmungssysteme im Europäischen Nordmeer (Trangeled, 1974).

Die Wassersäule des Europäischen Nordmeeres setzt sich aus unterschiedlichen Wassermassen zusammen:

Das *Atlantic Water (AW)* fließt, mit einer Salinität von annähernd 35,3, durch den Faeroe-Shetland-Kanal und erreicht Spitzbergen mit einer auf 35 verminderten Salinität. Auf seinem Weg sinkt seine Temperatur von 8°C auf 3°C (Winter) bzw. von 10°C auf 6°C (Sommer). In der Norwegischen See ist als AW jenes Wasser mit einer Salinität von 35 definiert, ungeachtet seiner Temperatur.

Die Salinitäten des *Norwegian Sea Deep Water (NSDW)* und des *Greenland Sea Deep Water (GSDW)* sind in einer Wassertiefe zwischen 600 und 800 m, mit jeweils 34,92, gleich. Die Temperatur des NSDW beträgt 0°C und sinkt auf -1°C in Wassertiefen unterhalb 2000 m.

Das in der Arktis gebildete *Polar Water (PW)* wird mit dem Ostgrönland-Strom in die Grönlandsee transportiert. Diese Wassermasse bildet durchschnittlich die obersten 150 m des Stromes. Die Temperatur des PW variiert im Winter zwischen -1,5°C an der Oberfläche und 0°C in 150 m Wassertiefe. Die Salinität steigt in diesem Tiefenintervall von 30 auf 34.

Das *Arctic Surface Water (ASW)* der Islandsee ist ein Mischwasser aus PW des Ostgrönland-Stromes und AW des Norwegen-Stromes.

Die Temperatur und Salinität des *Arctic Intermediate Water (AIW)* liegen zwischen 0°C und 2°C bzw. 34,8 und 35. Das AIW überlagert das NSDW und wird durch Vermischung aus abgekühltem, salinerem AW und NSDW gebildet.

Das *Polar Intermediate Water (PIW)* ist in der Nähe des Ostgrönland-Stromes in der Dänemark-Straße lokalisiert. Seine Temperatur liegt unterhalb 0°C und die Salinität ist geringer als 34,7.

Das *North Icelandic Winter Water (NIWW)* bildet sich im Winter nördlich von Island. Seine Temperatur beläuft sich zwischen 2°C und 3°C und die Salinität zwischen 34,85 und 34,90. Die Wassermasse bildet sich, durch einen saisonalen Strömungsrichtungswechsel von Schelfwasser, bei der Mischung mit AW und ASW.

Das *Norwegian Coastal Water (NCW)* des Norwegischen Küstenstromes besteht aus Wasser einer geringeren Salinität als 35. In Küstennähe sinkt die Salinität, durch Mischung mit brackigem Fjord-Wasser, auf unter 32.

Über die Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer liegen unterschiedliche Anschauungen vor. Nansen (1906), sowie Helland-Hansen und Nansen (1909) vermuteten, daß das Tiefenwasser im Winter hauptsächlich in der Grönlandsee und weniger in der Norwegensee gebildet wird. Dabei erzeugt die winterliche Abkühlung, kurz vor der Bildung des Meereises, Oberflächenwasser von größerer Dichte, als in der darunter liegenden Wassermasse. Das Resultat sei ein Absinken des Oberflächenwassers in tiefere Wasserschichten. Metcalf (1955, 1960) zeigte, daß das dichtere Oberflächenwasser nicht vertikal in die Tiefe absinkt, sondern beim Absinken den Isopycnen folgt.

Killworth (1979) führte die Bildung des Tiefenwassers auf die Existenz von kurzlebigen, intensiven, tiefreichenden vertikalen Konvektionszellen zurück. Gascard und Clarke (1983) beobachteten die Bildung von tiefreichenden wirbelähnlichen Strukturen ($\varnothing \approx 3$ km), die höher salines Wasser einschlossen und von den Fronten wegtransportierten, bis sie in mehrere kleinere Wirbel zerbrachen

und verschwanden. Die Wirbel- und Konvektionszellen-Theorie erscheint plausibel und könnte die Bildung des Tiefenwassers im Europäischen Nordmeer erklären (Swift, 1986).

Die unterschiedlichen Systeme von warmen und kalten Wassermassen erzeugen im Europäischen Nordmeer ozeanische Frontensysteme, die permanente und scharfe Abgrenzungen zwischen diesen unterschiedlichen Wassermassen darstellen. Die Grenzen sind Konvergenz-Zonen mit intensiven Wechselwirkungen zwischen kaltem, weniger salinem und warmem, salinem Wasser. Abbildung 11 zeigt die Lage dieser ozeanographischen Fronten im Europäischen Nordmeer.

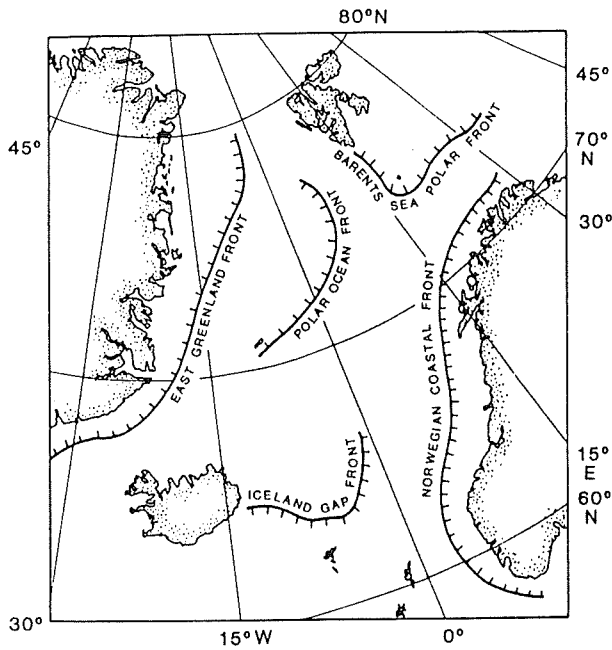


Abb. 11:

Die Lage der ozeanographischen Fronten im Europäischen Nordmeer (Swift, 1986).

Die *Iceland Gap Front* liegt zwischen Island und den Faeroe-Inseln und dehnt sich höchstwahrscheinlich noch bis zu den Shetlands aus. Sie zeichnet sich im Sommer wie im Winter durch einen starken Temperatur- und Salinitätsgradienten, von 3°C bzw. von 0.3 bis 0.4 im Sommer und annähernd doppelt so hohen Gradienten im Winter, aus. Die Front entsteht durch das Zusammentreffen des wärmeren, salineren AW mit den kälteren, weniger salinen Wassermassen des Ostisland-Stromes.

Die *Polar Ocean Front*, zwischen Jan Mayen und Spitzbergen, korreliert mit der Lage des Mohns-Rückens, der eine ozeanographische Grenze darstellt. Im Sommer ist der Temperaturgradient in 100 m Wassertiefe stärker als an der Oberfläche. Die Front bildet sich durch das Aufeinandertreffen des Westspitzbergen-Stromes mit dem kälteren und weniger salinen Jan Mayen-Polarstrom.

Zwischen Spitzbergen und den Bäreninseln liegt die *Barents Sea Polar Front*. Sie bildet sich durch das Zusammentreffen des Ostspitzbergen- und des Bäreninseln-Stromes (kälter, weniger salin) mit den beiden Ästen des ehemaligen Norwegen-Stromes, d.h. dem Westspitzbergen- und dem Nordkap-Strom.

Die *East-Greenland-Front* bildet sich aus dem Ostgrönland-Strom. Der Temperaturgradient beträgt im Sommer 3°C. Im Winter liegt nur noch ein Gradient in der Salinität vor.

Die *Norwegian Coastal Front* wird durch den Salinitätsgradienten zwischen dem Norwegen- und dem Norwegischen Küstenstrom gebildet. Beim Vergleich von Abbildung 10 mit Abbildung 11 wird ersichtlich, daß die ozeanographischen Frontensysteme des Europäischen Nordmeeres sehr genau mit dem vorherrschenden Strömungsregime korrelieren.

3.1.3 Fazies des Europäischen Nordmeeres

Abgesehen von lokal begrenzten vulkanischen Aschenlagen können die Tiefseesedimente des Europäischen Nordmeeres als eine Mischung von glazial-marinem Detritus, Tonen aus terrigenem erodiertem Material und Komponenten des biogenem Detritus angesehen werden, wobei letzterer hauptsächlich aus den Kalkschalen planktischer Foraminiferen besteht. In Abbildung 12 ist die Zusammensetzung der klastischen Oberflächensedimente des Europäischen Nordmeeres gezeigt. Die Verteilung grober Sedimentpartikel (Partikeldurchmesser $> 62 \mu\text{m}$) spiegelt den glacial-marinen, biogenen und vulkanischen Ursprung von Sedimenten wieder. Durch die starke Sedimentation von Foraminiferen-Schalen besitzen die Sedimente südlich von Island und zwischen Island und Norwegen einen hohen Grobfractionsanteil. Zwischen Grönland und Spitzbergen bilden eisverdriftete Sande einen Großteil der Grobfraktion. Vulkanogene Komponenten konzentrieren sich vor Teilen der ostgrönländischen Küste, sowie um Island und Jan Mayen herum. Dort besteht weit über 50% der Sedimentfraktion zwischen 50 und 500 μm aus vulkanischen Bestandteilen. Der größte Teil des Meeresbodens der Norwegischen See ist mit sandigen Tonen, Mergel (Sande oder Tone mit einem hohen Kalkanteil) und Schlämmen bedeckt. Bei den terrigenen Sanden weit vor der norwegischen und der grönländischen Küste, sowie auf dem Island-Faeroe-Rücken handelt es sich höchstwahrscheinlich um eisverdriftete Relikte aus dem Pleistozän. Die Feinfraktion ($< 2\mu\text{m}$) der Sedimente besteht hauptsächlich aus Smectiten und Illiten. Auf dem Island-Faeroe-Rücken besteht die Feinfraktion zu 65% aus diesen beiden Mineralien. Von diesem werden die Smectite und Illite abgetragen und mit dem Norwegen-Strom in die Grönland- und die nördliche Norwegensee transportiert. Dort nimmt der Anteil der Mineralien in der Feinfraktion auf unter 40% ab. Die Analysen der Carbonatfraktion von Tiefseesedimente im Europäischen Nordmeer zeigen, daß die Bruchstücke planktischer Foraminiferen die hauptsächliche Komponente der Sedimentzusammensetzung bildet. Die Produktion planktischer Foraminiferen ist in den relativ warmen Wassern des Norwegen-Stromes und in der Norwegensee am höchsten, was zu einem Carbonatanteil von 30 bis 70% in den darunter liegenden Sedimenten führt. Im Einflußgebiet des kalten Ostgrönland-, Jan Mayen- und Ostisland-Stromes, sowie der Grönlandsee sinkt die Produktion der Foraminiferen stark ab. Damit verbunden ist ein Absinken der Carbonatfraktion in den entsprechenden Sedimenten, die nur noch maximal 10% beträgt.

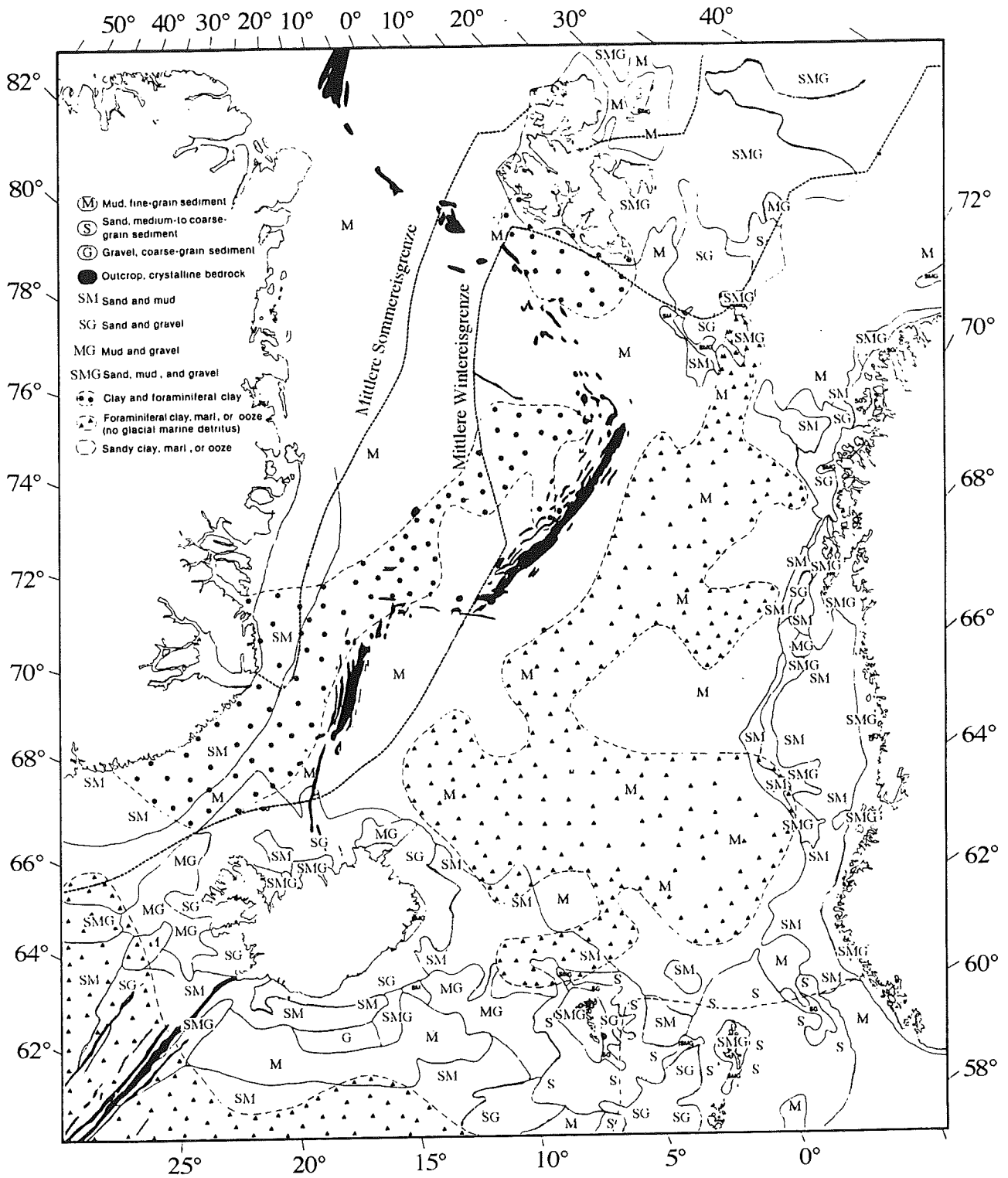


Abb. 12: Zusammensetzung der Oberflächensedimente im Europäischen Nordmeer (Vogt, 1986).

Die Carbonatlösung scheint in den heutigen Meeresbecken des Europäischen Nordmeeres von untergeordneter Bedeutung zu sein, da die Lysocline, die beispielsweise für den angrenzenden Nordatlantik bei etwa 4500 m Wassertiefe liegt, selten überschritten werden kann. Abgesehen von

einigen Beobachtungen in geologischen Kernen aus den tiefsten Teilen des Grönland- und Boreas-Beckens zeigen die planktischen Foraminiferen daher keine oder nur sehr geringfügige Lösungserscheinungen.

Der Gehalt an akkumuliertem Kohlenstoff in den Sedimenten des Europäischen Nordmeeres liegt mit 0.5 bis 1% hoch (vergl. Abb. 17).

Durch den Einfluß des Norwegen-Stromes ist das Seegebiet der Norwegisch-Grönländischen See als hochproduktiv für die Bildung von biogenem Opal, der Gerüstsubstanz der Diatomeen, Silico-Flagellaten und Radiolarien, anzusehen (Lisitzin, 1967). Die vom kälteren Ostgrönland-Strom beeinflussten Gebiete zeigen hingegen eine verminderte Produktion an biogenem Opal. Ein Großteil des silikatischen Detritus wird bereits in den obersten 1000 m der Wassersäule, parallel zum Abbau des organischen Materials, gelöst (Schrader und Schuette, 1981). Nach dem Erreichen des Sediments finden weitere starke Lösungsprozesse statt, so daß nur ein Bruchteil des primär produzierten Opals im Sediment akkumuliert. So zeigte Balzer (1987), daß durchschnittlich weniger als 1% der jährlichen Zufuhr an Opal in den Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See akkumuliert. Der Gehalt an biogenem Opal liegt in den Sedimenten des Europäischen Nordmeeres im Durchschnitt zwischen 1 und 3%.

3.1.4 Physiographie des Nordatlantiks

Der *Reykjanes Rücken*, zwischen der Charlie-Gibbs-Bruchzone und Island, der südlich daran anschließende *Mittelatlantische Rücken*, mit einem bis zu 1000 m tiefem Zentralgraben, als aktives Zentrum der Spreizungszone und die großen Transformverwerfungen (Charlie-Gibbs-, Pico-Ost-Azoren-, Oceanographer-, Atlantis-, Kane-, Fifteen-Twenty-, Vema- und St. Paul-Bruchzone) stellen dominierende tektonische und physiographische Strukturen im Nordatlantik dar (Emery und Uchupi, 1984). Der Mittelatlantische Rücken überragt die zu beiden Seiten gelegenen Tiefseebecken (Abb. 13a) auf seinem nördlichen Teil um etwa 2000 bis 3000 m und im südlichen um etwa 1000 m. Die mittelatlantische Spreizungszone bewirkt ein Auseinanderdriften der ozeanischen Platten, mit einer Geschwindigkeit von etwa 1.4 cm a^{-1} . In Verbindung mit pelagischen Sedimentationsraten, zwischen 0.03 und 1.0 cm ka^{-1} , ist die Sedimentauflage, in weiten Bereichen um die Achse des mittelozeanischen Rückens, sehr gering. An den Spreizungsgürtel (primary ridge) des Mittelatlantischen Rückens (Abb. 13b) schließt sich das mehr oder minder zerklüftete, flach abfallenden Flankensystem an (Abb. 13c), das, bedingt durch die Bodentopographie, variierende Sedimentmächtigkeiten und -verteilungen zeigt. Das Flankensystem geht in die durchschnittlich 5000 m tiefen Tiefseebenen des Nordatlantiks über (Abb. 13d). Die Ebenen im nordwestlichen Atlantik (Sohm-, Hattaras-, und Nares-Tiefseebene) stehen durch den Eintrag von erodiertem kontinentalem Material unter einem starken terrigenen Einfluß.

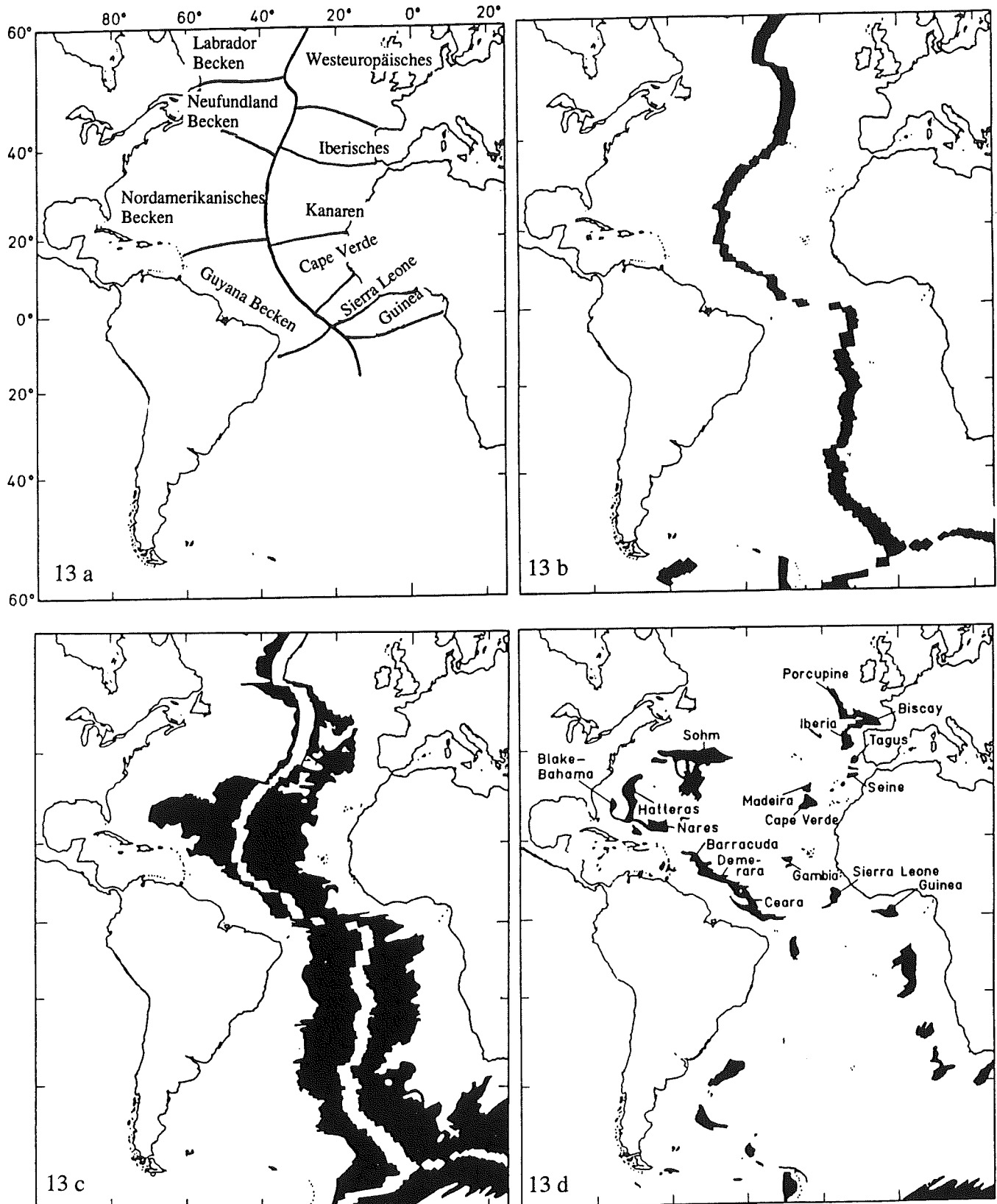


Abb. 13: Übersicht über die Lage a) der nordatlantischen Becken, b) des Mittelatlantischen Spreizungsgürtels, c) der Flanken des Spreizungsgürtels und d) der Tiefsee-Ebenen (Emery und Uchupi, 1984).

Analog bestehen die Sedimente der Tiefseebenen zwischen der Ostflanke der Mittelatlantischen Rückens und den Kontinentalhängen Afrikas und Europas (Iberische -, Tanguis-, Madeira- und Cap Verde-Tiefseebene) größtenteils aus aufgefülltem terrigenem Material. Der Eintrag des terrigenen Materials geschieht hauptsächlich durch Rutschungen, die ihre Fracht aus terrigenen Sanden und feinerem pelagischen Material über hunderte von Kilometern, den Kontinentalhang hinab, in die Tiefseebenen transportieren und dort *Turbidite* erzeugen. Die Sedimentmächtigkeiten der Tiefseebenen betragen durchschnittlich über 1000 m. Zu den Kontinenten hin gehen die Tiefseebenen schließlich in die zunehmend stärker ansteigenden Kontinentalhänge über. Die Sedimente der Kontinentalhänge besitzen Mächtigkeiten von teilweise mehr als 10 km. Durch die konstante Driftgeschwindigkeit der ozeanischen Platten besteht ein primärer Zusammenhang zwischen dem Krustenalter und der Sedimentmächtigkeit.

3.1.5 Hydrographie des Nordatlantiks

Abbildung 14 zeigt das System der Oberflächenströmungen im Nordatlantik. Eines der global größten Oberflächenströmungssysteme ist der *Golf-Strom*, der allerdings nur einen kleinen Teil im Gesamtsystem darstellt.

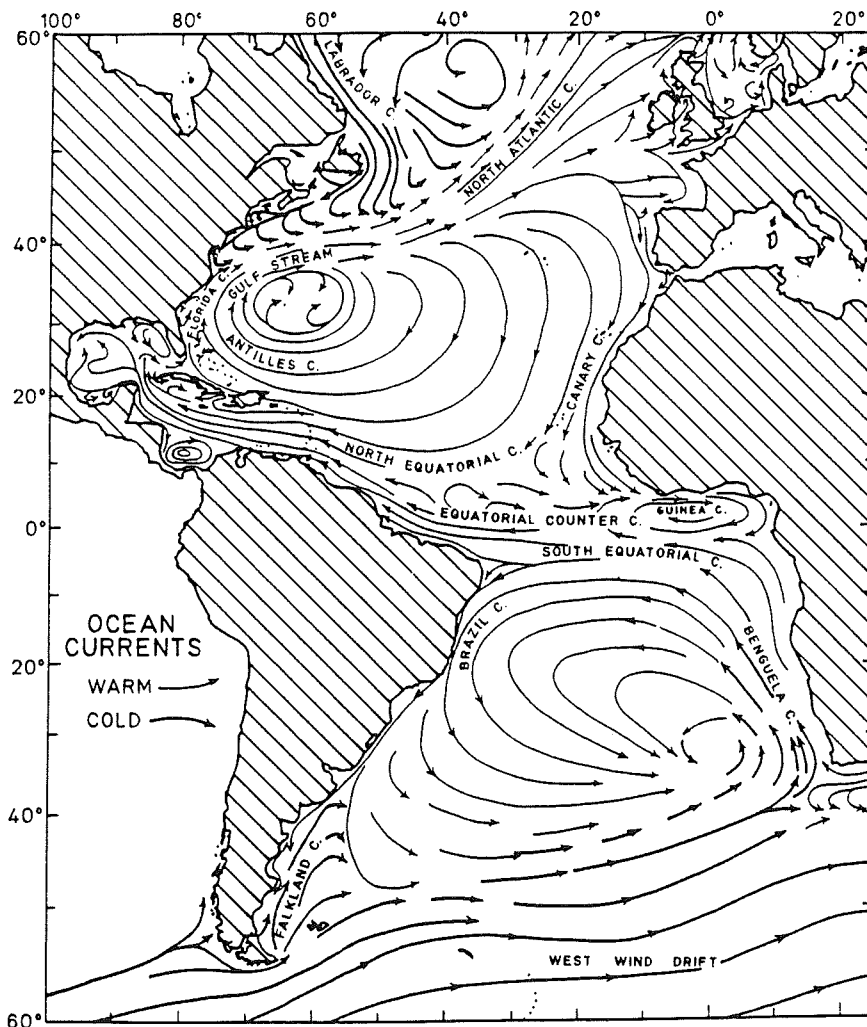


Abb. 14:
Die Oberflächenströmungen im Nordatlantik (Emery und Uchupi, 1984).

Die *Süd- und Nordäquatorialen Strömungen* werden durch die äquatoriale Winddrift angetrieben. Der *Nordäquatoriale Strom* transportiert seine Wassermassen entlang der nördlichen Küste Südamerikas, gabelt sich bei den Westindischen Inseln, wobei ein Teil in die Karibische See bzw. den Golf von Mexiko und ein anderer Teil, sich mit dem *Antillen-Strom* vereinigend, vor den Westindischen Inseln weiter in nordwestliche Richtung fließt. Vor der Küste Floridas vereinen sich die beiden Teilströmungen zum *Florida-Strom* und bilden jenseits des nordamerikanischen Kontinentalhangs, vor Kap Hatteras, den *Golf-Strom*. Landseitig bilden sich vor der nordamerikanischen Küste, durch einen gegenläufigen *Küstenstrom*, große Wirbel. Südöstlich von Neufundland treffen der südlich strömende, kalte *Labrador-Strom* und der warme nordöstlich fließende Golf-Strom aufeinander. Dabei gabelt sich der Golf-Strom in den weiter nordöstlich fließenden *Nordatlantik-Strom* und eine östliche Strömung auf. Der Nordatlantik-Strom fließt in das Europäische Nordmeer und bildet dort den eingangs beschriebenen *Norwegen-Strom*. Der östliche Strömungsast überquert den nördlichen Nordatlantik, trifft auf die afrikanische Küste und fließt als *Kanaren-Strom* in südliche Richtung. Vor der westafrikanischen Küste löst sich die Strömung auf und mündet in den *Nordäquatorialen Strom*, und den *Guinea-Strom*, bzw. den saisonal auftretenden *Nordäquatorialen Gegenstrom*.

Die Wassersäule des Nordatlantiks setzt sich aus Wassermassen unterschiedlicher Herkunft zusammen, dem *Northern Component Water (NCW)* und dem *Southern Component Water (SCW)*. Das *NCW* setzt sich aus drei verschiedenen Wassern zusammen. Zwei Wassermassen stammen aus dem nördlichen Europäischen Nordmeer. Die Wassermassen besitzen eine Temperatur von $\sim -1^{\circ}\text{C}$, sowie eine Salinität von 34.91 und werden hinter den morphologischen Barrieren zwischen Island und Grönland bzw. Island und den Britischen Inseln zurückgehalten. Periodisch und besonders im Winter, während der Meereis- und der damit einhergehenden Tiefenwasserbildung, überschreiten diese Wassermassen die Barrieren und fließen als *Norwegian Sea Overflow Water (NSOW)* in den tiefen Nordatlantik ab. Die Schwelle zwischen Island und Grönland wird vom *Denmark Strait Overflow Water (DSW)* überschritten. Östlich von Island fließt das *Gibbs Fracture Zone Water (GFZW)* in die östlichen Becken des Atlantiks. Bedingt durch die Bodentopographie fließt dieses Wasser, im Bereich des Rockall-Plateaus, erst in südliche Richtung um das Rockall-Plateau herum, darauf wieder in nördliche Richtung, formt dabei die Feni-, Hatton- und Bjorn-Sedimentdriften, bevor es durch die Gibbs-Bruchzone den Mittelatlantischen Rücken überschreitet. Auf der westlichen Seite vereinigen sich das *DSW* und das *GFZW*, fließen in südliche Richtung und treffen vor der Südspitze Grönlands mit der dritten Komponente, dem *Labrador Sea Water (LSW)*, zusammen. Entlang dem amerikanischen Kontinentalhang fließt das *NCW* in die Becken des Südatlantiks ab. Im Bereich der *Subpolaren Konvergenz* schiebt sich kaltes, salines Oberflächenwasser unter das Oberflächenwasser des Nordatlantiks und bildet das südwärts fließende Nordatlantische Zwischenwasser.

Das *Southern Component Water (SCW)* wird in Weddel-See der Antarktis gebildet. Die im Süd-Winter auftreibenden Wassermassen des tiefen Zirkumpolarstromes werden an der Meeresoberfläche des Schelfes abgekühlt. Bei der Bildung von Meereis sinkt das kalte, dichtere Wasser den

Kontinentalhang hinunter und fließt als *Antarctic Bottom Water (AABW)*, an der Westseite des Mittelatlantischen Rückens in Richtung Norden. Der nordwärtige Fluß des AABW wird erst auf $\sim 31^\circ\text{S}$ durch die Rio Grande Schwelle gestoppt. Durch einen Einschnitt in dieser Schwelle, der Vema Passage, ist ein weiterer Fluß in den westlichen Nordatlantik möglich. Weiterhin kommt es in der Weddel-See zur Bildung des *Antarctic Intermediate Water (AAIW)*. Dabei handelt es sich um kaltes polares Oberflächenwasser, das sich an der *Antarktischen Konvergenz (Polarfront)* unter die wärmeren, weniger salinen subantarktischen Oberflächenwasser schiebt.

Die Tiefenwasser der Becken des Ostatlantiks werden durch Tiefenwasser des westlichen äquatorialen Atlantiks gebildet, die den Mittelatlantischen Rücken durch die Romanche- (2°S) und Vema-Bruchzonen-Passage (10°N) passieren.

Eine weitere Wassermasse im Nordatlantik stellt das *Mittelmeer-Ausstromwasser* dar. Bedingt durch eine höhere Salinität von ~ 38 sinkt das dichtere Ausstromwasser, nach dem Überschreiten der Schwelle in der Straße von Gibraltar, den Kontinentalhang hinab in den Nordatlantik, bis es in einer Wassertiefe von etwa 1000 m, unter Abnahme seiner Salinität, auf Atlantik-Tiefenwasser gleicher Dichte trifft. Die Ausbreitung des *Mittelmeer-Ausstromwasser* kann, durch seine höhere Temperatur (11°C) und seine erhöhte Salinität, bis über den Äquator, zu den Azoren und in die Irische See verfolgt werden. Abbildung 15 vermittelt einen Eindruck über die Schichtung der verschiedenen Wassermassen im Westatlantik (Bickert, 1992):

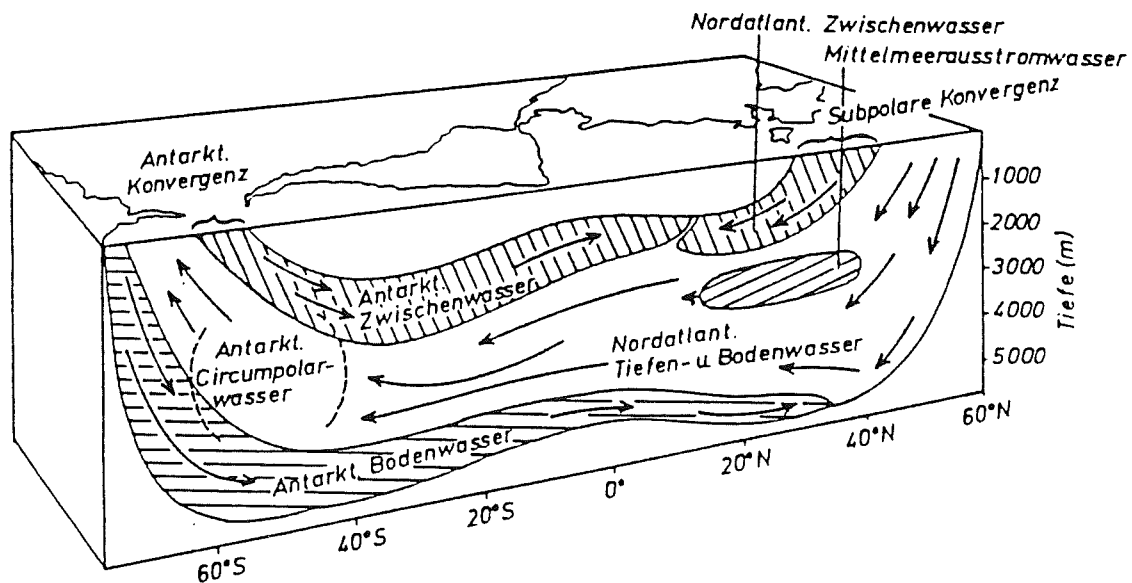


Abb. 15: Verteilung der Wassermassen im tiefen Westatlantik (Bickert, 1992).

In Tabelle 3 sind die typischen Meßwerte wie die potentielle Temperatur (θ), die Salinität (S), die AOU (Apparent Oxygen Utilization) und die Nährstoffkonzentrationen für das NCW und SCW aufgeführt. Aus der Tabelle wird ersichtlich, daß das NCW gegenüber dem SCW zwar sehr viel sauerstoffreicher, aber auch sehr viel ärmer an Nährstoffen ist (Broecker und Peng, 1982).

	θ [°C]	S [‰]	AOU [$\mu\text{mol kg}^{-1}$]	PO ₄ [$\mu\text{mol kg}^{-1}$]	NO ₃ [$\mu\text{mol kg}^{-1}$]	SiO ₄ [$\mu\text{mol kg}^{-1}$]
DSW	1.79	34.195	43	0.97	15.1	11
GFZW	2.81	35.000	50	1.07	16.2	14
LSW	3.5	34.945	43	1.10	17.6	11
NSOW	2.1	34.932	50	1.04	16.1	12
AABW	-0.89	34.647	102	2.14	31.8	112

Tab. 3: Potentielle Temperatur (θ), Salinität (S), AOU und Nährstoffkonzentrationen für das

a) NCW (Northern Component Water):

DSW: Denmark Strait Overflow Water

GFZW: Gibbs Fracture Zone Water

LSW: Labrador Sea Water

NSOW: Norwegian Sea Overflow Water und

b) SCW (Southern Component Water):

AABW: Antarctic Bottom Water

3.1.6 Fazies des Nordatlantiks

Zu den biogenen Bestandteilen der Sedimentfazies zählen Opal, Carbonate und der organische Kohlenstoff. Der *Opal*gehalt der Sedimente im mittleren Nordatlantik beträgt zwischen 0.3 und 1%. Im Bereich des hochproduktiven äquatorialen Auftriebsgebietes steigt der Gehalt auf 1 bis 3% an. Gingle (1992) führt den gesteigerten Opalgehalt dieser Sedimente auf eine vergleichsweise geringe Opallösungsrate zurück, da die Sedimente im Auftriebsgebiet von silikatreichem AABW überlagert werden. Opalgehalte von 1 bis 3% weisen die Sedimente im bioproduktiven Einflußbereich des Golfstromes und vor der südamerikanischen Nordostküste auf (Abb. 16a).

Die größten *Carbonat*gehalte von 75 bis 90% weisen die Sedimente auf dem Mittelatlantischen Rücken auf. Auf Höhe des 30. Breitengrades steigt der Carbonatgehalt auf dem Rücken auf über 90%, was sich auf eine stark herabgesetzte Verdünnung durch terrigene Sedimente zurückführen läßt (Biscaye et al., 1976). Hohe Carbonatgehalte von 25 bis 50% finden sich im Einflußbereich des Golf-Stromes und des Nordäquatorialen Stromes im westlichen Nordamerikanischen Becken bzw. im Guyana Becken und in Sedimenten des Auftriebsgebietes vor der Küste Westafrikas.

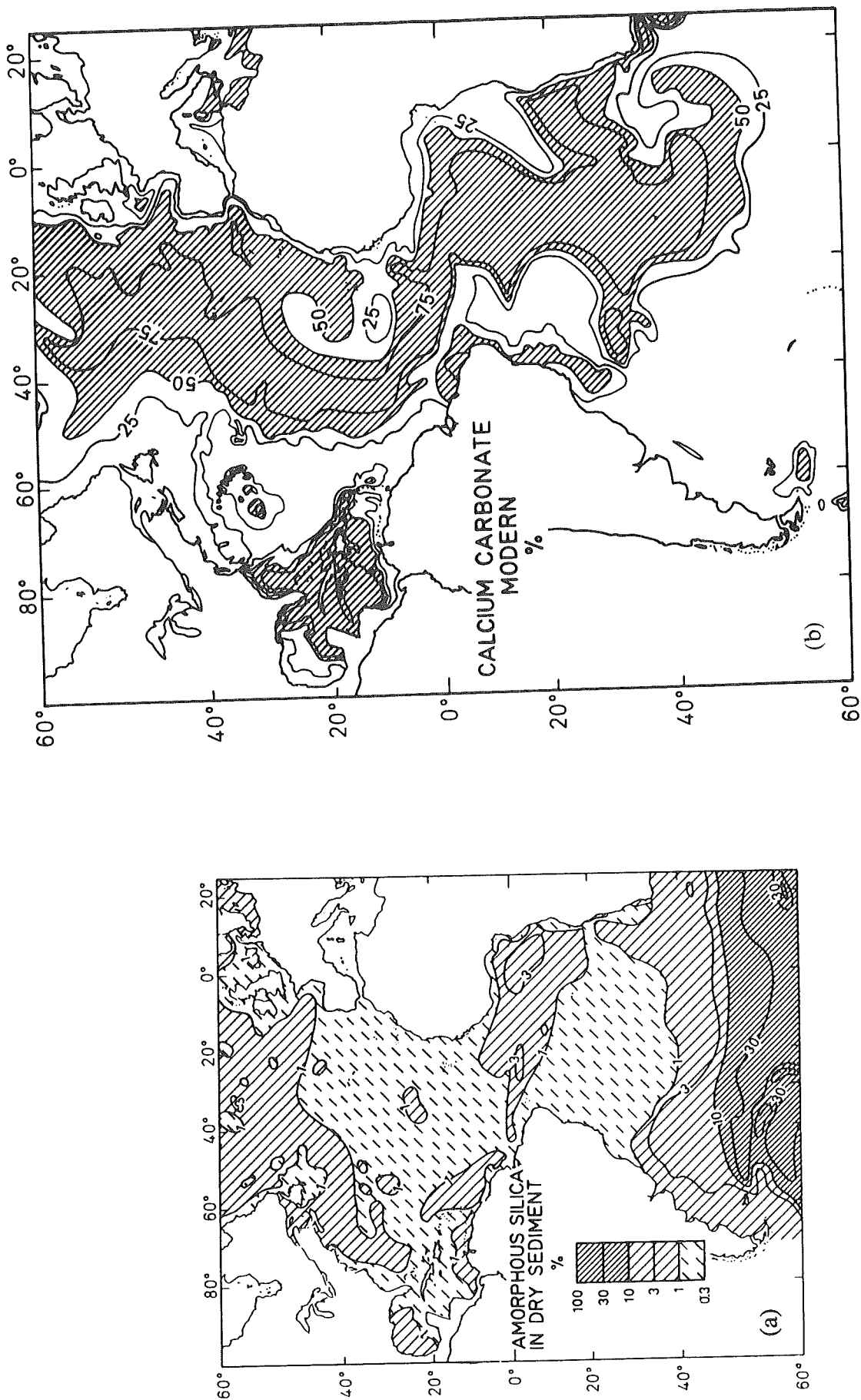


Abb. 16: Verteilung von (a) amorphem Silikat (Opal) und (b) Calciumcarbonat in den Oberflächen-sedimenten des Nordatlantiks (Emery und Uchupi, 1984).

Zu beiden Seiten des Mittelatlantischen Rückens und in den nordatlantischen Tiefseebenen nimmt der Carbonatgehalt auf unter 10% ab. Die Carbonatverarmung der Tiefseesedimente ist zum einen auf eine Überschreitung der "Carbonate Compensation Depth" (CCD), die im Nordatlantik bei etwa 4500 m liegt und zum anderen auch auf den Einfluß des kohlen säurearmen AABW zurückzuführen.

Dies wird daraus ersichtlich, daß die CCD auf der westlichen, der stärker vom AABW-beeinflußten Seite des Mittelatlantischen Rückens in flacheren Wassertiefen zu finden ist, als auf der östlichen (Takahashi, 1976) (Abb. 16b).

Abbildung 17 zeigt die Verteilung von *organischem Kohlenstoff* in den Oberflächensedimenten des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres. Der Gehalt liegt auf dem Mittelatlantischen Rücken mit <0.25% am niedrigsten. In den Becken zu beiden Seiten des Rückens steigt der Kohlenstoffgehalt auf 0.25 bis 0.5% und an den Kontinentalhängen auf Werte zwischen 0.5 und 1% (Abb. 17). Eine bedeutender Anteil der Sedimente im Nordatlantik ist terrigenen Ursprungs. Neben den oben erwähnten Rutschmassen von den Kontinentalhängen und der damit einhergehenden Bildung von Turbiditen in den Tiefseebenen bilden windverdriftete (Prospero und Carlson, 1972), eistransportierte (Ruddiman, 1977a, b) und durch Flüsse (Milliman und Meade, 1983) eingetragene terrigene Materialien einen großen Anteil des sedimentären Materials. Das terrigene Material bildet die Fein- bzw. Tonfraktion (Partikelgröße: < 2 µm) der pelagischen Sedimente des Nordatlantiks, die sich aus den Tonmineralien Chlorit, Illit, Kaolinit und Smektit zusammensetzt (Abb. 18 a-c).

Das Vorkommen von *Chlorit* ist typisch für glacial erodierte, d.h. kalte Regionen der Kontinente, in denen die chemische Verwitterung vermindert ist. Dem entsprechend bildet Chlorit auch zwischen 20 und 40% der Feinfraktion in den pelagischen Sedimenten nördlich des 50° N, sowie in den, vom St. Lawrence-Strom, beeinflussten Sedimenten vor der nordöstlichen Küste des nordamerikanischen Kontinents. Der St. Lawrence-Strom verfrachtet seine glaciale Schwebfracht in die Strömung vor der Küste, von wo aus sie in die großen nordatlantischen Oberflächenströmungssysteme, d.h. den Golf- bzw. den Nordatlantik-Strom gelangen, wodurch Chlorite nordwärts weit in den Nordatlantik hinaus transportiert werden. Weiterhin verfrachten die eingangs ausführlich beschriebenen Bodenströmungen im Westatlantik Chlorit weit in südliche Richtung. In den derart beeinflussten Regionen besteht die Feinfraktion zwischen 10 und 20% aus Chlorit. Im übrigen Nordatlantik sinkt der Chloritgehalt auf unter 10% (Abb. 18a).

Illit ist ein Bestandteil vieler Böden und von grobkörnigem, glimmerhaltigem Silikatgestein. Nördlich des 30. Breitengrades bildet Illit, mit über 60% der Feinfraktion, den Hauptbestandteil der pelagischen Sedimente. In den übrigen nordatlantischen Sedimenten beträgt der Illit-Anteil zwischen 40 und 60% der Feinfraktion. Vor der Südostküste des nordamerikanischen Kontinents, im Golf von Mexiko und vor Äquatorialafrika sinkt der sedimentäre Illit-Anteil, durch eine Verdünnung mit anderen Tonmineralien, auf 20 bis 40%. Neben dem Flußeintrag von Illit wird das Mineral durch windverdriftetes Material aus Wüstenregionen in den Nordatlantik eingetragen (Abb. 18b).

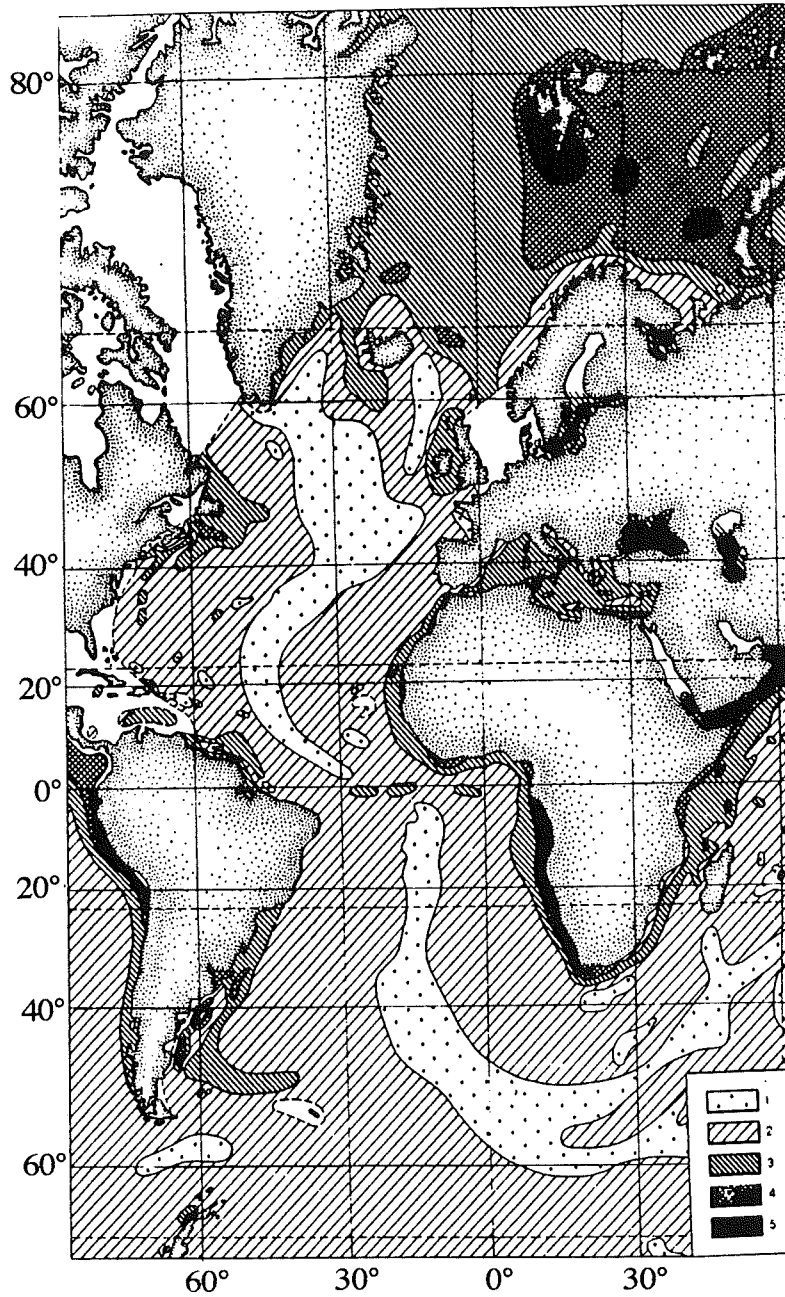


Abb. 17: Verteilung von organischem Kohlenstoff in den Oberflächensedimenten des Nordatlantiks und Europäischen Nordmeeres, mit 1 = <0.25%; 2 = 0.25 – 0.5%; 3 = 0.51 – 1.00%; 4 = 1.01 – 2.00%; 5 = >2.00% (Romankevich, 1984).

Kaolinit ist ein Erosionsprodukt feldspathaltigen Gesteins aus heißen humiden Klimaten. Das Mineral bildet einen großen Anteil in den roten Böden im Bereich der afrikanischen Guineaküste und des nördlichen bzw. nordöstlichen Südamerika. In den Sedimenten des äquatorialen Atlantiks, bis etwa zum 20. Breitengrad, liegt der Kaolinit-Anteil der Feinfraktion zwischen 20 und 40%.

Zwischen dem 30. und 40. Breitengrad sinkt der Anteil auf 10 bis 20% und nimmt in höheren Breiten auf weniger als 10% der Feinfraktion ab (Abb. 18c).

Smektit (Montmorillonit) ist ein typisches Verwitterungsprodukt vulkanischer Aschen und Gesteine. Der Anteil an der Feinfraktion liegt in den nordatlantischen Sedimenten generell zwischen 10 und 20%. Vor der südamerikanischen Nordostküste und in Sedimenten vor dem südöstlichen Nordamerika steigt der Smektitanteil, durch Flußeinträge und Einträge aus den Küsten-Ebenen, auf 20 bis 40%. Um den 40. Breitengrad nimmt der sedimentäre Smektitanteil auf unter 10% ab (Abb. 18d).

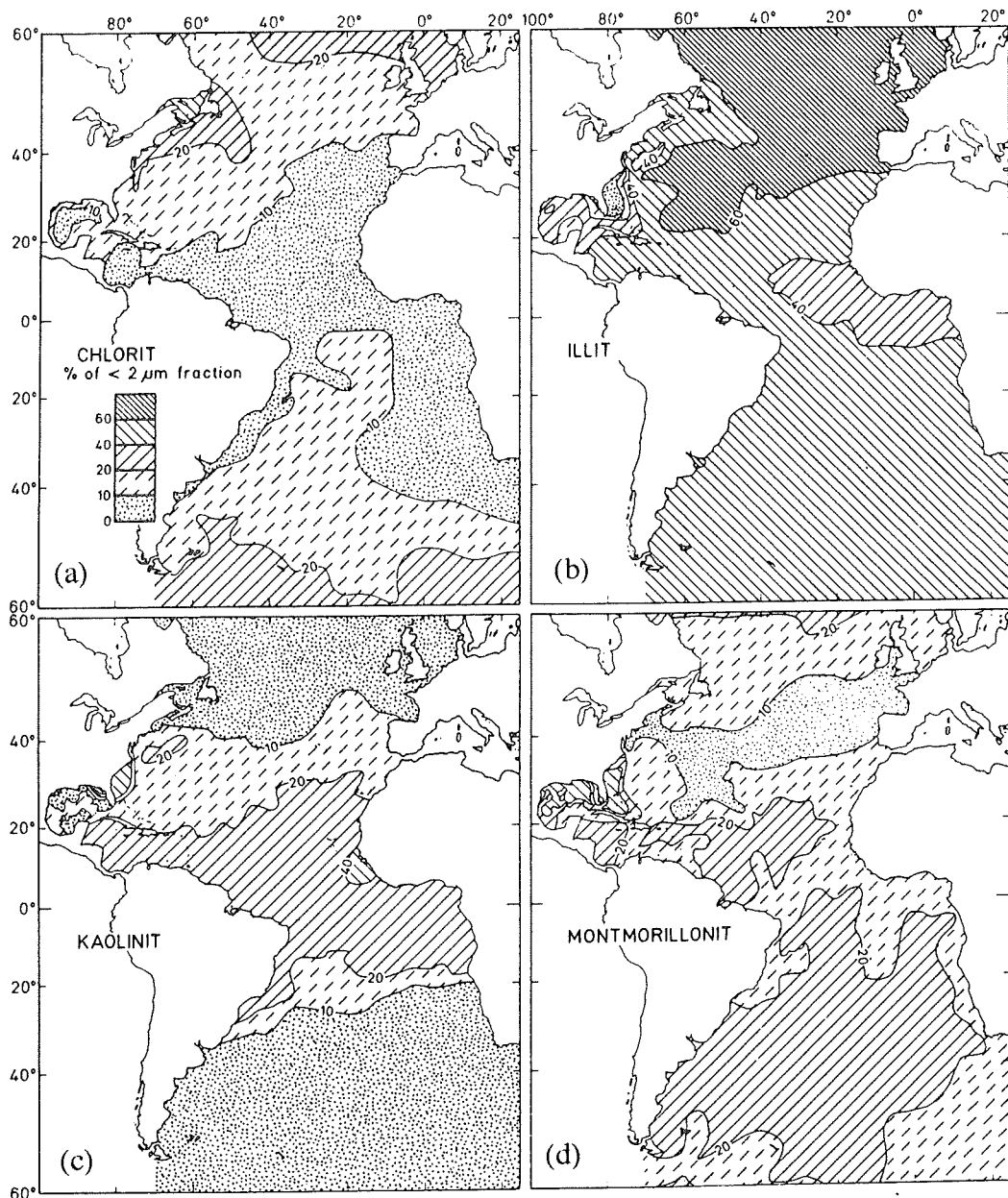


Abb. 18: Verteilung von Chlorit (a), Illit (b), Kaolinit (c) und Smektit (Montmorillonit) (d) in der Feinfraktion nordatlantischer Sedimente (Emery und Uchupi, 1984).

3.2 Probenmaterial und Probenentnahme

Im Zuge der METEOR-Fahrtabschnitte *M17/2* (Tromsø – Reykjavik, 09.08 bis 29.08.1991) und *M26/1* (La Valetta – Edinburgh, 24.08 bis 25.09.1994) sind Sedimentkerne, mit Hilfe des Multicorers (MUC) und teilweise des Großkastengreifers (GKG), im Bereich des nördlichen und nordwestlichen Nordatlantiks an folgenden Stationen entnommen worden (Tab. 4, Abb. 19).

Station	GIK-Nr.	Breite	Länge	Wassertiefe	Gerät	Seegebiet
M17/533	23413-3	54° 49,9'N	18° 23,1'W	1052 m	MUC	Rockall-Trog
M17/538	23414-7	53° 32,3'N	20° 17,3'W	2181 m	MUC	Rockall-Trog
M17/541	23415-8	53° 19,7'N	19° 08,7'W	2475 m	MUC	Rockall-Trog
M17/548	23416-5	51° 34,0'N	20° 00,0'W	3628 m	MUC	Rockall-Trog
M17/550	23417-7	50° 40,4'N	19° 26,1'W	3843 m	GKG	Rockall-Trog
M17/551	23418-5	52° 33,0'N	20° 20,1'W	2836 m	GKG	Rockall-Trog
M17/551	23418-6	52° 30,0'N	20° 20,1'W	2842 m	MUC	Rockall-Trog
M17/554	23419-5	54° 57,6'N	19° 45,4'W	1487 m	GKG	Rockall-Trog
M17/554	23419-7	54° 57,7'N	19° 45,3'W	1488 m	MUC	Rockall-Trog
M26/452(L1)	–	33° 08,5'N	21° 58,5'W	5317 m	MUC	Madeira-Becken
M26/458(E2)	–	54° 17,3'N	25° 52,5'W	3070 m	MUC	Porcupine-Becken
M26/459(D2)	–	57° 24,5'N	28° 14,7'W	2568 m	MUC	Hatton-Rockall-B.

Tab. 4: Lokationen an denen eigene Sedimentkerne entnommen worden sind (METEOR-Reisen M17/2 und M26/1).

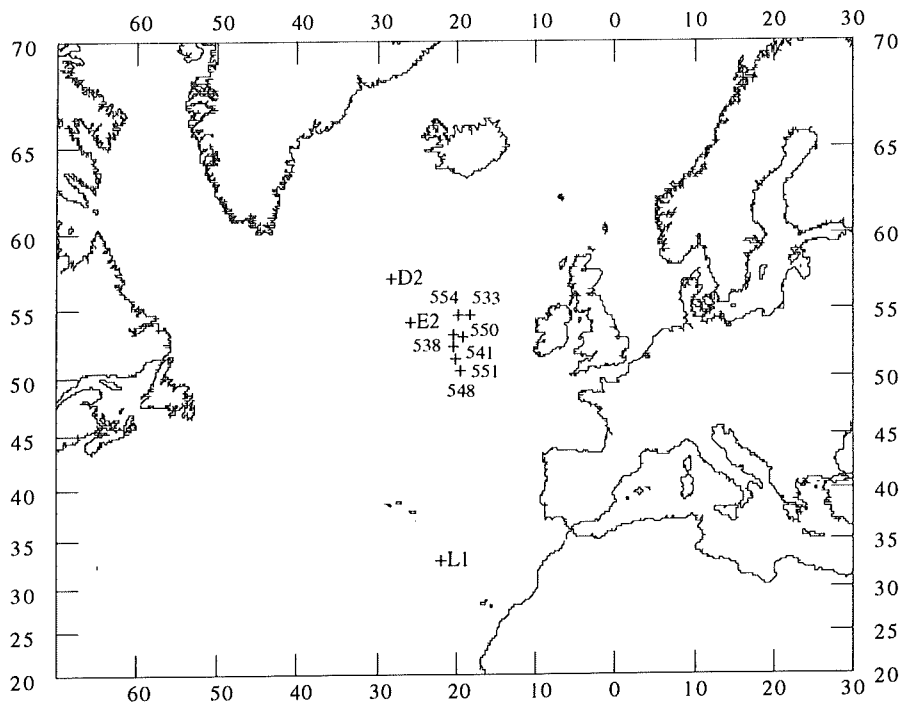


Abb. 19: Übersichtskarte über die Lage der angelaufenen METEOR-Stationen.

Das gewonnene Probenmaterial wurde sofort nach dem Einholen des Kerngerätes in den, zwischen etwa 2 und 4°C temperierten Kühlraum des Schiffes gebracht, um Temperatureinflüsse auf das Kernmaterial möglichst auszuschließen. Am ersten Multicorer-Rohr (Innen-Ø: 120 mm) wurde mit einer vierpoligen Widerstandssonde der Formationsfaktor des Sediments bestimmt. Weiterhin wurde mit Hilfe einer präparierten 30 ml-Einwegspritze eine hohe vertikale Auflösung der Tiefenverteilung der Konzentrationen an anorganischen und organischem Kohlenstoff erzielt. Dazu wurde der Spritzenzylinder vorsichtig bei arretiertem Kolben in das Sediment geführt, um eine unerwünschte Sedimentkompression weitgehend zu vermeiden. Nach dem Entfernen der gefüllten Spritze wurde der Kolben vorsichtig entfernt und von der gegenüberliegenden Seite wieder in den Spritzenzylinder eingeführt. Die Spritze wurde in eine Haltevorrichtung eingespannt und der Kolben um definierte Strecken (2 bis 5 mm-Intervall) nach oben bewegt. Die Sedimentscheibchen wurden mit einem Spatel abgeschabt und in Rollrandgläser überführt. Diese Proben wurden bis zur Gefrietrocknung bei 2°C gelagert. Ein zweites Multicorer-Rohr wurde für die Porenwassergewinnung verwendet. Nach dem Abtrennen von Bodenwasserproben für die Nährsalz- und Sauerstoffbestimmung aus dem, dem Sediment im Rohr, überstehenden Wasser wurde das Sediment, nach dem Ablassen eines Großteils des überstehenden Wassers, mittels eines Teflon-Stempels nach oben aus dem Rohr herausgedrückt und mit Hilfe von Paßringen in folgenden Millimeter-Intervallen segmentiert: 0-5, 5-10, 10-20, 20-30, 30-40, 60-70, 90-100 mm etc. . Das Porenwasser wurde mittels Druckfiltration bei 200 bis 400 kPa mit Preßluft aus den Sedimentsegmenten gewonnen und dabei über 2 µm Natriumacetatfilter filtriert. Als Preßvorrichtung wurde eine säuregereinigten Teflon-Pressen verwendet (Abb. 20).

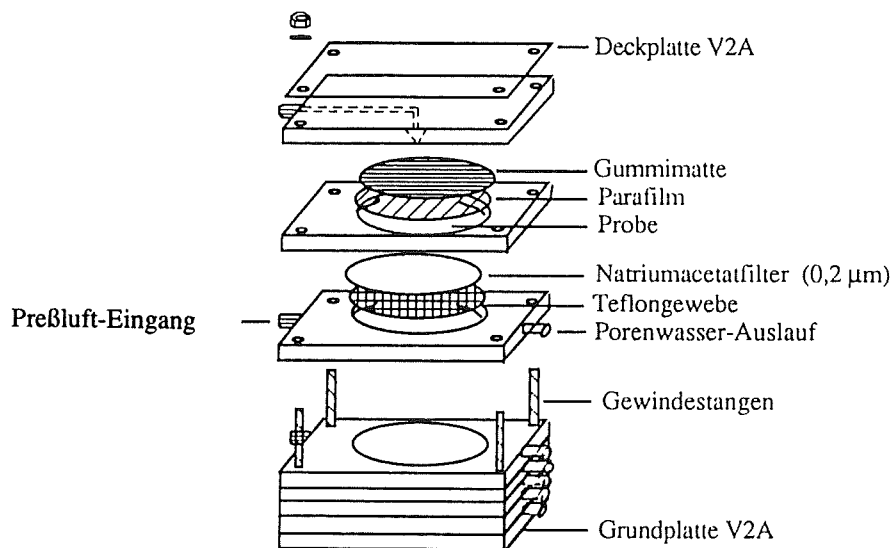


Abb. 20: Teflon-Preßvorrichtung zur Porenwassergewinnung (nach Balzer, Uni Bremen).

Das gewonnene Porenwasser wurde mit wenigen Tropfen konzentrierter Salzsäure auf pH 1 angesäuert und bis zur chemischen Analyse bei 2 bis 4°C gelagert. Die ausgepreßten Sedimentsegmente wurden in Kautex®-Vierkantdosen abgefüllt und ebenfalls im Kühlraum gelagert.

3.3 Analytische Verfahren

Folgende Komponenten des Porenwasser sind noch an Bord von FS Meteor analysiert worden. Die Messung der Sedimentparameter, außer der der Formationsfaktoren, erfolgte nach Abschluß der Reise:

Porenwasserkomponente	Methode	Gerät
Ammonium (NH ₄ ⁺)	Photometrie Potentiometrie	Autoanalyser Ionenselektive Elektrode
Nitrit (NO ₂ ⁻)	Photometrie	Autoanalyser
Nitrat (NO ₃ ⁻)	Photometrie	Autoanalyser
Phosphat (PO ₄ ³⁻)	Photometrie	Autoanalyser
Silikat (SiO ₄ ⁴⁻)	Photometrie	Autoanalyser
Gesamtcarbonat (Σ CO ₂)	Chromatographie Potentiometrie	Gaschromatograph Ionenselektive Elektrode
Sauerstoff (O ₂)	Iodometrie (Winkler) Polarographie	Motorbürette Mikroelektrode
Sedimentparameter		
Formationsfaktor (f)	Widerstandsmessung	Eigenbau
Organischer Kohlenstoff (C _{org})	Elementaranalyse	CHN-Analysator
Anorganischer Kohlenstoff (C _{anorg})	Elementaranalyse	CHN-Analysator

Geräte

Ammonium, Nitrit, Nitrat, Phosphat und Silikat

a) Autoanalyser

Analysemethoden: Nach Grasshoff et al. (1983)

Nährsalz	Absorption [nm]	Opt. Meßbereich [μmol l ⁻¹]	Meßgenauigkeit [μmol l ⁻¹]	Störungen
Ammonium	610	0 – 10	± 0.10	keine
Nitrit	520	0 – 3	± 0.02	HS ⁻
Nitrat	520	0 – 10	± 0.10	NO ₂ ⁻ , HS ⁻
Phosphat	880	0 – 5	± 0.03	SiO ₄ ⁴⁻ , HS ⁻
Silikat	660	0 – 150	± 0.10	PO ₄ ³⁻

Gesamtcarbonat

b) Gaschromatograph

Gaschromatograph: GC 14A FID-GC der Fa. Shimadzu

Säule: Porapak-Q 80/100 (Länge: 180 cm, ID: 2 mm Glas), Fa. Alltech, Deerfield IL, USA

Meßgenauigkeit: $\pm 0.1 \text{ mmol l}^{-1}$

Ein definiertes Volumen der Porenwasserprobe wird in halbkonzentrierte Phosphorsäure eingespritzt. Das verdrängte Kohlendioxid gelangt mit dem Trägergas in die GC-Säule und wird detektiert.

c) Ionenselektive und polarographische Elektroden

Ammonium:

Ionenselektive Elektrode der Fa. Microelectrodes Inc., Londonderry (USA)

Typ: Micro Ammonia Electrode, MI-740

Meßbereich: $1 \mu\text{mol l}^{-1}$ bis $1 \text{ mol l}^{-1} \text{NH}_4^+$

Empfindlichkeit: 53 mV/ Dekade

Ansprechzeit: 2-3 min

Referenzelektrode: Ag/AgCl

Gesamtcarbonat:

Ionenselektive Elektrode der Fa. Microelectrodes Inc., Londonderry (USA)

Typ: Micro Carbon Electrode, MI-720

Meßbereich: 10^{-2} bis $10^{-4} \text{ mol l}^{-1} \Sigma \text{CO}_2$

Empfindlichkeit: 0.4 mV/ mm CO_2

Ansprechzeit: < 1 min

Referenzelektrode: Ag/AgCl

Autocal-pH-Meter PHM 83, Fa. Radiometer, Copenhagen (DK)

Meßbereich: -2000 bis + 2000 mV

Meßgenauigkeit: $\pm 1 \text{ mV}$, $\pm 0.1\%$ der Ablesung

Drift, Nullpunkt: < 0.1 mV/°C

Sauerstoff

Polarographische Mikroelektrode der Fa. Diamond General, Ann Arbor (USA)

Typ: Clark, 737GC

Meßbereich: 0 bis $> 500^{-6} \text{ mol l}^{-1} \text{O}_2$

Meßstrom: 10 bis 60 pA

Ansprechzeit: 0.2 sec

Referenzelektrode: Ag/AgCl

Registrierung: Picoamperemeter, X/Y-Schreiber

d) Formationsfaktor

Sonde: Selbstgebaute vierpolige Widerstandssonde nach Andrews und Bennet (1981).

Meßgerät: Eigenbau vom Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven

e) Elementaranalyse

Organischer und anorganischer Kohlenstoff

CHN-Analysator NA 1500 Series 2 der Fa. Carlo Ebra Instruments

Standardabweichung: 0.1%

Absolutabweichung: 0.2%

$\Sigma C_{\text{Org/anorg}}$: 5-10 mg gefriergetrocknetes Sediment werden in selbstgefertigten Aluminiumtiegelchen im Sauerstoffstrom verbrannt. Die Eichung erfolgt mit Acetanilid.

C_{Org} : 5-10 mg dergleichen Probe werden in einem selbstgefertigtem Silbertiegelchen mit 1 Tropfen konzentrierter Salzsäure behandelt, um die Carbonate zu verdrängen. Nach der Säurebehandlung werden die Proben wie oben weiterbehandelt. Das Meßwertpaar $C_{\text{Org}}/C_{\text{anorg}}$ ergibt sich durch die Differenzbildung $\Sigma C_{\text{Org/anorg}} - C_{\text{Org}}$.

4.1 Fremddaten

Neben den selbst erhobenen Daten ist das, von verschiedenen Autoren, publizierte Datenmaterial über den Nordatlantik bzw. das Europäischen Nordmeer von entscheidender Bedeutung gewesen. Zu erwähnen sei, daß zwar eine große Vielfalt an Porenwasserprofilen und -daten aus den unterschiedlichsten Regionen des Nordatlantiks publiziert ist, aber zum größten Teil handelt es sich dabei um Profile aus Schwere-, Kolben- und Kastenlotkernen, die für die vorliegende Arbeit nicht verwendet werden konnten, da es sich um Profile mit einer zu geringer vertikaler Auflösung für den Bereich der Sediment/Wassergrenzschicht handelt, d. h. die Porenwasserproben sind in teilweise sehr großen vertikalen Abständen gewonnen worden. Für die Bestimmung der Gradienten dicht unterhalb der Sediment/Wassergrenze konnten dieses sehr umfangreiche Datenmaterial daher nicht verwendet werden.

Vorrangig befaßte sich die Fremddatenerhebung mit,

- 1) den Porenwasserprofilen und Flußraten der Nährstoffe Nitrat (Nitrit, Ammonium) Phosphat und Silikat (Abb. 21a-d), sowie den Sauerstoffprofilen und der Zusammensetzung der lokalen Oberflächensedimente (z.B. dem Gehalt an organischem und anorganischem Kohlenstoff),
- 2) der Suche nach geeignetem Daten- und Kartenmaterial über die Faziesverteilung (Opal, Silikat, Calciumcarbonat, organischer Kohlenstoff) und Sedimentationsraten,
- 3) der Suche nach geeigneten Primärproduktionskarten und -daten und
- 4) der Auswertung nautischer Karten zum Erhalt genauer Wassertiefen.

Neben einzelnen publizierten Einzelmeßergebnisse liegen folgende größere Datensätze vor:

1) Porenwasserprofile und Sedimentuntersuchungen

BALZER, W. (1989): Datensätze aus der Norwegisch-Grönländischen See und vom Vøring-Plateau, die während der Ausfahrten A1/3, A4/3 (FS Polarstern), P119, P128/2, P137, P142 (FS Poseidon) und M2/1, M7/3, M7/5 (FS Meteor) gewonnen worden sind.

Porenwasserprofile: Nitrat, Ammonium, Phosphat und Silikat.

Sedimentuntersuchungen: Gehalt organischem Stickstoff und Kohlenstoff, Opal, Mangan und Eisen.

CHRISTENSEN, J.P. und ROWE, G.T. (1984): Datensätze aus dem Nordwestatlantik.

Porenwasserprofile: Nitrat, Nitrit, Ammonium und Mangan.

FROELICH, P.N. et al. (1979): Datensätze aus dem östlichen Nordatlantik.

Porenwasserprofile: Nitrat, Phosphat, Ammonium, Gesamtcarbonat, Mangan und Eisen.

GOLOWAY, F. und BENDER, M. (1982): Nitratdatensätze vom Bermuda-Rise.

WILSON, T.R.S. et al. (1985): Datensätze aus der Cap Verde- und Madeira-Tiefseebene.

Porenwasserprofile: Nitrat, Phosphat, Silikat, Sauerstoff und Mangan.

Sedimentuntersuchungen: Silikat, Calciumcarbonat, organischer Kohlenstoff und Mangan.

RUTGERS VAN DER LOEFF, M.M. und LA VALEYE, M.S.S. (1986): Datensätze aus dem nordöstlichen Atlantik (Biscaya-Tiefseebene).

Porenwasserprofile: Nitrat, Nitrit, Phosphat, Silikat, Sauerstoff und Alkalinität.

Sedimentuntersuchungen: Organischer Kohlenstoff.

RUTGERS VAN DER LOEFF, M.M. (1990): Datensätze aus dem nordöstlichen Atlantik.

Porenwasserprofile: Nitrat, Silikat, Alkalinität, Sauerstoff, Eisen und Mangan

Sedimentuntersuchungen: Mangan und Eisen.

JAHNKE, R.A. et al.(1989): Porenwasserdatensätze aus dem östlichen tropischen Nordatlantik.

Porenwasserprofile: Nitrat, Nitrit, Ammonium, Silikat, Phosphat, Sauerstoff und Mangan.

Sedimentuntersuchungen: Organischer Kohlenstoff.

LAMMERS, S. (persönliche Mitteilung): Datensätze aus dem Europäischen Nordmeer

Porenwasserprofile: Nitrat, Nitrit, Ammonium, Silikat, Phosphat und Gesamtcarbonat

SAYLES, F.L. (1979): Datensätze aus dem Venezuela-Becken

Porenwasserprofile: Silikat und Gesamtcarbonat.

Sedimentuntersuchungen: Calciumcarbonat und Silikat.

SAYLES, F.L. (1981): Datensätze aus dem Labrador- und Neufundland-Becken.

Porenwasserprofile: Silikat und Carbonat.

Sedimentuntersuchungen: Calciumcarbonat und Silikat.

SAYLES, F.L. und CURRY, W.B. (1988): Datensätze aus dem westlichen Nordatlantik.

Porenwasserprofile: Nitrat, Gesamtcarbonat und Mangan.

Sedimentuntersuchungen: Calciumcarbonat.

PFANNKUCHE, O. (1993): In situ Sauerstoffrespirationmessungen aus dem Europäischen Nordmeer und dem nördlichen Ostatlantik.

3) Daten über Fazies und Sedimentationsraten

BERGER, W.H. (1974): Karten über die Klassifizierung von Tiefseesedimenten.

BISCAYE, P.E. und KOLLA, V. (1976): Karte über den prozentualen Calciumcarbonatgehalt in Oberflächensedimenten des Atlantiks.

EMERY, K.O. und UCHUPI, E. (1984): Karte über die Sedimentationsraten im Nordatlantik.

COPPEDGE, M.L. und BALSAM, W.L. (1991): Verteilung von organischem Kohlenstoff in den Sedimenten und Daten über Sedimentationsraten im Nordatlantik und Europäischen Nordmeer.

PREMUZIC, E.T. (1980): Karte über die Verteilung von organischem Kohlenstoff in den Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres.

ROMANKEVICH, E.A. (1984): Karte über die globale Verteilung von organischem Kohlenstoff in Oberflächensedimenten.

RONA, P.A. (1980): Kartenwerk über die Klassifizierung und den Calciumcarbonatgehalt von Oberflächensedimenten und Sedimentationsraten im mittleren Nordatlantik.

ROWE, T.R. und GARDNER, W.D. (1981): Karten über die Sedimentationsraten im Atlantik.
 UDINTSEV, G.B. (1989/90): Karten über die Verteilung von Tonmineralien, Opal, Silikat
 Calciumcarbonat, und organischen Kohlenstoff.

4) Primärproduktionsraten und Sinkstofffallenergebnisse

BERGER, W.H. et al. (1987): Primärproduktionskarten.
 BERGER, W.H. (1989): Primärproduktionskarten.
 HARTGRAVE, B.T. (1985): Sinkstofffallendaten über die Phytoplanktonproduktion und
 Berechnung des Flusses von organischem Kohlenstoff aus der Wassersäule für den NNW-, NNO-,
 SNW- und SNO-Atlantik, sowie für die Kontinentalhänge des Atlantiks.
 HONJO, S. (1990), HONJO, S. et al. (1993): Sinkstofffallendaten aus dem Europäischen Nordmeer
 und dem mittleren Ostatlantik.
 LUNDGREEN, U. (pers. Mitteilung): Sinkstofffallenergebnisse aus den mittleren Ostatlantik.
 MINTROP, L.J. (1990): Sinkstofffallendaten vom Vøring-Plateau.
 PEINERT, R. et al. (1987): Sinkstofffallendaten aus dem Europäischen Nordmeer.
 SARNTHEIN, M. et al. (1987): Sinkstofffallendaten aus dem westlichen Nordatlantik.
 SUESS, E. (1980): Daten über die Primärproduktion und Fluß an organischem Kohlenstoff aus der
 Wassersäule (NW-Atlantik).
 WEFER, G. (1982): Sinkstofffallenergebnisse aus dem Europäischen Nordmeer
 WEFER, G. (1989): Daten über den Fluß an organischen Kohlenstoff aus (Sargasso-See, Panama-
 Bucht, Lofoten-Becken, Bäreninseln, Norwegische Tiefseebene, Westnorwegische See, Fram-Straße,
 Grönland-Becken).

5) Bathymetrie

Folgendes in- und ausländisches nautische Kartenmaterial wurde verwendet:

Nr.	Ausgabe	Titel	Institution
379	(1962)	<i>Nord-Atlantischer Ozean (Wegekarte, nördlicher Teil)</i>	DHI
292	(1967)	<i>N-Atlantischer Ozean (östlicher Teil) – Scilly- bis Kanarische Inseln</i>	DHI
520	(1993)	<i>Atlantischer Ozean (Wegekarte, mittlerer Teil)</i>	BSH
385	(1984)	<i>Europäisches Nordmeer mit angrenzenden Gewässern</i>	DHI
1183F	(1989)	<i>Europäisches Nordmeer und Barentssee – Bären Inseln bis Spitzbergen</i>	DHI
155	(1990)	<i>Nordatlantischer Ozean und Polarmeer – Svalbard (Spitzbergen)</i>	DHI
251LC	(1993)	<i>Nordatlantischer Ozean – Island und die Faröer</i>	DHI
961LC	(1993)	<i>Norwegische See – Norwegen bis Jan Mayen</i>	DHI
3273	(1970)	<i>West Indies</i>	Brit. Admiralität
761	(1976)	<i>West India Islands and Caribbean Sea (Northern Sheet)</i>	Brit. Admiralität

761	(1976)	<i>West India Islands and Caribbean Sea (Northern Sheet)</i>	Brit. Admiralität
762	(1974)	<i>West India Islands and Caribbean Sea (Southern Sheet)</i>	Brit. Admiralität
486	(1974)	<i>Jamaica and Pedro Bank</i>	Brit. Admiralität

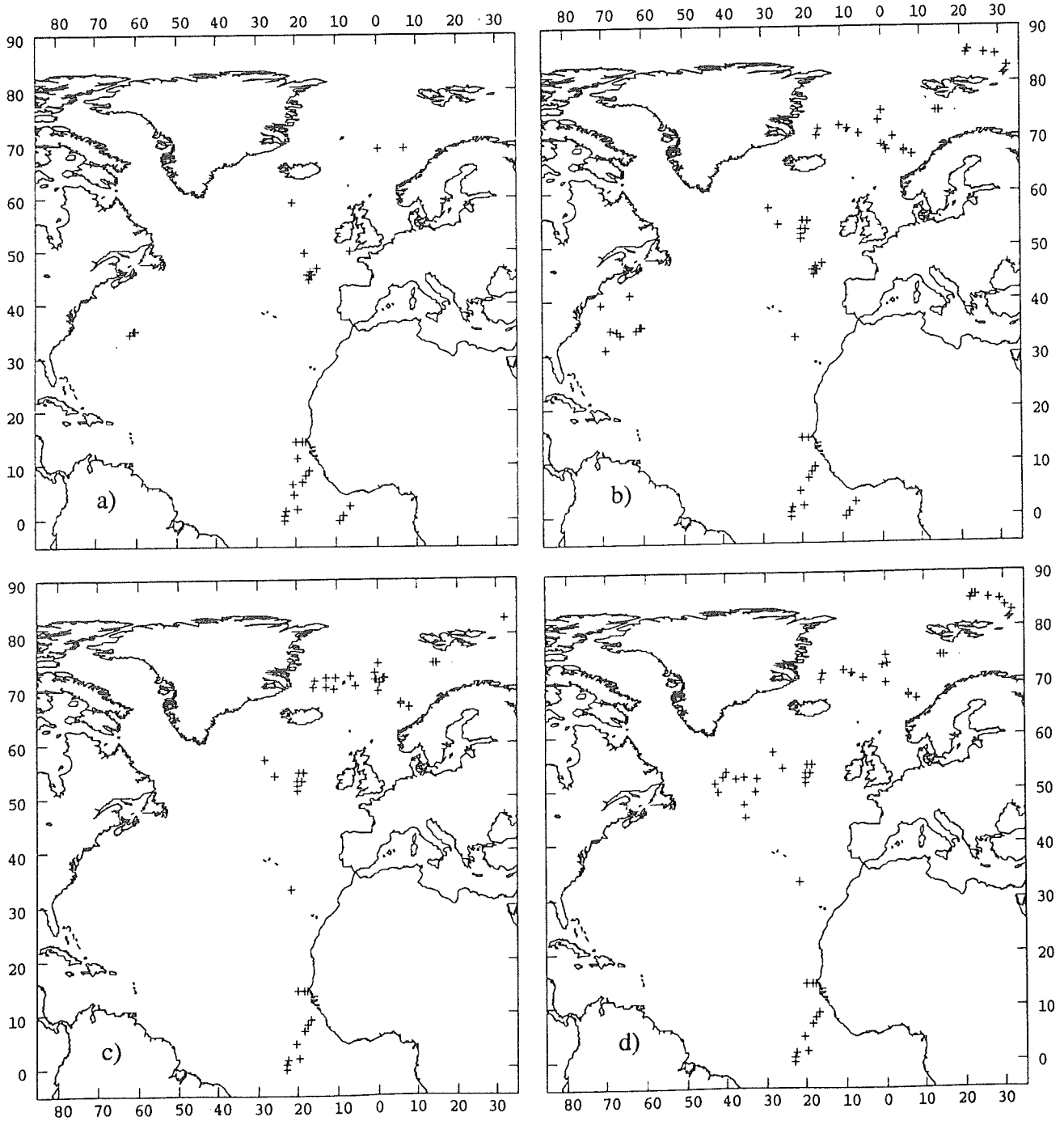


Abb. 21: Verteilung der Meßpunkte für a) Sauerstoff, b) Nitrat, c) Phosphat und d) Silikat.

4.2 Erstellung der Stoffflußkarten

Die Sichtung des erhobenen Datenmaterials über die Stoffflußraten der Nährstoffe Nitrat (85 Messungen), Phosphat (48 Messungen) und Silikat (60 Messungen), sowie über die Sauerstoffflüsse (30 Messungen) zeigte, daß sowohl die Anzahl, als auch die Verteilung der publizierten und selbst gewonnenen Datensätze nicht hinreichend war, um mit ihnen, durch die eingangs angestrebte nordatlantikweite und sich weiter über das Europäische Nordmeer erstreckende Inter- bzw. Extrapolation zwischen den Datenpunkten, Stoffflußkarten zu erstellen, die allein auf Messungen basieren. Ohne eine zwingend notwendige Erweiterung der gemessenen Daten um eine berechnete theoretische Datenbasis wäre eine Erstellung von großflächigen und in sich abgeschlossenen Karten über die Stoffflüsse im Nordatlantik, mit Ausnahme für das Europäische Nordmeer, nicht zufriedenstellend durchzuführen gewesen. Wie es aus den Abbildungen 21a-d ersichtlich wird, besteht generell eine große Datenlücke für den gesamten westlichen Nordatlantik. Messungen der *Sauerstoffflußraten* beschränken sich auf die Biscaya-Tiefseebene und Profile vor Westafrika. *Nitratflußraten* sind großräumig im Europäischen Nordmeer, im Bereich des mittleren Nordostatlantiks und vor Westafrika erhoben worden. Bis auf einige Datensätze vor der nordamerikanischen Küste liegen keinerlei weitere publizierte Messungen aus dem Bereich des westlichen Nordatlantiks vor. *Phosphat- und Silikatflußraten* sind flächig im Europäischen Nordmeer, im mittleren Nordostatlantik und vor Westafrika bestimmt worden. Aus dem westlichen Nordatlantik liegen, bis auf einen Datensatz aus der Labrador und Neufundland See, keine Erkenntnisse vor.

Um die Anzahl der Daten für die Regionalisierung auf ein hinreichendes Maß zu erhöhen, sind rechnerische Ansätze gewählt worden, bei denen alle verfügbaren gemessenen Daten als Grundlage für die Entwicklung empirischer Relationen dienen. Auf diese Relationen, zwischen Kohlenstoffeintrag in das Sediment und dem daraus resultierenden Fluß von Nährstoffen und Sauerstoff, soll im nächsten Kapitel noch ausführlich eingegangen werden.

Um eine möglichst gleichmäßige Verteilung von Daten über den gesamten Nordatlantik und das Europäische Nordmeer zu erhalten, ist ein Gitternetz mit einer Auflösung von $2^\circ \times 2^\circ$ (Länge x Breite) gewählt worden. Daraus ergaben sich in etwa 900 "theoretische Meßpunkte", deren Verteilung aus Abbildung 22 ersichtlich wird. Als wichtigstes Kriterium für die Aufnahme eines "theoretischen Meßpunktes" in den Datensatz ist eine Wassertiefe von ≥ 1000 m gewählt worden. Das dabei betrachtete Forschungsgebiet erstreckt sich vom Äquator im Süden bis 76° nördlicher Breite.

Zur Erstellung der Stoffflußkarten ist das Programm "Surfer 4.0", Fa. Golden Software Inc., Colorado, USA benutzt worden. Die homogene Verteilung der Meßpunkte war von großem Vorteil, weil die Datensätze direkt zur Isoliniendarstellung benutzt werden konnte. Das Programm umschreibt dabei die Flächen, in denen sich die Meßpunkte für den gewählten Meßwertintervall befinden. Eine inhomogene Verteilung von Meßpunkten hätte der Anwendung geostatistischer Methoden wie der Variogrammanalyse bedurft, um eine optimale Extra- und Interpolation zwischen den gemessenen

Werte zu ermöglichen (Zabel, 1994). Die mit "Surfer" erzeugten Isolinien sind nachfolgend mit einem kartographischen Computerprogramm ("Atlas", Fa. Microsoft Corp.) weiterverarbeitet worden, um die, den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer, begrenzenden Landmassen hinzuzufügen.

Für die Bilanzierung ist im ersten Schritt, unter Berücksichtigung der Abweitung, die Flächen, für den gewählten $2^\circ \times 2^\circ$ -Abstand zu den Nachbarpunkten, um jeden einzelnen Datenpunkte berechnet worden. Im zweiten Schritt sind die Flußraten für diese Flächen berechnet worden. Die Bilanzierung erfolgte abschließend durch Summierung der Flußraten dieser Einzelflächen.

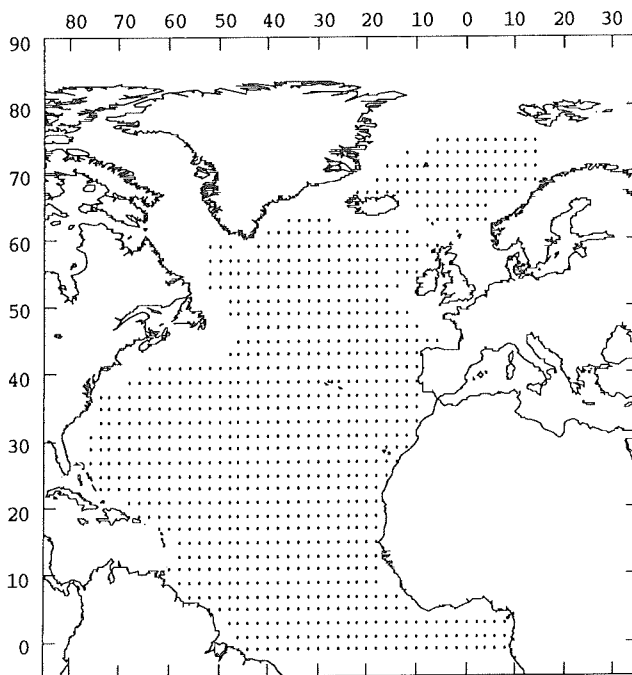


Abb. 22:

Darstellung des gewählten Gitternetzes mit einer $2^\circ \times 2^\circ$ Auflösung und den resultierenden ≈ 900 Gitterpunkten.

4.3 Wertung von Fremddaten

Bei der Verwendung von gemessenen Daten ist es für die Entwicklung empirischer Modelle notwendig, sich die prinzipiell und methodisch auftretenden Fehler zu vergegenwärtigen, die der verwendete Datensatz beinhalten kann. Bei der Porenwassergewinnung und somit der Bestimmung von Stoffflüssen können drei prinzipielle Fehlerquellen auftreten,

- 1) die Dekompression und Erwärmung der Sedimentkerne bei der Probennahme,
- 2) die Vernachlässigung der diffusiven Grenzschicht,
- 3) der Einfluß saisonal und episodisch gesteuerter Abbauprozesse:

(1) Seewasser wird durch den hydrostatischen Druck komprimiert. In einer Wassertiefe von 4000 m beträgt die Volumenkompression beispielsweise etwa 2% (Kell, 1975). Die, durch das Bergen des

Sedimentkernes, eintretende hydrostatische Druckverminderung erzeugt entweder ein Austreten von Porenwasser aus dem Sediment oder eine Expansion des gesamten Kernes (Glud et al., 1994). Auf dem Weg durch die Wassersäule und bei der Handhabung an Deck erfährt der Sedimentkern eine Erwärmung über die in situ Temperatur. Die Erwärmung kann sich besonders in klimatisch warmen Regionen negativ auf die Meßergebnisse auswirken, denn dieser Temperaturanstieg erzeugt gesteigerte Stoffwechselfvorgänge und somit eine erhöhte Respiration von Sauerstoff der im Sediment lebenden Organismen. Die Kombination aus Druckabfall und Temperaturerhöhung führt zur Stoffwechsel-Inaktivierung bzw. zum Absterben der psychro- (kälteliebenden) und barophilen (druckliebenden) Bakterien und Meiofauna (Yayanos und Dietz, 1982; Smith und Hinga, 1983; Turley et al., 1988). Der Anstieg mikrobieller Stoffwechselaktivitäten nach der Druckentlastung ist auf eine erhöhte Verfügbarkeit organischer Verbindungen zurückzuführen, die bei der Lysis der abgestorbenen psychro- und barophilen Bakterien und Meiofauna freigesetzt werden. Nicht auszuschließen ist, durch die Druckentlastung von Kernen aus großen Wassertiefen, die Fällung von Calcit und ggf. Apatit aus dem Porenwasser. Diese Störung des biologischen und chemischen Gleichgewichtes kann zu einer Verfälschung der Porenwasserdaten führen. Inkubationsversuche von Glud et al. (1994) haben gezeigt, daß sich, unter in situ Temperaturbedingungen, die chemischen Gleichgewichte, der "steady state"-Zustand, mit der Zeit wieder einstellen. Die dazu benötigte Zeit ist dabei stark von der Sauerstoffeindringtiefe abhängig, d.h. je tiefer sie liegt, desto länger dauert es, bis der ursprüngliche "steady state"-Zustand wieder erreicht ist.

(2) Die Arbeiten von Andrews und Hargrave (1984) zeigten, daß der Konzentrationsübergang einer gelösten Spezies vom Porenwassersystem in das überstehende Bodenwasser nicht abrupt, sondern fließend verläuft. Diese Beobachtung ist mit der Ausbildung der "diffusiven Grenzschicht" (Diffusive Boundary Layer, "DBL") zu erklären, deren Existenz schon vor einigen Jahren von Wimbush (1976), Boudreau (1981), sowie Boudreau und Guinasso (1982) postuliert worden war. Die *DBL* ist eine wenige Millimeter dicke Wasserschicht zwischen der Sedimentoberfläche und dem überstehenden Bodenwasser. Die Bildung ist mit den viskositätsbedingten Reibungserscheinungen des sich im steten Fluß befindlichen Bodenwassers an der Sedimentoberfläche zu erklären. Innerhalb der DBL ist die molekulare Diffusion der dominante Transportmechanismus. Dies führt innerhalb der DBL zur Ausbildung von linearen Konzentrationsgradienten zwischen dem überstehenden Bodenwasser und dem Porenwasser an der Sediment/Wassergrenzschicht. Für die Bestimmung des Flusses einer gelösten Spezies aus dem Sediment in das überstehende Bodenwasser wäre auch eine Bestimmung des Konzentrationsgradienten innerhalb der DBL wichtig. Aus probenahmetechnischen Gründen – Segmentierung der Sedimentkerne zur Porenwassergewinnung – wird die DBL im Grunde nie berücksichtigt. Für eine möglichst genaue Bestimmung der Konzentrationsgradienten ist ein Segmentintervall ≤ 1 cm der Sedimentkerne, besonders aber an der Sediment/Wassergrenzschicht, nötig, weil sich hier die Gradienten ausbilden, die für die Flußberechnung maßgeblich sind.

(3) Als potentielle Fehlerquelle ist die saisonal gesteuerte Sedimentation von organischem Material anzusehen. Da die Primärproduktion und der sich daraus ableitende Fluß von organischem Material als wichtigste, allerdings saisonal variierende, Steuergröße für die benthischen, diffusiven Stoffflüsse anzusehen ist, können die ermittelten Stoffflüsse im Grunde nur eine "Momentaufnahme" darstellen, bzw. nur für einen eng begrenzten Zeitraum um den Tag der Probennahme gelten. Aus Sinkstoffallenuntersuchungen sind saisonale Variationen im vertikalen Partikelfluß schon seit längerem bekannt. Dabei zeigten mehrjährige Untersuchungen im Flachwasser und in der Tiefsee, daß zwar Schwankungen im Massenfluß auftreten, aber sich das saisonale Verteilungsmuster im wesentlichen wiederholt. (Zeitzschel, 1965; Honjo, 1980; Knauer et al., 1979; Smetacek et al., 1984; Deuser und Ross, 1980; Wefer et al., 1982; v. Bodungen et al., 1986; Degens und Izdar, 1987; Deuser, 1987; Wefer, 1989; Fischer und Wefer, 1992). Diese Untersuchungsergebnisse sind bisher noch nicht in Form von Kartenmaterial verarbeitet worden. So geben die publizierten Produktivitätskarten derzeit nur einen jährlichen Mittelwert an. Die Werte für die jährliche Primärproduktion können, auch durch das Fehlen einer standardisierten Meßmethode, um den Faktor 2 variieren.

Eine andere nicht zu unterschätzende Tatsache ist, daß die benthische Sedimentation von organischem Material nicht zu einer statistisch gleichmäßigen Verteilung von Detritus auf dem Sediment führt. Durch Strömungen des Bodenwassers bedingt lagert sich der Phytodetritus bevorzugt im "Strömungs-Lee" von Erhöhungen oder in Senken ab, die größtenteils biogener Herkunft sind, was zu einer fleckhaft gehäuftem Ansammlung bzw. anderen Orten zur Verarmung an Phytodetritus führen kann. Zum anderen ist die Herkunft organischen Materials nicht allein auf den vertikalen Eintrag aus der Wassersäule beschränkt. Auch die laterale Zufuhr von resuspendierten Partikeln und der hangabwärtsgerichteter Transport kann zum Teil einen großen Beitrag zum Gesamteintrag von organischem Material leisten. Episodische Ereignisse wie sie im Zusammenhang mit "turbidity currents", "deep-sea storms" oder Sedimentrutschungen an Kontinentalhängen oder als Folge von meteorologischen Ereignissen (Stürme) im Schelfbereich auftreten (Khandriche et al., 1986; Graf, 1987a,b,1989,1992; Thomsen et al., 1994,1995) können lateral wesentlich größere Sediment- und Detritismengen zuführen, als der vertikale Transport allein.

Zabel (1994) und Balzer (1989) zeigen anhand wiederholt angelaufener Stationen wie sehr beispielsweise der Phosphat- und Nitratfluß variieren können, obgleich die geochemischen Randbedingungen des Sediments sich nicht verändert haben (Tab. 5a,b).

An den Stationen GeoB 1008/1702 und GeoB 1023/1703 variiert der Phosphatfluß um den Faktor 2 bzw. 13 (!). An vier sehr eng zusammenliegenden Meteor-Stationen, die von Balzer (1989) untersucht worden sind, variiert der Nitratfluß um den Faktor 2. Aus diesen Abweichungen wird ersichtlich wie sehr sich die oben unter (3) aufgeführten Prozesse einzeln oder in ihrer Summe auf die Ermittlung der Stoffflußraten auswirken können. Die Porenwassergewinnungsmethode, d.h. ob das Porenwasser mittels Druckfiltration oder Zentrifugation gewonnen worden ist, scheint nach Jahnke et al.(1982) und Schulz et al. (1994) keinen signifikanten Einfluß auf die Porenwasseranalysenergebnisse zu haben.

a)

Stations-Nr.	Breite	Länge	Wassertiefe [m]	Datum	Fluß PO ₄ [mmol m ⁻² a ⁻¹]
GeoB 1008	06.600° S	10.319° O	3100	21.02.88	0.360
GeoB 1702	06.575° S	10.322° O	3094	03.01.92	0.770
GeoB 1023	17.172° S	11.033° O	1855	28.02.88	0.730
GeoB 1703	17.455° S	11.016° O	1771	06.01.92	0.056

b)

Stations-Nr.	Breite	Länge	Wassertiefe [m]	Datum	Fluß NO ₃ [mmol m ⁻² a ⁻¹]
M2/1:066	67.6517° N	5.8000° O	1426	24.06.86	16.5
M2/2:103	67.6567° N	5.7917° O	1426	04.07.86	27.0
M7/3:452	67.6567° N	5.7917° O	1427	10.08.88	31.9
M7/3:460	67.6550° N	5.7900° O	1423	13.08.88	22.4

Tab. 5: a) Variation von Phosphatflüssen an einer Lokation (Zabel, 1994).

b) Variation von Nitratflüssen an einer Lokation (Balzer, 1989).

4.4 Empirische Gleichungen zur Berechnung benthischer Stoffflüsse

Aus dem Fließdiagramm in Abbildung 23 werden die gewählten Steuergrößen und Parameter ersichtlich, die für die empirische Bestimmung der benthischen Kohlenstoff-, Sauerstoff- und Nährstoffflüsse benutzt worden sind. Alle nachfolgenden Betrachtungen sind dabei statistischer Natur und nicht prozeßorientiert.

Als wichtigste Steuergröße für die wassertiefenabhängige Quantität des benthischen Kohlenstoffflusses wird die Primärproduktion (P_t) in der euphotischen Zone, die sich aus der Regenerierten Produktion (P_r) (autochtone Nährstoffversorgung) und der Neuen Produktion (P_{new}) (allochthone Nährstoffversorgung) zusammensetzt, bzw. die sich daraus ableitende Exportproduktion (P_e) angesehen. Auf die Auswahlkriterien der folgenden zur Berechnung verwendeten Gleichungen ist in Kap. 2 ausführlich eingegangen worden. Zur Berechnung des Kohlenstoffflusses (F_c) auf das Sediment ist eine Kombination der empirischen Gleichungen von Sarnthein et al. (1988) (Gl. 17) und von Eppley et al. (1979) (Gl. 2) verwendet worden, aus der sich Gleichung 45 ergibt:

$$F_c = 3.1866 \cdot P_t^{1.3296} \cdot Z^{-0.5537} \quad (45)$$

mit: F_c = Kohlenstofffluß ($\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)
 P_t = Primärproduktion ($\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$)
 Z = Wassertiefe (m)

Für den Anteil des daraufhin im Sediment akkumulierten Kohlenstoffs (C_{bur}) ist die Beziehung von Henrichs und Reeburgh (1987) verwendet worden (Gl. 19), die eine empirische Verknüpfung zwischen der Sedimentationsrate und der Einbettungseffizienz des organischen Kohlenstoffs in Sedimenten darstellt. Mit dem Kohlenstofffluß verknüpft ergibt für sich die Kohlenstoffakkumulationsrate (C_{bur}) aus Gleichung 46:

$$C_{bur} = 0.476 \cdot S^{0.4} \cdot F_c \quad (46)$$

mit: C_{bur} = Kohlenstoffakkumulationsrate ($\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)
 S = Sedimentationsrate (cm a^{-1})
 F_c = Kohlenstofffluß ($\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)

Der Anteil des organischen Kohlenstoffs, der durch die Benthosgemeinschaft remineralisiert wird (C_{rem}), ergibt sich rechnerisch durch die Differenzbildung aus dem Kohlenstoffflusses (F_c) und der Kohlenstoffakkumulationsrate, C_{bur} , Gleichung 47:

$$C_{rem} = F_c - C_{bur} \quad (47)$$

mit: C_{rem} = Kohlenstoffremineralisierungsrate ($\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)

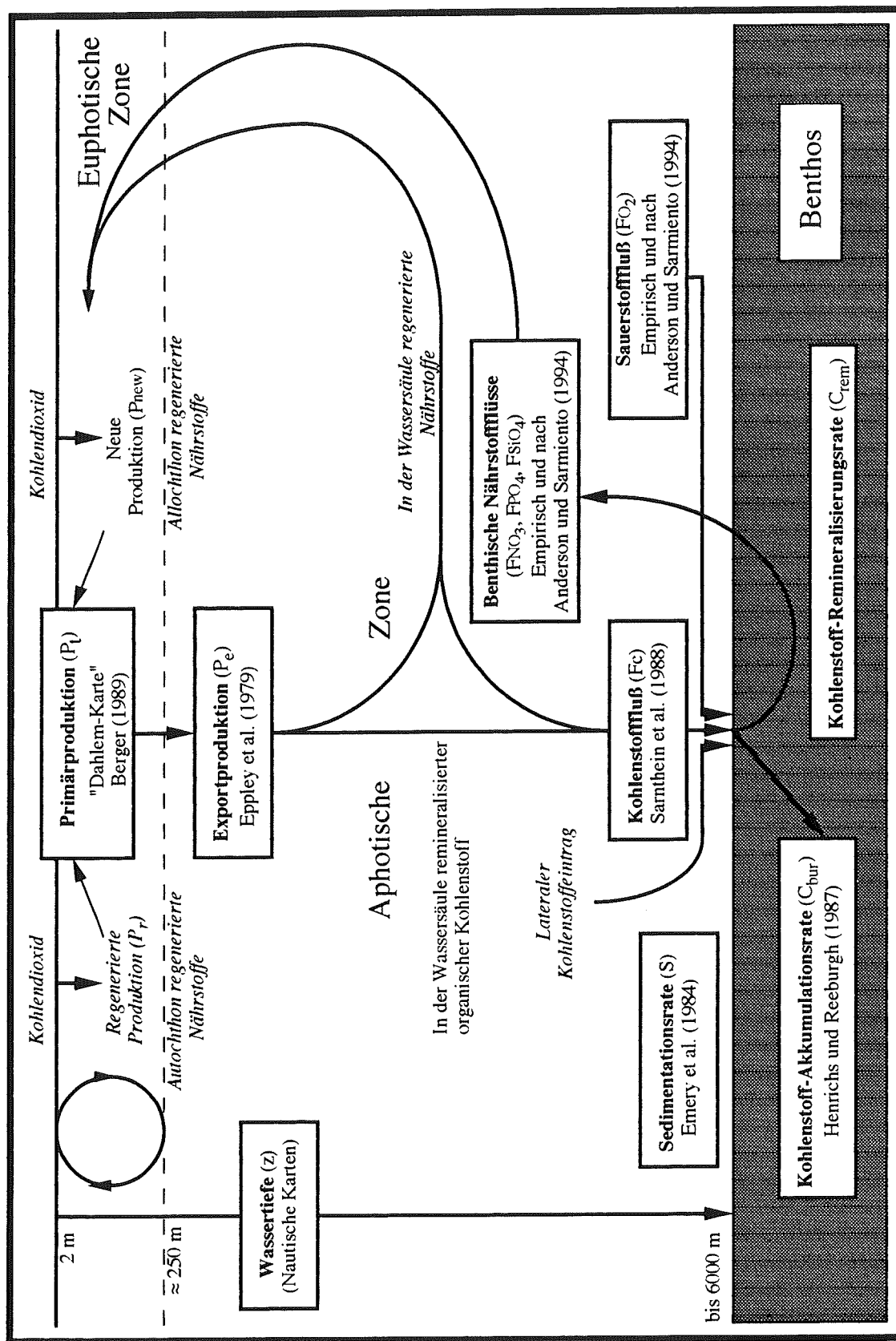


Abb. 23: Die Steuergrößen der benthischen Stoffflüsse.

Durch einen Vergleich von gemessenen und empirisch, mit Hilfe der Gleichungen 45 und 46, bestimmten Kohlenstofffluß- (F_c) und Kohlenstoffakkumulationsraten (C_{bur}) soll die gute Übereinstimmung von gemessenen und berechneten Kohlenstoffflüssen (Tab. 6a) und -akkumulationsraten (Tab. 6b) dargelegt werden. Als Quelle für die gemessenen Kohlenstoffflußraten sind Sinkstofffallendaten verschiedener Autoren und unveröffentlichte Daten von Lundgreen (IfM-Kiel) herangezogen worden. Für die gemessenen Kohlenstoffakkumulationsraten sind die Arbeiten von Müller und Suess (1979), Thomson et al. (1984), Rutgers van der Loeff und Lavaleye (1986), Balzer (1989) und Jahnke et al. (1989) verwendet worden, die Akkumulationsraten in Sedimenten des äquatorialen, tropischen und mittleren Nordostatlantiks, sowie des Europäischen Nordmeeres beschreiben. Die Meßstationen für die Kohlenstoffakkumulation sind dabei so gewählt worden, um möglichst unterschiedliche Primärproduktionsregime und somit Steuerparameter aus der Wassersäule abzudecken.

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	P_t [g m ⁻² a ⁻¹]	F_c (gem.) [$\mu\text{molcm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	F_c (ber.) [$\mu\text{molcm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	ΔF_c [%]	Quelle
56°55.3'W	31°31.5'N	5367	45	3.75	4.32	15.2	Sarnthein et al. (1987)
54°00.0'W	13°30.1'N	5068	50	5.16	5.13	-0.6	Sarnthein et al. (1987)
76°15.0'W	33°30.0'N	1345	200	67.91	67.54	-0.5	Sarnthein et al. (1987)
69°45.0'W	38°22.5'N	3520	250	46.66	53.36	14.4	Sarnthein et al. (1987)
77°39.0'W	24°51.0'N	2000	100	17.50	21.58	23.3	Sarnthein et al. (1987)
72°30.5'W	38°49.5'N	2200	200	52.50	51.44	-2.0	Sarnthein et al. (1987)
72°02.2'W	38°28.4'N	2800	200	51.66	45.02	-12.9	Sarnthein et al. (1987)
69°36.5'W	38°18.5'N	3500	200	35.00	39.79	13.7	Sarnthein et al. (1987)
57°00.0'W	60°54.0'N	2540	90	39.80	16.43	-58.7	Wefer et al. (1982)
21°00.0'W	48°00.0'N	4460	60	8.33	7.02	-15.7	Honjo et al. (1993)
00°38.2'O	65°18.3'N	2630	70	4.92	11.54	134.6	Honjo (1990)
05°17.2'O	67°27.0'N	700	70	23.66	24.00	1.4	Mintrop (1990)
01°16.4'W	70°00.0'N	2749	70	4.42	11.26	154.8	Honjo (1990)
10°00.0'O	69°18.0'N	2760	70	11.42	11.24	-1.8	Honjo (1990)
11°16.4'O	75°30.3'N	1700	90	23.75	20.52	-13.6	Honjo (1990)
06°25.4'W	75°21.0'N	2871	35	3.33	4.37	31.2	Peinert et al. (1987)
20°00.0'W	47°00.0'N	4460	60	5.45	7.02	28.8	Lundgreen (pers. Mitteilg.)

Tab. 6a: Vergleich zwischen aus Sinkstofffallen erhobenen und berechneten Kohlenstoffflüssen (F_c).

In Tabelle 6a zeigt der Vergleich eine gute Übereinstimmung des aus Sinkstofffallen gewonnenen Datenmaterials mit den berechneten Kohlenstoffflüssen. Zusammen mit der in Tabelle 6b aufgeführten Auswahl von Meßstationen über Kohlenstoffakkumulationsraten, bei denen die mittlere Abweichung der berechneten von den gemessenen Kohlenstoffakkumulationsraten etwa 20% beträgt, ist eine gute Übereinstimmung von gemessenem und berechneten Daten gegeben. Angesichts der eingangs beschriebenen möglichen Abweichungen, Fehler und Unsicherheiten in den Eingangsdaten (Primärproduktion, Exportproduktion, Sedimentationsrate), den möglichen zufälligen Abweichungen der Meßwerte von den generellen regionalen geochemischen Verhältnissen sind die Abweichungen

doch noch sehr gering, so daß die durchgeführte empirische, großflächige Berechnung der Kohlenstoffflüsse, als ausschlaggebende Steuergröße für die daraus resultierenden benthischen Stoffflüssen, als sinnvoll und zulässig erachtet werden kann.

Station	Breite	Länge	Gew.-% C_{org}	C_{bur} (gem.) [$\mu\text{molcm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	C_{bur} (ber.) [$\mu\text{molcm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	ΔC_{bur} [%]	Quelle
10549-1K	00°03.5'S	16°09.7'W	0.40	0.86	0.64	-25.5	Thomson et al. (1984)
12BC47	00°00.4'N	22°46.9'W	0.30	0.27	0.35	29.6	Jahnke et al.(1989)
11BC39	01°57.3'N	19°57.9'W	0.20	0.28	0.37	32.1	Jahnke et al.(1989)
6BC20	08°25.1'N	17°35.0'W	0.40	1.66	1.06	-37.5	Jahnke et al.(1989)
4BC14	09°13.9'N	16°59.9'W	0.50	2.25	2.42	7.5	Jahnke et al.(1989)
2BC5	14°41.3'N	19°57.9'W	0.20	1.80	1.96	8.8	Jahnke et al.(1989)
12337-4	15°58.0'N	18°07.0'W	1.46	2.77	1.58	-42.9	Müller und Suess (1979)
12336-1	16°14.0'N	20°26.0'W	0.44	0.55	0.54	1.8	Müller und Suess (1979)
12329-4	19°22.0'N	19°44.0'W	0.61	0.63	0.64	1.6	Müller und Suess (1979)
12327-4	23°08.0'N	18°43.0'W	1.34	2.73	2.58	5.5	Müller und Suess (1979)
12310-3	23°30.0'N	16°51.0'W	0.34	0.46	0.64	39.1	Müller und Suess (1979)
12392-1	25°10.0'N	22°59.8'W	0.35	1.33	1.33	0.0	Müller und Suess (1979)
11B	46°01.1'N	17°08.9'W	0.17	0.38	0.52	36.8	Rutgers v.d. Loeff (1986)
1B	47°01.8'N	14°56.5'W	0.25	0.45	0.55	22.2	Rutgers v.d. Loeff (1986)
P137:176	66°59.4'N	07°44.6'O	0.88	0.87	0.86	-1.1	Balzer (1989)
M7/3:460	67°03.5'N	05°47.4'O	0.87	0.76	0.86	13.1	Balzer (1989)
P137:186	67°37.1'N	05°49.4'O	1.00	0.75	0.74	-1.3	Balzer (1989)
M2/2:114	68°29.7'N	00°49.4'O	0.78	0.52	0.34	-34.6	Balzer (1989)
M7/3:439	72°22.0'N	10°35.7'W	1.25	0.78	0.48	-38.5	Balzer (1989)
P142:1217	72°34.1'N	10°28.0'W	1.03	0.69	0.60	-13.0	Balzer (1989)

Tab. 6b: Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Kohlenstoffakkumulationsraten (C_{bur}).

4.4.1 Sauerstoffflußraten

Aus Abbildung 21a wird ersichtlich, daß sowohl die geographische Verteilung, als auch die Anzahl der Meßstationen von Sauerstoffprofilen nicht hinreichend ist, um von ihnen aus eine Extrapolation von Sauerstoffflüssen im gesamten Arbeitsgebiet durchzuführen. Mit dem Datensatz von Jahnke et al. (1989) wäre bedingt eine Regionalisierung von Sauerstoffflüssen für eine kleine begrenzte Region vor der westafrikanischen Küste möglich gewesen, die für das Gesamtkonzept der vorliegenden Arbeit als unbefriedigend angesehen worden ist. Anhand der vorliegenden Daten, über Sauerstoffflüsse und dem durch die Benthosgemeinschaft zu mineralisierenden empirischen Anteil des Bruttoeintrags an organischem Kohlenstoff, ist eine empirische Relation zwischen Sauerstofffluß und dem zu remineralisiertem organischem Kohlenstoff gefunden worden. In Abbildung 24 sind die gemessenen Sauerstoffflußraten über den berechneten remineralisierten organischen Kohlenstoff aufgetragen und in Relation zum klassischen Redfield-Verhältnis und dem eingangs beschriebenen Verhältnis von Anderson und Sarmiento (1994) gestellt worden.

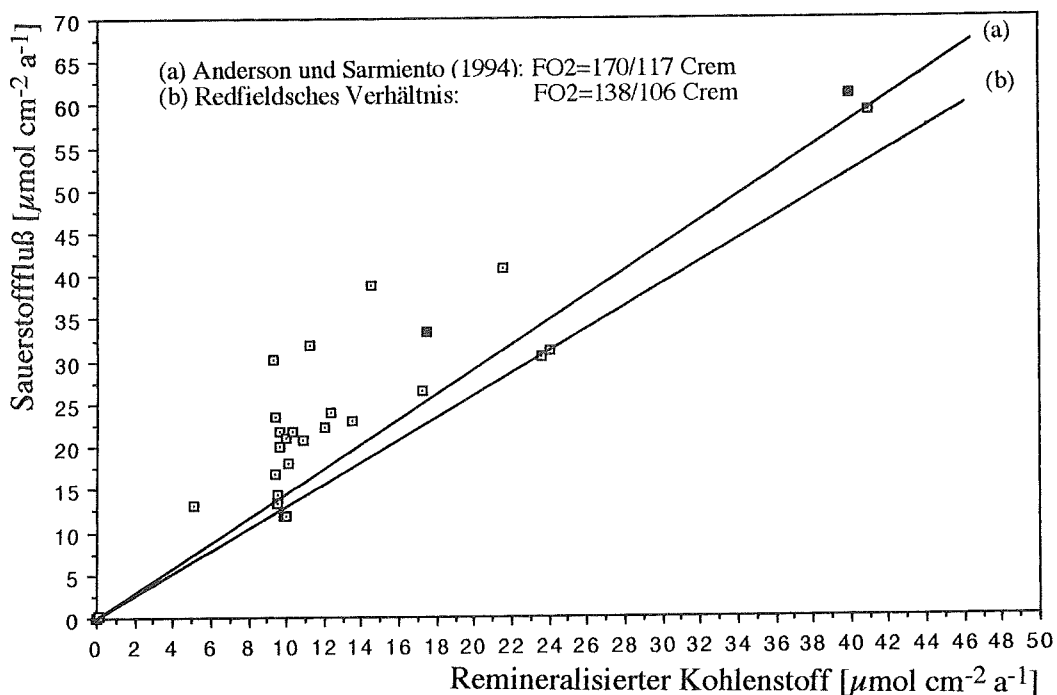


Abb. 24: Relation zwischen Sauerstoffflußraten und remineralisiertem Kohlenstoff

(• = in situ Messungen von Jahnke et al., 1989).

Es ist auffällig, daß die gemessenen Sauerstoffflußraten generell über den Raten liegen, die sich aus dem Redfield-Verhältnis ergeben und größtenteils über dem korrigierten Verhältnis von Anderson und Sarmiento (1994). Die Bioirrigation, bedingt durch das aktive Einstrudeln von sauerstoffreichem Bodenwasser in die Bauten und Gänge von Benthosbewohnern, kann zur Erklärung dieser Beobachtung ausgeschlossen werden. Der Sauerstoff würde mit dem Konzentrationsgefälle aus dem

das Porenwasser diffundieren. Die Folge wäre, daß die Sauerstoffkonzentrationen im Porenwasser höher lägen, als im Porenwasser eines Sediments ohne Bioirrigation. Diese erhöhten Sauerstoffkonzentrationen würden den Konzentrationsgradient zwischen Poren- und Bodenwasser erniedrigen, wodurch sich letztendlich auch der Sauerstofffluß vom Boden- in das Porenwasser erniedrigen würde. Die Sauerstoffflußraten lägen in diesem Fall unterhalb der Kurven von Anderson und Sarmiento und Redfield. Es handelt es sich bei der Beobachtung um Effekte, die bisher keine eindeutige Erklärung haben. Glud et al. (1994) führen sie auf die Art der Probennahme und den anschließenden Transport durch die Wassersäule zurück. Bei Parallelmessungen, die in situ und im Laboratorium durchgeführt worden sind, beobachteten Glud et al. (1994), daß bei Wassertiefen, die mehr als 1000 m betragen, die Sauerstoffkonzentrationsgradienten in der DBL und im oberen Teil des Sediments steiler waren und die Sauerstoffeindringtiefe kleiner war, wenn die Sauerstoffmessungen an Bord, also nach der Druckentlastung des Kernes, durchgeführt worden sind. Für die in situ-Messungen ist ein Lander-System verwendet worden. Die Abweichungen zwischen in situ- und Laboratoriumsmessungen nehmen mit steigender Wassertiefe zu. Im Untersuchungsgebiet zeigte der Vergleich in situ- und Laborergebnisse einen linearen Anstieg der Differenz mit zunehmender Wassertiefe. Die Folge ist, daß die an Bord gemessene Sauerstoffflußraten generell größer sind als die, die aus in situ-Datenmaterial berechnet wurden (vergl. auch Smith und Hinga, 1983; Smith et al., 1983; Reimers et al., 1986, Jahnke et al., 1989). Glud et al. (1994) berichten beispielsweise von einer 3.5-fach erhöhten Sauerstoffflüsse bei einer Labormessung, im Gegensatz zu den in situ-Resultaten in einem Kern aus dem Südostatlantik, der aus einer Wassertiefe von ≈ 5000 m geborgen worden war. Zwei Vergleichsmessungen in einem carbonatreichen Sediment aus ≈ 3000 m Wassertiefe zeigten hingegen weitaus geringere Unterschiede. Als mögliche Gründe führen Glud et al. (1994) mehrere mögliche Störung während der Probennahme an, z.B. die mechanische Kompression der Sedimentmatrix durch das Eindringen des Kerngerätes, sowie hydrostatische Dekompressions- und Temperatureffekte auf die Porenwasserchemie. Die Dekompression und Erwärmung könnte Effekte auf die im Sediment lebenden Organismen haben. Das Absterben barophiler (druckliebender) und psychrophiler (kälteliebender) Organismen könnte labiles organisches Material freisetzen. Dieses zusätzliche Nahrungsangebot könnte zu einer erhöhte Stoffwechselaktivität der Organismen führen, die die, durch die Probennahme, drastisch geänderten Umweltbedingungen überlebt haben. Die Folge wären eine erhöhte Sauerstoffrespiration, was beobachtet werden konnte. Zugleich sollte dadurch eine erhöhte Freisetzung von Nährstoffen auftreten, was allerdings nicht beobachtet werden konnte. Die Beobachtung der verringerten Sauerstoffeindringtiefe nach der Druckentlastung ließe den Schluß zu, daß die hydrostatische Dekompression in erster Linie zu einer signifikanten Ausdehnung der Porenwasservolumens führe. Die Sedimentmatrix scheint durch die Druckentlastung nicht beeinflusst zu werden, denn bei einer gleichzeitigen Ausdehnung von Porenwasser und Sedimentmatrix, wäre mit einer vergrößerten Sauerstoffeindringtiefe zu rechnen. Diese Beobachtung ist nicht gemacht worden, so daß während der Druckentlastung höchstwahrscheinlich Porenwasser aus dem Sediment in das

überstehende Bodenwasser austritt. Nach Glud et al. (1994) könnte das Ausströmen des Porenwassers zu 5-25% an den beobachteten Differenzen zwischen in situ- und Labormessungen beteiligt sein. Nicht zu unterschätzen seien, nach Glud et al. (1994), auch die Temperatureffekte auf das gewonnene Probenmaterial. Die Erwärmung der Proben beim Transport durch die Wassersäule und an Deck des Schiffes stimuliert biologische Respirationen. Die Folgen wären ebenfalls ein erhöhter Sauerstofffluß in das Sediment, eine Abnahme der Sauerstoffeindringtiefe und eine gesteigerte Nährstofffreisetzung. In Abbildung 24 sind dazu noch zwei in situ-Messungen von Jahnke et al. (1989) aus dem äquatorialen Atlantik gezeigt, die, im Gegensatz zu Glud et al. (1994), ebenfalls wie bei Labormessungen, erhöhte Sauerstoffrespirationen zeigen.

Leider liegen bisher sehr wenige kombinierte in situ – und Laborresultate und eindeutige Erkenntnisse vor, um eindeutige Aussagen machen zu können. Besonders erstaunlich ist es allerdings, daß sich die von Glud et al. (1994) beobachteten Abweichungen nur auf das Sauerstoffbudget beziehen, denn andere gelöste Porenwasserkomponenten zeigen derlei Dekompressions- und Temperatureffekte in den Porenwasserprofilen nicht, so daß auch andere Zusammenhänge in Betracht gezogen werden müssen, die eine völlig andere Erklärung des Phänomens ergeben könnte.

In Abbildung 25 ist die empirische Relation zwischen den gemessenen Sauerstoffflüssen und dem berechneten, remineralisierten Anteil des organischen Kohlenstoffs in Form eines Polynoms 2. Ordnung dargestellt.

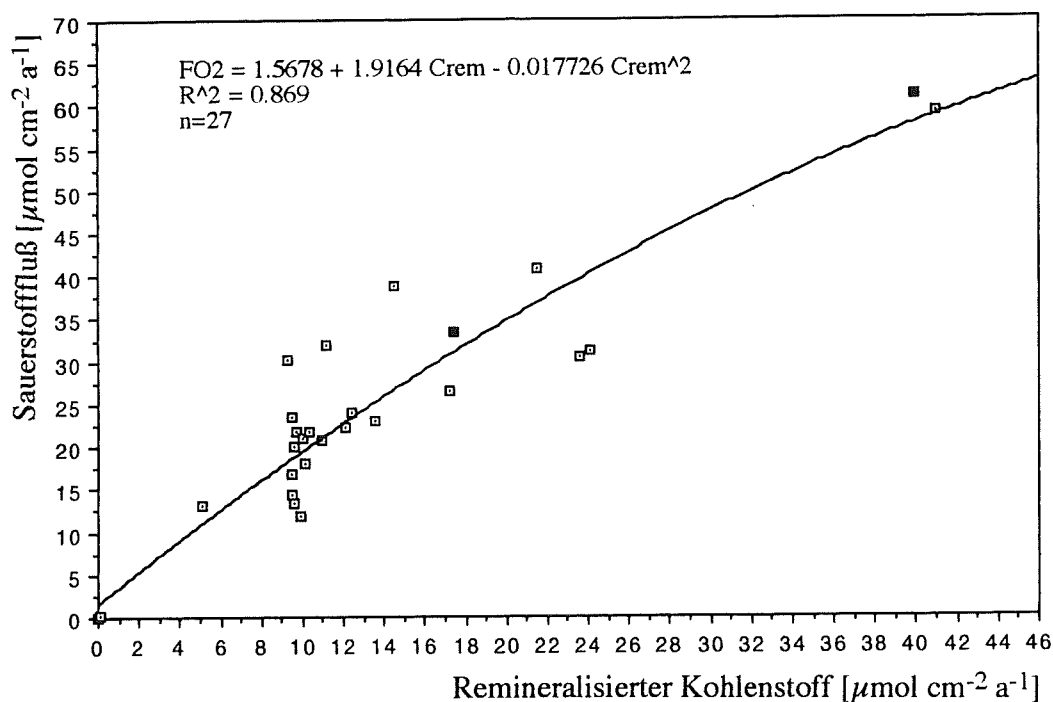


Abb. 25: Empirische Zusammenhang zwischen gemessenen Sauerstoffflüssen und dem berechneten remineralisierten Anteil des organischen Kohlenstoffs.

Mit Hilfe der, aus der Anpassungskurve erhaltenen Funktion (Gl. 48) sind die empirischen Sauerstoffflüsse für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer für das gewählte $2^\circ \times 2^\circ$ -Raster berechnet worden.

$$FO_2 = 1.5678 + 1.9164 \cdot C_{rem} - 0.012726 \cdot C_{rem}^2; \quad n = 27; r^2 = 0.87 \quad (48)$$

mit: FO_2 = Sauerstofffluß [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]
 C_{rem} = Remineralisierter Kohlenstoff [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

Der Funktion liegen 27 Einzelmessungen zugrunde, wobei das Bestimmtheitsmaß der Funktion 0.87 beträgt. In Tabelle 7a sind die gemessenen und berechneten Sauerstoffflüsse und die resultierenden Fehler angegeben. Eine rechnerische Ermittlung von Sauerstoffflüssen mit Hilfe der empirischen Gleichung 48 ist als sinnvoll zu erachten.

Station Tiefe [m]	Breite Länge	C_{rem} [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	FO_2 (gem.) [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	FO_2 (ber.) [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	ΔFO_2 [%]	Quelle
1BC1 1145	14°40.0'N 17°50.1'W	40.96	59.23	58.71	-0.9	Jahnke et al. (1989)
2BC5 3799	14°41.3'N 19°55.9'W	24.05	31.23	40.30	29.0	Jahnke et al. (1989)
3BC8 2981	14°40.3'N 18°34.7'W	21.52	40.88	36.92	-9.7	Jahnke et al. (1989)
4BC14 1011	09°13.9'N 16°59.9'W	39.95*	61.07	57.81	-5.3	Jahnke et al. (1989)
6BC20 4526	08°25.1'N 17°35.0'W	17.42*	33.29	31.09	-6.6	Jahnke et al. (1989)
7BC26 4612	07°21.5'N 18°23.6'W	17.24	26.57	30.82	15.9	Jahnke et al. (1989)
8BC27 2760	04°57.8'N 20°28.4'W	23.57	30.38	39.66	30.5	Jahnke et al. (1989)
10BC35 5036	02°08.0'N 19°29.9'W	10.91	20.87	20.97	0.4	Jahnke et al. (1989)
11BC39 4210	02°00.0'N 22°48.3'W	12.05	22.25	22.82	2.5	Jahnke et al. (1989)
11.5BC46 4419	00°56.2'N 22°46.9'W	13.51	23.12	25.13	8.7	Jahnke et al. (1989)
12BC47 3858	00°00.4'N 22°59.9'W	14.55	38.81	26.76	-31.0	Jahnke et al. (1989)
LGC05 4621	34°49.5'N 61°36.0'W	5.09	13.00	11.00	-15.4	Goloway und Bender (1982)
TC05 4629	35°18.4'N 60°39.2'W	11.17	32.00	21.39	-33.0	Goloway und Bender (1982)
10GC1 4956	01°05.1'N 08°11.6'W	12.38	24.00	23.34	-2.8	Goloway und Bender (1982)
2B 4200	46°03.3'N 16°03.2'W	10.08	18.46	19.60	7.9	Rutgers v.d. Loeff (1990)
4B 4300	45°53.6'N 16°13.4'W	9.95	11.75	19.38	64.9	Rutgers v.d. Loeff (1990)
5B 4325	45°03.3'N 16.45.3'W	9.92	11.75	19.33	64.5	Rutgers v.d. Loeff (1990)
6B 4570	45°53.6'N 16°52.0'W	9.62	20.14	18.83	-6.5	Rutgers v.d. Loeff (1990)

8B 4725	45°50.5'N 17°16.1'W	9.45	16.78	18.53	10.4	Rutgers v.d. Loeff (1990)
11B 4725	46°01.1'N 17°08.9'W	9.45	16.24	18.53	14.1	Rutgers v.d. Loeff (1990)
13B 4700	46°04.7'N 16°42.3'W	9.47	14.28	18.58	30.0	Rutgers v.d. Loeff (1990)
15B 4000	45°56.1'N 16°30.1'W	10.36	20.81	20.05	-3.7	Rutgers v.d. Loeff (1990)
21B 4787	47°03.2'N 14°57.8'W	9.33	20.13	18.34	-8.9	Rutgers v.d. Loeff (1990)
22B 4236	46°03.9'N 16°02.2'W	10.03	21.14	19.52	-7.6	Rutgers v.d. Loeff (1990)
26B 4540	46°24.5'N 16°41.3'W	9.66	21.81	18.89	-13.4	Rutgers v.d. Loeff (1990)
28B 4609	45°53.9'N 17°11.4'W	9.58	14.43	18.75	29.9	Rutgers v. d. Loeff (1990)

Tab. 7a: Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Sauerstoffflüssen (* = in situ Messung).

Eine gute Übereinstimmung von gemessenen mit berechneten Sauerstoffflüssen zeigt auch ein Vergleich mit den von Pfannkuche (1993) erhobenen in situ Respirationsraten aus dem östlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (Tab. 7b). Pfannkuche benutzte für die Respirationsmessungen einen Freifall-Greifer-Respirometer (FFGR) (Pfannkuche und Lochte, 1990).

Seegebiet	Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Monat	FO ₂ (gem.) [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	FO ₂ (ber.) [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Δ FO ₂ [%]
BIOTRANS	19°W	47°N	4560	April	13.2-17.8	13.53	00.0
BIOTRANS	19°W	47°N	4560	Juli	33.60	13.53	-59.7
BIOTRANS	19°W	47°N	4560	August	31.80	13.53	-57.5
Goban Spur	12°W	49°N	1200	Mai	46.17	37.38	-19.0
Porcupine AP	19°W	49°N	4850	Mai	19.50	12.40	-36.4
Island Becken	21°W	59°N	2900	Juli	27.50	32.13	16.8
Cap Verde AP	19°W	6°N	4264	Dezember	63.60	26.31	-58.6
Cap Verde AP	19°W	11°N	4934	Dezember	54.10	30.47	-43.6
Vøring Plateau	7°O	68°N	1300	August	21.5-41.1	26.60	0.00
Lofoten Becken	0°O	68°N	3000	August	32.50	22.01	-32.3

Tab. 7b: Vergleich von gemessenen Sauerstoffrespirationsraten und berechneten Sauerstoffflüssen (Daten von Pfannkuche, 1993).

Ein Ergebnis der Respirationsmessungen von Pfannkuche ist der deutliche saisonale Anstieg der Sauerstoffrespiration im BIOTRANS-Gebiet von April zum Juli und der beginnende Abfall zum August. Dieser saisonale Effekt kann durch die berechneten Sauerstoffflüsse nicht beschrieben werden. Die Respirationswerte für die Cap Verde Tiefseebene erscheinen zu hoch, besonders in

Bezug auf die Jahreszeit (Winter) und einer vorherrschenden Primärproduktion von $\approx 90 \text{ g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Anhand von Abbildung 26 und Tabelle 8 sollen unterschiedliche Sauerstoffprofile vorgestellt werden, deren Charakteristik sich durch die Größe der Steuerparameter aus der Wassersäule ergeben. Die Profile sind von Jahnke et al. (1989) in Sedimenten des äquatorialen Atlantiks gemessen worden. An den Stationen 4BC14 und 6BC20 ist dabei für die Sauerstoffmessungen ein in situ Lander-System eingesetzt worden. Die schelfnahe "Station 1BC1" ist im nordwestafrikanischen Auftriebsgebiet lokalisiert und weist, durch die damit verbundenen hohen Nährstoffkonzentrationen im Oberflächenwasser, die höchste Primärproduktionsrate der drei ausgewählten Stationen auf. Gekoppelt mit der geringen Wassertiefe resultiert ein hoher Eintrag an organischem Kohlenstoff auf und in das Sediment. Es finden sehr intensive Oxidationsreaktionen der heterotrophen Organismen statt, die sich in einem sehr großen Sauerstoffkonzentrationsgradienten, Sauerstofffluß und einer sehr geringen Sauerstoffeindringtiefe ausdrücken. Nach 9 mm ist sämtlicher verfügbarer Sauerstoff durch die Benthosorganismen verbraucht und bewirkt nachfolgend anaerobe biologische Oxidation.

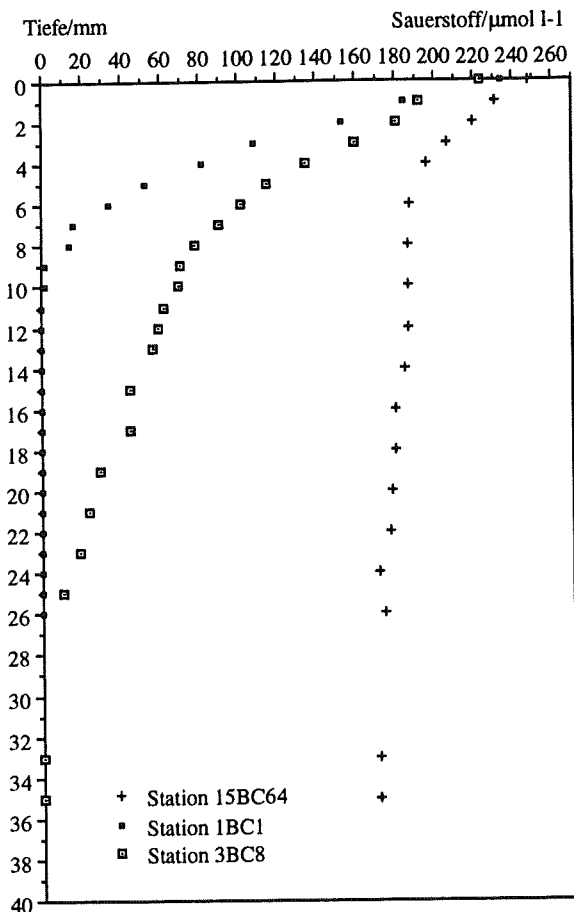


Abb. 26:
Unterschiedliche Sauerstoffprofile aus dem äquatorialen Atlantik (Jahnke et al., 1989).

Station	1BC1	3BC8	15BC64
Wassertiefe z , [m]	1332	2983	5358
Primärproduktion P_t , [$\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$]	150	125	40
Kohlenstofffluß (ber.) F_c , [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]	44.30	23.28	3.7
Sedimentationsrate S , [cm ka^{-1}]	10	10	0.5
Kohlenstoff- Akkumulationsrate (ber.) C_{bur} , [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]	3.34	1.76	0.08
Sauerstofffluß (gem.) FO_2 , [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]	59.23	40.88	6.29
Sauerstofffluß (ber.) FO_2 , [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]	58.72	36.92	8.34
Sauerstoff- Eindringtiefe [mm]	9	32	n.e.

Tab.: 8

Die Abhängigkeit zwischen den Steuergrößen und den resultierenden charakteristischen Sauerstoffprofilen aus Abbildung 26 (n.e. = nicht ermittelt).

Die schelfnähere "Station 3BC8" zeigt, bei einer verminderten Primärproduktion und größerer Wassertiefe, einen, im Vergleich mit Station 1BC1, etwa um die Hälfte verminderten Kohlenstofffluß auf das Sediment. Daraus resultiert ein weitaus kleinerer Gradient in der Sauerstoffkonzentration, also ein geringerer Sauerstofffluß. Die Sauerstoffeindringtiefe steigt auf 32 mm. Die biogene Kohlenstoffoxidation ist weiterhin als intensiv anzusehen.

Die "Station 15BC64" liegt fernab jeder Küste mitten auf dem äquatorialen Atlantik. Die Primärproduktion ist gering, und bedingt durch die sehr große Wassertiefe ergibt sich ein sehr geringer Kohlenstoffeintrag auf das Sediment. Diese Randbedingungen werden durch das Sauerstoffprofil der Station reflektiert. Der Sauerstoffkonzentrationsgradient und der sich daraus ableitende Sauerstofffluß sind gering. Das Milieu ist im untersuchten Intervall als oxisch anzusehen, da sich die Sauerstoffkonzentrationen nach 6 mm im Porenwasser kaum ändern und durchweg hoch sind. Die Sauerstoffeindringtiefe konnte nicht ermittelt werden und liegt in einer sehr viel größeren Sedimenttiefe. Eine lineare Extrapolation der Werte ergäbe eine Sauerstoffeindringtiefe von > 20 cm. Die Aktivität der Benthosorganismen ist durch den Mangel an zugeführter Nahrung wenig intensiv.

4.4.2 Nitratflußraten

Für die empirische Regionalisierung der Nitratflüsse im Nordatlantik und Europäischen Nordmeer ist derselbe Ansatz gewählt worden wie bei der Ermittlung der Sauerstoffflüsse. Aus Abbildung 21b wird die lückenhafte Verteilung der 75 Meßstationen ersichtlich, die wiederum keine sinnvolle flächenhafte kartographische Darstellung zuläßt. Mit Hilfe dieser Meßwerte ist eine empirische Relation zwischen dem remineralisierten Anteil des eingetragenen organischen Materials und den resultierenden Nitratflüssen erstellt worden. In Abbildung 27 sind die Meßwerte in Vergleich mit dem klassischen Redfield-Verhältnis und den Ergebnissen von Anderson und Sarmiento (1994) gestellt worden. Es wird ersichtlich, daß kein linearer Zusammenhang zwischen dem Kohlenstoffeintrag, bzw. dessen remineralisiertem Anteil und dem Nitratfluß besteht. Bis etwa zu einem remineralisiertem Anteil des organischen Kohlenstoffs von $14-16 \mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ liegen die Nitratflüsse im Bereich der Relationen von Redfield und Anderson und Sarmiento. Bei höheren Kohlenstoffwerten weichen die gemessenen Nitratflüsse immer mehr nach unten von diesen Relationen ab, d.h. die Flüsse sind kleiner. Ähnliche Ergebnisse sind von Rabouille und Gaillard (1991) mittels Modellrechnungen erhalten worden. Diese Beobachtung ist damit zu erklären, daß Nitrat von Bakterien als effektives Oxidationsmittel herangezogen wird, wenn der verfügbare Sauerstoff verbraucht ist. Bis zum Schwellenwert zwischen 14 und $16 \mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ liegt offenbar eine reine Nitrifikation vor, d.h. die Bodenorganismen oxidieren, unter oxischen Bedingungen im Porenwasser, sämtlichen organischer Stickstoff quantitativ zu Nitrat. Oberhalb dieses Schwellenwertes nimmt der Nitratverbrauch und somit abwärtsgerichtete Nitratfluß durch Denitrifikation stetig zu. Im betrachteten Intervall scheint der resultierende Nitratfluß durch die Sediment/Wassergrenzschicht dabei einem Grenzwert von $\approx 3-4 \mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ zuzustreben.

Die Denitrifizierungsrate ergibt dabei sich aus der Differenz der Werte aus dem Redfield-, bzw. Anderson/Sarmiento-Verhältnis und den gemessenen Nitratflüssen (Gl. 49).

$$F_{\text{NO}_3}(\text{D}) = F_{\text{NO}_3}(\text{G}) - F_{\text{NO}_3}(\text{R}) \quad (49)$$

mit: $F_{\text{NO}_3}(\text{D})$ = Denitrifizierungsrate
 $F_{\text{NO}_3}(\text{G})$ = Gemessene Nitratflußrate
 $F_{\text{NO}_3}(\text{R})$ = Nitrifizierungsrate nach der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994)

Der empirische Zusammenhang zwischen den gemessenen Nitratflüssen und dem jeweiligen remineralisiertem Kohlenstoff ist in Gleichung 50 durch ein Polynom 3. Ordnung gegeben und nachfolgend in Abbildung 28 graphisch dargestellt. Das verwendete Datenmaterial ist in Tabelle 9 gezeigt.

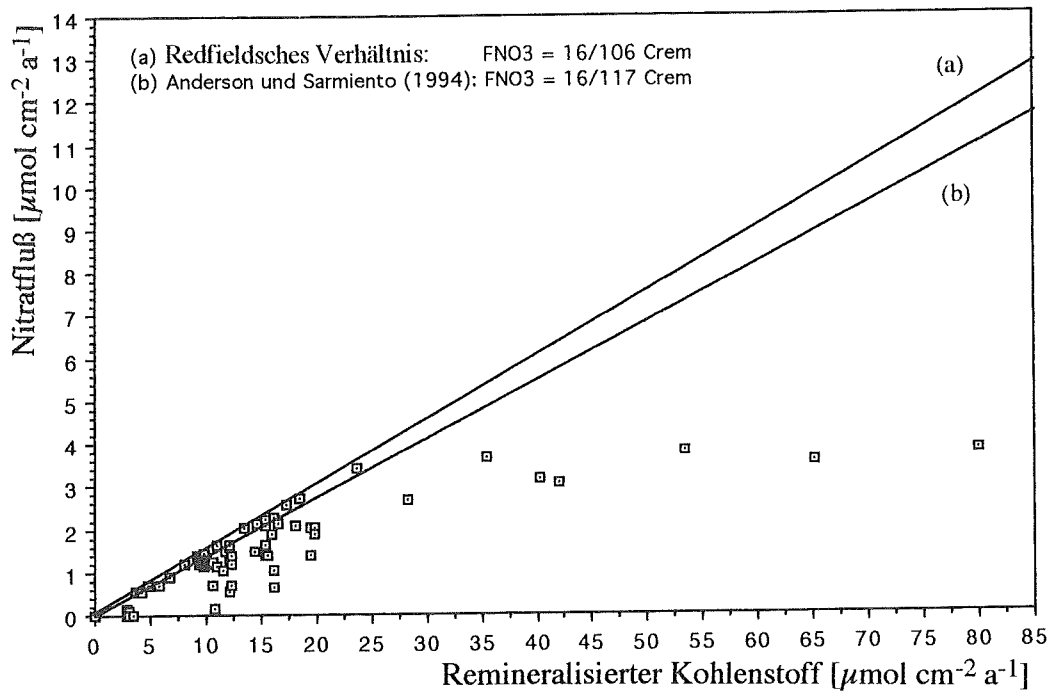


Abb. 27: Relation zwischen Nitratfluß und remineralisiertem Kohlenstoff.

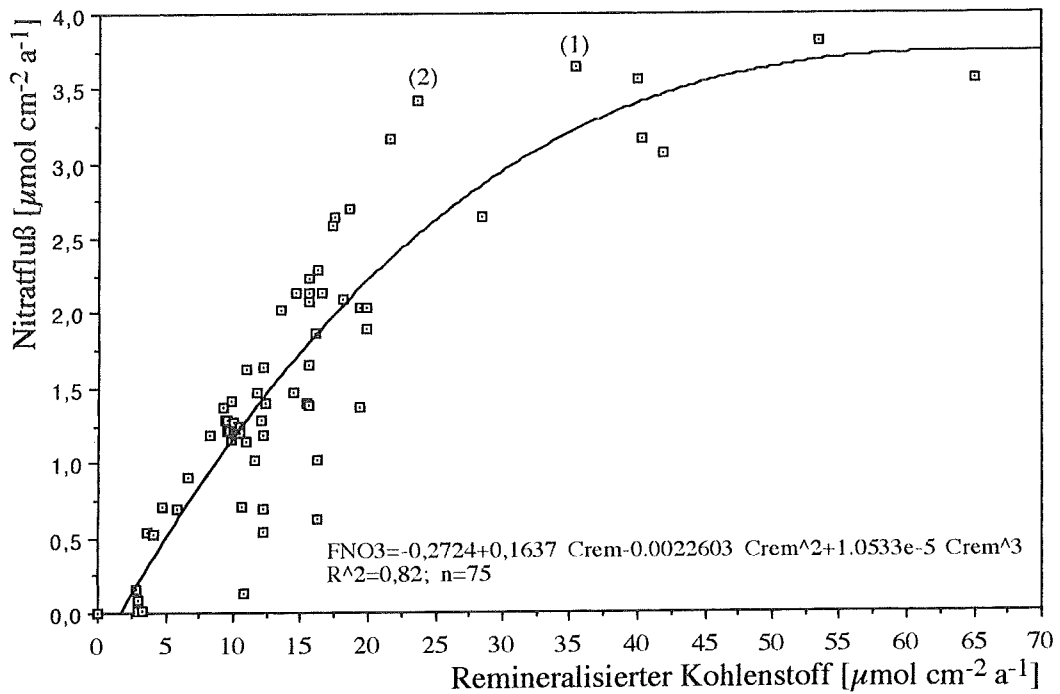


Abb. 28: Die Relation zwischen Nitratfluß und remineralisiertem Kohlenstoff.

$$F_{NO_3} = -0.2724 + 0.1637 \cdot C_{rem} - 0.0022603 \cdot C_{rem}^2 + 1.0533 \cdot 10^{-5} \cdot C_{rem}^3 \quad (50)$$

mit: $n = 75$; $r^2 = 0.82$

F_{NO_3} = Nitratfluß [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

C_{rem} = Remineralisierter Kohlenstoff [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

Trotz der eingangs ausführlich diskutierten, unabdingbaren Unsicherheiten in den Eingangsdaten ist das Bestimmtheitsmaß der Funktion mit 0.82 hinreichend groß, wodurch eine rein empirische Regionalisierung von Nitratflüssen als sinnvoll und zulässig erachtet worden ist.

Mit Hilfe von Abbildung 29a soll gezeigt werden wie unterschiedlich sich die gemessenen Nitrat-Porenwasserprofile, bei vergleichbaren resultierenden Nitratflüssen, darstellen können. In Abbildung 29b sind die korrespondierenden Sauerstoffprofile gezeigt. Den Graphiken sind die Meßwerte von Stationen aus der Arbeit von Jahnke et al. (1989) zugrunde gelegt worden. Abbildung 29a zeigt die Nitratprofile von 4BC14 und 8BC27 mit Nitratflüssen von 3.56 bzw. 3.42 $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$. Die Meßwerte der Stationen 4BC14 und 8BC27 sind in Abbildung 28 mit (1) bzw. (2) gekennzeichnet. An Station 8BC27 beträgt der remineralisierte Anteil des eingetragenen organischen Kohlenstoffs 23.64 $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$. Der resultierende Nitratfluß liegt mit 3.42 $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ nahe bei den Werten, die sich aus den Relationen von Redfield und Anderson/Sarmiento zu 3.57 bzw. 3.23 $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ ergeben. Das Nitratprofil zeigt im betrachteten Intervall einen sehr kleinen Gradienten in den Nitratkonzentrationen. Zur Oxidation des organischen Materials wird von den Bakterien allein Sauerstoff herangezogen, wodurch der organische Stickstoff quantitativ zu Nitrat oxidiert wird, ohne daß eine Denitrifizierung statt findet. Das korrespondierende Sauerstoffprofil in Abbildung 29b zeigt einen zunehmend kleiner werdenden Gradienten in der Sauerstoffkonzentration. Leider sind die Messungen nach 1 cm abgebrochen worden. Aber es ist zu erwarten, daß im gesamten, betrachteten Intervall oxische Verhältnisse herrschen und die Sauerstoffeindringtiefe > 20 cm liegt.

An Station 4BC14 ist der berechnete, remineralisierte Anteil des eingetragenen organischen Materials mit 39.95 $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ nahezu doppelt so hoch wie an Station 8BC27. Der resultierende Nitratfluß ist dennoch mit 3.57 $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ mit dem der Station 8BC27 vergleichbar. Aus den Relationen von Redfield und Anderson/Sarmiento ergäben sich theoretische Nitratflüsse von 6.03 bzw. 5.47 $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ für eine rein oxische Umsetzung, also reine Nitrifikation. Das Nitratprofil zeigt steile Gradienten in den Nitratkonzentrationen mit wechselndem Vorzeichen, bedingt durch einen charakteristisches Maximum in einer Tiefe von etwa 1.5 cm. Ein Teil des, durch die Nitrifikation erzeugten, Nitrats diffundiert mit dem Konzentrationsgradienten in das Bodenwasser, und ein anderer Teil diffundiert unterhalb des Wendepunktes in tiefere Sedimentschichten, in denen das Nitrat durch Denitrifikation wieder verbraucht wird. Wie eingangs erläutert, dient das Nitrat dort den Bakterien, in Folge eines vollständigen Sauerstoffverbrauchs, als nächsteffizienteres Oxidationsmittel. Die Nitratkonzentration geht in einer Tiefe von ≈ 9 cm gegen Null. Korrespondierend zeigt Abbildung 29b

im Sauerstoffprofil innerhalb des ersten Zentimeters eine stark abnehmende Sauerstoffkonzentration im Porenwasser und eine Eindringtiefe von ≈ 1.5 cm.

Die Porenwasserprofile der Station 4BC27 zeigen eine klassische Abfolge der chemischen Milieus: Von 0–1.5 cm ist ein oxisches, von 1.5–9 cm ein suboxisches und ab 9 cm ist ein anoxisches Milieu zu verzeichnen.

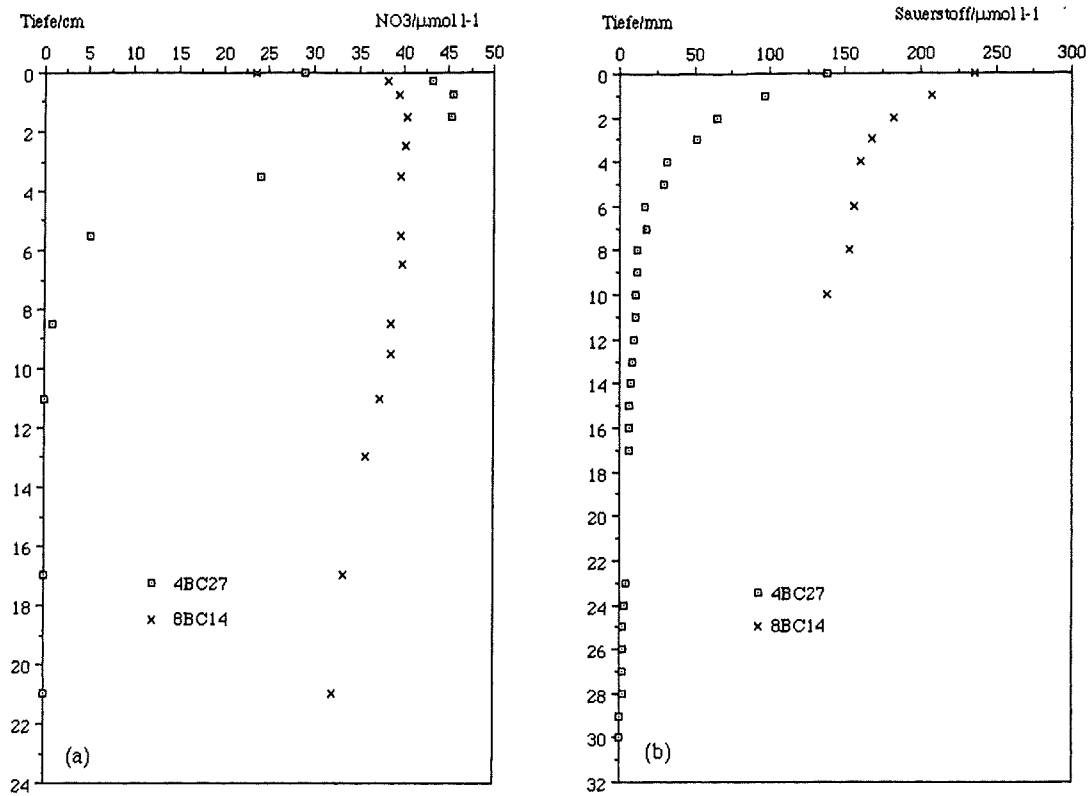


Abb. 29: Die Nitrat- (a) und die korrespondierenden Sauerstoffprofile (b) der Stationen 4BC14 und 8BC27 im Vergleich (Datenmaterial aus Jahnke et al., 1989).

Station Tiefe [m]	Länge Breite	C _{rem} [$\mu\text{molcm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	FNO ₃ (gem.) [$\mu\text{molcm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	FNO ₃ (ber.) [$\mu\text{molcm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	Quelle
M2/1:66 1426	05°48.00'O 67°39.06'N	15.49	1.65	1.76	Balzer (1989)
M2/1:91 1428	05°47.24'O 67°39.24'N	15.52	1.38	1.76	Balzer (1989)
M2/2:103 1426	05°47.30'O 67°39.24'N	18.50	2.70	2.05	Balzer (1989)
M2/2:108 2281	03°07.23'O 70°18.18'N	12.15	0.54	1.40	Balzer (1989)
M2/2:111 2238	00°09.42'O 68°43.36'N	12.28	0.69	1.41	Balzer (1989)
M2/2:114 2797	00°49.23'O 68°30.00'N	10.86	0.13	1.25	Balzer (1989)
M2/2:117 2240	01°29.42'O 67°49.59'N	12.28	1.19	1.41	Balzer (1989)
M7/3:402 2755	00°48.42'W 73°10.00'N	10.95	1.62	1.26	Balzer (1989)
M7/3:439 2224	10°35.42'W 72°22.00'N	9.86	1.16	1.13	Balzer (1989)
M7/3:460 1423	05°47.24'W 67°39.18'N	15.50	2.24	1.76	Balzer (1989)
M7/5:552 1964	08°25.05'W 71°37.30'N	10.57	0.70	1.22	Balzer (1989)
M7/5:556 1094	15°34.59'W 71°44.06'N	14.38	1.47	1.64	Balzer (1989)
M7/5:564 1229	16°04.41'W 70°26.17'N	19.77	2.04	2.16	Balzer (1989)
M7/5:564 1229	16°04.41'W 70°26.17'N	19.77	1.90	2.16	Balzer (1989)
M7/5:568 1735	05°32.39'W 70°57.39'N	19.40	2.04	2.13	Balzer (1989)
M7/5:579 1735	05°32.53'W 70°57.24'N	19.40	1.37	2.13	Balzer (1989)
A4/3:340 3755	32°03.00'O 82°58.12'N	2.94	0.02	0.19	Balzer (1989)
A4/3:362 4037	29°11.12'O 85°04.54'N	2.82	0.15	0.17	Balzer (1989)
A4/3:364 3646	26°19.54'O 85°21.29'N	2.99	0.09	0.20	Balzer (1989)
A4/3:371 3640	21°58.55'O 86°05.06'N	2.99	0.01	0.20	Balzer (1989)
A4/3:376 2896	21°42.29'O 85°22.54'N	3.39	0.01	0.26	Balzer (1989)
P137:186 1436	05°49.21'O 67°37.04'N	15.34	1.40	1.75	Balzer (1989)
P142:1184 1424	05°47.30'O 67°39.18'N	15.50	2.14	1.76	Balzer (1989)
M13/2:543 1334	14°42.11'O 74°59.42'N	16.07	1.86	1.81	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:562 3370	00°00.00'O 75°00.00'N	11.69	1.47	1.35	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:576 1275	05°58.12'O 67°46.00'N	16.48	2.14	1.86	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:586 1321	05°45.54'O 67°46.49'N	16.16	2.29	1.82	Lammers (pers. Mitteilg.)

M13/2:596 1323	05°44.24'O 67°46.41'N	16.14	1.02	1.82	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:598 1424	05°47.30'O 67°39.00'N	15.50	2.08	1.76	Lammers (pers. Mitteilg.)
M17/2:533 1052	18°23.06'W 54°49.54'N	11.59	1.02	1.33	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:538 2181	20°17.17'W 53°32.17'N	9.87	1.42	1.13	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:541 2475	19°08.48'W 53°19.41'N	9.20	1.37	1.05	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:548 3628	20°00.47'W 51°34.00'N	5.87	0.69	0.61	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:551 2842	20°20.06'W 52°30.00'N	6.72	0.90	0.73	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:554 1488	19°45.18'W 54°57.42'N	12.19	1.64	1.40	Kreutz (Eigenmessung)
M26/1:L1 5309	21°58.05'W 33°19.54'N	4.82	0.71	0.46	Kreutz (Eigenmessung)
M26/1:E2 3109	25°53.20'W 54°21.29'N	8.19	1.19	0.92	Kreutz (Eigenmessung)
M26/1:D2 2568	28°13.33'W 57°25.28'N	18.10	2.09	2.01	Kreutz (Eigenmessung)
MM 4105	66°29.27'W 34°42.28'N	40.35	3.16	3.33	Christensen und Rowe (1984)
DOS1 1840	70°39.57'W 39°45.10'N	65.08	3.56	3.70	Christensen und Rowe (1984)
DOS2 3630	69°33.00'W 31°18.00'N	41.95	3.07	3.38	Christensen und Rowe (1984)
713 5120	68°16.48'W 34°57.00'N	35.38	3.64	3.16	Christensen und Rowe (1984)
ADS 2850	70°39.57'W 39°45.07'N	48.94	3.81	3.56	Christensen und Rowe (1984)
NN 5090	65°51.03'W 33°55.58'N	20.70	2.00	2.24	Christensen und Rowe (1984)
LGC02 4595	60°50.49'W 35°20.17'N	11.11	1.20	1.28	Goloway und Bender (1982)
LGC05 4621	61°36.00'W 34°49.48'N	5.09	0.66	0.51	Goloway und Bender (1982)
TC05 4629	60°33.18'W 35°18.39'N	11.17	1.50	1.29	Goloway und Bender (1982)
2BC5 3779	19°58.30'W 14°41.27'N	35.39	3.64	2.51	Jahnke et al. (1989)
3BC8 2981	18°35.09'W 14°40.30'N	21.52	3.16	2.31	Jahnke et al. (1989)
4BC14 1011	17°00.28'W 09°14.27'N	39.95	3.56	3.33	Jahnke et al. (1989)
6BC20 4526	17°34.58'W 08°25.08'N	17.42	2.65	1.95	Jahnke et al. (1989)
7BC26 4612	18°24.00'W 07°21.46'N	17.30	2.58	1.93	Jahnke et al. (1989)
8BC27 2760	20°28.37'W 05°58.19'N	23.64	3.42	2.47	Jahnke et al. (1989)
10BC35 5036	19°40.30'W 02°07.49'N	10.95	1.14	1.26	Jahnke et al. (1989)
11BC39 4210	22°47.38'W 01°57.28'N	12.09	1.28	1.39	Jahnke et al. (1989)
11.5BC46 4414	22°54.00'W 00°56.16'N	13.55	2.02	1.55	Jahnke et al. (1989)

12BC47 3858	23°00.18'W 00°00.03'N	14.60	2.14	1.66	Jahnke et al. (1989)
10GC1 4956	08°12.00'W 01°05.09'N	12.42	1.40	1.43	Goloway und Bender (1982)
11TW1 4980	09°04.30'W 00°02.19'N	53.45	3.20	2.28	Goloway und Bender (1982)
K90:1(1) 5100	63°17.38'W 41°32.09'N	10.51	1.20	1.21	Sayles und Curry (1988)
K90:1(2) 5100	63°23.09'W 41°30.50'N	10.51	1.24	1.21	Sayles und Curry (1988)
2B 4200	16°03.20'W 46°03.29'N	10.12	1.22	1.16	Rutgers van der Loeff (1990)
4B 4300	16°13.40'W 45°52.19'N	9.99	1.23	1.14	Rutgers van der Loeff (1990)
5B 4325	16°45.29'W 45°03.29'N	9.95	1.20	1.14	Rutgers van der Loeff (1990)
6B 4570	16°52.00'W 45°54.00'N	9.65	1.21	1.10	Rutgers van der Loeff (1990)
8B 4725	17°16.09'W 45°50.49'N	9.48	1.21	1.08	Rutgers van der Loeff (1990)
11B 4725	17°09.29'W 46°01.09'N	9.48	1.28	1.08	Rutgers van der Loeff (1990)
13B 4700	16°42.29'W 46°05.09'N	9.51	1.29	1.09	Rutgers van der Loeff (1990)
15B 4000	16°30.07'W 45°55.51'N	10.39	1.22	1.19	Rutgers van der Loeff (1990)
21B 4787	14°58.19'W 47°03.20'N	9.36	1.28	1.07	Rutgers van der Loeff (1990)
22B 4236	16°02.20'W 46°04.30'N	10.07	1.27	1.15	Rutgers van der Loeff (1990)
26B 4540	16°41.30'W 46°24.50'N	9.69	1.22	1.11	Rutgers van der Loeff (1990)
28B 4609	17°11.39'W 45°54.29'N	9.61	1.22	1.10	Rutgers van der Loeff (1990)

Tab. 9: Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Nitratflüssen.

4.4.3 Silikatflußraten

Den Untersuchungen über einen empirischen Zusammenhang zwischen dem remineralisierte Anteil des eingetragenen Kohlenstoffs und den resultierenden Silikatflüssen basieren auf 37 Einzelmessungen, deren geographische Positionen aus Abbildung 21d ersichtlich werden. Eine Regionalisierung der Silikatflüsse für das gesamte Arbeitsgebiet ist auf dieser Datenbasis nicht möglich. Untersuchungen von Lisitzin et al. (1975) zeigen für Probenmaterial verschiedener Lokationen aus der ozeanischen Deckschicht des Atlantiks, daß das Verhältnis von amorphem Silikat zum organischen Kohlenstoff für den Nordatlantik als nahezu konstant anzusehen ist. Für den Südatlantik verlagert sich das Verhältnis von amorphem Silikat zu organischem Kohlenstoff mit steigender Breite immer weiter auf die Seite des Silikats. Aus diesem Grund sind nur Werte aus dem Nordatlantik in die Betrachtung aufgenommen worden.

Für die Auflösung von biogenem Opal kommen nach Schrader und Schuette (1981) die ersten 1000 m der Wassersäule und der Meeresboden in Frage. Durch die Auswertung von Probenmaterial aus Sinkstofffallen zeigten Honjo (1980) und Takahashi (1986), daß in der Wassersäule unterhalb einer Wassertiefe von 1000 m nur noch unbedeutende Lösungsprozesse stattfinden. Umfangreiche Untersuchungen von Noriki und Tsunogai (1986) im Atlantik und Pazifik kamen zu gleichen Ergebnissen. In allen Arbeiten sind hohe Zuführungsraten von 12 bis 51 $\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$ an biogenem Opal zum Meeresboden ermittelt worden. Abbildung 30 zeigt die nahezu lineare Beziehung zwischen dem Silikatfluß und dem remineralisierten Anteil des organischen Materials.

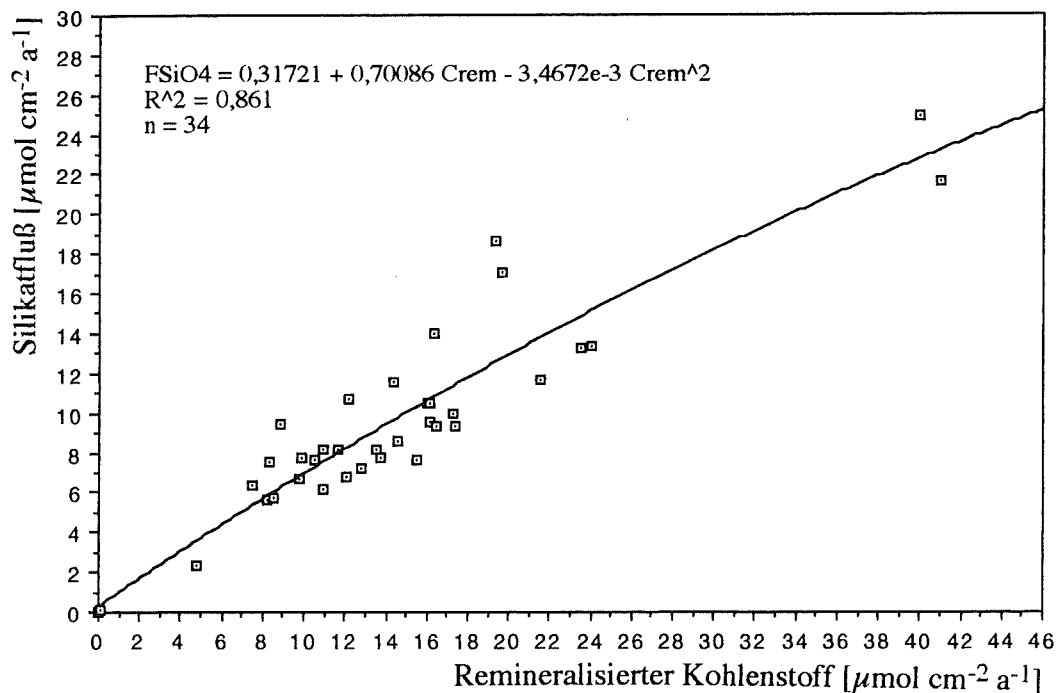


Abb. 30: Relation zwischen Silikatfluß und remineralisiertem Kohlenstoff.

Der empirische Zusammenhang zwischen remineralisiertem Kohlenstoff und dem resultierenden, gemessenen Silikatfluß ist in Gleichung 51 durch ein Polynom 2. Ordnung gegeben:

$$F_{SiO_4} = 0.31721 + 0.70086 \cdot C_{rem} - 0.0034672 \cdot C_{rem}^2 \quad (51)$$

mit: $n = 37$; $r^2 = 0.86$

F_{SiO_4} = Silikatfluß [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

C_{rem} = Remineralisierter Kohlenstoff [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]

Das Bestimmtheitsmaß der Funktion ist mit 0.86 hinreichend groß, um die ermittelte Funktion für die Regionalisierung der Silikatflüsse auf empirischer Basis zu verwenden.

Tabelle 10 zeigt das verwendete Datenmaterial und einen Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Silikatflüssen. Mehrere Messungen von Balzer (1989) aus der Norwegisch-Grönländischen See sind nicht verwendet worden, bei denen der Autor sehr überhöhten Silikatrückführungsraten beschreibt, die nicht allein durch einen vertikalen Opaleintrag aus der Wassersäule, sondern nur durch eine hohe laterale Zufuhr erklärt werden können.

Station Tiefe [m]	Länge Breite	C_{rem} [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	F_{SiO_4} (gem.) [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	F_{SiO_4} (ber.) [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	Quelle
M7/3:400 2867	00°40.05'O 71°26.17'N	12.75	7.16	8.69	Balzer (1989)
M7/3:402 2755	00°49.03'W 73°10.00'N	10.91	8.14	7.55	Balzer (1989)
M7/3:439 2224	10°35.42'W 72°22.00'N	9.84	7.73	6.88	Balzer (1989)
M7/3:460 1423	05°47.24'O 67°39.18'N	15.46	7.62	10.33	Balzer (1989)
M7/5:552 1964	08°25.05'W 71°37.30'N	10.54	7.61	7.32	Balzer (1989)
M7/5:556 1094	15°34.59'W 71°44.06'N	14.34	11.60	9.66	Balzer (1989)
M7/5:564 1229	16°04.41'W 70°26.17'N	19.72	17.10	12.79	Balzer (1989)
M7/5:579 1735	05°32.53'W 70°57.24'N	19.35	18.70	12.58	Balzer (1989)
A4/3:287 2671	30°52.36'O 81°40.36'N	8.89	9.47	6.27	Balzer (1989)
A4/3:296 3004	31°30.18'O 81°47.30'N	8.33	7.50	5.91	Balzer (1989)
M13/2:543 1334	14°42.11'O 74°59.42'N	16.03	10.52	10.66	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:547 1762	14°00.00'O 74°59.48'N	13.74	7.57	9.29	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:562 3370	00°00.00'W 75°00.00'N	11.66	8.13	8.02	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:576 1275	05°58.12'W 67°46.00'N	16.43	9.28	10.90	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:586 1321	05°45.54'O 67°46.48'N	16.11	10.49	10.71	Lammers (pers. Mitteilg.)

M13/2:593 1294	05°57.47'O 67°47.06'N	16.30	13.96	10.82	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:596 1323	05°44.24'O 67°46.41'N	16.10	9.49	10.70	Lammers (pers. Mitteilg.)
M17/2:533 1052	18°23.06'W 54°49.54'N	11.56	8.53	7.95	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:538 2181	20°17.17'W 53°32.17'N	9.83	6.69	6.87	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:541 2475	19°08.48'W 53°19.41'N	9.17	6.96	6.45	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:548 3628	20°00.47'W 51°34.00'N	5.87	4.36	4.31	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:551 2842	20°20.06'W 52.30.00'N	6.72	5.77	4.87	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:554 1488	19°45.18'W 54°57.42'N	12.15	10.68	8.32	Kreutz (Eigenmessung)
M26/1:L1 5309	21°58.05'W 33°19.54'N	4.80	2.29	3.60	Kreutz (Eigenmessung)
M26/1:E2 3109	25°53.20'W 54°21.29'N	8.17	5.58	5.81	Kreutz (Eigenmessung)
1BC1 1445	17°50.09'W 14°39.36'N	40.96	21.65	23.21	Jahnke et al. (1989)
2BC5 3779	19°58.30'W 14°41.27'N	24.05	13.31	15.17	Jahnke et al. (1989)
3BC8 2981	18°35.09'W 14°40.30'N	21.52	11.63	13.80	Jahnke et al. (1989)
4BC14 1011	17°00.28'W 09°14.27'N	39.95	24.93	22.78	Jahnke et al. (1989)
6BC20 4526	17°34.58'W 08°25.08'N	17.42	9.36	11.47	Jahnke et al. (1989)
7BC26 4612	18°24.00'W 07°21.46'N	17.24	9.98	11.37	Jahnke et al. (1989)
8BC27 2760	20°44.49'W 04°58.19'N	23.57	13.23	14.91	Jahnke et al. (1989)
10BC35 5036	19°40.30'W 02°07.58'N	10.91	6.17	7.55	Jahnke et al. (1989)
11BC39 4210	22°47.38'W 01°57.28'N	12.05	6.77	8.26	Jahnke et al. (1989)
11.5BC46 4414	22°54.00'W 00°56.16'N	13.51	8.20	9.15	Jahnke et al. (1989)
12BC47 3858	23°00.18'W 00°00.03'N	14.55	8.60	9.78	Jahnke et al. (1989)
K51:I 3732	35°03.00'W 52°43.12'N	9.22	6.94	6.49	Sayles (1981)

Tab. 10: Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Silikatflüssen.

In Abbildung 31 ist exemplarisch ein Silikatprofil aus der Arbeit von Jahnke et al. (1989) aufgeführt. Die verwendeten Porenwasserdaten sind an der Station 4BC14 auf dem Guinea Transect ermittelt worden. Das Porenwasserprofil zeigt, innerhalb der obersten 13 cm, mit der Tiefe schnell ansteigende Silikatkonzentrationen, die unterhalb eines Konzentrationsmaximums wieder leicht abnehmen. Der steile Silikatgradient in den obersten Zentimetern ist auf die hohe Löslichkeit des eingetragenen biogenen, amorphen Silikats und die Untersättigung des Porenwassers an Kieselsäure

zurückzuführen. Die Löslichkeit des eingetragenen Silikats ist dabei abhängig von seiner spezifischen Oberfläche, dem pH-Wert des Porenwassers, der Temperatur und dem Grad der Untersättigung (Hurd und Birdwhistell, 1983). Nach Untersuchungen von Van Bennekom et al. (1988, 1989) ist auch der Gehalt an eingelagerten Spurenelementen entscheidend für die Lösungseigenschaften von Opal. Unterhalb des Konzentrationsmaximums finden höchstwahrscheinlich komplexe Fällungsreaktionen statt, die eine Silikatabnahme im Porenwasser verursachen. Unter sub- und anoxischen Bedingungen beschreiben Burton und Liss (1973) eine Adsorption von Silikat an Eisen-, Aluminium- und Magnesiumhydroxid. DeLange und Rispens (1986) beobachteten die Bildung von Eisen(II)-silikat, FeSiO_3 , und von Winters und Buckley (1986) wird weiterhin die Bildung des Komplexes $[\text{Fe}(\text{Si}_2\text{O}_2(\text{OH})_5(\text{SiO}(\text{OH})_3)]$ diskutiert. Balzer (1989) und Schlüter (1990) zeigten, daß die maximale Silikatkonzentration nicht mit dem Opalgehalt im Sediment korreliert und daß die nachfolgende Silikatfällung nicht von den Redox-Bedingungen abhängig ist. Die Silikatfällung ist in den chemischen Eigenschaften der Orthokieselsäure, H_4SiO_4 begründet. H_4SiO_4 ist nur in großer Verdünnung und bei einem pH-Wert von 3.20 einige Zeit als Monomer beständig (vergl. Holleman und Wiberg, 1976). Bei größeren und kleineren pH-Werten spaltet die Orthokieselsäure, auf Grund der fehlenden Neigung zur $p\pi-p\pi$ - Doppelbindung, schnell intermolekular Wasser ab, wobei als erstes Kondensationsprodukt die Orthodikieselsäure, $\text{H}_5\text{Si}_2\text{O}_7$ auftritt. Weitere Kondensationen führen zur Bildung höherer Kieselsäureketten wie den cyclischen Metakieselsäuren und den Polykieselsäuren. Letztendlich bilden sich unter Ausfällung aus den Kieselsäureketten Band- und Blattsilikate.

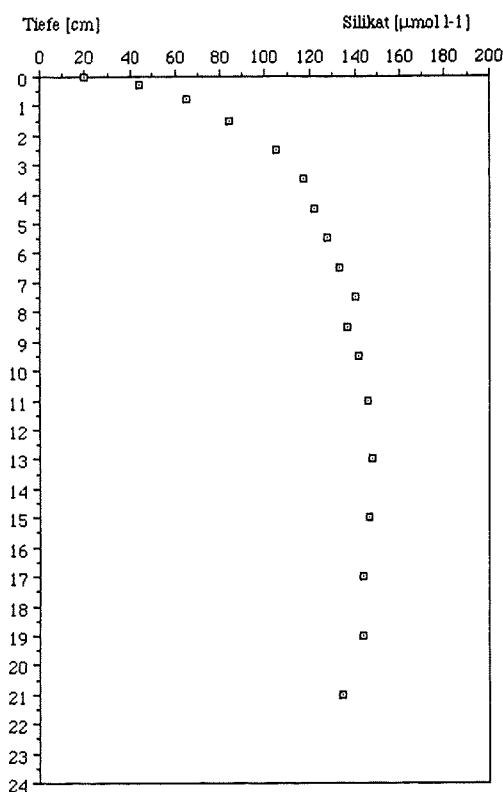


Abb. 31:
Das Silikatprofil der Station 4BC14
(Jahnke et al., 1989).

Ein quantitativer Beitrag zu den Silikatflüssen, durch Lösung der nichtopalinen Silikatphase (z.B. Tonminerale), wird heute ausgeschlossen (Schink et al., 1975; Calvert, 1983, Balzer, 1989).

4.4.4 Phosphatflußraten

Zur Ermittlung einer empirischen Beziehung zwischen dem remineralisiertem Anteil des organischen Kohlenstoffs und den resultierenden Phosphatflüssen sind 46 Einzelmessungen von Phosphatflüssen herangezogen worden, deren Lage und Verteilung aus Abbildung 21c ersichtlich werden. Aus der Verteilung der Meßpunkte wird ersichtlich, daß eine Regionalisierung allein mit diesen Daten nicht möglich ist. In Abbildung 32 ist die Beziehung im Vergleich zu den empirischen Relationen von Redfield bzw. Anderson und Sarmiento (1994) gezeigt. Das Bestimmtheitsmaß der Funktion ist mit 0.66 hinreichend, um die Relation für die Regionalisierung zu verwenden.

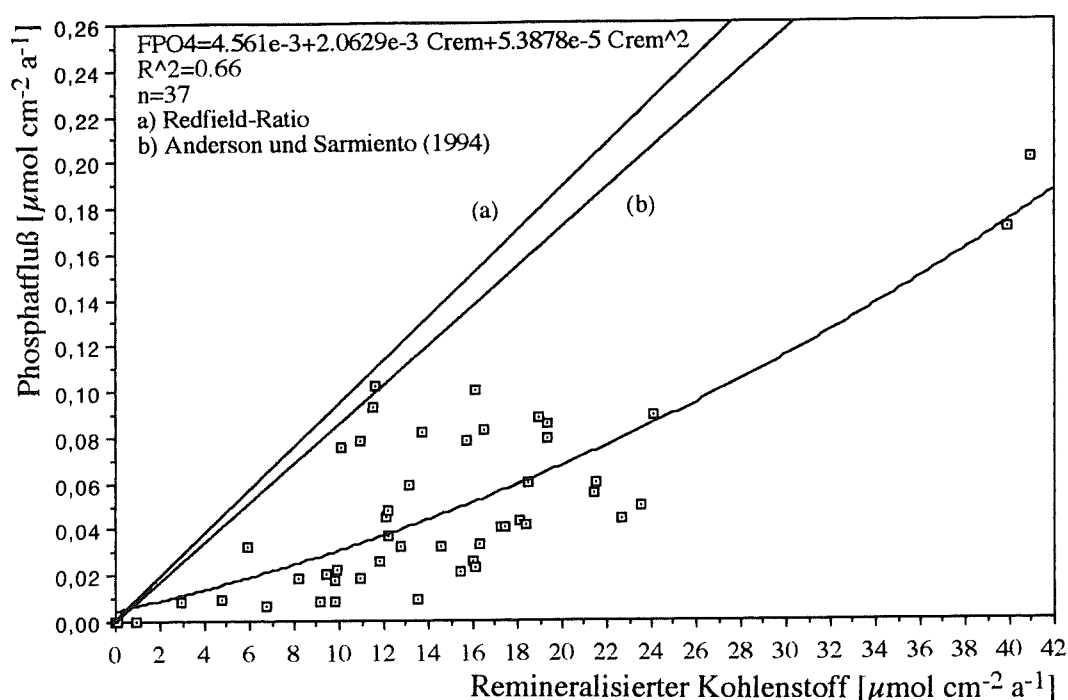


Abb. 32: Relation zwischen Phosphatfluß und remineralisiertem Kohlenstoff.

Die Relation zwischen Phosphatfluß und remineralisiertem Kohlenstoff ergibt sich mit Hilfe eines Polynoms 2. Ordnung zu Gleichung 52.

$$FPO_4 = 4.561 \cdot 10^{-3} + 2.0629 \cdot 10^{-3} \cdot C_{rem} + 5.3878 \cdot 10^{-5} \cdot C_{rem}^2 \quad (52)$$

mit: $n = 37$; $r^2 = 0.66$

$FPO_4 = \text{Phosphatfluß } [\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}]$

$C_{rem} = \text{Remineralisierter Kohlenstoff } [\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}]$

In Tabelle 11 sind die verwendeten Daten im Vergleich zu den berechneten Werten gezeigt.

Station Tiefe [m]	Länge Breite	C _{rem} [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	FPO ₄ (gem.) [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	FPO ₄ (ber.) [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]	Quelle
M7/1:400 2867	00°40.05'O 71°26.17'N	12.75	0.032	0.040	Balzer (1989)
M7/3:402 2755	00°49.03'W 73°10.00'N	10.91	0.078	0.033	Balzer (1989)
M7/3:413 2697	00°36.54'W 72°02.18'N	13.19	0.059	0.041	Balzer (1989)
M7/3:415 3099	00°13.18'W 72°03.36'N	12.21	0.037	0.038	Balzer (1989)
M7/3:431 3309	01°48.00'O 72°22.36'N	9.86	0.022	0.030	Balzer (1989)
M7/3:434 3177	01°30.48'O 72°23.34'N	10.08	0.075	0.031	Balzer (1989)
M7/3:437 2574	06°35.30'W 72°37.18'N	15.67	0.078	0.050	Balzer (1989)
M7/3:439 2224	10°35.42'W 72°22.00'N	9.84	0.017	0.030	Balzer (1989)
M7/3:444 3295	00°04.48'O 70°00.42'N	11.80	0.026	0.036	Balzer (1989)
M7/3:449 1437	05°48.36'O 67°39.42'N	18.37	0.041	0.061	Balzer (1989)
M7/3:450 981	01°45.30'O 67°00.24'N	22.69	0.044	0.079	Balzer (1989)
M7/3:452 1427	05°47.30'O 67°39.24'N	18.44	0.060	0.061	Balzer (1989)
M7/5:549 1735	05°32.24'W 70°57.24'N	19.35	0.079	0.065	Balzer (1989)
M7/5:554 2409	12°58.30'W 72°12.42'N	9.41	0.020	0.029	Balzer (1989)
M7/5:574 1398	12°43.42'W 70°34.06'N	21.47	0.055	0.074	Balzer (1989)
M7/5:576 1745	10°37.48'W 70.20.06'N	18.94	0.088	0.063	Balzer (1989)
M7/5:579 1735	05°32.53'W 70°57.24'N	19.35	0.085	0.065	Balzer (1989)
A4/3:340 3755	32°03.00'O 82°58.12'N	2.93	0.008	0.011	Balzer (1989)
M13/2:543 1334	14°42.11'O 74°59.42'N	16.03	0.026	0.051	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:547 1762	14°00.00'O 74°59.48'N	13.74	0.082	0.043	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:562 3370	00°00.00'W 75°00.00'N	11.66	0.102	0.036	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:576 1275	05°58.12'W 67°46.00'N	16.43	0.083	0.053	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:586 1321	05°45.54'O 67°46.48'N	16.11	0.023	0.052	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:593 1294	05°57.47'O 67°47.06'N	16.30	0.033	0.052	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:596 1323	05°44.24'O 67°46.41'N	16.10	0.100	0.052	Lammers (pers. Mitteilg.)
M13/2:598 1424	05°47.30'O 67°39.00'N	15.46	0.021	0.049	Lammers (pers. Mitteilg.)
M17/2:533 1052	18°23.06'W 54°49.54'N	11.56	0.093	0.036	Kreutz (Eigenmessung)

M17/2:538 2181	20°17,17'W 53°32,17'N	9.83	0.008	0.030	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:541 2475	19°08,48'W 53°19,41'N	9.17	0.008	0.028	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:548 3628	20°00,47'W 51°34,00'N	5.87	0.032	0.019	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:551 2842	20°20,06'W 52°30,00'N	6.72	0.006	0.021	Kreutz (Eigenmessung)
M17/2:554 1488	19°45,18'W 54°57,42'N	12.15	0.048	0.038	Kreutz (Eigenmessung)
M26/1:L1 5309	21°58,05'W 33°19,54'N	4.80	0.009	0.016	Kreutz (Eigenmessung)
M26/1:E2 3109	25°53,20'W 54°21,29'N	8.17	0.018	0.025	Kreutz (Eigenmessung)
M26/1:D2 2568	28°13,33'W 57°25,29'N	18.05	0.043	0.059	Kreutz (Eigenmessung)
1BC1 1445	17°50,09'W 54°39,36'N	40.96	0.200	0.179	Jahnke et al. (1989)
2BC5 3779	10°58,30'W 14°41,27'N	24.05	0.089	0.085	Jahnke et al. (1989)
3BC8 2981	18°35,09'W 14°40,30'N	21.52	0.060	0.074	Jahnke et al. (1989)
4BC14 1011	17°00,28'W 09°14,27'N	39.95	0.170	0.173	Jahnke et al. (1989)
6BC20 4526	17°34,58'W 08°25,08'N	17.42	0.040	0.057	Jahnke et al. (1989)
7BC26 4612	18°24,00'W 07°21,46'N	17.24	0.040	0.056	Jahnke et al. (1989)
8BC27 2760	20°44,49'W 04°58,19'N	23.57	0.050	0.083	Jahnke et al. (1989)
10BC35 5036	19°40,30'W 02°07,58'N	10.91	0.018	0.033	Jahnke et al. (1989)
11BC39 4210	22°47,38'W 01°57,28'N	12.05	0.045	0.037	Jahnke et al. (1989)
11.5BC46 4414	22°54,00'W 00°56,16'N	13.51	0.009	0.042	Jahnke et al. (1989)
12BC47 3858	23°00,18'W 00°00,03'N	14.55	0.032	0.046	Jahnke et al. (1989)

Tab. 11: Vergleich zwischen gemessenen und berechneten Phosphatflüssen.

Aus Abbildung 32 wird ersichtlich, daß die gemessenen Phosphatflüsse und die aus ihnen bestimmte Funktion erheblich nach unten von den Verhältnissen von Redfield, sowie Anderson und Sarmiento (1994) abweichen. Diese Beobachtung ist damit zu erklären, daß Phosphat schwerlösliche Verbindungen bilden kann, die die Phosphatkonzentrationen im Porenwasser, durch Ausfällung, stark erniedrigen können. Bei erhöhter Phosphatregeneration stellt sich ein Gleichgewicht zwischen schwerlöslichem Calciumphosphat ($\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_3$) und gelöstem Calcium und Phosphat ein, wobei die Ausfällung von Calciumphosphat durch Anwesenheit genügend großer Carbonatmineraloberflächen, die als Kristallisationskeime dienen, beschleunigt wird (Hartmann et al., 1976). Weiterhin ist beim Übergang vom oxischen zum suboxischen Porenwassermilieu die Fällung von Eisen(III)-phosphat ($\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2$), Eisen/Manganphosphaten und im sub- und anoxischen Milieu, durch den Anstieg der

Ammoniumkonzentration, die Fällung von Magnesiumammoniumphosphat, $MgNH_4PO_4$ in Betracht zu ziehen. In allen chemischen Porenwassermilieus ist weiterhin mit der Physisorption von Phosphat an Sedimentpartikel zu rechnen. Auf Grund der komplexen chemischen und physikochemischen Zusammenhänge und Wechselwirkungen konnte kein eindeutiger, empirischer Zusammenhang zwischen der Fazieszusammensetzung, d.h. deren Carbonatgehalt und der Differenz zwischen den gemessenen Phosphatkonzentrationen und den theoretisch möglichen Konzentrationen aus den Beziehungen von Redfield und Anderson/Sarmiento (1994) gefunden werden. In Abbildung 33 ist exemplarisch das Phosphatprofil der Station 8BC27 von Jahnke et al. (1989) gezeigt.

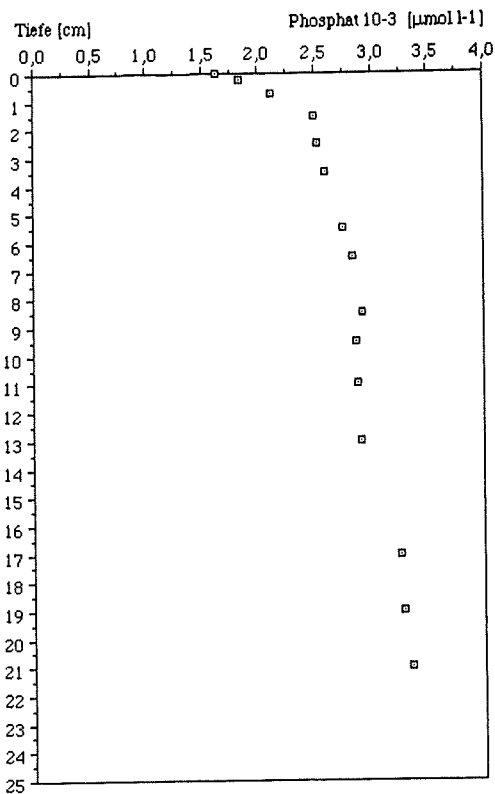


Abb. 33:
Phosphatprofil der Station 8BC27
(Jahnke et al., 1989).

Das Profil zeigt in den obersten 2 cm der Sedimentsäule einen steilen Gradienten in der Phosphatkonzentration, der sich unterhalb 2 cm stark verringert. Das Profil strebt, mit zunehmender Tiefe, einer Gleichgewichtskonzentration zwischen ausgefallenen schwerlöslichen Phosphatmineralien, bzw. adsorptiv gebundenem und im Porenwasser gelöstem Phosphat zu. Das schnelle Anstreben der Gleichgewichtskonzentration läßt den Schluß zu, daß keine wesentliche Beeinflussung der oberflächennahen Konzentrationsprofile durch Abbauprozesse in tieferen Sedimentschichten statt finden und kein diffusiver Fluß aus größerer Sedimenttiefe nach oben statt findet. Offensichtlich ist die Intensität des sub- und anoxischen Phosphorabbaus so gering, daß adsorptive Prozesse und Fällungsreaktionen Konzentrationsanstiege verdecken.

Zusammenfassend können die hier vorgestellten empirischen Beziehungen als erste gute Näherung angesehen werden, um den Kohlenstofffluß (F_c) auf das Sediment, seine Akkumulations- (C_{bur}) und Remineralisierungsrate (C_{rem}) zu beschreiben. Dieser Eintrag an biologisch verwertbarer Nahrung an die Detrituskette wird als entscheidende Steuergröße für die Sauerstoffrespiration und für die daran gekoppelte Nährstoffrückführung an den Ozean angesehen. Mit den empirischen Beziehungen zur Beschreibung des Sauerstoffflusses (FO_2) in das Sediment und der Rückführung von Nitrat (FNO_3), Silikat ($FSiO_4$) und Phosphat ($FHPO_4$) lassen sich in guter Näherung die tatsächlichen Verhältnisse in den Sedimenten des tiefen Nordatlantiks und Europäischen Nordmeeres beschreiben. Die Berechnung von Phosphatflüssen unterliegt Fehlern, da Phosphat, im System Sediment/Porenwasser, schwerlösliche Verbindungen zu bilden vermag, sowie adsorptiv an Sedimentbestandteile gebunden werden kann. Keine Rücksicht konnte auf Schwankungen der Stoffflüsse genommen werden, die durch einen saisonal oder lateral stark veränderlichen Kohlenstoffeintrag gesteuert werden, da hierfür keine Datenbasis vorhanden war. Die nicht prozeßorientierten Beziehungen beschreiben statistisch die jeweiligen auf das Jahr gemittelte Flüsse.

4.5 Die Regionalisierung der Stoffflußraten

Im nachfolgenden Kapitel sollen die Stoffflußkarten diskutiert werden, die mit Hilfe der empirischen Beziehungen aus Kap. 4.4 für das gewählte $2^\circ \times 2^\circ$ -Raster erhalten worden sind. Für die Datenerhebung sind wie eingangs beschrieben nur diejenigen Werte verwendet worden, bei denen die Wassertiefe ≥ 1000 m betrug. Wassertiefen von mehr als 1000 m werden im betrachteten Gebiet bei einem Abstand von der Küste zwischen 100 und 200 km erreicht. Die sich so ergebenden annähernd 900 Einzelpunkte sind mit Hilfe des Programms SURFER 4.0 (Golden Software, Inc., Colorado) in Form von Isolinien dargestellt worden, die Regionen mit einem gleichen Intervall der Stoffflußraten umschreiben. Die Küstenlinien sind mit Hilfe des Programms ATLAS (Microsoft Corp.) hinzugefügt worden. Dabei ist eine *äquidistante zylindrische Projektion* gewählt worden, die einen identischen Winkelabstand der Gitterpunkte voneinander erzeugt. Die damit einhergehende und in nördliche Richtung zunehmende Ost-West-Streckung der Karten, d.h. die Vernachlässigung der Abweitung, läßt eine, wenn auch nicht flächentreue, Darstellung des gesamten Arbeitsgebietes zu. Die Verzerrung der Breitenkreise ist für die Regionalisierung von keiner maßgeblichen Relevanz, da die Karten nur der rein bildlichen Darstellung der Regionalisierung dienen sollen.

4.5.1 Der organische Kohlenstoff

Für das gewählte $2^\circ \times 2^\circ$ -Raster ist, ausgehend von der "Dahlem"-Produktivitätskarte (Abb. 3), mit Hilfe der Transportgleichung (Gl. 45) der *Kohlenstofffluß auf das Sediment* (F_c) berechnet worden. Zum Vergleich mit den nachfolgend diskutierten Stoffflußkarten ist in Abbildung 34 die Dahlem-Produktivitätskarte in gleicher Projektion gezeigt. Beim Vergleich der Produktivitätskarte mit den im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer vorherrschenden Oberflächenströmungssystemen (Abb. 10, 14) wird deren bedeutender Einfluß auf die Produktivitätsverteilung deutlich. In Abbildung 35 ist der Kohlenstofffluß auf das Sediment (F_c) gezeigt. Als Stellgrößen für den Kohlenstofffluß dienen nach Gleichung 45 allein die Primärproduktion (P_t), respektive die über die f-Ratio verknüpfte Exportproduktion (P_e) und die Wassertiefe (z). Die Primärproduktion wird dabei mit Hilfe der Beziehung aus Gleichung 45 in die Exportproduktion (P_e) umgerechnet, die für den Fluß an organischem Kohlenstoff maßgeblich ist.

Es zeichnet sich deutlich der *Einfluß der Oberflächenströmungen* auch auf den benthischen Kohlenstoffeintrag ab. Der küstenparallele Verlauf der Isolinien für den Kohlenstoffeintrag ist im Bereich des östlichen Nordatlantiks durch die Verläufe des Antillen- ($F_c = 4 - 8 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$) und des Golf-Stromes ($F_c = 12 - 24 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$) geprägt. Zwischen Neufundland und Grönland wird diese Parallelität durch den Einfluß des Labrador- und Ostgrönland-Stromes gestört, die in diesem Seegebiet in den Golf-Strom bzw. den Nordatlantik-Strom münden. Im Europäischen Nordmeer zeigt sich vor der norwegischen Küste deutlich der Einfluß des Norwegen- und Ostgrönland-Stromes auf den Kohlenstoffeintrag ($14 - 24 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$).

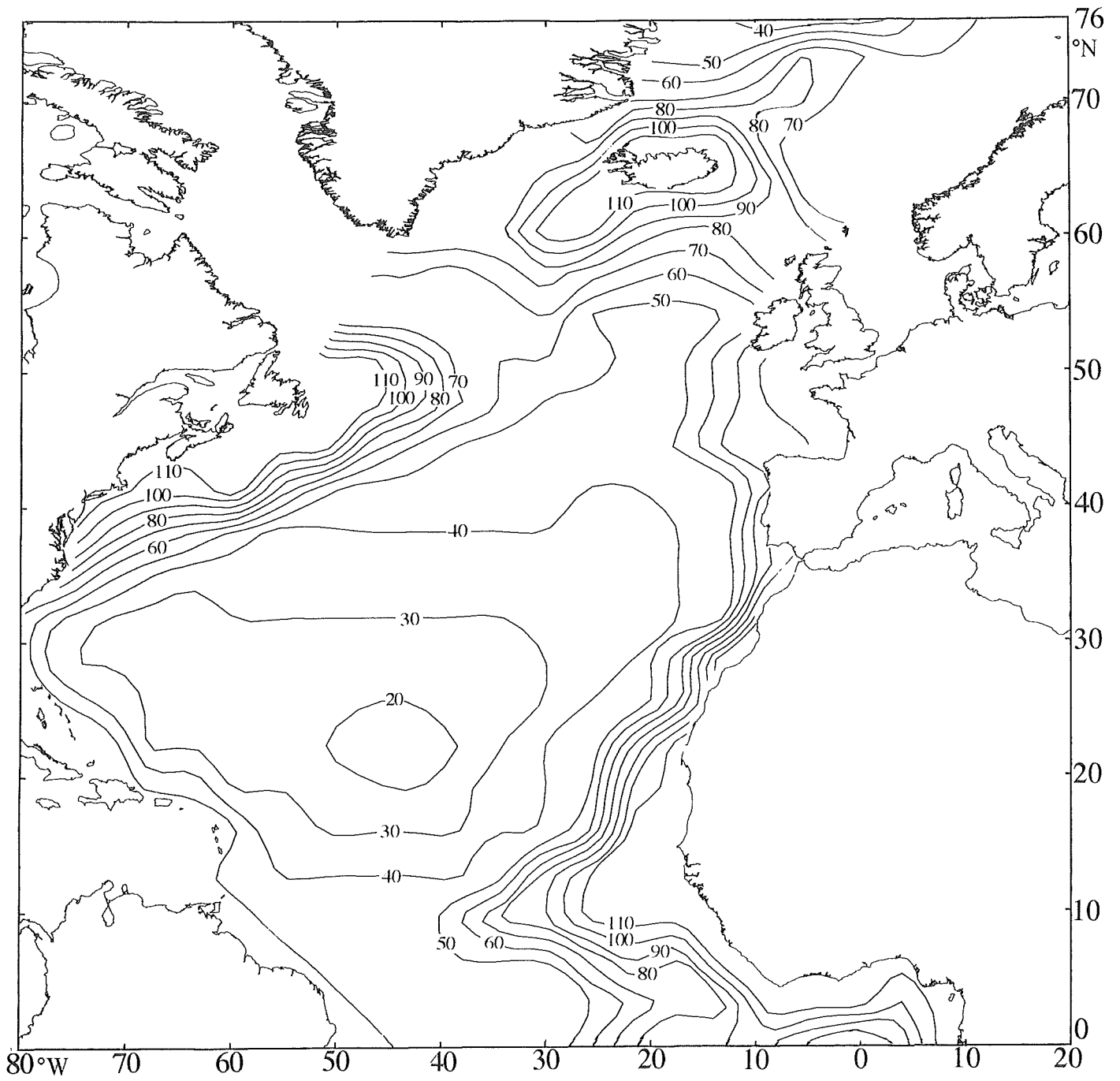


Abb. 34: Regionalisierung der **Primärproduktion**, P_t in $[\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}]$.

Basierend auf Datenmaterial aus der Dahlem-Produktivitätskarte von Berger (1989).

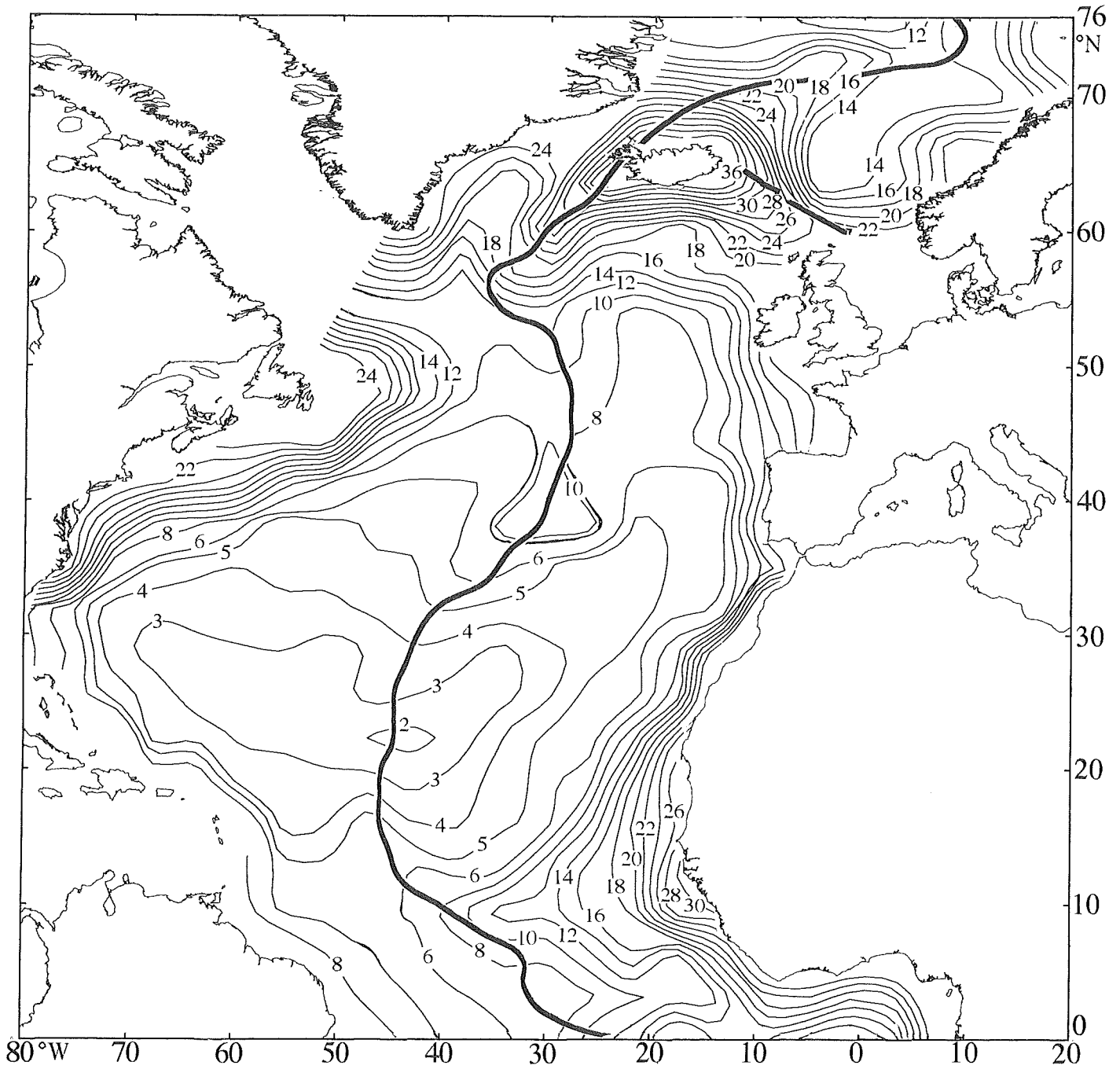


Abb. 35: Regionalisierung der **Kohlenstoffflußraten auf die Sediment/Wassergrenzschicht**, F_C in $[\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{a}^{-1}]$.

Die Achsen der ozeanischen Rücken sind fett hervorgehoben.

Besonders deutlich wird diese Beeinflussung im Bereich des Westatlantiks im Einflußgebiet des hochproduktiven Auftriebsgebietes vor Westafrika, mit $P_t > 125 \text{ g C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Der dort küstenparallel südwestlich verlaufende Kanaren-Strom transportiert nährstoff- und biomassereiches Wasser aus dem Auftriebsgebiet entlang der Küste. Auf 10°N ändert sich die Strömungsrichtung nach Westen und der Kanaren-Strom mündet in den Nordäquator-Strom. Die nährstoffbedingte hohe Produktivität zeichnet sich bis über den Mittelatlantischen Rücken durch einen erhöhten Kohlenstoffeintrag in die darunter liegenden Sedimente aus ($F_c = 8 - 30 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$). Auf 5°N zeigt sich der Einfluß des nährstoffärmeren in östliche Richtung verlaufenden Äquatorialen Gegenstromes bzw. Guinea-Stromes mit einem verminderten Kohlenstoffeintrag ($F_c = 8 - 14 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$) bis kurz vor die afrikanische Küste. Im Bereich des mittleren Nordatlantiks, der nicht durch starke Oberflächenströmungen gekennzeichnet ist, nimmt die Primärproduktion von 60 auf $25 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$ ab. Somit verringert sich auch der resultierende Kohlenstoffeintrag von 10 auf $2 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ zum Zentrum des Nordatlantiks.

Neben dem Einfluß der Oberflächenströmungssysteme (vergl. Abb. 10, Abb. 14) auf die Produktivitätsverteilung und den daraus resultierenden Kohlenstoffflüssen auf die Tiefseesedimente zeigt sich in Abbildung 35 weiterhin die Abhängigkeit des Kohlenstoffeintrags von der Wassertiefe (vergl. Gl. 9-17, Abb. 13b). Im Nordatlantik zeichnen sich deutlich der Reykjanes- und der Mittelatlantische Rücken in der Kohlenstoffflußkarte (Abb. 35) ab. Zur besseren Orientierung ist die Achse des mittelozeanischen Rückens in dieser und den folgenden Karten fett skizziert. Entlang der Nord-Süd-Achse der Rücken vermindert sich die Primärproduktion von $125 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$ bis zum mittleren Nordatlantik hin stetig auf $25 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$, um weiter südlich wieder auf $60 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$ zuzunehmen. Das Produktivitätsminimum liegt mit $P_t > 25 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$ bei $\approx 20^\circ\text{N}$. Bis zu diesem Minimum zeigen die resultierenden benthischen Kohlenstoffeinträge in den Isolinien einen in südliche Richtung zu höheren Werten verschobenen Verlauf. Südlich des Produktionsminimums ist der Verlauf dementsprechend in nördliche Richtung verschoben. Der Grund dafür ist darin zu finden, daß sich der Reykjanes- und der Mittelatlantische Rücken durchschnittlich um etwa 2000 m über die beiderseits benachbarten Tiefseebenen erheben. Durch die verminderte Wassertiefe erreicht, bei gleicher Primärproduktion, ein erhöhter Anteil des organischen Kohlenstoffs den Meeresboden. Die benachbarten Sedimente der Tiefseebenen erreicht der dort sedimentierende organische Kohlenstoff weitaus später und ist gleichzeitig auf seinem Weg durch die Wassersäule weiteren biologischen Abbauvorgängen ausgesetzt (vergl. Kap. 2.3). Der Übergang vom Nordatlantik zum Europäischen Nordmeer zeichnet sich durch einen erhöhten Kohlenstoffeintrag ($24 - 36 \mu\text{mol C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) auf dem Island-Faeroe-Rücken ab. Im Europäischen Nordmeer selbst werden der Kolbeinsey- und der Mohns-Rücken durch einen erhöhten Kohlenstoffeintrag ($18 - 36 \mu\text{mol C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) sichtbar (vergl. Abb. 8). Im Vergleich zum Nordatlantik ist der erhöhte Kohlenstoffeintrag ($14 - 36 \mu\text{mol C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) im gesamten Europäischen Nordmeer durch eine erhöhte Primärproduktion ($60 - 125 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$) und die im Mittel um 2000 m geringere Wassertiefe zu erklären. Ein Minimum des Kohlenstoffeintrags ist in der

Norwegensee zu beobachten. Bei einer Primärproduktion zwischen 60 und $90 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$ erreichen $\geq 14 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ den Meeresboden des Lofoten- und Norwegen-Beckens. Beide Becken liegen 500 bis 1000 m tiefer, als die umliegenden Ebenen. Der starke Anstieg des benthischen Kohlenstoffeintrags ($20 - 36 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$) um Island ist in einer Kombination aus der relativ geringen Wassertiefe und einer hohen Primärproduktion ($90 - 125 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$), sowie durch den terrigenen Eintrag an Nährstoffen zu suchen. Die Wassertiefenabhängigkeit zeigt sich deutlich bei einem Vergleich der Primärproduktion mit dem Kohlenstoffeintrag auf einen Ost-West-Schnitt durch den Nordatlantik-Strom auf der Höhe von 10° N . Zwischen 18°W und 38°W nimmt die Primärproduktion von 125 auf $55 \text{ g C m}^{-2}\text{a}^{-1}$ um den Faktor $1:2$ ab, während sich der benthische Kohlenstoffeintrag von 30 auf $8 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ vermindert, was einem Faktor von $1:4$ entspricht. Die unterschiedlichen Faktoren in den Abnahmen, d.h. die doppelt so schnelle Verminderung des Kohlenstoffeintrags, lassen sich dadurch erklären, daß die Wassertiefe auf diesem Schnitt von 1000 auf nahezu 4000 m steigt.

Mit Hilfe von Gleichung 46 sind die Kohlenstoffakkumulationsraten (C_{bur}) für das gewählte Raster berechnet worden. Nach Gleichung 46 ist die Kohlenstoffakkumulationsrate von der Sedimentationsrate (S) und dem Kohlenstofffluß (F_c) abhängig. Für den Nordatlantik nehmen die Sedimentationsraten generell stetig von den Küsten zur Mitte des Ozeans von durchschnittlich 6 auf $< 1 \text{ cm ka}^{-1}$ ab. Ein ähnliches Muster zeigt das Europäische Nordmeer. Die Sedimentationsraten sind hier allerdings im Bereich der Küstenlinien von Grönland und Norwegen mit $\geq 10 \text{ cm ka}^{-1}$ deutlich höher als im Nordatlantik. Diese erhöhten Raten sind im großem Maße auf die Sedimentfracht der ins Meer mündenden grönländischen und norwegischen Sunde und Fjorde zurückzuführen (vergl. Kap. 3.1, Abb. 12). Zur Mitte des Europäischen Nordmeeres hin nehmen die Sedimentationsraten auf $\geq 1 \text{ cm ka}^{-1}$ ab. Die Sedimentationsraten sind in Abbildung 36 gezeigt.

In Abbildung 37 sind die Kohlenstoffakkumulationsraten (C_{bur}) für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer gezeigt. Im Bereich der Nordatlantiks zeigt sich, daß der eingangs beschriebene Effekt der Wassertiefe auf die Größe des Kohlenstoffflusses (F_c) bei der Kohlenstoffakkumulationsrate teilweise durch die Sedimentationsrate kompensiert wird. Im Bereich des Nordäquator-Stromes auf der Höhe von 10° N zeigt sich auf dem Ost-Westschnitt zwischen 18°W und 38°W eine Abnahme der Kohlenstoffakkumulationsrate von 1.7 auf $0.25 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$, was einem Faktor $1:7$ entspricht. Im Vergleich dazu vermindert sich der Kohlenstoffeintrag um den Faktor $1:4$ von 30 auf $8 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Diese unterschiedlichen Faktoren sind damit zu erklären, daß sich auf dem Schnitt die Sedimentationsrate von 10 auf 1 cm ka^{-1} verringert. Zur besseren Verdeutlichung sind die Sedimentationsraten für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer in Abbildung 36 gezeigt. Dementsprechend kompensiert sich, durch die verringerten Sedimentationsraten, weitgehend auch der Effekt des Mittelatlantischen Rückens, der beim Kohlenstoffeintrag beobachtet worden ist. Mit $0.6 - 1.6 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ ergeben sich im Nordatlantik für das hochproduktive Auftriebsgebiet

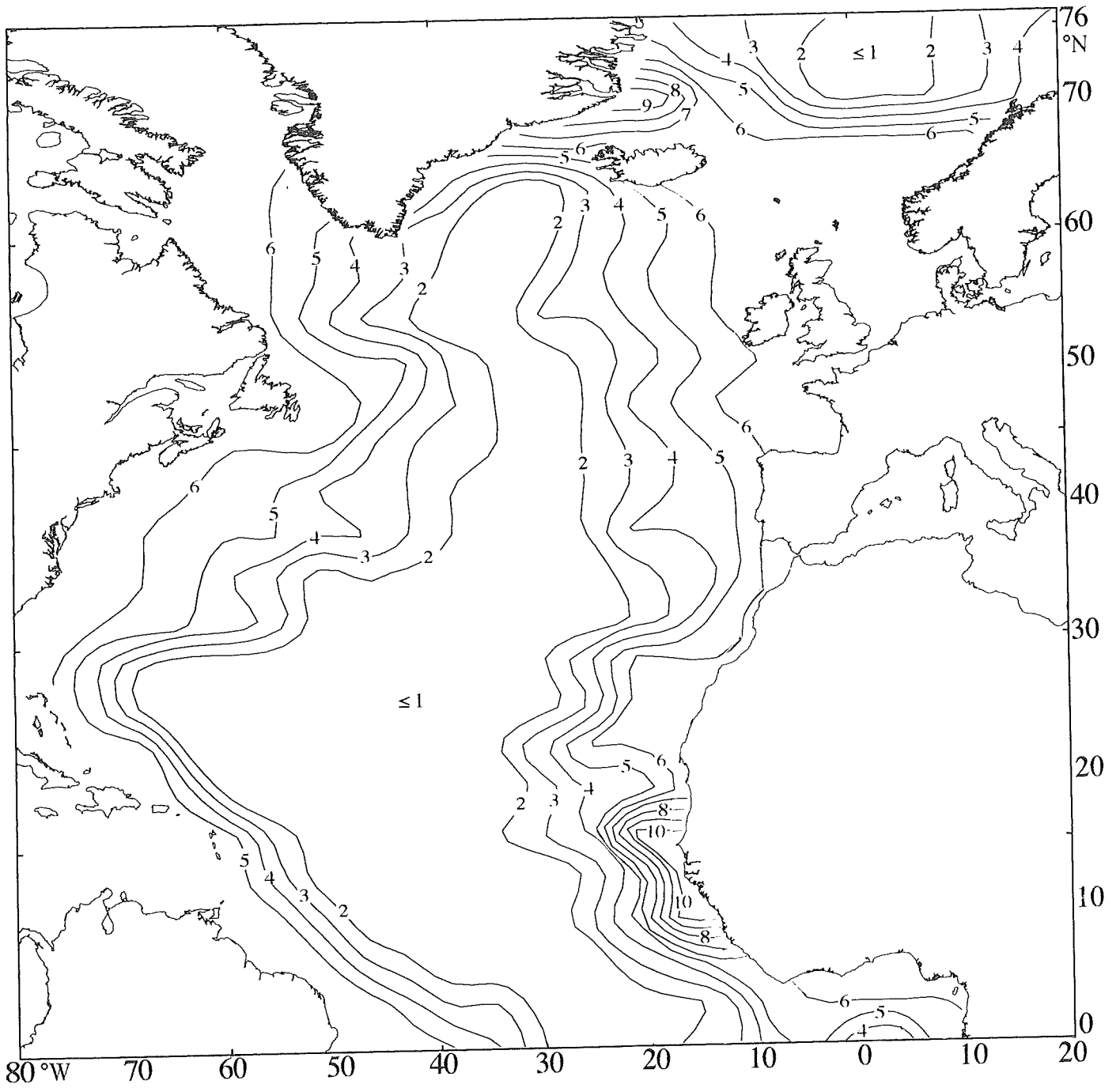


Abb. 36: Regionalisierung der **Sedimentationsraten**, S in $[\text{cm ka}^{-1}]$.

Basierend auf Datenmaterial von Rowe und Gardner (1981), Emery und Uchupi (1984) sowie Coppedge und Balsam (1992).

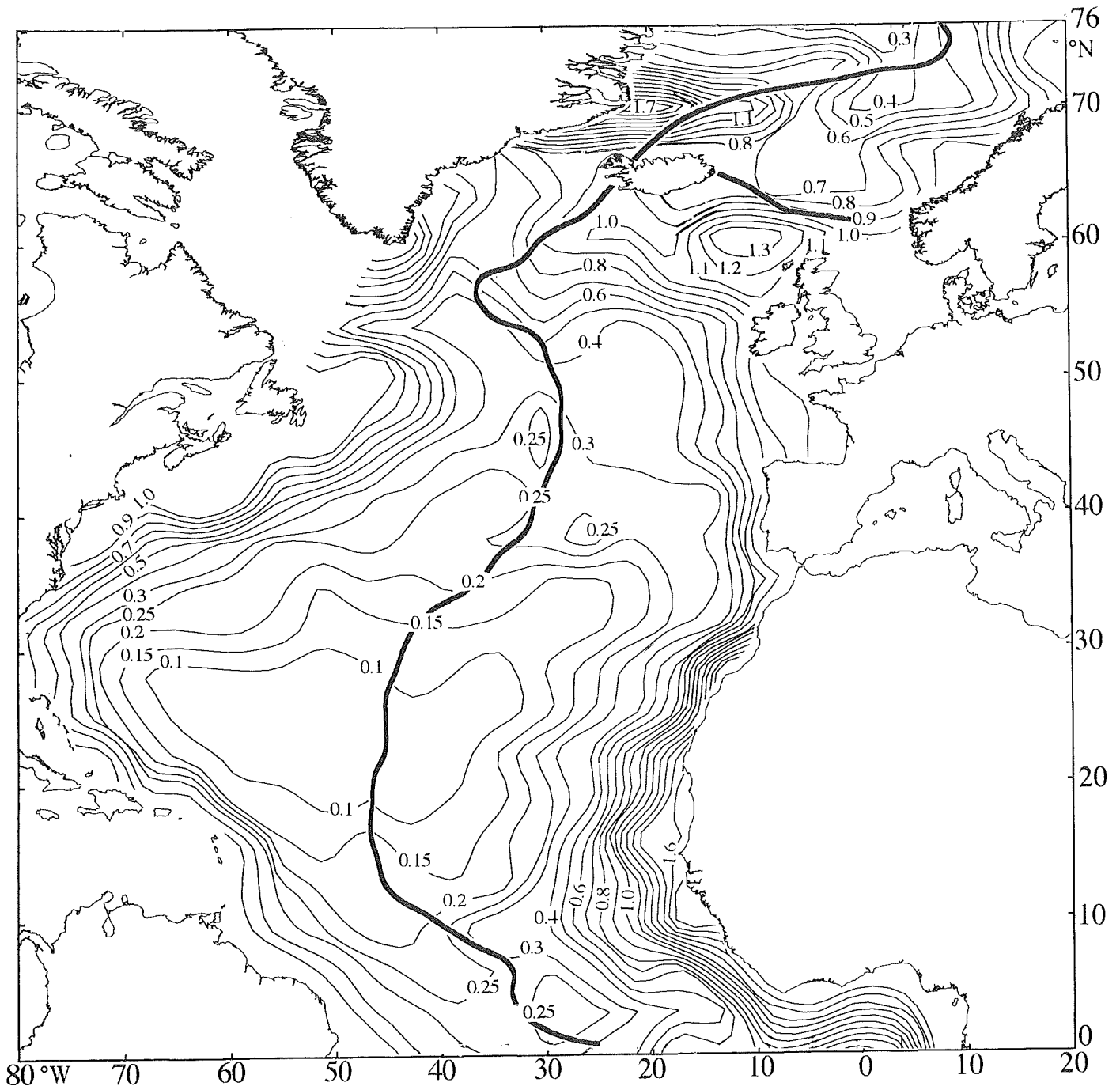


Abb. 37: Regionalisierung der **Kohlenstoffakkumulationsraten**, C_{bur} in [$\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$].
Die Achsen der ozeanischen Rücken sind fett hervorgehoben.

vor Westafrika und die vom Kanaren- und Nordäquator-Strom beeinflussten Regionen die höchsten Kohlenstoffakkumulationsraten. Die Sedimentationsraten betragen dort zwischen 3 und 10 cm ka⁻¹.

Relativ hohe Akkumulationsraten, zwischen 0.5 und 1.0 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$, zeigen sich auch im direkten Einflußbereich des Golf-Stromes vor Nordamerika. Die Sedimentationsraten betragen dort zwischen 3 und 6 cm ka⁻¹. Weite Teile des Atlantiks zeigen relativ geringe Kohlenstoffakkumulationsraten zwischen 0.1 und 0.4 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Diese Beobachtung geht mit einer geringen Primärproduktion, zwischen 20 und 50 g C m⁻²a⁻¹, sowie geringen Sedimentationsraten von 1 – 3 cm ka⁻¹ einher.

Die Sedimente des Europäischen Nordmeeres zeigten erhöhte Kohlenstoffakkumulationsraten zwischen 0.4 und 1.3 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Mit 1.3 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ befindet sich ein Maximum im Bereich des Island-Faeroe-Rückens, was auf den oben beschriebenen erhöhten Kohlenstofffluß zwischen 20 – 36 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ und eine hohe Sedimentationsrate (6 cm ka⁻¹) zurückzuführen ist. Die südlich von Island auf $\approx 57^\circ\text{N}$ beobachteten Muster und Werte in den Kohlenstoffakkumulationsraten, von 1.0 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$, sind höchstwahrscheinlich durch die Sedimentdriften (Feni-, Hatton- und Bjorn-Drift) im Bereich des Rockall-Plateaus hervorgerufen. Vor der Mündung des grönländischen Scoresbysund befindet sich mit 1.7 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ ein weiteres charakteristisches Maximum in den Kohlenstoffakkumulationsraten, das sich nördlich von Island in das Europäische Nordmeer erstreckt. Im weiten Bereich der Norwegisch-Grönländischen See nehmen die Kohlenstoffakkumulationsraten von 1.0 auf 0.4 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ ab. Diese Abnahme verläuft parallel mit der oben beschriebenen Verminderung der Kohlenstoffflüsse von 24 auf 14 $\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ und ist auf die relativ konstanten Sedimentationsraten zwischen 1 und 2 cm ka⁻¹ zurückzuführen.

Um einen Vergleich der hier empirisch berechneten Kohlenstoffakkumulationsraten mit den gemessenen Raten aus publizierten Kartenmaterial (Romankevich (1984), Abb. 17) zu ermöglichen, sind die Akkumulationsraten in den prozentualen Kohlenstoffgehalt der Sedimente umgerechnet worden. Dieser Vergleich ermöglicht eine unabhängige Kontrolle der hier verwendeten Datensätze, da sich die hier ermittelten Akkumulationsraten rechnerisch aus der jeweiligen Primärproduktion, bzw. der sich daraus ableitenden Exportproduktion, dem an die Wassertiefe gekoppelten Kohlenstofffluß auf das Sediment und der Sedimentationsrate ergeben. Für die Umrechnung ist die Beziehung von Müller und Suess (1979) (Gl. 18) in abgewandelter Form verwendet worden (Gl. 53). Das Ergebnis der Umrechnung ist in Abbildung 38a gezeigt.

Die Karte von Romankevich (1984) basiert im Nordatlantik und Europäischen Nordmeer auf etwa 400 Einzelmessungen aus verschiedenen, größtenteils russischen Quellen. Dabei stammt ein Großteil der Untersuchungen aus dem nördlichen Nordatlantik, dem Europäischen Nordmeer und den Bereich vor den Küsten von Nordamerika und Westafrika. Im Bereich des Mittelatlantischen Rückens sind vergleichsweise wenige Untersuchungen durchgeführt worden, so daß sich hier auch Abweichungen von der Karte beim Kohlenstoffgehalt ergeben könnten.

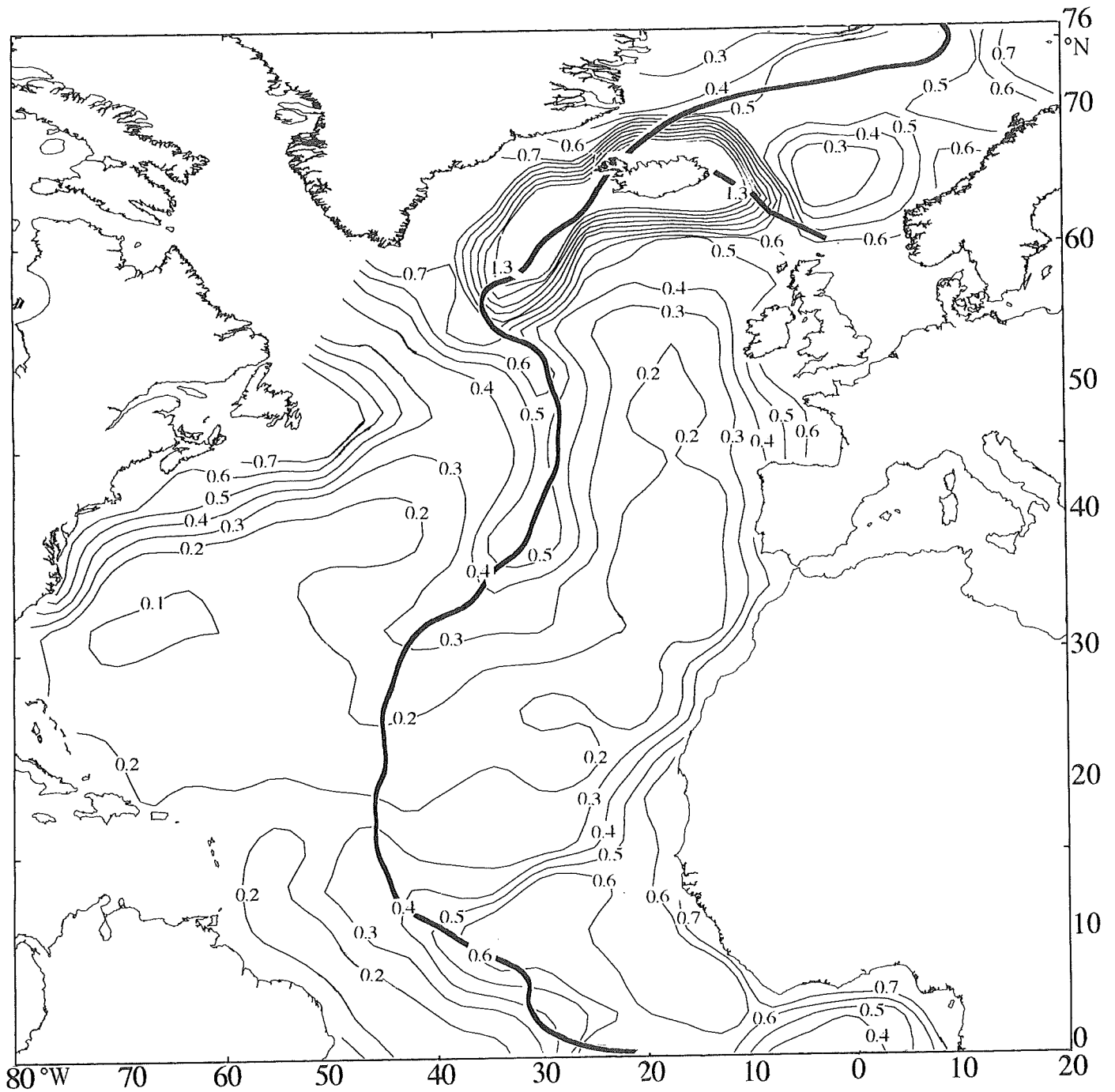


Abb. 38a: Regionalisierung für den **Kohlenstoffgehalt im Sediment**, C_{bur} in [%].
Die Achse der ozeanischen Rücken ist fett hervorgehoben.

$$\% C_{\text{Org}} = 1.2 \cdot C_{\text{bur}} / S \cdot \rho_s \cdot (1 - \phi) \quad (53)$$

mit: $\% C_{\text{Org}}$ = Gehalt an organischem Kohlenstoff im Sediment [%]
 C_{bur} = Kohlenstoffakkumulationsrate [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]
 S = Sedimentationsrate [cm ka^{-1}]
 ρ_s = Trockendichte des Sediments [g cm^{-3}]
 ϕ = Porosität des Sediments

Beim Vergleich der vorliegenden Karte mit der von Romankevich (Abb. 17) treten positive wie negative Abweichungen in Erscheinung, die schraffiert in Abbildung 38b gezeigt sind. Im Bereich des Mittelatlantischen Rückens treten im nördlichen und äquatorialen Nordatlantik positive Abweichungen auf – es sind 20-100% zuviel Kohlenstoff ermittelt worden. Bedingt durch das Auseinanderdriften der ozeanischen Platten von 1.4 cm pro Jahr ist die, durch Sedimentationsraten um 1 cm ka^{-1} erzeugte, Sedimentmächtigkeit im direkten Einzugsbereich des Mittelatlantischen Rückens sehr gering, so daß die Relation von Henrichs und Reeburgh (1987) zwischen dem Einbettungsgrad des organischen Kohlenstoffs und der Sedimentationsrate (Gl. 46) nur noch bedingt zutrifft. Auf Grund der geringen Sedimentmächtigkeit und dem großen Anteil des erodiertem magmatischen Gesteines wird weniger organischer Kohlenstoff im Sediment eingelagert. In nördlichen Bereich des Mittelatlantischen Rückens findet weiterhin Sedimenterosion durch Bodenströmungen statt. Auch im Bereich des Island-Faeroe-Rückens sind zu hohe Einbettungsraten ermittelt worden. Hier trifft der Nordatlantik-Strom auf eine relativ geringe Wassertiefe, wodurch sich die Strömungsgeschwindigkeit stark erhöht. Die Folge ist eine, durch Sedimenterosion erzeugte, geringe Sedimentmächtigkeit auf dem Rücken, die eine Einlagerung von organischem Kohlenstoff behindert, so daß auch hier die Relation von Henrichs und Reeburgh (1987) nur noch bedingt zutrifft (vergl. Vogt, 1986).

Abbildung 38c zeigt die Bereiche im Nordatlantik, in denen aktive Sedimenterosionen und -depositionen stattfinden. Unter Deposition ist hier die laterale Zuführung von Sediment durch Rutschungen zu verstehen. Entlang der amerikanischen Küste sind negative Abweichungen zu Romankevich (1984) aufgetreten, d.h. 30-80% zu wenig Kohlenstoff ist ermittelt worden. Nach Emery und Uchupi (1984) treten hier verstärkt, durch Hangrutschungen am Kontinentalhang erzeugte, Turbidite auf. Diese Rutschmassen können Sedimente mit einem höheren Gehalt an refraktärem organischem Kohlenstoff in die Tiefseebenen transportieren, so daß die Akkumulationsraten nicht rein durch vertikal eingetragenen organischen Kohlenstoff erzeugt werden können. In begrenzten Regionen vor der westafrikanischen Küste und in der Norwegischen See sind ebenfalls zu geringe Kohlenstoffgehalte ermittelt worden. Dort werden analoge Verhältnisse angetroffen wie vor dem Kontinentalhang Amerikas, d.h. Rutschmassen von den Kontinentalhängen beeinflussen den Kohlenstoffgehalt im Sediment. Abschließend kann aber postuliert werden, daß über- und unterbestimmte Kohlenstoffakkumulationsraten die nachfolgenden Berechnungen der Stoffflüsse von Sauerstoff, Nitrat, Silikat und Phosphat nur im geringen Maße beeinflussen, da der akkumulierte

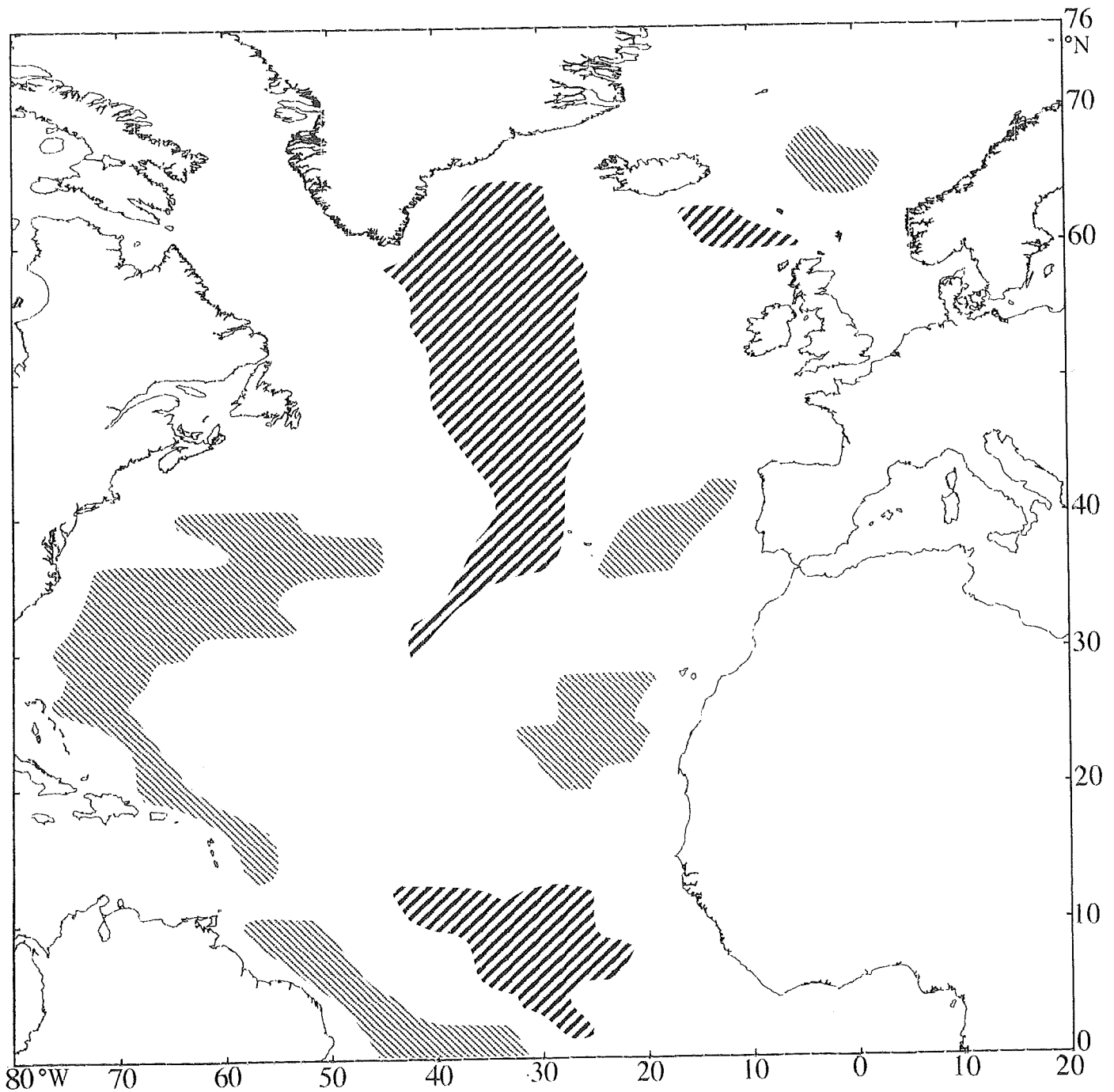




Abb. 38b: Abweichungen des hier ermittelten Kohlenstoffgehalts von dem aus der Karte von Romankevich, 1984 (vergl. Abb. 17).

-  Negative Abweichung zwischen 30 und 80% im Vergleich zu Romankevich (1984)
-  Positive Abweichung zwischen 20 und 100 % im Vergleich zu Romankevich (1984)

Anmerkung:

Für die Erstellung der Flußbilanzen sind diese Abweichungen vernachlässigbar gering!

Anteil des organischen Kohlenstoffs im Vergleich zum brutto eingetragenen Kohlenstoff vergleichsweise gering ist, wenn man bedenkt, daß maximal nur 5% des eingetragenen Kohlenstoffs im Sediment akkumuliert werden.

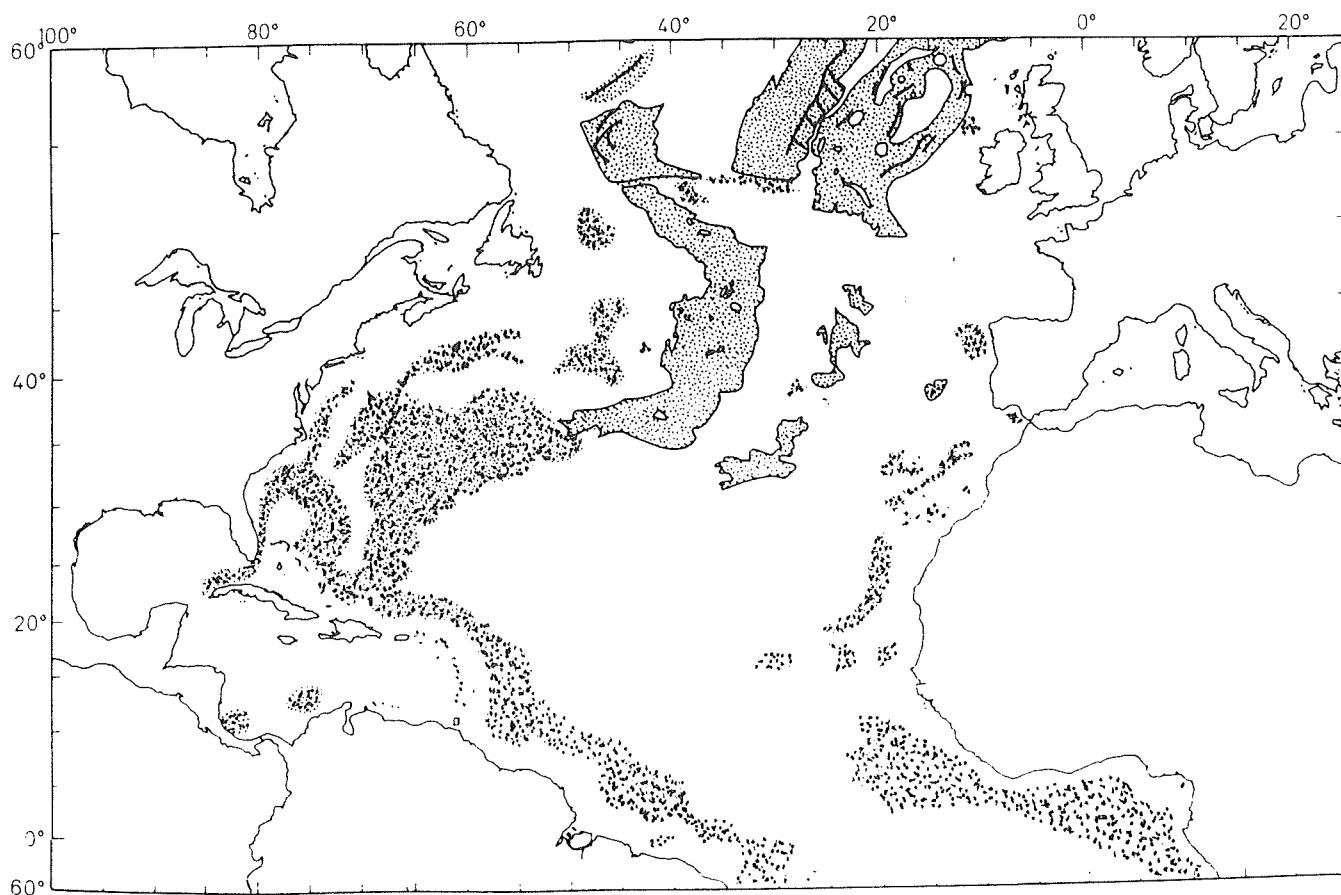


Abb. 38c: Bereiche mit Sedimenterosion und Sedimentdeposition im Nordatlantik.

Sedimenterosion: umrandet / Sedimentdeposition: gepunktet (Emery und Uchupi, 1984).

In Abbildung 39 ist der Vollständigkeit halber der *remineralisierte Kohlenstoff* (C_{rem}) für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer gezeigt, der sich aus der Differenz von Kohlenstofffluß (F_c) und Kohlenstoffakkumulationsrate (C_{bur}) ergibt (Gl. 47). Da die Aussagen nicht erheblich von denen über den Kohlenstofffluß differieren, soll hier nicht mehr speziell auf die Karte eingegangen werden. Der remineralisierte Kohlenstoff beschreibt die Kohlenstoffabbauraten in den Sedimenten und ist als zentrale Rechengröße für die nachfolgende Bestimmung der Flüsse von Sauerstoff, Nitrat, Silikat und Phosphat durch die Sediment/Wassergrenzschicht benutzt worden.

Neuere Untersuchungen von Tromp et al. (1995) zeigen den engen Zusammenhang zwischen der Sedimentationsrate (s), dem Kohlenstofffluß auf das Sediment (F_c), der Bioturbationsrate (D_{bio}) und der Einbettungsrate von Kohlenstoff (C_{bur}) in das Sediment.

Nach Tromp et al. (1995) zeigt der Kohlenstofffluß (F_c) auf das Sediment eine große Abhängigkeit von der Sedimentationsrate, die sich mit Gleichung 54 beschreiben läßt.

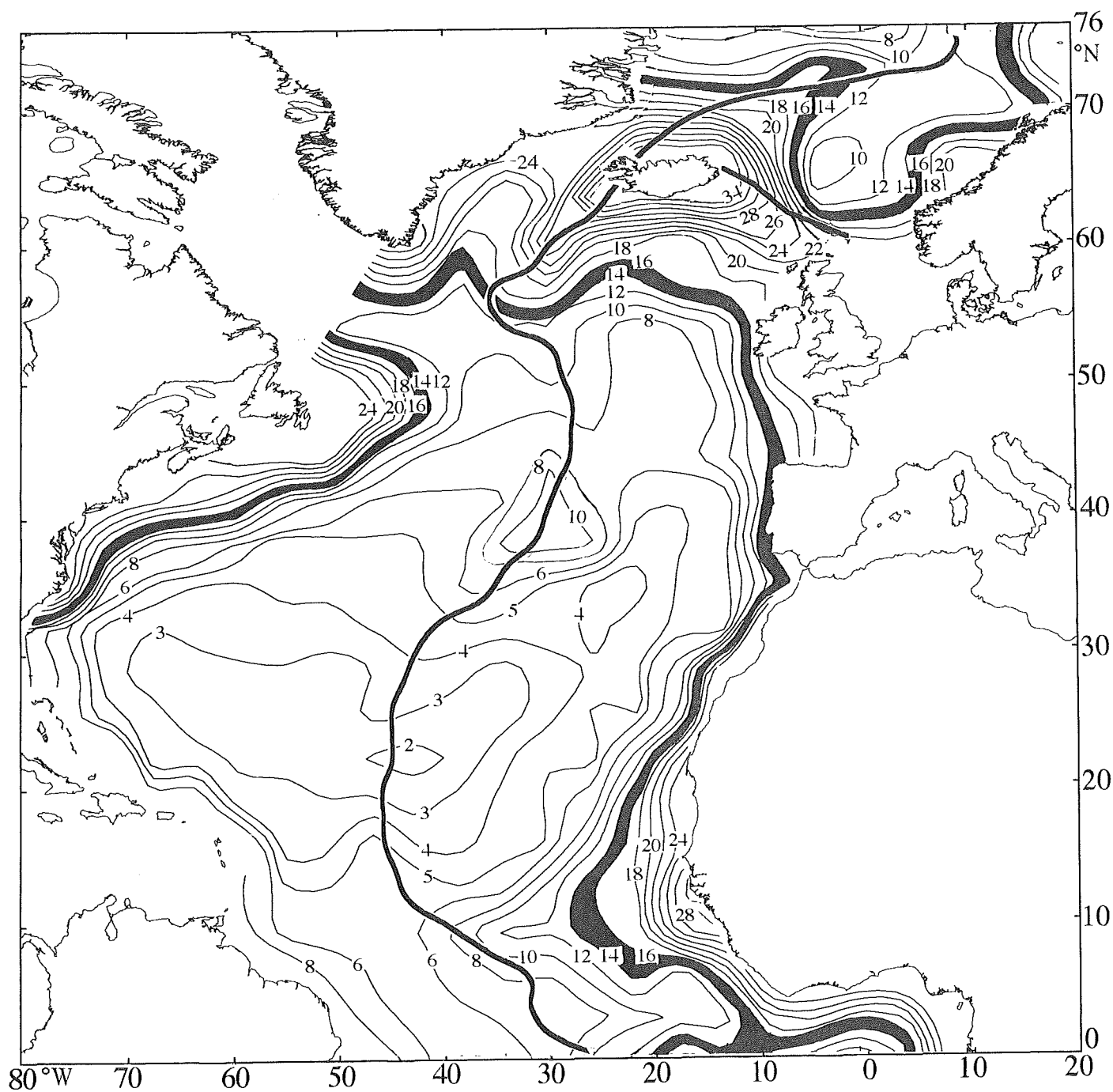


Abb. 39: Regionalisierung der **Kohlenstoffremineralsierungsraten** im Sediment, C_{rem} in $[\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{a}^{-1}]$.

Fett hervorgehoben sind der Schwellenwert von C_{rem} ($14 - 16 \mu\text{mol C cm}^{-2} \text{a}^{-1}$) für den Übergang vom nitrifizierenden zum denitrifizierenden Milieu im Sediment sowie die Achsen der ozeanischen Rücken.

$$\log F_c = 2.49 + \log S \quad (54)$$

mit: F_c = Kohlenstofffluß [g C m⁻² a⁻¹]
 S = Sedimentationsrate [cm a⁻¹]

Die Ergebnisse zeigen auch eine positive Korrelation zwischen Bioturbations- und Sedimentationsrate, die mit Gleichung 55 beschrieben werden kann. Der Gleichung 55 liegt die beschriebene Korrelation zwischen dem Kohlenstofffluß auf das Sediment (F_c) und der Sedimentationsrate aus Gleichung 54 zugrunde. Je größer der Kohlenstofffluß auf die Sediment/Wassergrenzschicht wird, desto größer wird auch die Dichte der benthischen Makrofauna, was gleichzeitig einen Anstieg der Bioturbation nach sich führt. Diese Betrachtung ist allerdings nur dann gültig, wenn die Aktivität der Makrofauna nicht behindert ist wie durch einen zu niedrigen Sauerstoffgehalt im Bodenwasser, die Temperatur, extrem hohe Sedimentationsraten, starke Wellenbewegungen und Strömungen. Das sind allerdings limitierende Faktoren, die ausschließlich in Flachwasserregionen auftreten.

$$\log D_{\text{bio}} = 1.63 + 0.85 \log S \quad (55)$$

mit: D_{bio} = Bioturbationsrate [cm² a⁻¹]
 S = Sedimentationsrate [cm a⁻¹]

Aufbauend auf diesen Gleichungen entwickelten Tromp et al. (1995) Modelle für den frühdiagenetischen Abbau von organischem Kohlenstoff (C_{rem}) im Sediment, mit denen es möglich ist die aeroben und anaeroben Kohlenstoffabbauraten im Abhängigkeit von der Sedimentationsrate zu beschreiben.

Die weiterführende Modellierung der Einbettungsraten von organischen Kohlenstoff (C_{bur}) in Abhängigkeit von der Sedimentationsrate ergab gleiche Ergebnisse wie in der Arbeit von Henrichs und Reeburg (1987).

Die Arbeit von Tromp et al. (1995) bietet wohl gute Ansätze für die frühdiagenetische Modellierung des Kohlenstoffabbaus, sowie für die Bestimmung der Bioturbationsraten in Sedimenten, aber nur, solange die Relation zwischen Primärproduktion und dem daran gekoppelte Kohlenstofffluß auf das Sediment, sowie die Sedimentationsrate konstant, bzw. solange der Kohlenstofffluß auf das Sediment bekannt ist. Dies ist allerdings nicht der Fall, da der Fluß von organischem Kohlenstoff aus der Oberfläche des Ozeans in die Tiefe eine Funktion der Wassertiefe ist. Dieser Umstand wird bei Tromp et al. (1995) nicht berücksichtigt, da die Sedimentationsrate dort als ausschließliche Steuergröße angesehen wird. Dabei bleiben terrigene Einflüsse wie Staub aus der Atmosphäre, eisverdriftete Erosionsprodukte, durch Flüsse zugeführte Sedimente und die mehr oder minder angelösten Kalk- und Silikatschalengehäuse des Phytodetritus völlig außer Acht, alles Parameter, die eigentlich die Sedimentationsrate beeinflussen. In diesem Fall müßte eine Karte, über die Kohlenstoffeinträge und deren Remineralisierungs- und Akkumulationsraten, wohl denjenigen über die Sedimentationsraten gleichen, die ja die Grundlage der Betrachtungen war.

4.5.2 Die Flüsse von Sauerstoff und den Nährstoffen Nitrat, Silikat und Phosphat durch die Sediment/Wassergrenzschicht

In den Abbildungen 40 bis 43 sind die ermittelten Flüsse für Sauerstoff (FO_2) (Abb. 40), sowie der Nährstoffe Nitrat (FNO_3) (Abb. 41), Silikat (FSiO_4) (Abb. 42) und Phosphat (FPO_4) (Abb. 43) gezeigt. Die Stoffflüsse sind aus dem Datenmaterial, auf dem die Karte über den remineralisierten Kohlenstoff (C_{rem}) (Abb. 39) basiert, berechnet worden. Beim Vergleich der erhaltenen Stoffflußkarten (Abb. 40-43) miteinander, sowie mit der Karte über den remineralisierten Kohlenstoff (Abb. 39) fällt die große Ähnlichkeit der Karten untereinander auf. Diese Beobachtung ist damit zu begründen, daß die empirischen Beziehungen zwischen remineralisiertem Kohlenstoff (C_{rem}) und dem jeweiligen resultierenden Fluß von Sauerstoff (Gl. 48, Abb. 25), Silikat (Gl. 51, Abb. 30) und Phosphat (Gl. 52, Abb. 32) eine nahezu lineare Abhängigkeit der Größen untereinander zeigt. Aus diesem Grund sollen die Aussagen der Stoffflußkarten später auch gemeinsam diskutiert werden, bevor nachfolgend auf die Abweichungen in den Nitratflüssen eingegangen wird.

Die Relation zwischen Nitratfluß und remineralisiertem Kohlenstoff (Gl. 50, Abb. 28) ist nur bis zu einem Wert von $C_{\text{rem}} < 14 - 16 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ als annähernd linear und konform mit den Ergebnissen von Anderson und Sarmiento (1994) anzusehen. Auf diese Ergebnisse ist ausführlich in Kap. 4.4 eingegangen worden. Bei Kohlenstoffwerten von $C_{\text{rem}} > 14 - 16 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ findet eine merkliche Denitrifikation statt, so daß kein linearer Zusammenhang mehr gegeben ist. In der C_{rem} -Karte (Abb. 39) ist diese charakteristische Isolinie fett hervorgehoben. Der Bereich der Denitrifikation erstreckt sich im Westatlantik 500 bis 1000 km vor den nordamerikanischen Kontinent und reicht im Bereich Neufundlands weit nach Osten in den Nordatlantik. Im Ostatlantik tritt Denitrifikation bis etwa 500 km vor die westafrikanische Küste auf. Im Einflußgebiet des Nordäquator-Stromes reicht die Zone bis etwa 1500 km in den Ostatlantik hinein. Im nördlichen Nordatlantik ist der Übergang zur Denitrifikation auf einer Linie südlich der Südspitze Grönlands nach Irland gegeben. Nach Norden hin erstreckt sich das Gebiet über weite Regionen des Europäischen Nordmeeres. Nur in der Norwegisch-Grönländischen See findet keine oder nur geringfügige Denitrifizierung statt. Um einen Eindruck über das Maß der Denitrifikation zu verschaffen ist in Tabelle 12 die Relation zwischen remineralisiertem Kohlenstoff (C_{rem}) und dem prozentualen Anteil der Denitrifikation gezeigt. Ohne diese denitrifizierenden Einflüsse lägen die Nitratflüsse im betrachteten C_{rem} -Intervall, jenseits der $14-16 \mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ - Linie, folglich zwischen 16 und 35% höher. In den Stoffflußkarten von Sauerstoff, Nitrat, Silikat und Phosphat zeigt sich, auch durch ihre Gleichförmigkeit untereinander, die fundamentale Bedeutung des, den Bodenorganismen als Nahrung zur Verfügung stehenden, organischen Kohlenstoffs als entscheidende Steuergröße der resultierenden Stoffflüsse. Im Bereich des Ostatlantiks erzeugt der erhöhte Kohlenstoffeintrag aus dem Auftriebsgebiet vor Westafrika, im Einflußbereich des Nordäquator-Stromes, erhöhte Sauerstoffflüsse in das Sediment und erhöhte Rückführungen von Nährstoffen in das Bodenwasser.

C_{rem} [$\mu\text{mol C cm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	FNO_3 (1) [$\mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	FNO_3 (2) [$\mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	(1) - (2) [$\mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$]	Denitrifikation [%]
14	1.92	1.61	0.31	16
16	2.19	1.81	0.38	17
18	2.46	2.00	0.46	19
20	2.74	2.18	0.55	20
22	3.01	2.35	0.66	22
24	3.28	2.50	0.78	24
26	3.56	2.64	0.92	26
28	3.83	2.77	1.06	28
30	4.10	2.89	1.22	30
32	4.38	3.00	1.38	32
34	4.65	3.09	1.56	33
36	4.92	3.18	1.74	35

Tab. 12: Relation zwischen remineralisiertem Kohlenstoff (C_{rem}) und dem Anteil der Denitrifikation. Mit: (1) nach Anderson und Sarmiento (1994), (2) nach Gleichung 50.

Von der westafrikanischen Küste aus nehmen, mit verminderter Kohlenstoffzufuhr, die Flüsse von Sauerstoff von 46 auf 14, Nitrat von 2.8 auf 0.8, Silikat von 19 auf 5 und die von Phosphat von 0.11 auf $0.02 \mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ in westliche Richtung ab. Im Bereich des Nordäquatorialen Gegenstromes zeigen sich in östliche Richtung Zunahmen der Flüsse: FO_2 von 14 auf 26, FNO_3 von 0.8 auf 1.6, $FSiO_4$ von 5 auf 11 und FPO_4 von 0.02 auf $0.04 \mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Vergleichsweise geringe Stoffflüsse zeigen sich im Bereich der Westindischen Insel: FO_2 : 12-14, FNO_3 : 0.6-0.8, $FSiO_4$: 5-7 und FPO_4 : 0.02 - $0.03 \mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Parallel zum minimalen Kohlenstoffeintrag im mittleren Nordatlantik auf $\approx 20^\circ\text{N}$ nehmen die Flüsse in nordwestlicher Richtung, unter dem Einfluß der steigenden Kohlenstoffzufuhr aus dem Golf-Strom, zum nordamerikanischen Kontinent hin stetig zu: FO_2 von 8 auf 40, FNO_3 von 0.2 auf 2.4, $FSiO_4$ von 2 auf 15 und FPO_4 von 0.01 auf $0.09 \mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Bedingt durch den oben beschriebenen erhöhten Kohlenstoffeintrag zeichnen sich im Nordatlantik deutlich der Mittelatlantische und der Reykjanes-Rücken mit erhöhten Stoffflüssen ab. Die Achse des Rückens ist zur Verdeutlichung fett hervorgehoben. Im nördlichen, vom Nordatlantik-Strom beeinflussten, Nordatlantik ist, beim Übergang in das Europäische Nordmeer, ein stetiger Anstieg der Flußraten zu beobachten: FO_2 von 16 auf 36, FNO_3 von 1.0 auf 2.2, $FSiO_4$ von 6 auf 13 und FPO_4 von 0.03 auf $0.07 \mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Im Europäischen Nordmeer zeichnen sich deutlich der Island-Faeroe-, sowie der Kolbeinsey- und Mohns-Rücken mit erhöhten Stoffflüssen ab. Um Island herum steigen die Stoffflüsse auf kurzer Distanz drastisch: FO_2 von 36 auf 52, FNO_3 von 2.4 auf 3.0, $FSiO_4$ von 14 auf 20 und FPO_4 von 0.07 auf $0.14 \mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$. Von Island aus zum Zentrum der Norwegisch-Grönländischen See hin nehmen die Stoffflüsse mit dem Kohlenstoffeintrag zu einem Minimum ab: FO_2 von 52 auf 20, FNO_3 von 3.0 auf 1.2, $FSiO_4$ von 20 auf 7 und FPO_4 von 0.14 auf $0.03 \mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$, um unter dem Einfluß des Norwegen-Stromes zur norwegischen Küste hin wieder anzusteigen: FO_2 auf 34, FNO_3 auf 2.0, $FSiO_4$ auf 13 und FPO_4 auf $0.06 \mu\text{mol cm}^{-2}\text{a}^{-1}$.

Um einen Vergleich zu ermöglichen, sind in den Abbildungen 44 bis 48 die gemessenen Flüsse von organischem Kohlenstoff (F_C) (Abb. 44), Sauerstoff (FO_2) (Abb. 45), Nitrat (FNO_3) (Abb. 46), Silikat ($FSiO_4$) (Abb. 47) und Phosphat (FPO_4) (Abb. 48) in Karten mit den Isoliniendarstellungen der berechneten Stoffflüssen eingetragen worden. Angemerkt sei, daß die Isolinien dabei auf dem vollständigen Datensatz aller gemessenen Flüsse aus dem gesamten Arbeitsgebiet basieren. Dafür ist ein Teilausschnitt aus dem Nordatlantik gewählt worden, in dem möglichst viele Flußdaten vorliegen. Der Kartenausschnitt erstreckt sich zwischen 40° bis $60^\circ N$ und 10° bis $40^\circ W$. Die gemessenen Stoffflüsse zeigen generell eine gute Übereinstimmung mit den berechneten Werten, besonders wenn berücksichtigt wird, daß dieses Seegebiet einen ausgeprägten saisonalen Charakter in der Primärproduktion und der daran gebundenen Exportproduktion besitzt, was zu gewissen jahreszeitlichen Schwankungen im Eintrag von organischem Kohlenstoff auf die Sedimente und den daraus resultierenden benthischen Stoffflüssen führt.

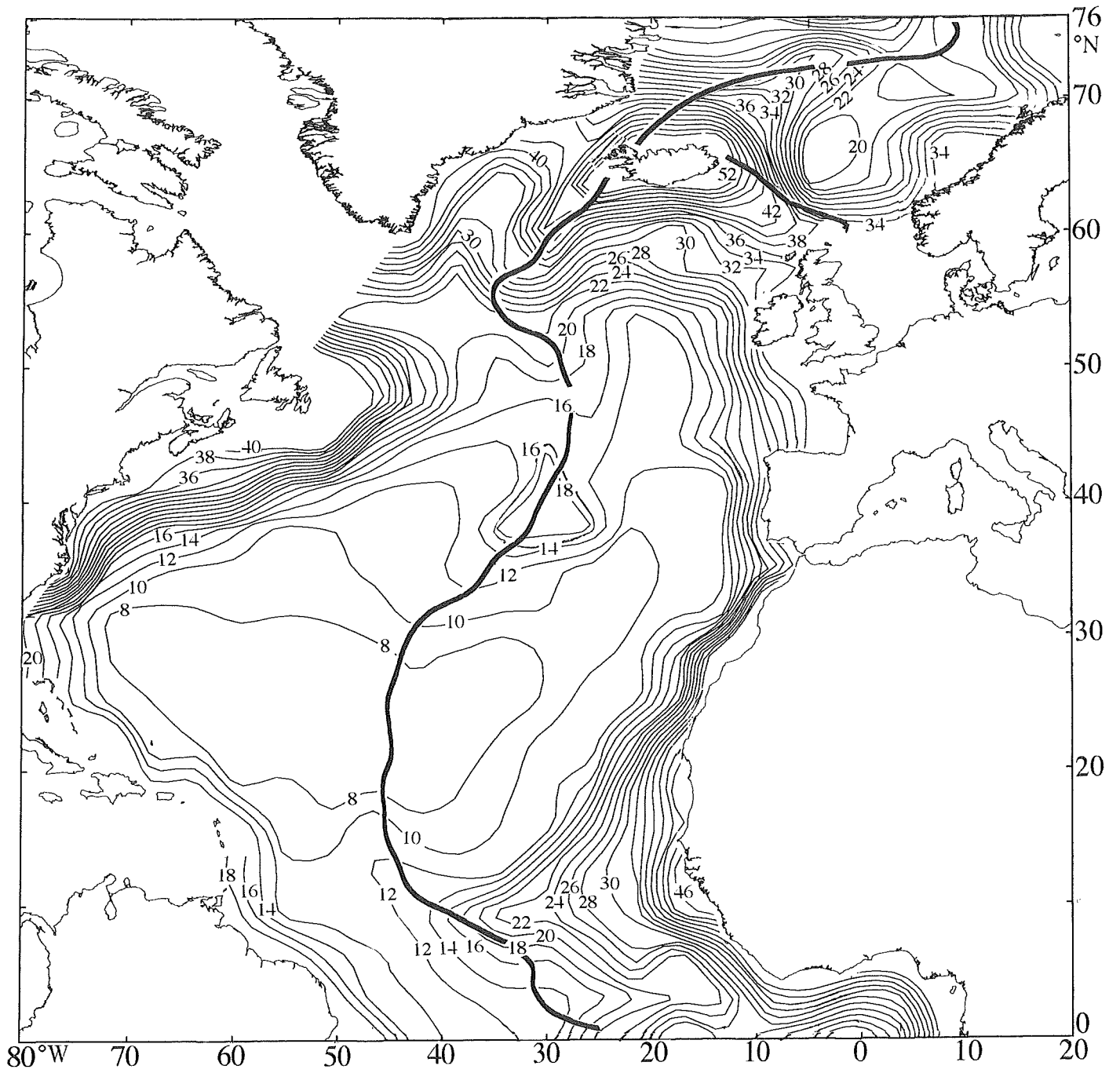


Abb. 40: Regionalisierung der **Sauerstoffflußraten**, FO₂ in $[\mu\text{mol O}_2 \text{ cm}^{-2} \text{ a}^{-1}]$.

Die Achsen der ozeanischen Rücken sind fett hervorgehoben.

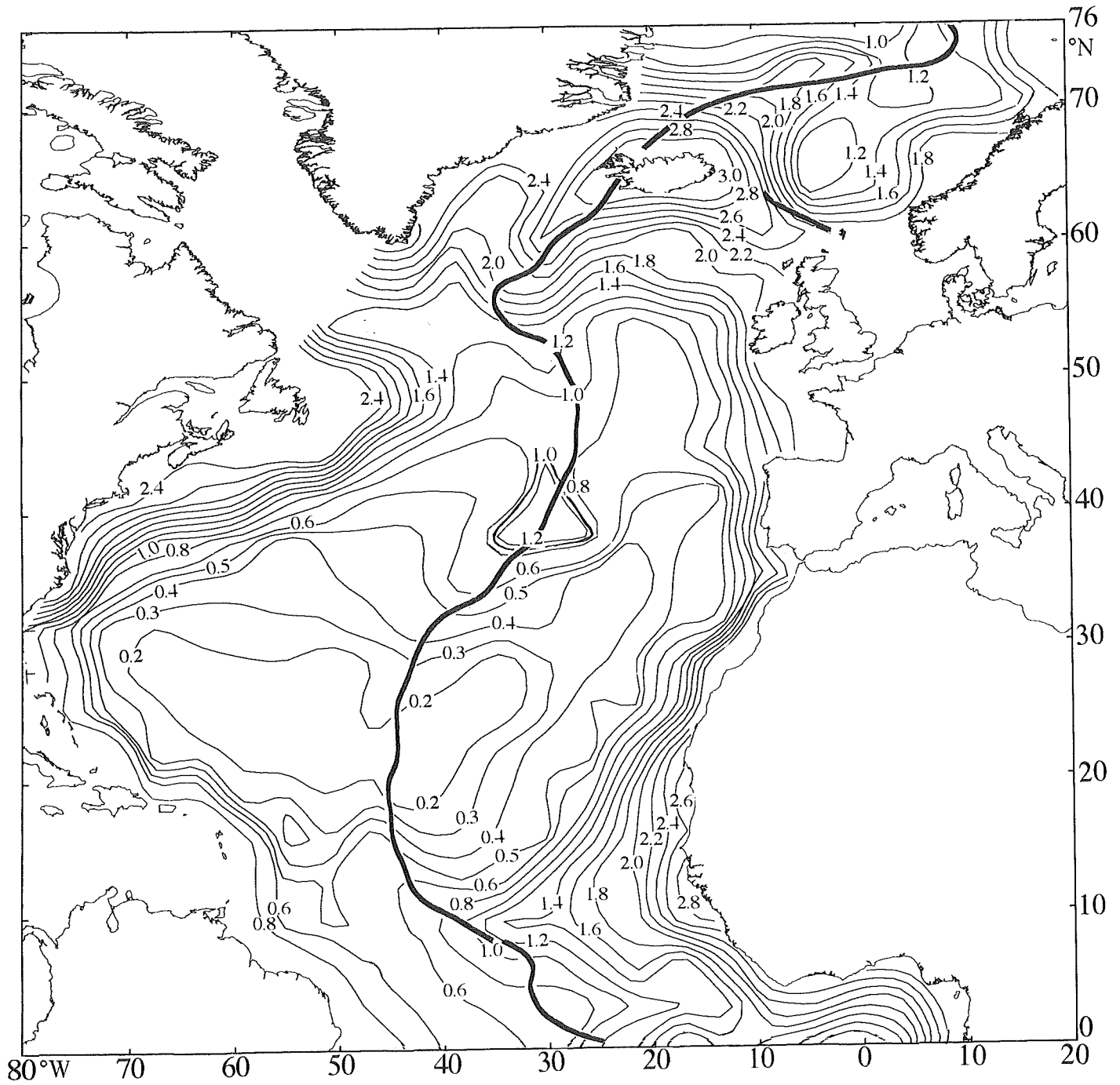


Abb. 41: Regionalisierung der **Nitratflußraten**, F_{NO_3} in $[\mu\text{mol NO}_3 \text{ cm}^{-2} \text{ a}^{-1}]$.
Die Achsen der ozeanischen Rücken sind fett hervorgehoben.

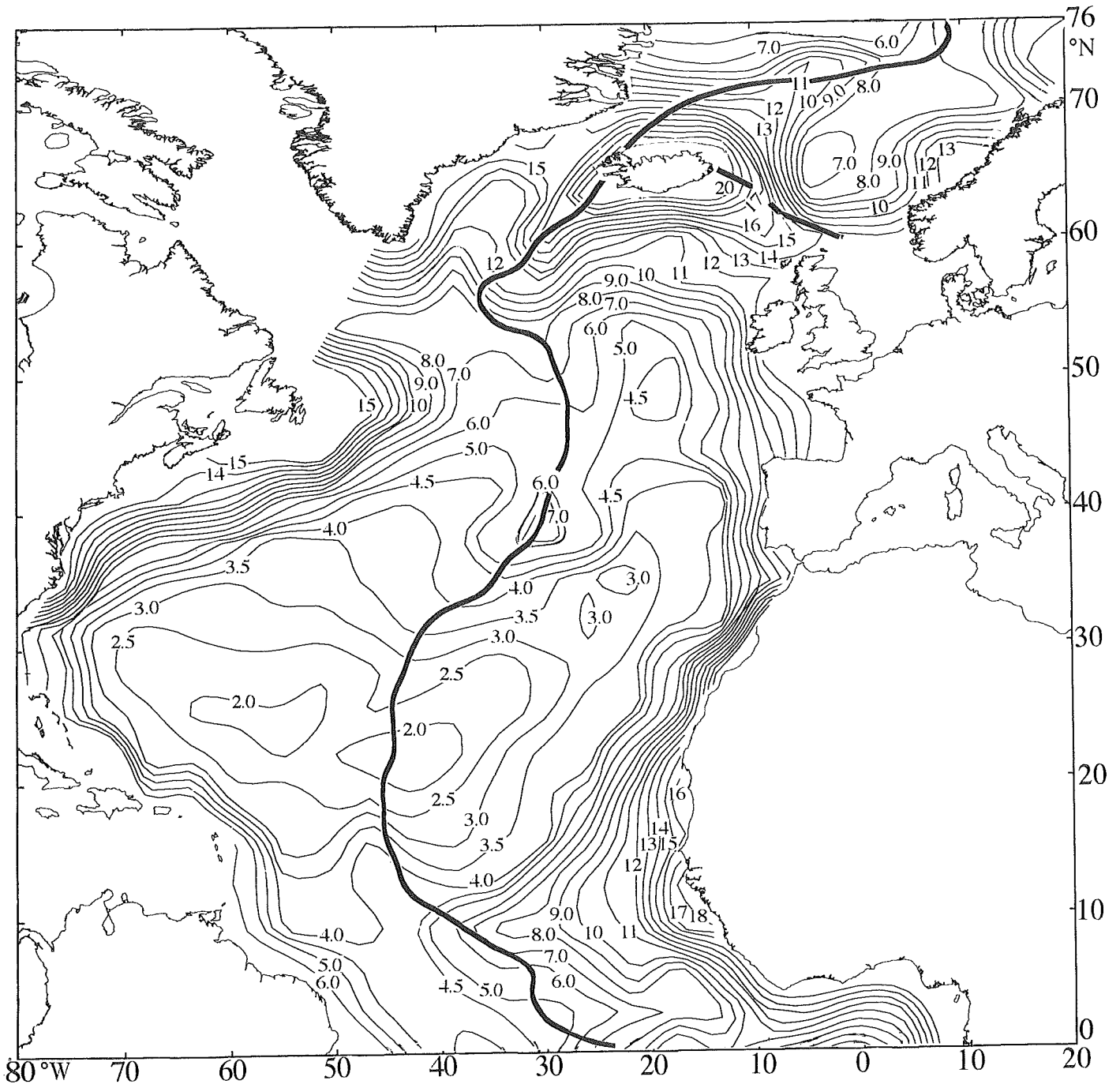


Abb. 42: Regionalisierung der **Silikatflußraten**, FSiO_4 in $[\mu\text{mol SiO}_4 \text{ cm}^{-2} \text{ a}^{-1}]$.
Die Achsen der ozeanischen Rücken sind fett hervorgehoben.

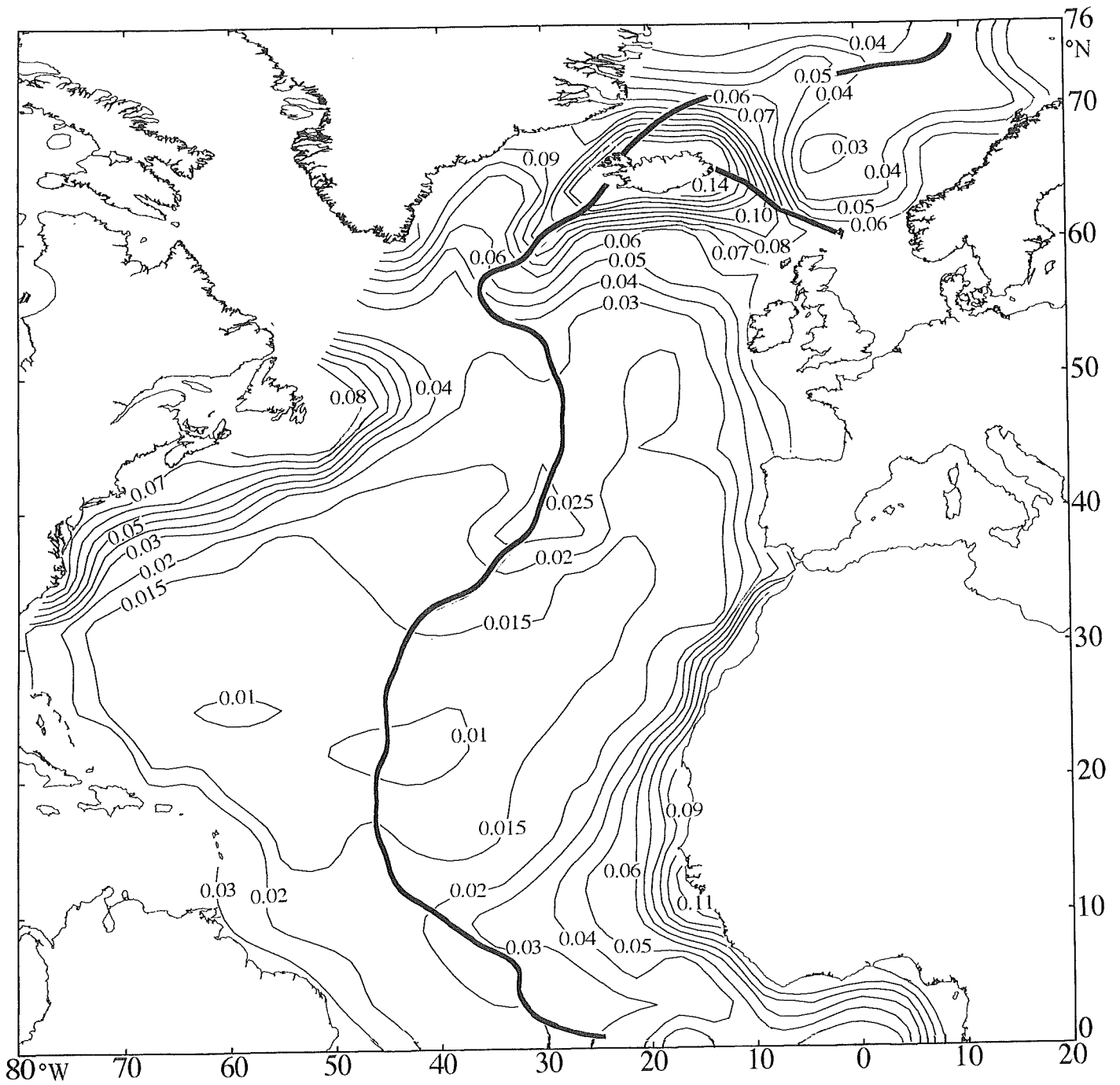


Abb. 43: Regionalisierung der **Phosphatflußraten**, FPO_4 in $[\mu\text{mol PO}_4 \text{ cm}^{-2} \text{ a}^{-1}]$.
Die Achsen der ozeanischen Rücken sind fett hervorgehoben.

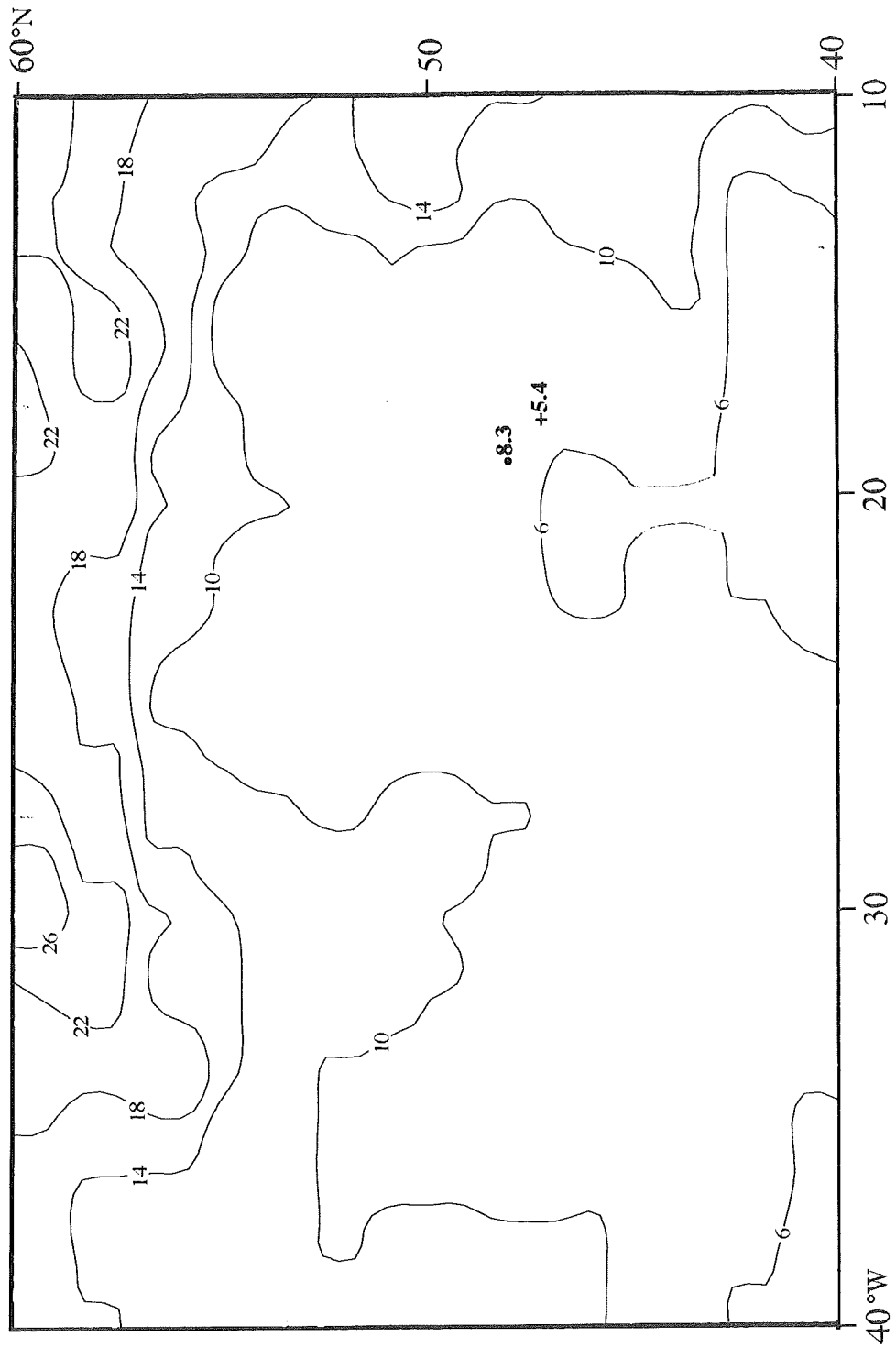


Abb. 44: Vergleich zwischen dem berechneten Kohlenstofffluß auf die Sediment/Wassergrenzschicht mit den Ergebnissen aus Sinkstofffallen, F_c in $[\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}]$
 (+ = Lundgreen, 1995 (persönliche Mitteilung) / • = Honjo et al., 1993).

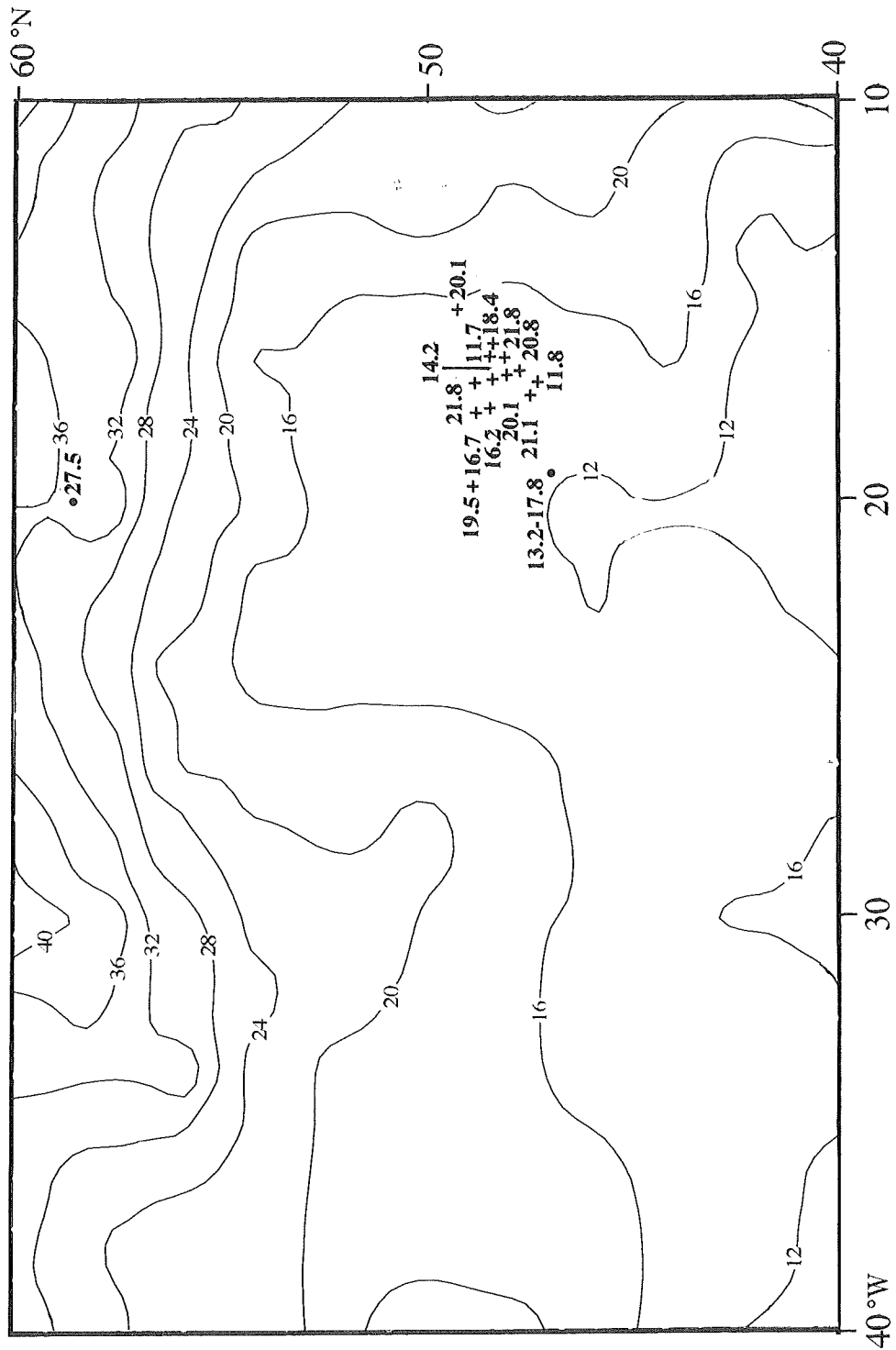


Abb. 45: Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Sauerstoffflüssen, FO_2 in $[\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}]$
 (+ = Rutgers van der Loeff, 1990 / • = In situ Respirationmessungen von Pfannkuche, 1993).

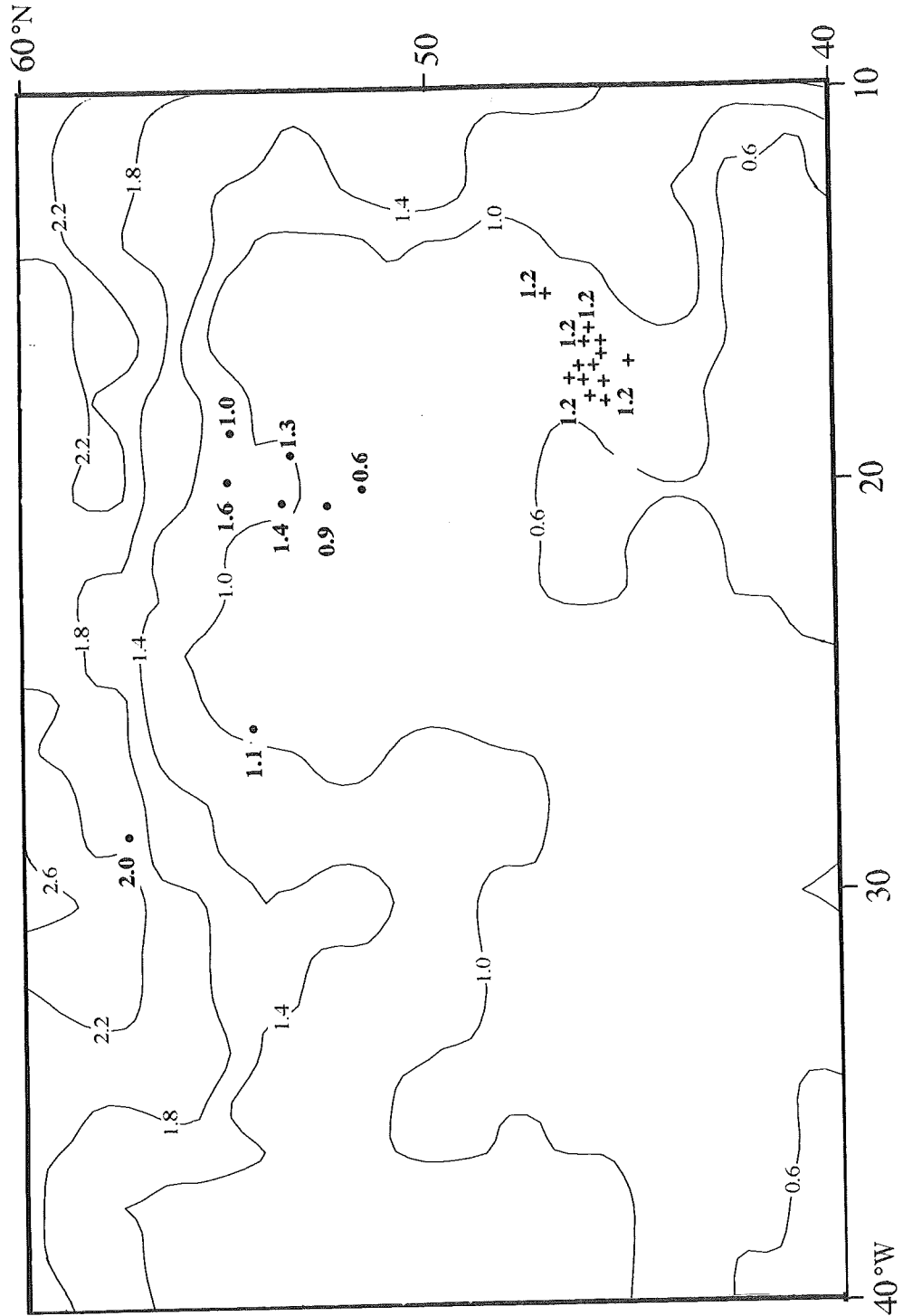


Abb. 46: Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Nitratflüssen, F_{NO_3} in $[\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}]$ (+ = Rutgers van der Loeff, 1990 / • = eigene Messung).

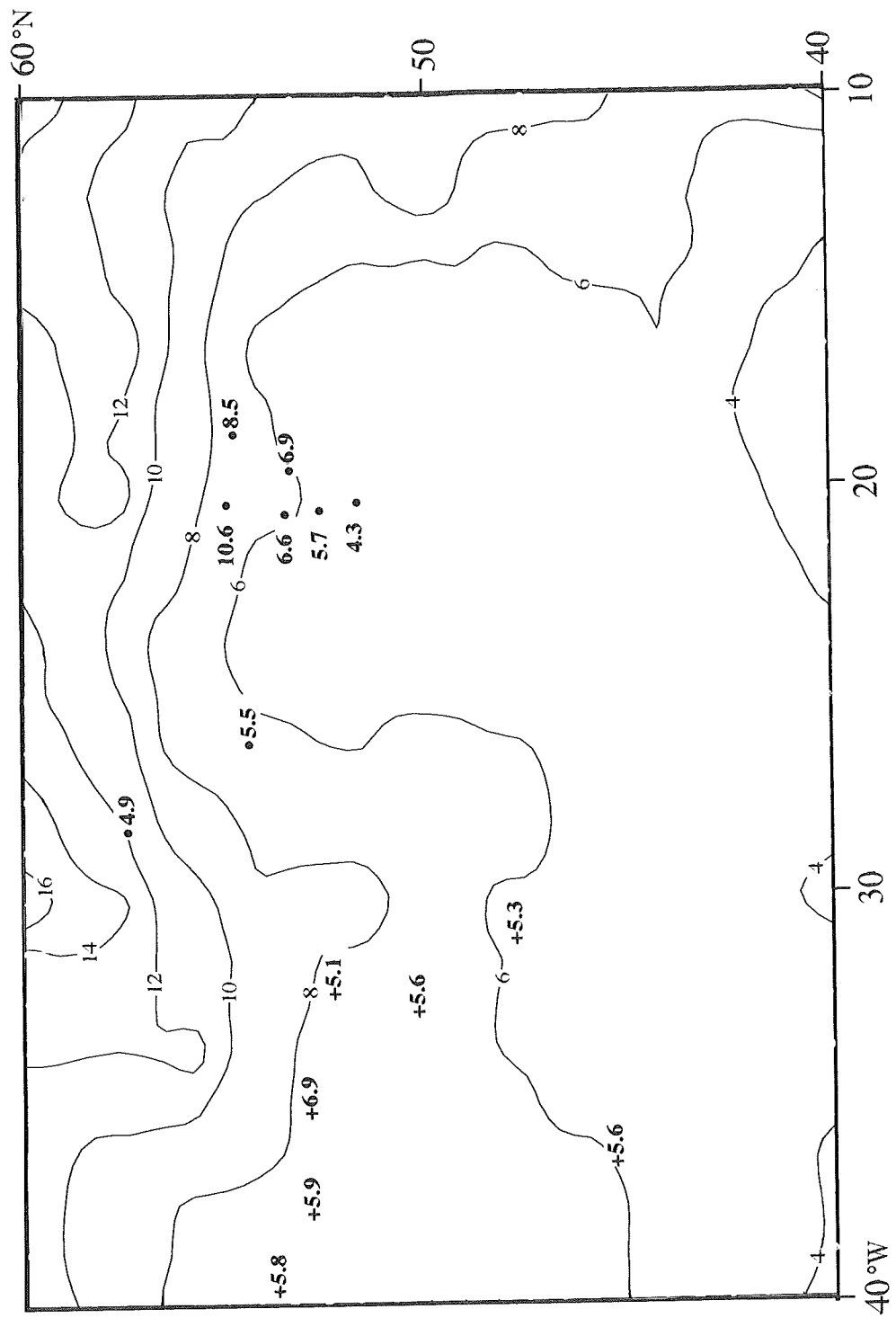


Abb. 47: Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Silikatflüssen, FSiO_4 in $[\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}]$ (+ = Sayles und Curry, 1988 / • = eigene Messung).

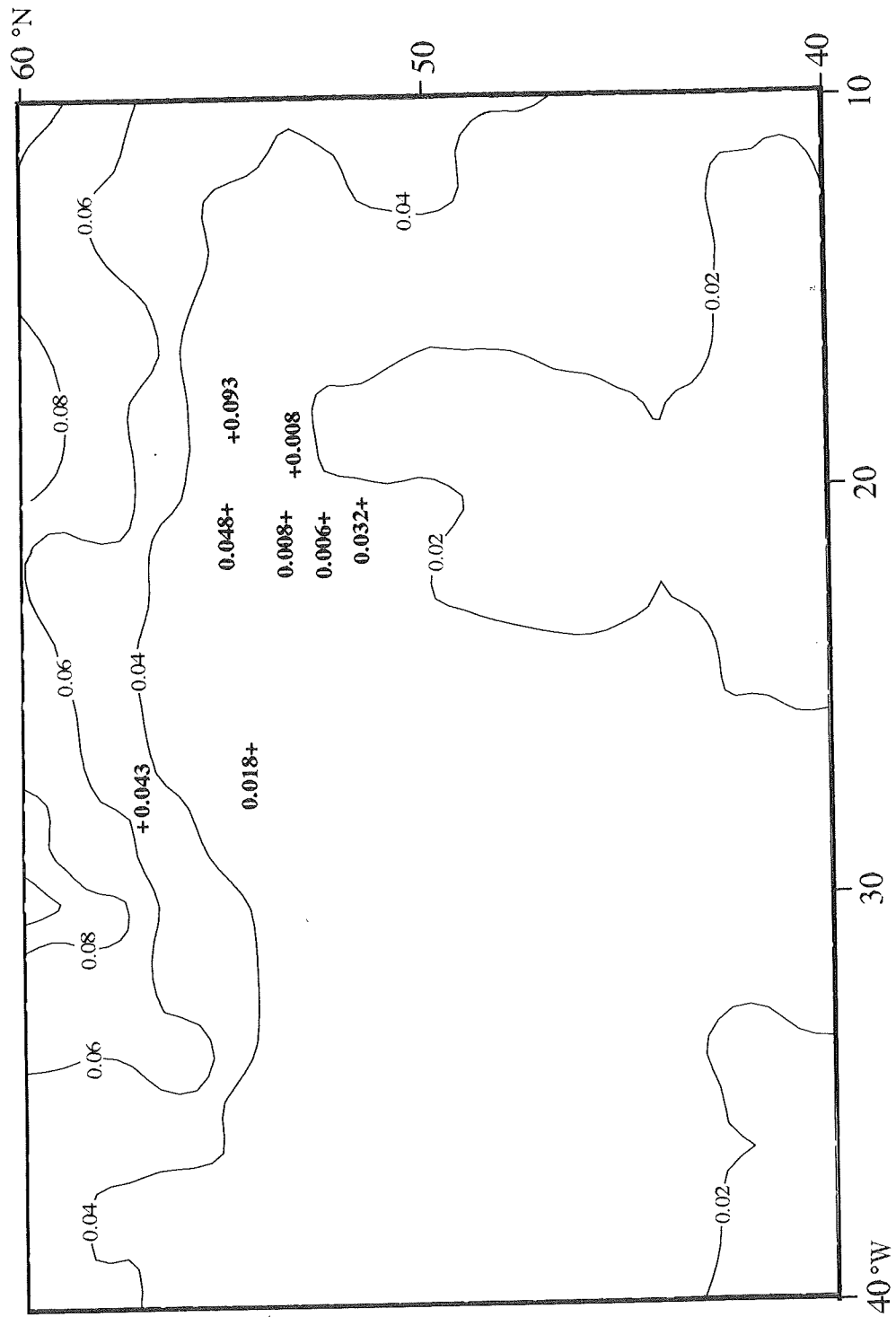


Abb. 48: Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Phosphatflüssen, FPO_4 in $[\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}]$ (+ = eigene Messungen).

1992 publizierten Jahnke und Jackson eine erste Karte über die Sauerstoffflüsse im Atlantik und Pazifik. In ihrer Arbeit verknüpften Jahnke und Jackson die gemessenen Sauerstoffflußraten mit den Kohlenstoffakkumulationsraten aus der Karte von Romankevich (1984). Als Problem stellte sich dabei die mehr oder weniger große Verdünnung der Sedimente durch Calciumcarbonat heraus. In Abhängigkeit von der Wassertiefe neigt Calciumcarbonat oberhalb der CCD zur Deposition und unterhalb dieser zur Lösung. Dabei stellte sich heraus, daß der Fehler in der Bestimmung der Sauerstoffflußraten mit den Akkumulationsraten von Calciumcarbonat signifikant ansteigt. So bezeichnet Jahnke (pers. Mitteilg.) die Karte als noch sehr grob. Generell sei dabei, so Jahnke, einzuräumen, daß die Sauerstoffflüsse um den Faktor 2-3 unterbestimmt worden sein könnten. In Abbildung 49 ist die Sauerstoffflußkarte von Jahnke und Jackson gezeigt. Zur Umrechnung von der Einheiten von $[\text{mol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ a}^{-1}]$ in $[\mu\text{mol O}_2 \text{ cm}^{-2} \text{ a}^{-1}]$ sind die Werte von Jahnke und Jackson mit 100 zu multiplizieren.

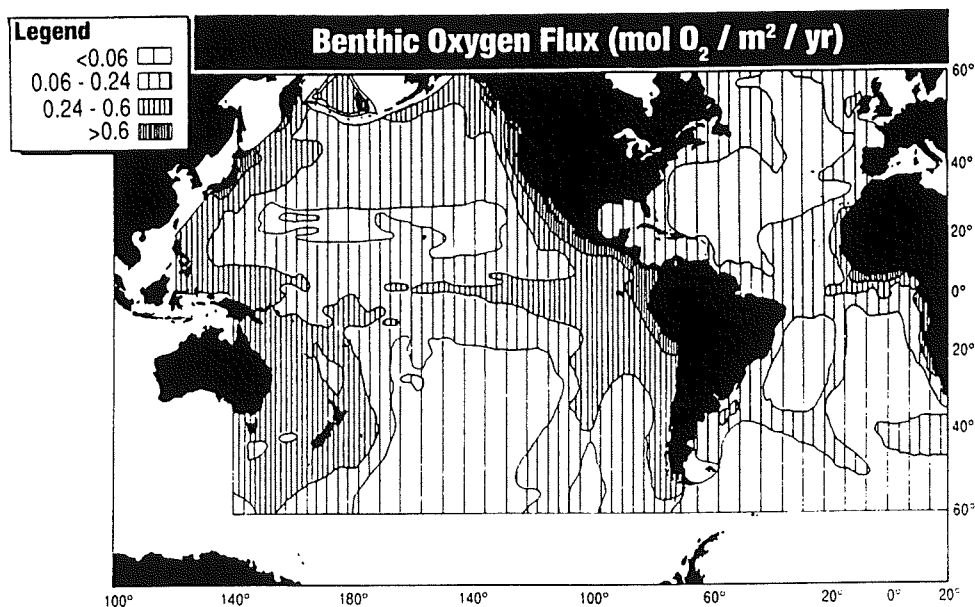


Abb. 49: Empirische Sauerstoffflußraten für den Atlantik und Pazifik (Jahnke und Jackson, 1992).

Beim Vergleich der Karte von Jahnke und Jackson (1992) mit der, in dieser Arbeit vorgelegten, Sauerstoffflußkarte (Abb. 40) zeigen sich folgende Unterschiede: Die Sauerstoffflüsse für den zentralen Nordatlantik liegen bei Jackson und Jahnke, mit $< 6 \mu\text{mol O}_2 \text{ cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$, niedriger. Dieses Gebiet mit sehr geringen Flüssen und dehnt sich außerdem noch weit in den zentralen nördlichen Nordatlantik aus. In der vorliegenden Arbeit sind für den zentralen Nordatlantik Sauerstoffflüsse von $< 8 - 16 \mu\text{mol O}_2 \text{ cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ gefunden worden, und im zentralen nördlichen Nordatlantik steigen hier die Werte von 16 auf $30 \mu\text{mol O}_2 \text{ cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Diese nördliche Ausdehnung einer Zone mit minimalem Sauerstoffflüssen konnte in der vorliegenden Arbeit nicht beobachtet werden. Ansonsten sind aber sowohl die Größe der Sauerstoffflüsse als auch der Verlauf der Isolinien in beiden Karten gut

miteinander vergleichbar, wenn man berücksichtigt, daß Jahnke und Jackson ihre berechneten Flüsse für generell unterbestimmt halten.

Zusammenfassend zeigen die, aus empirischen Beziehungen hervorgegangenen, Ergebnisse der Regionalisierung eine gute Näherung der Verhältnisse und Reaktionen in den Tiefseesedimenten des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres. Es konnte die Abhängigkeit der Quantität des Kohlenstoffflusses von der Wassertiefe, dessen Verteilungsmuster auf den Sedimenten von den vorherrschenden Oberflächenströmungen, sowie dessen Akkumulationsrate in den Sedimenten von der Sedimentationsrate gezeigt und verifiziert werden. Beim Vergleich der gemessenen Stoffflüsse von Sauerstoff, Nitrat, Silikat und Phosphat mit dem Anteil des zu remineralisierenden organischen Kohlenstoffs zeigten sich stimmige empirische Relationen zwischen dem für die Benthosgemeinschaft verfügbaren organischen Kohlenstoff und den daraus resultierenden Stoffflüssen von Sauerstoff in das Sediment, sowie den Nährstoffen in das Bodenwasser. Diese Ergebnisse sind in der vorliegenden Arbeit erstmalig für ein sehr großes Meeresgebiet in Form von Stoffflußkarten dargestellt worden und stellen eine gute Näherung dar.

5 Bilanzierung der Stoffflußraten im Nordatlantik und Europäischen Nordmeer

Neben der kartographischen Darstellung des Stofftransportes durch die Bodengrenzschicht ist dessen Bilanzierung für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer von Bedeutung. Die Bilanzierung soll deutlich den Beitrag der Stoffumsetzungen in den Sedimenten der Tiefsee am ozeanischen Kohlen- und Nährstoffkreislauf veranschaulichen. Die Bilanz bezieht sich auf die Quantifizierung der Primärproduktion (P_t), des Kohlenstoffflusses (F_c) auf das Sediment, der Einbettungs- (C_{bur}) und Remineralisierungsrate (C_{rem}), des Sauerstoffentzuges (FO_2) aus dem Ozean und der resultierenden Nährstoffrückführung (FNO_3 , $FHPO_4$, FH_4SiO_4) an den Ozean. Weiterhin soll eine Quantifizierung des durch Denitrifikation in den Sedimenten konsumierten Nitrats erstellt werden. Die Denitrifikationsrate ergibt sich aus der Differenz der erhaltenen Werte aus der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994) und den empirisch ermittelten Nitratflüssen (Gl. 49). Wichtig für die Fragestellung der Arbeit ist auch eine abschließende Berechnung des dem globalen Kohlenstoffkreislauf auf Dauer entzogenen Kohlenstoffs aus dessen Einbettungsrate (C_{bur}), bezogen auf das atmosphärische Treibhausgas Kohlendioxid. Eine Umrechnung der Exportproduktion (P_e) auf den ozeanischen Kohlendioxidentzug aus der Atmosphäre ist nicht als sinnvoll zu erachten, da dafür rein physikalisch-chemische Lösungs- und Austauschprozesse verantwortlich sind, die nicht an die Exportproduktion gekoppelt sind.

Für die Bilanzierung ist gleichfalls der auf empirischen Berechnungen beruhende Datensatz verwendet worden, der im vorherigen Kapitel die Grundlage für die Stoffflußkarten bildete. Das Datenmaterial ist im Datenanhang (Kap. 9) gezeigt. Unter dem Postulat, daß der berechnete Stofffluß der betrachteten Fläche, im gewählten $2^\circ \times 2^\circ$ -Raster, um jeden Datenpunkt identisch ist, erfolgte eine Umrechnung der geographischen Koordinaten in geometrische Flächen. Die Flächenberechnung erfolgte mit der Gleichung für den Flächeninhalt eines Trapezes (Gl. 56):

$$A = h \cdot (a + c) / 2 \quad (56)$$

mit: a = Distanz (in km) zwischen 2° auf dem unteren Breitenkreis; $a = f(\text{Breite})$
 c = Distanz (in km) zwischen 2° auf dem oberen Breitenkreis; $c = f(\text{Breite})$
 h = Distanz (in km) zwischen 2° auf dem Längenkreis; $h = \text{const.} = 222.40 \text{ km}$

Der Zahlenwert von h ist konstant, und die Distanz zwischen zwei Längengraden beträgt 222.40 km. Die Distanzen auf einem Breitenkreis hingegen sind eine Funktion des Breitenwinkels. Die Abweitung von a und c läßt sich mit Gleichung 57 a,b berechnen (Stein, 1982):

$$a = (2\pi r / 180) \cdot \cos(\varphi_a) \quad (57a)$$

$$c = (2\pi r / 180) \cdot \cos(\varphi_c) \quad (57b)$$

mit: r = Erdradius = 6374.43 km; $\varphi_{a,c}$ = Breitenwinkel von a , c
 a = Distanz (in km) zwischen 2° auf dem unteren Breitenkreis
 c = Distanz (in km) zwischen 2° auf dem oberen Breitenkreis

Mit Hilfe der Gleichungen 56 und 57 sind die Stoffflüsse für jede Fläche im 2°x2°-Raster berechnet worden. Durch die Summierung des Stofftransportes der einzelnen Flächen ist die Bilanz für den tiefen Nordatlantik und das tiefe Europäische Nordmeer für Wassertiefen ≥ 1000 m erhalten worden. Die Ergebnisse werden in Tabelle 13 und gerundet in Abbildung 50 gezeigt.

	Europäisches Nordmeer (EN)	Nordatlantik (NA)	Summe	Verhältnis EN : NA
Fläche [10^6 km ²]	2	31	33	1 : 16
P _t [10^6 t a ⁻¹]	154.3	1 907.2	2 061.5	1 : 12
P _e [10^6 t a ⁻¹]	32.7	346.2	378.9	1 : 10
CO ₂ Entzug [10^6 t a ⁻¹]*	119.9	1 269.3	1 389.3	1 : 10
F _c [10^6 t a ⁻¹]	3.9	31.4	35.3	1 : 08
C _{bur} [10^6 t a ⁻¹]	0.2	1.5	1.7	1 : 08
C _{rem} [10^6 t a ⁻¹]	3.7	29.7	33.4	1 : 08
FO ₂ [10^6 t a ⁻¹]	17.5	156.6	174.1	1 : 09
FNO ₃ [10^6 t a ⁻¹]	2.1	16.2	18.3	1 : 08
Denitifizierung [10^6 t a ⁻¹]**	0.2	5.3	5.5	1 : 23
FHPO ₄ [10^6 t a ⁻¹]	0.1	0.8	0.9	1 : 08
FH ₄ SiO ₄ [10^6 t a ⁻¹]	19.0	164.1	183.1	1 : 09
CO ₂ Fixierung [10^6 t a ⁻¹]***	0.7	5.6	6.3	1 : 08

Tab. 13: Stoffbilanz für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer für Wassertiefen ≥ 1000 m. (*) Entzug aus der euphotischen Zone; **) Differenz der Werte aus der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994) und den berechneten Nitratflüssen; ***) Berechnet aus C_{bur}).

Im Europäischen Nordmeer werden jährlich 154.3 Millionen Tonnen Kohlenstoff in Form von Primärproduktion erzeugt. Davon bilden 21% (32.7 Millionen Tonnen) die Exportproduktion. 12% (3.9 Millionen Tonnen) der Exportproduktion, das sind 2.5 % der Primärproduktion, erreichen das Sediment, wovon 5% (0.2 Millionen Tonnen) eingebettet werden. Aus der Differenz zwischen eingetragenen und akkumuliertem Kohlenstoff ergibt sich der Anteil des Kohlenstoffs, der im Sediment remineralisiert wird. Der Remineralisierungsgrad beträgt 95% (3.7 Millionen Tonnen) des eingetragenen organischen Materials.

Im Nordatlantik beträgt die Primärproduktion jährlich rund 1.9 Gigatonnen Kohlenstoff. Davon bilden 18% (346.2 Millionen Tonnen) die Exportproduktion, und 9% (31.4 Millionen Tonnen) der Exportproduktion, also 1.6% der Primärproduktion, erreichen den Meeresboden, Einbettungs- und Remineralisierungsgrad sind mit denen des Europäischen Nordmeeres vergleichbar.

Aus der Differenz zwischen der Exportproduktion und dem Kohlenstofffluß auf das Sediment läßt sich der Anteil des organischen Kohlenstoffs abschätzen, der bereits beim Sinken durch die Wassersäule remineralisiert wird. Im Europäischen Nordmeer werden 88% (28.9 Millionen Tonnen) der Exportproduktion vor Erreichen des Sediments in der Wassersäule remineralisiert, und für den Nordatlantik sind es 91% (314.8 Millionen Tonnen). Im Arbeitsgebiet werden dabei insgesamt 343.6

Millionen Tonnen Kohlenstoff in der Wassersäule regeneriert und 35.3 Millionen Tonnen erreichen das Sediment. Der Exportproduktion entspricht im gesamten Arbeitsgebiet ein jährlicher Entzug von 1389.3 Millionen Tonnen Kohlendioxid aus der euphotischen Zone. Im Nordmeer ist die erhöhte prozentuale Exportproduktion in der höheren Primärproduktion und der erhöhte prozentuale Kohlenstofffluß auf das Sediment in der geringeren Wassertiefe begründet.

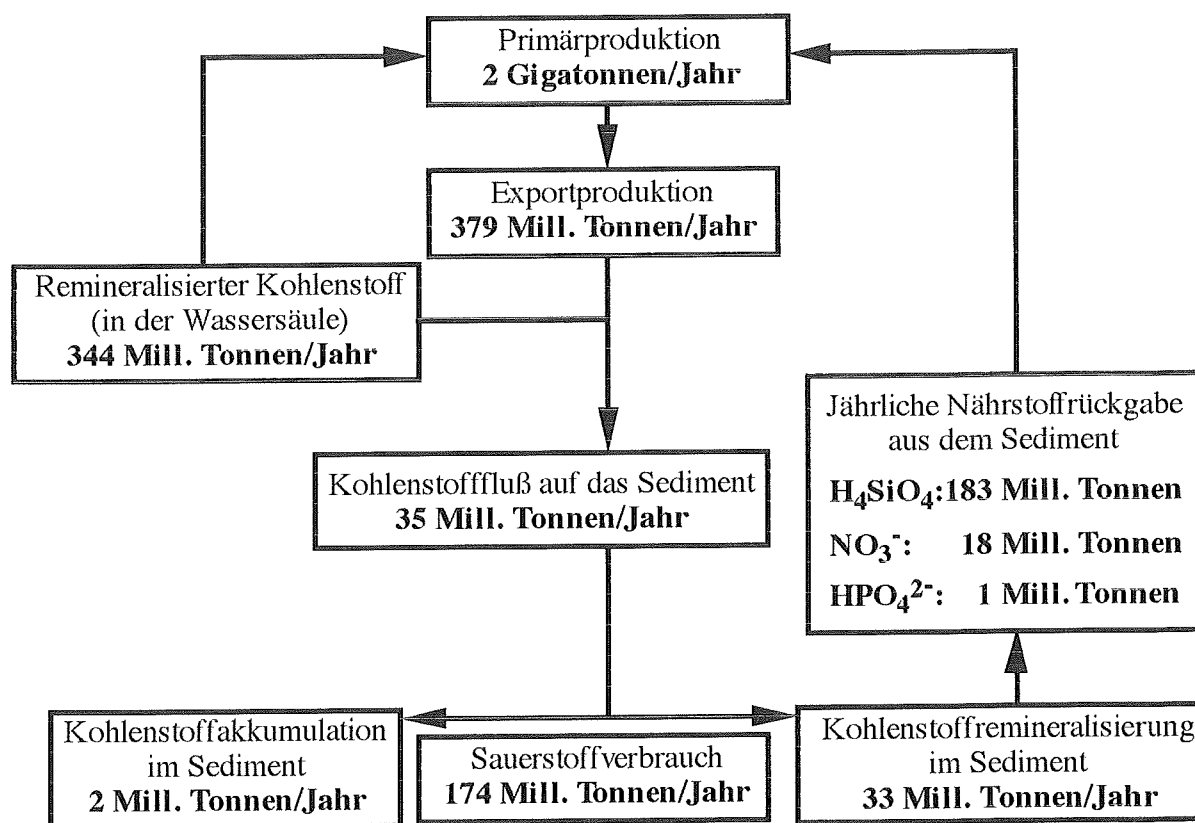


Abb. 50: Bilanzierung der gerundeten Flüsse von Kohlenstoff, Sauerstoff und Nährstoffen für das Europäische Nordmeer und den Nordatlantik mit Wassertiefen $\geq 1000\text{m}$.

Für die Remineralisierung des eingetragenen Kohlenstoffs zehren die Benthosorganismen im Europäischen Nordmeer 17.5 Millionen Tonnen Sauerstoff und im Nordatlantik 156.6 Millionen Tonnen, und im gesamten betrachteten Gebiet werden dafür jährlich 174.1 Millionen Tonnen Sauerstoff verbraucht. Dabei werden im Europäischen Nordmeer jährlich 19.0 Millionen Tonnen Kieselsäure, 2.1 Millionen Tonnen Nitrat und 0.1 Millionen Tonnen Hydrogenphosphat aus den Sedimenten in den Ozean zurückgegeben. Im Nordatlantik werden in der gleichen Zeit 164.1 Millionen Tonnen Kieselsäure, 16.2 Millionen Tonnen Nitrat und 0.8 Millionen Tonnen Hydrogenphosphat aus den Sedimenten freigesetzt. Brutto ergeben sich für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer 183.1 Millionen Tonnen Kieselsäure, 18.3 Millionen Tonnen Nitrat und 0.9 Millionen Tonnen Hydrogenphosphat, die an den Ozean zurückgeführt werden.

Das Flächenverhältnis von Europäischem Nordmeer zu Nordatlantik beträgt 1:16. Legt man dieses Verhältnis zugrunde und betrachtet die übrigen Verhältnisse in Tabelle 13, so weist das Europäische Nordmeer im Vergleich zum Nordatlantik eine Erhöhungen um folgende Faktoren auf:

Primärproduktion (P_t):	1.3
Exportproduktion (P_e):	1.6
Kohlenstofffluß (F_c):	2.0
Einbettungsrate (C_{bur}):	2.1
Remineralisierungsrate (C_{rem}):	2.0
Sauerstofffluß (FO_2):	1.8
Nitratfluß (FNO_3):	2.1
Hydrogenphosphatfluß ($FHPO_4$):	2.1
Kieselsäurefluß (FH_4SiO_4):	1.9

Im Vergleich zum Nordatlantik weist sich die euphotische Zone des Europäischen Nordmeeres, durch eine erhöhte Primärproduktion, als erheblich produktiver aus, und die Produktivität der benthischen Detritus-Kette ist um den Faktor 2 größer.

Die Denitrifikationsrate ist in den Sedimenten im Europäischen Nordmeer um das 0.7-fache geringer als in denen des Nordatlantiks. Beim Vergleich der berechneten Nitratflüsse mit denen aus der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994) (vergl. Abb. 27) wird ersichtlich, daß die berechneten Flüsse immer kleiner als die aus der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994). Die Verringerung der Denitrifikationsrate im Europäischen Nordmeer ist höchstwahrscheinlich darauf zurückzuführen, daß weite Gebiete im Nordatlantik bestehen, die im unteren Bereich des remineralisierten Anteils an organischem Kohlenstoff liegen. Die kleinen Differenzen zwischen den berechneten Werten und den theoretischen Ergebnissen von Anderson und Sarmiento (1994) könnten sich auf Grund der großen Flächen summieren.

Von großem Interesse ist die Einbettungsrate von organischer Materie (C_{bur}) in den Sedimenten des Arbeitsgebietes. Die Einbettungsrate ist im Europäischen Nordmeer um den Faktor 2 höher als im Nordatlantik und korreliert somit mit gut mit Datenmaterial über den prozentualen Gehalt an organischem Kohlenstoff in den Sedimenten des Europäischen Nordmeeres und des Nordatlantiks (vergl. Abb. 17). Jährlich werden 1.7 Millionen Tonnen an organischem Kohlenstoff in den Sedimenten des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres eingelagert und somit dem globalen Kohlenstoffkreislauf langfristig entzogen. Bezogen auf das Treibhausgas Kohlendioxid entspräche dies einem jährlichen Entzug von 6.3 Millionen Tonnen Kohlendioxid, allein durch die benthische Einbettung des biologisch nicht mehr verwertbaren organischen Kohlenstoffs. Die Festlegung von Kohlendioxid in Form von biogenen Carbonaten durch die Einbettung von Kalkschalengehäusen abgestorbener Primärproduzenten oder durch rein chemische Carbonatfällung im Porenwasser und

dessen Freisetzung durch Überschreitung der CCD oder pH-Änderungen im Porenwasser konnte im Zuge der vorliegenden Arbeit nicht in Betracht gezogen werden.

Mit Hilfe der gewonnenen Erkenntnisse aus dem Europäischen Nordmeer und dem Nordatlantik soll im folgenden eine, wenn auch grobe, Abschätzung des globalen ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs getroffen werden. Die Ergebnisse sollen den Beitrag der Tiefsee mit Wassertiefen ≥ 1000 m auf den gesamten ozeanischen Kohlenstoffkreislauf aufzeigen. Die Fläche des Europäische Nordmeeres und Nordatlantiks entspricht etwa 1/10 der Fläche des Weltozeans. Setzt man, als Normierung, in etwa gleiche Verhältnisse in den Produktionsraten, Wassertiefen und Sedimentationsrate voraus, so sollten sich die Verhältnisse im Weltozean dadurch abschätzen lassen, daß die Ergebnisse aus dem Arbeitsgebiet mit dem Faktor 10 multipliziert werden. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Tabelle 14 und Abbildung 51 gezeigt.

	Weltozean	Andere Autoren	Referenz
Fläche [10^6 km ²]	332		
P_t [10^9 t a ⁻¹]	20	30	de Baar und Suess (1993)
P_e [10^9 t a ⁻¹]	3.8	3	de Baar und Suess (1993)
CO ₂ Entzug [10^9 t a ⁻¹]*	14	10.9	de Baar und Suess (1993)
F_c [10^6 t a ⁻¹]	350	300	de Baar und Suess (1993)
		400	Berger et al. (1987)
C_{bur} [10^6 t a ⁻¹]	20	30	de Baar und Suess (1993)
C_{rem} [10^6 t a ⁻¹]	330	270	de Baar und Suess (1993)
FO ₂ [10^6 t a ⁻¹]	1.7		
FNO ₃ [10^6 t a ⁻¹]	180		
FHPO ₄ [10^6 t a ⁻¹]	10		
FH ₄ SiO ₄ [10^9 t a ⁻¹]	1.8	1.1	Wollast und Mackenzie (1983)
CO ₂ Fixierung [10^6 t a ⁻¹]**	63	100	de Baar und Suess (1993)

Tab. 14: Abschätzung der Stoffflüsse für den Weltozean mit Wassertiefen ≥ 1000 m

(*) Entzug aus der euphotischen Zone; **) Berechnet aus C_{bur}).

Der Vergleich mit den Ergebnissen von de Baar und Suess (1993) zeigt eine gute Übereinstimmung der hier berechneten Werte in der Primärproduktion (P_t), Exportproduktion (P_e), dem Kohlenstofffluß auf das Sediment (F_c) und dessen Einbettungsrate (C_{bur}). Der Kohlenstofffluß auf das Sediment entspricht völlig dem Ergebnis, zu dem Berger et al. (1987) gekommen sind.

Nach dieser ersten Abschätzung, die Ergebnisse von de Baar und Suess (1993) sind in Klammern angeführt (vergl. dazu auch Abb. 2), beträgt der jährliche Beitrag des tiefen Ozeans an der globalen Primärproduktion 20 Gigatonnen Kohlenstoff (30 GtC). 3.8 Gigatonnen (3 GtC) werden davon aus der euphotischen Zone in den tiefen Ozean exportiert, was einem Kohlendioxidentzug von 14 Gigatonnen (7.3 Gt CO₂) aus der euphotischen Zone entspricht.

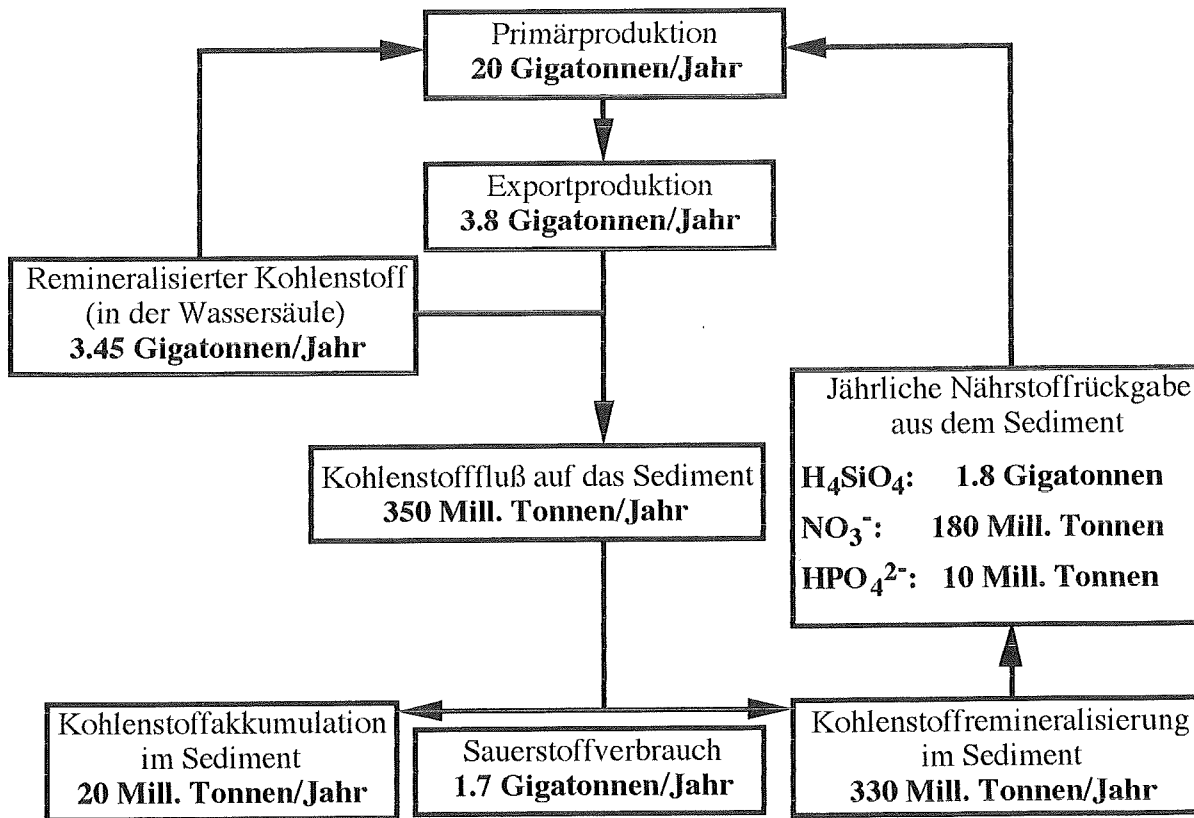


Abb. 51: Abschätzung der globalen ozeanischen Flüsse von Kohlenstoff, Sauerstoff und Nährstoffen für Wassertiefen ≥ 1000 m.

3.45 Gigatonnen Kohlenstoff (2.7 GtC, nach de Baar und Suess (1993)) remineralisieren beim Fall durch die Wassersäule und 350 Mill. Tonnen (300 Mill. t C, nach de Baar und Suess (1993); 400 Mill. t C nach Berger et al. (1987)) erreichen letztendlich das Sediment. Von diesem eingetragenen organischen Kohlenstoff akkumulieren 20 Mill. Tonnen (30 Mill. t C, nach de Baar und Suess (1993)) im Sediment und 330 Mill. Tonnen (270 Mill. t C, nach de Baar und Suess (1993)) werden remineralisiert. Umgerechnet ergibt die ermittelte Kohlenstoffakkumulationsrate einem langfristiger jährlicher Kohlendioxidzug von 63 Mill. Tonnen (100 Mill. t CO₂, nach de Baar und Suess (1993)). Für die Oxidation des eingetragenen Phytodetritus verbraucht die Benthosgemeinschaft 1.7 Gigatonnen Sauerstoff und setzt an Nährstoffen 1.8 Gigatonnen Kieselsäure (1.1 Gt, nach Wollast und Mackenzie (1983)), 180 Mill. Tonnen Nitrat, sowie 10 Mill. Tonnen Hydrogenphosphat an den Ozean frei. Auch die Übereinstimmung mit den Erkenntnissen von Wollast und Mackenzie (1983) ist gut. Die Autoren berechneten dabei ihre globale Bilanz über einen Mittelwert für den Kieselsäurefluß, den sie mit $5.1 \cdot 10^{-5} \text{ g Si cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ festlegten.

Abschließend ist es mit den gewonnenen Erkenntnissen möglich, eine Abschätzung darüber zu treffen wie groß Beitrag des Kohlenstoffkreislaufs des tiefen Ozeans, mit Wassertiefen ≥ 1000 m, am globalen ozeanischen Kohlenstoffkreislauf ist, der alle Wassertiefen und somit auch die hochproduktiven Flachwasserregionen berücksichtigt. In Tabelle 15 wird die hier ermittelte

Kohlenstoffbilanz mit den Ergebnissen von Middelburg et al. (1993) und denen von Romankevich (1984) verglichen.

	Weltozean Wassertiefe ≥ 1000 m	Weltozean alle Wassertiefen	Anteil des tiefen Ozeans	Referenz
P_t [10^9 t a $^{-1}$]	20	40–150	14–52%	Middelburg et al., 1993
		25	82%	Romankevich, 1984
P_e [10^9 t a $^{-1}$]	3.8	4–20	14–95%	Middelburg et al., 1993
		5	76%	Romankevich, 1984
F_c [10^9 t a $^{-1}$]	0.35	1.1–3.6	10–35%	Romankevich, 1984
C_{bur} [10^9 t a $^{-1}$]	0.02	0.13	14%	Middelburg et al., 1993
		0.1	17%	Romankevich, 1984
C_{rem} [10^9 t a $^{-1}$]	0.33	1.0–3.5	10–31%	Romankevich, 1984

Tab. 15: Der globale Beitrag des tiefen Ozeans, mit Wassertiefen ≥ 1000 m, am gesamten ozeanischen Kohlenstoffkreislauf, also auch den Flachwasserregionen.

Der Beitrag der Primärproduktion (P_t) des tiefen Ozeans am ozeanischen Kohlenstoffkreislauf liegt zwischen 14 und 52% (Middelburg et al., 1993), bzw. 82% (Romankevich, 1984). Der Beitrag zur Exportproduktion (P_e) liegt zwischen 14 und 95% (Middelburg et al., 1993), bzw. 76% (Romankevich, 1984). Dadurch bedingt, daß im tiefen Ozean ein Großteil der Exportproduktion beim Fall durch die Wassersäule bereits remineralisiert worden ist, sinkt der Beitrag des Kohlenstoffflusses (F_c) auf das Sediment auf 10 bis 35% (Romankevich, 1984), der der Kohlenstoffakkumulationsrate (C_{bur}) auf 14% (Middelburg et al., 1993), bzw. 17% (Romankevich, 1984) und der der Kohlenstoffremineralisierungsrate (C_{rem}) im Sediment auf 10–30% (Romankevich, 1984). Die Ergebnisse zeigen, daß der Beitrag der Sedimente der Tiefsee am gesamten ozeanischen Kohlenstoffkreislauf im Mittel bei etwa 20 % liegt. Rechnet man die darüberliegende Wassersäule als längerfristigen Kohlenstoffspeicher hinzu, so ist der Beitrag des tiefen Ozeans an ozeanischen Kohlenstoffkreislauf beträchtlich.

6 Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befaßte sich im Rahmen eines Teilprojektes des deutschen JGOFS-Programms mit dem Stofftransport durch die Bodengrenzschicht im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik. Es sollten die Stoffflüsse von organischem Kohlenstoff, den Nährstoffen Nitrat, Silikat und Phosphat, sowie von Sauerstoff betrachtet werden. Neben der Bestimmung dieses Transportes sollte die Regionalisierung und Bilanzierung für das genannte Arbeitsgebiet durchgeführt werden. Die Regionalisierung sollte dabei in Form von Stoffflußkarten für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer dargestellt werden.

Für die Quantifizierung der Stoffflüsse ist auf bereits publiziertes Datenmaterial und eine Reihe von Eigenmessungen zurückgegriffen worden. Da diese Daten sowohl durch ihre Anzahl, als auch geographische Verteilung nicht ausreichend waren, um aus ihnen direkt die Regionalisierung und Bilanzierung durchzuführen, sind sie dazu verwendet worden, um *empirische Beziehungen* zu erstellen, die die enge Verknüpfung zwischen dem wassersäulenseitigen Eintrag von organischem Kohlenstoff in das Sediment und den daraus resultierenden Flüssen von Sauerstoff und Nährstoffen zeigen. Dabei handelt es sich um eine statistische und nicht prozeßorientierte Betrachtungsweise.

Zur Beschreibung des Kohlenstoffflusses (F_C) auf das Sediment ist eine Kombination der Beziehungen von Sarnthein et al. (1988) und Eppley et al. (1979) verwendet worden (Gl. 45), in der die Primärproduktion (P_t) Eingang findet und in die maßgeblichere Exportproduktion (P_e) umgerechnet wird. Mit Hilfe dieser Gleichung ist der Kohlenstofffluß (F_C) für jede einzelne Station aus den existierenden Datensätzen berechnet worden:

$$F_C = 3.1866 \cdot P_t^{1.3296} \cdot Z^{-0.5537} \quad (45)$$

mit: F_C = Kohlenstofffluß [$\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]
 P_t = Primärproduktion [$\text{g C m}^{-2} \text{a}^{-1}$], Z = Wassertiefe [m]

Gleichung 45 beschreibt den Kohlenstofffluß (F_C) als Funktion der Primärproduktion (P_t) und der Wassertiefe (z). Die Datenpaare für die Primärproduktion und für die Wassertiefen sind der "Dahlem-Produktivitätskarte" von Berger (1989) und aus nautischem Kartenmaterial entnommen worden.

Ein gewisser Anteil des auftreffenden organischen Materials akkumuliert im Sediment. Diese Einbettungsrate (C_{bur}) stellt nach Henrichs und Reeburgh (1987) eine Funktion aus Kohlenstofffluß (F_C) und Sedimentationsrate (S) dar (Gl. 46):

$$C_{\text{bur}} = 0.476 \cdot S^{0.4} \cdot F_C \quad (46)$$

mit: C_{bur} = Kohlenstoffakkumulationsrate [$\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]; S = Sedimentationsrate [cm a^{-1}]

Die Sedimentationsraten (S) sind Emery et al. (1987) entnommen. Um die derart berechneten Werte zu verifizieren sind die berechneten Akkumulationsraten (C_{bur}) mit sehr guter Übereinstimmung mit den gemessenen Werten an den Stationen verglichen worden. Aus der Differenz des auftretenden Kohlenstoffflusses (F_C) und seinem akkumulierten Anteil (C_{bur}) ergibt sich die überaus wichtige Größe der Kohlenstoffremineralisierungsrate (C_{rem}) (Gl. 47):

$$C_{rem} = F_C - C_{bur} \quad (47)$$

mit: C_{rem} = Kohlenstoffremineralisierungsrate [$\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]

Die Kohlenstoffremineralisierungsrate (C_{rem}) ist in Relation mit den gemessenen Sauerstoff-, Nitrat-, Phosphat- und Silikatflüssen gesetzt worden, um empirische Ausdrücke zu erhalten, die den engen Bezug der Kohlenstoffremineralisierungsrate zu dem resultierenden Stoffflüssen beschreiben. Die Beziehung ergaben sich zu den Gleichungen 48, 50, 51 und 52.

Gleichung 48 beschreibt den Sauerstofffluß (FO_2) als Funktion der Kohlenstoffremineralisierungsrate:

$$FO_2 = 1.5678 + 1.9164 \cdot C_{rem} - 0.012726 \cdot C_{rem}^2 \quad (48)$$

mit: FO_2 = Sauerstofffluß [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]; $n = 27$; $r^2 = 0.87$

Gleichung 50 beschreibt den Nitratfluß (FNO_3) als Funktion der Kohlenstoffremineralisierungsrate:

$$FNO_3 = -0.2724 + 0.1637 \cdot C_{rem} - 0.0022603 \cdot C_{rem}^2 + 1.0533 \cdot 10^{-5} \cdot C_{rem}^3 \quad (50)$$

mit: FNO_3 = Nitratfluß [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]; $n = 75$; $r^2 = 0.82$

Es zeigte sich, daß kein linearer Zusammenhang zwischen der Kohlenstoffremineralisierungsrate (C_{rem}) und dem Nitratfluß (FNO_3) besteht. Bis etwa zu einem remineralisiertem Anteil des organischen Kohlenstoffs (C_{rem}) von 14-16 $\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ liegen die Nitratflüsse im Bereich der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994). Bei höheren Kohlenstoffwerten weichen die gemessenen Nitratflüsse immer mehr nach unten von diesen Relationen ab, d.h. die Flüsse werden kleiner. Die Erklärung für diese Beobachtung ist, daß oberhalb des Schwellenwertes von 14-16 $\mu\text{mol C cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ neben der Nitrifizierung auch zunehmend Denitrifikation stattfindet, deren Rate durch Differenzbildung der Werte aus Gleichung 50 und der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994) ermittelt worden ist.

Gleichung 51 beschreibt den Silikatfluß ($FSiO_4$) als Funktion der Kohlenstoffremineralisierungsrate (C_{rem}):

$$FSiO_4 = 0.31721 + 0.70086 \cdot C_{rem} - 0.0034672 \cdot C_{rem}^2 \quad (51)$$

mit: $FSiO_4$ = Silikatfluß [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{ a}^{-1}$]; $n = 37$; $r^2 = 0.86$

Gleichung 52 beschreibt den Phosphatfluß (F_{PO_4}) als Funktion der Kohlenstoffremineralisierungsrates:

$$F_{PO_4} = 4.561 \cdot 10^{-3} + 2.0629 \cdot 10^{-3} \cdot C_{rem} + 5.3878 \cdot 10^{-5} \cdot C_{rem}^2 \quad (52)$$

mit: F_{PO_4} = Phosphatfluß [$\mu\text{mol cm}^{-2} \text{a}^{-1}$]; $n = 37$; $r^2 = 0.66$

Die gemessenen Werte liegen unterhalb der Werte aus der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994). Diese Beobachtung ist damit zu erklären, daß Phosphat schwerlösliche Verbindungen bilden und an Sedimentpartikel adsorbiert werden kann. Dadurch kann die Phosphatkonzentrationen im Porenwasser erniedrigt werden. Auf Grund der komplexen chemischen und physikochemischen Zusammenhänge und Wechselwirkungen konnte kein eindeutiger, empirischer Zusammenhang zwischen der Fazieszusammensetzung, d.h. deren Carbonatgehalt und der Differenz zwischen den gemessenen Phosphatkonzentrationen und den theoretisch möglichen Konzentrationen aus der Beziehung von Anderson und Sarmiento (1994) gefunden werden.

Mit Hilfe dieser empirischen Beziehungen ist für ein $2 \times 2^\circ$ -Raster der Stofftransport für das Europäische Nordmeer und den Nordatlantik berechnet worden. Aus diesen rund 900 errechneten Werten ist eine Regionalisierung in Form von Stoffflußkarten erstellt worden.

Die, aus den empirischen Beziehungen hervorgegangene, *Regionalisierung* zeigt eine gute statistische, aber nicht prozeßorientierte, Näherung der Verhältnisse in den Tiefseesedimenten des Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeeres. Es konnte die Abhängigkeit der Wassertiefe auf die Quantität des auf die Sedimente auftreffenden Kohlenstoffflusses (F_c) gezeigt werden. So zeichnen sich in allen Karten deutlich die Höhenzüge der mittelozeanischen Rücken ab. Es zeigt sich die starke Abhängigkeit der Kohlenstoffverteilungsmuster auf den Sedimenten von den vorherrschenden Oberflächenströmungen, sowie der enge Zusammenhang zwischen der Kohlenstoffakkumulationsrate (C_{bur}) in den Sedimenten und der Sedimentationsrate (S). Beim Vergleich der gemessenen Stoffflüsse von Sauerstoff, Nitrat, Silikat und Phosphat mit dem Anteil des zu remineralisierenden organischen Kohlenstoffs (C_{rem}) zeigten sich stimmige empirische Relationen zwischen dem für die Benthosgemeinschaft verfügbaren organischen Kohlenstoff (C_{org}) und den daraus resultierenden Stoffflüssen von Sauerstoff in das Sediment und den Nährstoffen in das Bodenwasser. Diese Ergebnisse sind in der vorliegenden Arbeit erstmalig für ein sehr großes Meeresgebiet in Form von Stoffflußkarten dargestellt worden und stellen eine gute Näherung dar, die auf einer Vielzahl gemessener Einzeldaten basiert.

Die abschließende *Bilanzierung* der Stoffflüsse im Arbeitsgebiet ergab eine Primärproduktion (P_t) von 2061.5 Mill. t (EN: 154.3 Mill. t; NA: 1907.2 Mill. t). Davon werden 378.9 Mill. t (EN: 32.7 Mill. t; NA: 346.2 Mill. t) aus der euphotischen Zone in den tiefen Ozean exportiert, was einem Kohlendioxidzug von 1389.3 Mill. t (EN: 119.9 Mill. t; NA: 1269.3 Mill. t) aus der euphotischen Zone entspricht. Bereits beim Sinken durch die Wassersäule werden 343.6 Mill. t (EN: 28.8 Mill. t;

NA: 314.8 Mill. t) der Exportproduktion (P_e) remineralisiert, so daß 35.3 Mill. t (EN: 3.9 Mill. t; NA: 31.4 Mill. t) der Exportproduktion in das Sediment eingetragen werden. Davon akkumulieren 1.7 Mill. t (EN: 0.2 Mill. t; NA: 1.5 Mill. t) im Sediment (C_{bur}) und 33.4 Mill. t (EN: 3.7 Mill. t; NA: 29.7 Mill. t) werden remineralisiert (C_{rem}). Die Akkumulationsrate (C_{bur}) entspricht dabei einem langfristigen Entzug von 6.3 Mill. t (EN: 0.7 Mill. t; NA: 5.6 Mill. t) Kohlendioxid aus dem globalen Kohlenstoffkreislauf. Für die Oxidation des eingetragenen organischen Kohlenstoffs benötigen die Benthosorganismen 174.1 Mill. t (EN: 17.5 Mill. t; NA: 156.6 Mill. t) Sauerstoff und setzen dabei 183.1 Mill. t (EN: 19 Mill. t; NA: 164.1 Mill. t) Kieselsäure, 18.3 Mill. t (EN: 2.1 Mill. t; NA: 16.2 Mill. t) Nitrat und 0.9 Mill. t (EN: 0.1 Mill. t; NA: 0.8 Mill. t) Hydrogenphosphat wieder an den Ozean frei.

Ein Flächenvergleich zeigt, daß das Verhältnis vom Europäischen Nordmeer zum Nordatlantik etwa 1:16 beträgt. Legt man dieses Verhältnis zugrunde, und betrachtet die übrigen Verhältnisse in Tabelle 13, so weist das Europäische Nordmeer, im Vergleich zum Nordatlantik, Erhöhungen auf: Eine Erhöhung der Primärproduktion um das 1.3-fache. Diese weist die euphotische Zone des Europäischen Nordmeeres, im Vergleich zu der des Nordatlantiks, als erheblich produktiver aus. Der Kohlenstofffluß auf das Sediment ist, bedingt durch die geringere Wassertiefe, um den Faktor 2 erhöht. Dadurch bedingt ist die Produktivität der benthischen Detritus-Kette, die sich in der Remineralisierungs- und Einbettungsrate von organischem Kohlenstoff, dem zur Oxidation benötigten Sauerstoff und den resultierenden Nährstoffflüssen ablesen läßt, ebenfalls um den Faktor 2 größer.

Mit den Ergebnissen für den Nordatlantik und das Europäische Nordmeer ist abschließend eine globale Bilanz über den Beitrag des tiefen Ozeans, mit Wassertiefen $\geq 1000\text{m}$, am Kohlenstoff- und Nährstoffkreislauf des Weltozean extrapoliert worden. Aus globaler Sicht bedecken die betrachteten Regionen des Nordatlantiks und Europäische Nordmeeres zusammen etwa 1/10 der Gesamtfläche der Ozeane. Die Ergebnisse aus dem Arbeitsgebiet sind daher, in erster grober Näherung, mit dem Faktor 10 multipliziert worden. Es ergaben sich dabei gute Übereinstimmungen für den tiefen Ozean mit den Ergebnissen von de Baar und Suess (1993), die in Klammern gesetzt sind.

Jährlich beträgt die globale Primärproduktion (P_t) 20 Gigatonnen Kohlenstoff (30 Gt C). Davon werden 3.8 Gigatonnen (3 Gt C) aus der euphotischen Zone in den tiefen Ozean exportiert (P_e), was einem Kohlendioxidentzug von 14 Gigatonnen (7.3 Gt CO_2) aus der euphotischen Zone entspricht. Beim Fall durch die Wassersäule werden 3.45 Gigatonnen (2.7 Gt C) Kohlenstoff remineralisiert, und letztendlich gelangen 0.35 Gigatonnen (0.3 Gt C) auf das Sediment. Davon akkumulieren 0.02 Gigatonnen (0.03 Gt C) im Sediment (C_{bur}) und 0.33 Gigatonnen (0.27 Gt C) werden remineralisiert (C_{rem}). Dieser Akkumulationsrate (C_{bur}) entspricht ein langfristiger jährlicher Kohlendioxidentzug von 0.063 Gigatonnen (0.1 Gt CO_2). Für die Oxidation verbraucht die Benthosgemeinschaft dabei 1.7 Gigatonnen Sauerstoff und setzt an Nährstoffen 1.8 Gigatonnen Kieselsäure (1.1 Gt nach Wollast und Mackenzie (1983)), 0.18 Gigatonnen Nitrat, sowie 10 Millionen Tonnen Hydrogenphosphat an den Ozean wieder frei.

Abschließend ist der Beitrag des tiefen Ozeans an der Primärproduktion (P_t), der Exportproduktion (P_e), des Kohlenstoffflusses (F_c) auf das Sediment, der Kohlenstoffakkumulationsrate (C_{bur}) und der Kohlenstoffremineralsierungsrate (C_{rem}) im Sediment am gesamten ozeanischen Kohlenstoffkreislauf abgeschätzt worden. Die hier gewonnenen Ergebnisse zeigen, beim Vergleich mit den globalen Berechnungen von Middelburg et al. (1993) und Romankevich (1984), die auch Flachwasserregionen in ihre Bilanz einbeziehen, einen großen Beitrag des tiefen Ozeans zur Primärproduktion (P_t), zwischen 14 und 52% (Middelburg et al., 1993), bzw. 82% (Romankevich, 1984) und an der Exportproduktion (P_e) zwischen 14 und 95% (Middelburg et al., 1993), bzw. 76% (Romankevich, 1984). Trotz der hohen Remineralsierungsrate des durch die Wassersäule sinkenden Phytodetritus liegt der Beitrag der Tiefseesedimente am gesamten ozeanischen Kohlenstoffkreislauf im Mittel bei etwa 20 %. Rechnet man die darüberliegende Wassersäule als längerfristigen Kohlenstoffspeicher noch hinzu, so ist der Beitrag des tiefen Ozeans am ozeanischen Kohlenstoffkreislauf doch beträchtlich.

7 Ausblick

Die vorliegende Arbeit hat gezeigt, daß eine rein rechnerische Bestimmung der Stoffflüssen von Kohlenstoff, Sauerstoff und den Nährstoffen mittels der Steuerparameter der Primärproduktion, bzw. der sich daraus ableitenden Exportproduktion, der Wassertiefe und der Sedimentationsrate möglich ist. Dabei ist auch ein deutlicher Fortschritt in der Frage der Quantifizierung des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs geleistet worden.

Zur Verfeinerung der vorgestellten empirischen Relationen wäre eine weitaus größere Anzahl von Stoffflußmessungen, sowie deren Steuerparameter im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer wünschenswert. Besonders aus dem westlichen Nordatlantik liegen kaum Stoffflußmessungen vor. Von großem Interesse wären auch weitere Porenwasseruntersuchungen und Kohlenstoffmessungen in den speziellen Regionen des Nordatlantiks, die sich durch lateralen Sediment- und Kohlenstoffeintrag, sowie Sedimenterosion und -deposition auszeichnen, um Einblicke zu gewinnen wie weit sich die Stoffflüsse und die Kohlenstoffbilanz unter diesen Bedingungen verändern, die nicht allein durch einen vertikalen Eintrag von Sediment und organischem Kohlenstoff charakterisiert sind.

Begleitende Porenwasseruntersuchungen sollten beispielsweise im Zuge des EU-Projektes ENAM II (J. Mienert, GEOMAR), das sich speziell mit dieser Fragestellung im Europäischen Nordmeer beschäftigt, angestrebt werden.

Weiterhin sollten Feld- und Laborversuche unternommen werden, die diejenigen Parameter festlegen, die den Fluß von Phosphat im Sediment und durch die Sediment/Wassergrenzschicht beeinflussen, d.h. die die Ausfällung und Adsorption von Phosphationen im Sediment beeinflussen.

Die abschließende Extrapolation der gewonnenen Erkenntnisse aus dem Europäischen Nordmeer und dem Nordatlantik auf den Weltozean hat gezeigt, daß sich die Ergebnisse anderer Autoren, in Bezug auf den ozeanischen Kohlenstoffkreislauf, in erster, wenn auch grober, Näherung gut nachvollziehen lassen.

Um weitaus exaktere Kenntnisse über den globalen Beitrag der Sedimente und der Wassersäule des tiefen Ozeans auf den ozeanischen Kohlenstoffkreislauf und die daran gekoppelten Nährstoffflüsse zu gewinnen, sollten in Fortsetzung dieser Arbeit der jetzt vorliegende Datensatz durch weitere umfangreiche Datensätze aus dem gesamten Atlantik, dem Pazifik und dem Indischen Ozean vervollständigt werden, um einen globalen Eindruck und eine globale Bilanzierung der Stoffflüsse von Kohlenstoff, Sauerstoff und den Nährstoffen zu ermöglichen.

Desweiteren wäre eine globale Quantifizierung der Akkumulationsrate von Calciumcarbonat aus den Kalkschalengehäusen des Detritus in den Sedimenten anzustreben. Neben der Akkumulation von organischem Kohlenstoff in den ozeanischen Sedimenten stellen diese Kalkschalen eine weitere langfristige Speicherform für Kohlendioxid aus der Atmosphäre dar.

Von großem Interesse wäre in Zukunft eine Abschätzung der Saisonalität von Stoffflüssen. Durch Untersuchung von Satellitendaten/-bildern auf saisonale Schwankungen in der Primärproduktion und

der daran gekoppelten Exportproduktion könnten dann auch Rückschlüsse auf die daran gekoppelten saisonalen Schwankungen der benthischen Stoffflüsse gezogen werden, die durch gleichzeitige Messungen vor Ort zu verifizieren wären.

Der Einfluß der benthischen Stoffflüsse auf den ozeanischen Kohlenstoffkreislauf wird bis heute weitgehend vernachlässigt. Mit den vorliegenden Daten für den Nordatlantik, das Europäische Nordmeer und den angestrebten Datensätzen für die anderen Ozeane sollte eine interdisziplinäre Verknüpfung der ozeanographischen Kohlenstoffzirkulationsmodelle mit den meeresgeologischen Betrachtungen über den Beitrag der Meeresböden angestrebt werden.

Weiterhin sollte eine Verknüpfung der Stoffumsätze in den Sedimenten mit den Stoffbilanzen in der Wassersäule des tiefen Ozeans angestrebt werden, um einen exakteren Gesamteindruck über das Kohlenstoff-, Nährstoff- und Sauerstoffbudget des gesamten Ozeans zu erlangen. Bei allen bekannten ozeanischen Kohlenstoffzirkulationsmodellen wird der Beitrag der Sedimente am ozeanischen Kohlenstoffkreislauf größtenteils völlig vernachlässigt. Das Sediment dient oft vielmehr als terminaler Akzeptor für den "überschüssigen" Kohlenstoff aus der Wassersäule. Der Beitrag der Sedimente des tiefen Ozeans am globalen Kohlenstoffkreislauf beträgt etwa 20 % und liefert somit einen nicht unbedeutenden Input an Remineralisationsprodukten durch den intensiven Abbau des auftreffenden Detritus.

Die vorliegende Arbeit ist die erste großräumige Quantifizierung der benthischen Stoffflüsse und des daraus resultierenden Beitrags des tiefen Ozeans auf den globalen ozeanischen Kohlenstoffkreislauf, der interdisziplinär weiterverfolgt, verbessert und ausgebaut werden sollte. Der angestrebte Ausbau der Datenbasis würde einen weiteren bedeutenden Beitrag zum Verständnis der ozeanischen Kreisläufe von Kohlenstoff, Sauerstoff und den Nährstoffen darstellen, die letztendlich von eminenter und zunehmender Bedeutung für die weitere Klimaentwicklung unseres Planeten sind.

Weiterhin sollte eine Verknüpfung mit der ozeanischen Genese und Freisetzung von Methan-Gashydrat sollte versucht werden.

8 Danksagung

Ich danke Herrn Prof. Dr. Erwin Suess für die Vergabe des Themas, die fachliche Betreuung der vorliegenden Arbeit, für seine stete Offenheit im interdisziplinär wissenschaftlichen sowie im menschlichen Bereich.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Jan C. Duinker vom Institut für Meereskunde Kiel, Abteilung Meereschemie, ohne dessen gemeinsame Betreuung und Zusammenarbeit die vorliegende Arbeit nicht zustande gekommen wäre.

Diese Arbeit ist durch ihre Interdisziplinarität und Thematik fachlich sehr eng an die Fragestellungen des JGOFS-Projektes angebunden, dessen Koordinator Herr Prof. Dr. Duinker ist.

Weiterhin danke ich besonders Dr. Michael Schlüter für die Mitbetreuung und die diversen fachlichen Gespräche sowie Prof. Dr. Gerhard Graf, Dr. Gerhard Bohrmann und Dr. Klaus Wallmann für die zahlreichen Anregungen und Antworten auf meine vielen Fragen.

Ich danke auch Ph. D. Richard Jahnke vom Scripps Institution of Oceanography für, was ja leider viel zu selten geschieht, die zur Überlassung seines kompletten Datensatzes über Porenwasserdaten aus dem äquatorialen Nordostatlantik, Ulrich Lundgreen, aus der Arbeitsgruppe von Herrn Prof. Dr. Duinker, für die Zusammenarbeit in Bezug auf bisher unveröffentlichte Sinkstoff-Fallendaten aus dem mittleren Nordatlantik sowie Stefan Lammers für seine Rohdaten zur Berechnungen von Stoffflüssen im Europäischen Nordmeer.

Mein Dank gilt auch meinen Kollegen und Kolleginnen aus dem "Doktorandenzimmer":

Wolfgang Kloebe, Ingeborg Bussmann, Christiane Wagner und Thomas Nähr.

Ich danke dabei für die vielen, wenn auch manchmal sehr kontroversen – weil interdisziplinären – Fachgespräche.

Ich danke der Schiffsführung und seemännischen Besatzung von "FS Meteor" für die gute Zusammenarbeit auf den diversen "Hundswachen" mit schwerem Gerät.

Weiterhin danke ich meinen akademischen Lehrern aus den Instituten für Anorganische, Organische und Physikalische Chemie der CAU Kiel für die Betreuung während der langen Ausbildung.

Und ich danke vor allem meinen Eltern, denen ich diese Arbeit widme, daß sie mir finanziell das Studium der Chemie ermöglicht haben und mir auch nach der Promotion weiterhin derart beistehen.

Nicht zu vergessen sei auch unser Wolfgang Queisser mit seinem täglichen Imperativ: "Lachen!".

Station	Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [em ka ⁻¹]	E bur [%]	C bur [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	C rem [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	FNO3 [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	FNO3, ber. [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	FPO4 [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	FPO4, ber. [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	FSiO4 [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	FSiO4, ber. [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2, ber. [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	Referenz
M17/2:548	-20,0133	51,5667	3628	60	6,17	4	5,2	0,32	5,87	0,69	0,61	0,032	0,019	4,36	4,31			Kreutz
M17/2:551	-20,3350	52,5000	2842	60	7,06	4	5,2	0,37	12,15	0,90	0,73	0,006	0,021	5,77	4,87			Kreutz
M17/2:554	-19,7550	54,9617	1488	60	12,89	5	5,7	0,74	6,72	1,64	1,40	0,048	0,038	10,68	8,32			Kreutz
M26/2:L1	-21,9683	33,3319	5309	50	5,00	2	4,0	0,20	4,80	0,71	0,46	0,009	0,018	2,29	3,60			Kreutz
M26/2:E2	-25,8889	54,3582	3109	60	8,57	3	4,7	0,40	8,17	1,19	0,92	0,018	0,025	5,58	5,81			Kreutz
M26/2:D2	-28,2259	57,4246	2568	100	18,79	2	4,0	0,75	18,05	2,09	2,01	0,043	0,059	4,97	11,84			Kreutz
1BC1	-17,8360	14,6600	1445	150	44,30	10	7,5	3,54	40,96			0,2	0,179	21,65	23,21	59,23	58,72	Jahnke et al. (1989)
2BC5	-19,9750	14,6910	3779	150	26,02	10	7,5	1,96	24,05	3,64	2,50	0,089	0,085	13,31	15,17	31,23	40,30	Jahnke et al. (1989)
3BC8	-18,5860	14,6750	2981	125	23,28	10	7,5	1,76	21,52	3,16	2,31	0,06	0,074	11,63	13,80	40,88	36,92	Jahnke et al. (1989)
4BC14	-17,0080	9,2410	1011	125	42,37	5	5,7	2,42	39,95	3,56	3,33	0,17	0,173	24,93	22,78	61,07	57,82	Jahnke et al. (1989)
6BC20	-17,5800	8,4190	4526	125	18,48	5	5,7	1,06	17,42	2,65	1,95	0,04	0,057	9,36	11,47	35,29	31,09	Jahnke et al. (1989)
7BC26	-18,4000	7,3630	4612	125	18,28	5	5,7	1,05	17,24	2,58	1,93	0,04	0,056	9,98	11,37	26,57	30,82	Jahnke et al. (1989)
8BC27	-20,4770	4,9720	2760	125	24,30	1	3,0	0,73	23,57	3,42	2,47	0,05	0,083	13,23	14,91	30,38	39,67	Jahnke et al. (1989)
10BC35	-19,6750	2,1330	5036	90	11,25	1	3,0	0,34	10,91	1,14	1,26	0,018	0,033	6,17	7,55	20,87	20,97	Jahnke et al. (1989)
11BC39	-22,7939	1,9580	4210	90	12,43	1	3,0	0,37	12,05	1,28	1,39	0,045	0,037	6,77	8,26	22,25	22,82	Jahnke et al. (1989)
11.5BC46	-22,9000	0,9380	4414	100	13,92	1	3,0	0,42	13,51	2,02	1,55	0,009	0,042	8,20	9,15	23,12	25,13	Jahnke et al. (1989)
12BC47	-23,0050	0,0010	3858	100	15,00	1	3,0	0,45	14,55	2,14	1,66	0,032	0,046	8,60	9,78	38,81	26,76	Jahnke et al. (1989)
1GC02	-60,8470	35,3380	4595	90	11,84	6	6,2	0,73	11,11	1,20	1,28					41,00	21,29	Goloway und Bender (1982)
1GC05	-61,6000	34,8300	4621	50	5,40	5	5,7	0,31	5,09	0,66	0,50					13,00	11,00	Goloway und Bender (1982)
TC05	-60,5550	35,3110	4629	90	11,79	4	5,2	0,62	11,17	1,50	1,29					32,00	21,59	Goloway und Bender (1982)
10GC1	-8,2000	1,0861	4956	100	13,06	4	5,2	0,68	12,38	1,40	1,43					24,00	23,34	Goloway und Bender (1982)
11TW1	-9,0750	0,0388	4980	150	22,33	4	5,2	1,17	21,16	3,20	2,28							Goloway und Bender (1982)
D0S1	-70,6600	39,7530	1840	225	66,44	6	6,2	4,09	62,32	3,56	3,70							Christensen und Rowe (1984)
713	-68,2800	34,9500	5120	225	37,70	6	6,2	2,32	35,38	3,64	3,16							Christensen und Rowe (1984)
AD5	-70,6600	39,7520	2850	225	52,15	6	6,2	2,21	48,94	3,81	3,56							Christensen und Rowe (1984)
MM	-66,4910	34,7080	4105	225	42,61	6	6,2	2,62	39,99	3,16	3,33							Christensen und Rowe (1984)
D0S2	-69,5500	31,3000	3630	220	44,27	6	6,2	2,72	41,55	3,07	3,38							Christensen und Rowe (1984)
NN	-65,8510	33,9330	5090	150	22,06	6	6,2	1,36	20,70	2,00	2,24							Christensen und Rowe (1984)
K51:D	-42,1800	50,2200	4204	100	14,31	5	5,7	0,82	13,49					7,43	9,14			Sayles und Curry (1988)
K51:E	-42,9300	51,7300	4123	80	10,75	3	4,7	0,50	10,25					6,07	7,13			Sayles und Curry (1988)
K51:F	-41,0200	52,9000	3813	80	11,22	3	4,7	0,52	10,70					6,95	7,42			Sayles und Curry (1988)
K51:G	-39,9800	53,6800	3294	70	10,19	1	3,0	0,31	9,88					5,85	6,91			Sayles und Curry (1988)
K51:H	-37,5000	52,6800	3694	70	9,56	2	4,0	0,38	9,18					5,90	6,46			Sayles und Curry (1988)
K51:I	-35,5000	52,7200	3732	70	9,51	1	3,0	0,29	9,22					6,94	6,49			Sayles und Curry (1988)
K51:J	-32,3700	52,5300	3657	70	9,62	1	3,0	0,29	9,33					5,10	6,55			Sayles und Curry (1988)
K51:K	-32,6800	50,2500	3899	70	9,28	1	3,0	0,28	9,00					5,66	6,25			Sayles und Curry (1988)
K51:L	-35,8000	47,7700	4326	75	9,61	3	4,7	0,45	9,16					5,33	6,44			Sayles und Curry (1988)
K51:M	-35,0800	45,2700	4190	70	8,92	2	4,0	0,35	8,57					5,64	6,07			Sayles und Curry (1988)
K90:I(1)	-63,2940	41,5360	5100	90	11,17	6	6,2	0,69	10,49	1,20	1,21							Sayles und Curry (1988)
K90:I(2)	-63,3860	41,5140	5100	90	11,17	6	6,2	0,69	10,49	1,24	1,21							Sayles und Curry (1988)
2B	-16,0556	46,0583	4200	80	10,64	4	5,2	0,56	10,08	1,22	1,16					18,46	19,60	Rutgers van der Loeff (1990)
4B	-16,2278	45,8722	4300	80	10,30	4	5,2	0,55	9,95	1,23	1,14					11,75	19,38	Rutgers van der Loeff (1990)
5B	-16,7583	45,0583	4325	80	10,47	4	5,2	0,55	9,92	1,20	1,14					11,80	19,33	Rutgers van der Loeff (1990)
6B	-16,8667	45,9000	4570	80	10,15	4	5,2	0,53	9,62	1,21	1,10					20,14	18,83	Rutgers van der Loeff (1990)
8B	-17,2694	45,8472	4725	80	9,97	4	5,2	0,52	9,45	1,21	1,08					16,78	18,53	Rutgers van der Loeff (1990)
11B	-17,1583	46,0194	4725	80	9,97	4	5,2	0,52	9,45	1,28	1,08					16,24	18,53	Rutgers van der Loeff (1990)
13B	-16,7083	46,0860	4700	80	10,00	4	5,2	0,52	9,47	1,29	1,08					14,28	18,58	Rutgers van der Loeff (1990)
15B	-16,5020	45,9311	4000	80	10,93	4	5,2	0,57	10,36	1,22	1,19					20,81	20,05	Rutgers van der Loeff (1990)
21B	-14,9722	47,0556	4787	80	9,90	5	5,7	0,57	9,33	1,28	1,07					20,13	18,54	Rutgers van der Loeff (1990)
22B	-16,0389	46,0750	4236	80	10,59	4	5,2	0,55	10,03	1,27	1,15					21,14	19,52	Rutgers van der Loeff (1990)
26B	-16,6917	46,4139	4540	80	10,19	4	5,2	0,53	9,66	1,22	1,11					21,81	18,89	Rutgers van der Loeff (1990)

Station	Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [m ² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	C bur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	C rem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F NO ₃ [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F NO ₃ , ber. [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F PO ₄ [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F PO ₄ , ber. [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO ₄ [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO ₄ , ber. [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O ₂ [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O ₂ , ber. [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Referenz
28B	-17,1944	45,9083	4609	80	10,10	4	5,2	0,53	9,58	1,22	1,10					14,43	18,75	Rutgers van der Loeff (1990)
BIOTRANS	-19,0000	47,0000	4560	60	6,92	5	5,8	0,40	6,52							13,2-17,8	13,53	Pfannkuche (1993)
BIOTRANS	-19,0000	47,0000	4560	60	6,92	5	5,8	0,40	6,52							33,60	13,53	Pfannkuche (1993)
BIOTRANS	-19,0000	47,0000	4560	60	6,92	5	5,8	0,40	5,52							31,80	13,53	Pfannkuche (1993)
Goban Spur	-12,0000	49,0000	1200	80	23,62	6	6,1	1,45	22,17							46,17	37,38	Pfannkuche (1993)
Porcupine AP	-19,0000	49,0000	4850	55	6,24	5	5,8	0,36	5,88							19,50	12,40	Pfannkuche (1993)
Island Becken	-21,0000	59,0000	2900	100	19,13	4	5,2	1,00	18,13							27,50	32,15	Pfannkuche (1993)
Cap Verde AP	-19,0000	6,0000	4264	100	14,96	3	4,6	0,70	14,26							63,60	26,31	Pfannkuche (1993)
Cap Verde AP	-19,0000	11,0000	4934	125	17,94	4	5,2	0,94	17,00							54,10	30,47	Pfannkuche (1993)
Vening Plateau	7,0000	68,0000	1300	70	15,25	4	5,2	0,80	14,45							21,5-41,1	26,60	Pfannkuche (1993)
Lafoten Becken	0,0000	68,0000	3000	70	11,91	1	3,0	0,36	11,55							32,50	22,01	Pfannkuche (1993)

Sinkstoff-Fallen

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc (gem.) [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Fc (ber.) [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Referenz
-56,925	31,530	5367	45	3,75	4,32	Sarnthein et al. (1987)
-54,000	13,502	5068	50	5,16	5,13	Sarnthein et al. (1987)
-76,250	33,500	1345	200	67,91	67,54	Sarnthein et al. (1987)
-69,750	38,380	3520	250	46,66	53,36	Sarnthein et al. (1987)
-77,650	24,850	2000	100	17,50	21,58	Sarnthein et al. (1987)
-72,513	38,850	2200	200	52,50	51,44	Sarnthein et al. (1987)
-72,038	38,477	2800	200	51,66	45,02	Sarnthein et al. (1987)
-69,360	38,313	3500	200	35,00	39,79	Sarnthein et al. (1987)
-57,000	60,900	2540	90	39,80	16,43	Wefer et al. (1982)
-21,000	48,000	4460	60	8,33	7,02	Honjo et al. (1993)
00,638	65,308	2630	70	4,92	11,54	Honjo (1990)
05,288	67,450	700	70	23,66	24,00	Mintrop (1990)
-01,277	70,000	2749	70	4,42	11,26	Honjo (1990)
10,000	69,300	2760	70	11,42	11,24	Honjo (1990)
11,277	75,508	1700	90	23,75	20,52	Honjo (1990)
-06,427	75,350	2871	35	3,33	4,37	Feinert et al. (1987)
-20,000	47,000	4460	60	5,45	7,02	Lundgreen (p.M.)

"p.M.": Persönliche Mitteilung

Geographische Positionen in allen Tabellen:

" - " bezieht sich auf Positionen westlich von Greenwich

" + " bezieht sich auf Positionen östlich von Greenwich

Die Positionen sind vom Sexagesimalsystem (° , ' , '') in das Dezimalsystem umgerechnet worden

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm Ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2		F N03		F N03		F SiO4		F PO4		Corg	
									ber. Fluß	Nitrif. *	ber. Fluß	Denitrif.	ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß
8	0	2300	125	26,96	6	6,2	1,66	25,30	41,91	2,59	3,46	0,87	15,83	0,091	0,61	0,5-1,0	0,61	0,091	0,61	0,5-1,0
6	0	2000	125	29,13	5	5,7	1,67	27,46	44,60	2,74	3,75	1,02	16,95	0,102	0,74	0,25-0,5	0,74	0,102	0,74	0,25-0,5
4	0	4100	90	12,65	3	4,7	0,59	12,06	22,83	1,39	1,65	0,26	8,26	0,037	0,44	0,25-0,5	0,44	0,037	0,44	0,25-0,5
2	0	4200	90	12,48	3	4,7	0,58	11,90	22,57	1,37	1,63	0,25	8,17	0,037	0,43	0,25-0,5	0,43	0,037	0,43	0,25-0,5
0	0	4800	70	8,30	3	4,7	0,39	7,91	15,93	0,89	1,08	0,20	5,65	0,024	0,29	0,25-0,5	0,29	0,024	0,29	0,25-0,5
-2	0	5400	70	7,77	4	5,2	0,41	7,37	15,00	0,82	1,01	0,19	5,29	0,023	0,24	0,25-0,5	0,24	0,023	0,24	0,25-0,5
-4	0	5200	80	9,48	5	5,7	0,54	8,94	17,68	1,02	1,22	0,20	6,30	0,027	0,24	0,25-0,5	0,24	0,027	0,24	0,25-0,5
-6	0	4800	90	11,59	6	6,2	0,71	10,88	20,91	1,25	1,49	0,23	7,53	0,033	0,26	0,25-0,5	0,26	0,033	0,26	0,25-0,5
-8	0	4900	100	13,18	5	5,7	0,75	12,43	23,42	1,43	1,70	0,27	8,49	0,039	0,34	0,25-0,5	0,34	0,039	0,34	0,25-0,5
-10	0	4600	100	13,65	4	5,2	0,71	12,94	24,23	1,49	1,77	0,28	8,80	0,040	0,40	0,25-0,5	0,40	0,040	0,40	0,25-0,5
-12	0	4600	100	13,65	3	4,7	0,64	13,02	24,35	1,50	1,78	0,28	8,85	0,041	0,47	0,25-0,5	0,47	0,041	0,47	0,25-0,5
-14	0	3400	100	16,14	2	4,0	0,64	15,50	28,21	1,76	2,12	0,36	10,35	0,049	0,71	0,25-0,5	0,71	0,049	0,71	0,25-0,5
-16	0	2600	100	18,72	2	4,0	0,74	17,98	31,91	2,00	2,46	0,46	11,80	0,059	0,82	0,25-0,5	0,82	0,059	0,82	0,25-0,5
-18	0	2300	100	20,04	2	4,0	0,79	19,24	33,73	2,12	2,63	0,51	12,52	0,064	0,88	0,25-0,5	0,88	0,064	0,88	0,25-0,5
-20	0	2200	100	20,54	1	3,0	0,62	19,92	34,69	2,17	2,72	0,55	12,90	0,067	1,37	0,25-0,5	1,37	0,067	1,37	0,25-0,5
-22	0	4000	90	12,82	1	3,0	0,39	12,44	23,43	1,43	1,70	0,27	8,50	0,039	0,86	0,25-0,5	0,86	0,039	0,86	0,25-0,5
-24	0	3400	90	14,03	1	3,0	0,42	13,61	25,29	1,56	1,96	0,30	9,21	0,043	0,94	0,25-0,5	0,94	0,043	0,94	0,25-0,5
-26	0	3000	70	10,77	1	3,0	0,32	10,44	20,19	1,20	1,43	0,22	7,26	0,032	0,72	0,25-0,5	0,72	0,032	0,72	0,25-0,5
-28	0	3900	50	5,95	1	3,0	0,18	5,77	12,21	0,60	0,79	0,19	4,25	0,018	0,40	0,25-0,5	0,40	0,018	0,40	0,25-0,5
-30	0	3200	50	6,64	2	4,0	0,26	6,38	13,27	0,68	0,87	0,19	4,65	0,020	0,29	0,25-0,5	0,29	0,020	0,29	0,25-0,5
-32	0	3800	50	6,04	3	4,7	0,28	5,76	12,18	0,60	0,79	0,19	4,24	0,018	0,21	0,25-0,5	0,21	0,018	0,21	0,25-0,5
-34	0	4400	50	5,57	4	5,2	0,29	5,28	11,32	0,53	0,72	0,19	3,92	0,017	0,16	0,25-0,5	0,16	0,017	0,16	0,25-0,5
-36	0	4500	50	5,50	5	5,7	0,31	5,18	11,16	0,52	0,71	0,19	3,86	0,017	0,14	0,25-0,5	0,14	0,017	0,14	0,25-0,5
-38	0	4400	50	5,57	5	5,7	0,32	5,25	11,28	0,53	0,72	0,19	3,90	0,017	0,14	0,25-0,5	0,14	0,017	0,14	0,25-0,5
-40	0	4000	50	5,87	6	6,2	0,36	5,51	11,74	0,56	0,75	0,19	4,07	0,018	0,13	0,25-0,5	0,13	0,018	0,13	0,25-0,5
-42	0	3500	50	6,32	6	6,2	0,39	5,93	12,49	0,62	0,81	0,19	4,35	0,019	0,14	0,25-0,5	0,14	0,019	0,14	0,25-0,5
-44	0	2000	60	10,96	6	6,2	0,68	10,30	19,96	1,19	1,41	0,22	7,17	0,032	0,25	0,25-0,5	0,25	0,032	0,25	0,25-0,5
8	2	2100	125	28,35	6	6,2	1,74	26,61	43,55	2,68	3,64	0,96	16,51	0,098	0,65	1,0-2,0	0,65	0,098	0,65	1,0-2,0
6	2	2900	90	15,32	6	6,2	0,94	14,38	26,49	1,65	1,97	0,32	9,68	0,045	0,35	0,5-1,0	0,35	0,045	0,35	0,5-1,0
4	2	4000	80	10,96	6	6,2	0,67	10,29	19,94	1,18	1,41	0,22	7,16	0,031	0,25	0,25-0,5	0,25	0,031	0,25	0,25-0,5
2	2	4300	80	10,53	6	6,2	0,65	9,89	19,27	1,14	1,35	0,22	6,91	0,030	0,24	0,25-0,5	0,24	0,030	0,24	0,25-0,5
0	2	4700	80	10,03	5	5,7	0,57	9,45	18,55	1,08	1,29	0,21	6,63	0,029	0,25	0,25-0,5	0,25	0,029	0,25	0,25-0,5
-2	2	5000	90	11,33	4	5,2	0,59	10,74	20,68	1,24	1,47	0,23	7,44	0,033	0,33	0,25-0,5	0,33	0,033	0,33	0,25-0,5
-4	2	4700	125	18,15	5	5,7	1,04	17,11	30,63	1,92	2,34	0,42	11,29	0,056	0,46	0,25-0,5	0,46	0,056	0,46	0,25-0,5
-6	2	4800	125	17,94	5	5,7	1,03	16,91	30,34	1,90	2,31	0,41	11,18	0,055	0,46	0,25-0,5	0,46	0,055	0,46	0,25-0,5
-8	2	4900	100	13,18	4	5,2	0,69	12,49	23,52	1,44	1,71	0,27	8,53	0,039	0,38	0,25-0,5	0,38	0,039	0,38	0,25-0,5
-10	2	4600	90	11,87	3	4,7	0,55	11,31	21,62	1,31	1,55	0,24	7,80	0,035	0,41	0,25-0,5	0,41	0,035	0,41	0,25-0,5
-12	2	4700	90	11,73	2	4,0	0,46	11,26	21,54	1,30	1,54	0,24	7,77	0,035	0,52	0,25-0,5	0,52	0,035	0,52	0,25-0,5
-14	2	3200	80	12,41	1	3,0	0,37	12,03	22,78	1,39	1,64	0,26	8,25	0,037	0,83	0,25-0,5	0,83	0,037	0,83	0,25-0,5
-16	2	4700	80	10,03	1	3,0	0,30	9,73	19,00	1,12	1,33	0,21	6,81	0,030	0,67	0,25-0,5	0,67	0,030	0,67	0,25-0,5
-18	2	4600	80	10,15	1	3,0	0,30	9,84	19,20	1,13	1,35	0,22	6,88	0,030	0,68	0,25-0,5	0,68	0,030	0,68	0,25-0,5
-20	2	5000	80	9,69	1	3,0	0,29	9,40	18,45	1,08	1,28	0,21	6,60	0,029	0,65	0,25-0,5	0,65	0,029	0,65	0,25-0,5
-22	2	4400	80	10,40	1	3,0	0,31	10,09	19,60	1,16	1,38	0,22	7,03	0,031	0,69	0,25-0,5	0,69	0,031	0,69	0,25-0,5
-24	2	3800	70	9,44	1	3,0	0,28	9,16	18,06	1,05	1,25	0,21	6,45	0,028	0,63	0,25-0,5	0,63	0,028	0,63	0,25-0,5
-26	2	3300	60	8,32	1	3,0	0,25	8,07	16,20	0,91	1,10	0,20	5,75	0,025	0,56	0,25-0,5	0,56	0,025	0,56	0,25-0,5
-28	2	2700	50	7,30	1	3,0	0,22	7,08	14,49	0,78	0,97	0,19	5,10	0,022	0,49	0,25-0,5	0,49	0,022	0,49	0,25-0,5
-30	2	2700	50	7,30	2	4,0	0,29	7,01	14,37	0,77	0,96	0,19	5,06	0,022	0,32	0,25-0,5	0,32	0,022	0,32	0,25-0,5
-32	2	2300	50	7,97	4	5,2	0,42	7,56	15,32	0,84	1,03	0,19	5,41	0,023	0,23	0,25-0,5	0,23	0,023	0,23	0,25-0,5
-34	2	3900	50	5,95	5	5,7	0,34	5,61	11,92	0,58	0,77	0,19	4,14	0,018	0,15	0,25-0,5	0,15	0,018	0,15	0,25-0,5

Laenge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m-2 a-1]	Fc [µmol cm-2 a-1]	S [cm ka-1]	E bur [%]	Cbur [µmol cm-2 a-1]	Crem [µmol cm-2 a-1]	F O2 [ber. Fluß]	F N03 [ber. Fluß]	F N03 [Nitrif. *]	F N03 [Denitrif.]	F SiO4 [ber. Fluß]	F P04 [ber. Fluß]	Carlg [%]	Carlg [%]
-36	2	4200	50	5,71	5	5,7	0,33	5,39	11,52	0,55	0,74	0,19	3,99	0,017	0,15	0,25-0,5
-38	2	4400	50	5,57	5	5,7	0,32	5,25	11,28	0,53	0,72	0,19	3,90	0,017	0,14	0,25-0,5
-40	2	4400	50	5,57	5	5,7	0,32	5,25	11,28	0,53	0,72	0,19	3,90	0,017	0,14	0,25-0,5
-42	2	4500	50	5,50	5	5,7	0,31	5,18	11,16	0,52	0,71	0,19	3,86	0,017	0,14	0,25-0,5
-44	2	4400	50	5,57	6	6,2	0,34	5,22	11,23	0,52	0,71	0,19	3,88	0,017	0,13	0,25-0,5
-46	2	3400	60	8,18	6	6,2	0,50	7,68	15,53	0,86	1,05	0,19	5,49	0,024	0,19	0,5-1,0
8	4	1000	125	30,10	6	6,2	2,63	30,10	47,72	2,89	4,11	1,22	18,27	0,115	0,97	1,0-2,0
6	4	1000	125	30,10	6	6,2	2,63	30,10	47,72	2,89	4,11	1,22	18,27	0,115	0,97	0,5-1,0
4	4	2700	125	24,67	6	6,2	1,52	23,15	39,11	2,44	3,16	0,73	14,68	0,081	0,56	0,5-1,0
2	4	4000	125	19,84	6	6,2	1,22	18,62	32,84	2,06	2,55	0,49	12,17	0,062	0,45	0,25-0,5
0	4	4700	125	18,15	6	6,2	1,12	17,03	30,52	1,91	2,33	0,42	11,25	0,055	0,41	0,25-0,5
-2	4	4900	125	17,74	6	6,2	1,09	16,64	29,94	1,87	2,28	0,40	11,02	0,054	0,40	0,5-1,0
-4	4	3100	125	22,85	6	6,2	1,41	21,45	36,82	2,30	2,93	0,63	13,75	0,074	0,52	0,5-1,0
-6	4	3500	125	21,37	6	6,2	1,31	20,05	34,88	2,19	2,74	0,55	12,98	0,068	0,49	0,5-1,0
-8	4	1500	125	21,32	6	6,2	2,10	20,52	35,53	2,23	2,81	0,58	13,24	0,070	0,78	0,5-1,0
-10	4	3800	125	20,42	5	5,7	1,17	19,25	33,74	2,12	2,63	0,52	12,52	0,064	0,52	0,5-1,0
-12	4	4800	100	13,33	4	5,2	0,70	12,64	23,75	1,46	1,73	0,27	8,62	0,039	0,39	0,5-1,0
-14	4	5000	90	11,33	3	4,7	0,53	10,80	20,79	1,25	1,48	0,23	7,48	0,033	0,39	0,5-1,0
-16	4	5000	90	11,33	2	4,0	0,45	10,88	20,92	1,25	1,49	0,23	7,53	0,033	0,50	0,25-0,5
-18	4	5000	80	10,27	1	3,0	0,31	9,96	19,40	1,14	1,36	0,22	7,53	0,030	0,89	0,25-0,5
-22	4	4000	70	9,18	1	3,0	0,28	8,90	17,62	1,01	1,22	0,20	6,28	0,027	0,61	0,25-0,5
-24	4	4200	60	7,28	1	3,0	0,22	7,06	14,46	0,77	0,97	0,19	5,09	0,022	0,49	0,25-0,5
-26	4	4400	60	7,09	1	3,0	0,21	6,88	14,15	0,75	0,94	0,19	4,98	0,021	0,47	0,25-0,5
-28	4	3600	50	6,22	1	3,0	0,19	6,03	12,67	0,64	0,82	0,19	4,42	0,019	0,42	0-0,25
-30	4	3600	50	6,22	1	3,0	0,19	6,03	12,67	0,64	0,82	0,19	4,42	0,019	0,42	0-0,25
-32	4	2500	50	7,61	1	3,0	0,23	7,38	15,03	0,82	1,01	0,19	5,30	0,023	0,51	0-0,25
-34	4	3000	50	6,88	2	4,0	0,27	6,61	13,68	0,71	0,90	0,19	4,80	0,021	0,30	0,25-0,5
-36	4	3000	50	6,88	2	4,0	0,27	6,61	13,68	0,71	0,90	0,19	4,80	0,021	0,30	0,25-0,5
-38	4	4000	50	5,87	2	4,0	0,23	5,64	11,96	0,58	0,77	0,19	4,16	0,018	0,26	0,25-0,5
-40	4	4300	50	5,64	3	4,7	0,26	5,38	11,50	0,54	0,73	0,19	3,98	0,017	0,19	0,25-0,5
-42	4	3600	50	6,22	4	5,2	0,33	5,90	12,42	0,62	0,81	0,19	4,33	0,019	0,18	0,25-0,5
-44	4	4200	50	5,71	5	5,7	0,33	5,39	11,52	0,55	0,74	0,19	3,99	0,017	0,15	0,25-0,5
-46	4	3700	50	6,13	6	6,2	0,38	5,75	12,17	0,60	0,79	0,19	4,23	0,018	0,14	0,5-1,0
-48	4	2000	60	10,98	6	6,2	0,68	10,30	19,96	1,19	1,41	0,22	7,17	0,032	0,25	0,5-1,0
-12	6	2700	125	24,67	6	6,2	1,52	23,15	39,11	2,44	3,16	0,73	14,68	0,081	0,56	0,5-1,0
-14	6	4700	125	18,15	6	6,2	1,12	17,03	30,52	1,91	2,33	0,42	11,25	0,055	0,41	0,5-1,0
-16	6	4900	90	11,46	5	5,7	0,66	10,80	20,79	1,25	1,48	0,23	7,48	0,033	0,29	0,5-1,0
-18	6	4900	90	11,46	4	5,2	0,60	10,86	20,88	1,25	1,48	0,23	7,52	0,033	0,33	0,25-0,5
-20	6	3900	100	14,96	3	4,7	0,70	14,26	26,31	1,63	1,95	0,32	9,61	0,045	0,52	0,25-0,5
-22	6	3500	100	15,88	3	4,7	0,74	15,14	27,67	1,72	2,07	0,35	10,13	0,048	0,55	0,25-0,5
-24	6	3200	100	16,69	2	4,0	0,66	16,03	29,02	1,81	2,19	0,38	10,66	0,051	0,74	0,25-0,5
-26	6	3900	80	11,12	1	3,0	0,33	10,78	20,75	1,24	1,47	0,23	7,47	0,033	0,74	0,25-0,5
-28	6	3500	70	9,88	1	3,0	0,30	9,59	18,77	1,10	1,31	0,21	6,72	0,029	0,66	0,25-0,5
-30	6	3300	60	8,32	1	3,0	0,25	8,07	16,20	0,91	1,10	0,20	5,75	0,025	0,56	0-0,25
-32	6	3200	60	8,21	1	3,0	0,25	8,21	16,44	0,92	1,12	0,20	5,84	0,025	0,57	0-0,25
-34	6	3100	60	8,61	1	3,0	0,26	8,35	16,69	0,94	1,14	0,20	5,93	0,026	0,58	0-0,25
-36	6	4000	60	7,48	1	3,0	0,22	7,25	14,80	0,80	0,99	0,19	5,22	0,022	0,50	0-0,25
-38	6	4200	60	7,28	1	3,0	0,22	7,06	14,46	0,77	0,97	0,19	5,09	0,022	0,49	0,25-0,5

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O ₂ ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N O ₃ ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N O ₃ Nitrif. * [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N O ₃ Denitrif. [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F S i O ₄ ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F P O ₄ ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg ber. [%]	Corg Lit. [%]
-40	6	4400	50	5,57	2	4,0	0,22	5,35	11,45	0,54	0,73	0,19	3,97	0,017	0,25	0,25-0,5
-42	6	4600	50	5,43	2	4,0	0,22	5,22	11,23	0,52	0,71	0,19	3,88	0,017	0,24	0,25-0,5
-44	6	3700	50	6,13	3	4,7	0,29	5,84	12,33	0,61	0,80	0,19	4,29	0,018	0,21	0,25-0,5
-46	6	3700	50	6,13	3	4,7	0,29	5,84	12,33	0,61	0,80	0,19	4,29	0,018	0,21	0,25-0,5
-48	6	3700	50	6,13	4	5,2	0,32	5,81	12,27	0,60	0,79	0,19	4,27	0,018	0,18	0,5-1,0
-50	6	3300	50	6,53	5	5,7	0,37	6,16	12,88	0,65	0,84	0,19	4,50	0,019	0,17	0,5-1,0
-52	6	2100	60	10,69	6	6,2	0,66	10,03	19,51	1,15	1,37	0,22	7,00	0,031	0,24	0,5-1,0
-14	8	1700	125	30,10	6	6,2	1,96	29,91	47,50	2,88	4,09	1,21	18,18	0,114	0,73	0,5-1,0
-16	8	4100	125	19,58	6	6,2	1,20	18,37	32,48	2,04	2,51	0,47	12,02	0,061	0,45	0,5-1,0
-18	8	4800	125	17,94	5	5,7	1,03	16,91	30,34	1,90	2,31	0,41	11,18	0,055	0,46	0,5-1,0
-20	8	3900	125	20,13	4	5,2	1,05	19,07	33,49	2,10	2,61	0,51	12,42	0,064	0,58	0,25-0,5
-22	8	2500	125	25,74	3	4,7	1,20	24,54	40,94	2,54	3,36	0,82	15,43	0,088	0,89	0,25-0,5
-24	8	4100	125	19,58	2	4,0	0,78	18,80	33,10	2,08	2,57	0,49	12,27	0,062	0,86	0,25-0,5
-26	8	5000	100	13,04	1	3,0	0,39	12,64	23,76	1,46	1,73	0,27	8,62	0,039	0,87	0,25-0,5
-28	8	4000	80	10,96	1	3,0	0,33	10,63	20,51	1,23	1,45	0,23	7,38	0,033	0,73	0,25-0,5
-30	8	4200	90	12,48	1	3,0	0,37	12,11	22,90	1,40	1,65	0,26	8,29	0,037	0,83	0,25-0,5
-32	8	4800	90	11,59	1	3,0	0,35	11,24	21,50	1,30	1,54	0,24	7,76	0,035	0,77	0,25-0,5
-34	8	3000	90	15,04	1	3,0	0,45	14,58	26,81	1,67	1,99	0,33	9,80	0,046	1,00	0,25-0,5
-36	8	2700	80	13,63	1	3,0	0,41	13,22	24,68	1,52	1,81	0,29	8,98	0,041	0,91	0,25-0,5
-38	8	2200	70	12,78	1	3,0	0,38	12,40	23,37	1,43	1,69	0,27	8,47	0,038	0,85	0,25-0,5
-40	8	4000	60	7,48	2	4,0	0,30	7,18	14,68	0,79	0,98	0,19	5,17	0,022	0,33	0,25-0,5
-42	8	4800	60	6,76	2	4,0	0,27	6,49	13,47	0,70	0,89	0,19	4,72	0,020	0,30	0,25-0,5
-44	8	4600	50	5,43	2	4,0	0,22	5,22	11,22	0,52	0,71	0,19	3,88	0,017	0,24	0,25-0,5
-46	8	4400	50	5,57	3	4,7	0,26	5,31	11,38	0,53	0,73	0,19	3,94	0,017	0,19	0,25-0,5
-48	8	4300	50	5,64	4	5,2	0,29	5,34	11,44	0,54	0,73	0,19	3,96	0,017	0,16	0,25-0,5
-50	8	4200	50	5,71	5	5,7	0,33	5,39	11,52	0,55	0,74	0,19	3,99	0,017	0,15	0,5-1,0
-52	8	3200	50	6,64	6	6,2	0,41	6,23	13,02	0,66	0,85	0,19	4,55	0,020	0,15	0,5-1,0
-54	8	1200	60	10,57	6	6,2	0,90	11,10	21,27	1,28	1,52	0,24	7,67	0,034	0,33	0,5-1,0
-56	8	2500	70	11,10	6	6,2	0,73	11,10	21,27	1,28	1,52	0,24	7,67	0,034	0,27	0,5-1,0
-18	10	2000	125	29,13	10	7,5	2,20	26,93	43,95	2,70	3,68	0,98	16,68	0,099	0,49	0,5-1,0
-20	10	4500	125	18,59	6	6,2	1,14	17,45	31,13	1,95	2,39	0,43	11,49	0,057	0,42	0,5-1,0
-22	10	4700	125	18,15	5	5,7	1,04	17,11	30,63	1,92	2,34	0,42	11,29	0,056	0,46	0,25-0,5
-24	10	4800	125	17,94	4	5,2	0,94	17,00	30,47	1,91	2,32	0,41	11,23	0,055	0,52	0,25-0,5
-26	10	5500	125	16,64	3	4,7	0,78	15,86	28,76	1,80	2,17	0,37	10,56	0,051	0,57	0,25-0,5
-28	10	5000	100	13,04	2	4,0	0,52	12,52	23,56	1,44	1,71	0,27	8,55	0,039	0,57	0,25-0,5
-30	10	5200	100	12,76	1	3,0	0,38	12,37	23,33	1,43	1,69	0,26	8,46	0,038	0,85	0,25-0,5
-32	10	5000	100	13,04	1	3,0	0,39	12,64	23,76	1,46	1,73	0,27	8,62	0,039	0,87	0,25-0,5
-34	10	5300	90	12,62	1	3,0	0,38	12,24	23,12	1,41	1,67	0,26	8,38	0,038	0,84	0,25-0,5
-36	10	4000	90	12,82	1	3,0	0,39	12,44	23,43	1,43	1,70	0,27	8,50	0,039	0,86	0,25-0,5
-38	10	4000	70	9,18	1	3,0	0,28	8,90	17,62	1,01	1,22	0,20	6,28	0,027	0,61	0,25-0,5
-40	10	3000	60	8,77	1	3,0	0,26	8,51	16,95	0,96	1,16	0,20	6,03	0,026	0,59	0,25-0,5
-42	10	3500	50	6,32	1	3,0	0,19	6,13	12,84	0,65	0,84	0,19	4,48	0,019	0,42	0,25-0,5
-44	10	4200	50	5,71	1	3,0	0,17	5,54	11,80	0,57	0,76	0,19	4,09	0,018	0,38	0,25-0,5
-46	10	4700	50	5,37	1	3,0	0,16	5,21	11,20	0,52	0,71	0,19	3,87	0,017	0,36	0,25-0,5
-48	10	4800	50	5,31	2	4,0	0,21	5,09	11,00	0,50	0,70	0,19	3,80	0,016	0,23	0,25-0,5
-50	10	4900	50	5,25	3	4,7	0,24	5,00	10,83	0,49	0,68	0,19	3,74	0,016	0,18	0,25-0,5
-52	10	4900	50	5,25	4	5,2	0,27	4,97	10,78	0,49	0,68	0,19	3,72	0,016	0,15	0,5-1,0
-54	10	4700	50	5,37	5	5,7	0,31	5,06	10,94	0,50	0,69	0,19	3,78	0,016	0,14	0,5-1,0
-56	10	3600	50	6,22	6	6,2	0,38	5,84	12,32	0,61	0,80	0,19	4,29	0,018	0,14	0,5-1,0

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ke ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O ₂		F NO ₃		F NO ₃		F NO ₃		F PO ₄		Corg	
									ber. Fluß	[μmol cm ⁻² a ⁻¹]	ber. Fluß	[μmol cm ⁻² a ⁻¹]	ber. Fluß	[μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Denitrif.	[μmol cm ⁻² a ⁻¹]	ber. Fluß	[μmol cm ⁻² a ⁻¹]	ber.	[%]
-58	10	3000	70	6,88	6	6,2	0,42	6,46	13,41	0,69	2,89	0,88	0,19	4,70	0,20	0,16	0,5-1,0			
-18	12	1500	125	30,10	10	7,5	2,58	30,10	47,72	2,89	2,89	4,11	1,22	18,27	0,115	0,57	0,5-1,0			
-20	12	4400	125	18,82	6	6,2	1,16	17,67	31,45	1,97	1,97	2,42	0,44	11,62	0,058	0,43	0,5-1,0			
-22	12	4300	125	19,07	4	5,2	1,00	18,07	32,04	2,01	2,01	2,47	0,46	11,85	0,059	0,55	0,25-0,5			
-24	12	4500	125	18,59	3	4,7	0,87	17,73	31,54	1,98	1,98	2,42	0,45	11,65	0,058	0,64	0,25-0,5			
-26	12	5000	125	17,54	2	4,0	0,70	16,84	30,24	1,89	1,89	2,30	0,41	11,14	0,055	0,77	0,25-0,5			
-28	12	5100	100	12,89	1	3,0	0,39	12,51	23,54	1,44	1,44	1,71	0,27	8,54	0,039	0,86	0,25-0,5			
-30	12	5700	100	12,12	1	3,0	0,36	11,76	22,34	1,36	1,36	1,61	0,25	8,08	0,036	0,81	0,25-0,5			
-32	12	5800	90	10,44	1	3,0	0,31	10,12	19,67	1,16	1,16	1,38	0,22	7,06	0,031	0,70	0,25-0,5			
-34	12	6000	60	5,97	1	3,0	0,18	5,80	12,25	0,60	0,60	0,79	0,19	4,26	0,018	0,40	0,25-0,5			
-36	12	5100	50	5,13	1	3,0	0,15	4,98	10,79	0,49	0,49	0,68	0,19	3,72	0,016	0,34	0-0,25			
-38	12	4700	50	5,37	1	3,0	0,16	5,21	11,20	0,52	0,52	0,71	0,19	3,87	0,017	0,36	0-0,25			
-40	12	4700	50	5,37	1	3,0	0,16	5,21	11,20	0,52	0,52	0,71	0,19	3,87	0,017	0,36	0-0,25			
-42	12	4200	50	5,71	1	3,0	0,17	5,54	11,80	0,57	0,57	0,76	0,19	4,09	0,018	0,38	0-0,25			
-44	12	3000	50	6,88	1	3,0	0,21	6,68	13,79	0,72	0,72	0,91	0,19	4,84	0,021	0,46	0-0,25			
-46	12	3800	50	6,04	1	3,0	0,18	5,86	12,35	0,61	0,61	0,80	0,19	4,30	0,018	0,40	0,25-0,5			
-48	12	4500	50	5,50	1	3,0	0,17	5,33	11,43	0,54	0,54	0,73	0,19	3,96	0,017	0,37	0,25-0,5			
-50	12	5000	50	5,19	1	3,0	0,16	5,03	10,89	0,50	0,50	0,69	0,19	3,76	0,016	0,35	0,25-0,5			
-52	12	5000	50	5,19	2	4,0	0,21	4,98	10,80	0,49	0,49	0,68	0,19	3,72	0,016	0,23	0,25-0,5			
-54	12	4700	50	5,37	3	4,7	0,25	5,12	11,04	0,51	0,51	0,70	0,19	3,81	0,017	0,19	0,25-0,5			
-56	12	4500	50	5,50	4	5,2	0,29	5,21	11,21	0,52	0,52	0,71	0,19	3,87	0,017	0,16	0,25-0,5			
-58	12	3100	50	6,76	5	5,7	0,39	6,37	13,26	0,68	0,68	0,87	0,19	4,64	0,020	0,17	0,25-0,5			
-60	12	1500	50	10,10	6	6,2	0,62	9,48	18,59	1,09	1,09	1,30	0,21	6,65	0,029	0,23	0,25-0,5			
-18	14	2700	125	24,67	10	7,5	1,86	22,81	38,66	2,41	2,41	3,12	0,71	14,50	0,080	0,41	0,5-1,0			
-20	14	3500	125	21,37	10	7,5	1,61	19,76	34,46	2,16	2,16	2,70	0,54	12,81	0,066	0,36	0,5-1,0			
-22	14	4100	125	19,58	6	6,2	1,20	18,37	32,48	2,04	2,04	2,51	0,47	12,02	0,061	0,45	0,25-0,5			
-24	14	4200	125	19,32	4	5,2	1,01	18,31	32,38	2,03	2,03	2,50	0,47	11,98	0,060	0,56	0,25-0,5			
-26	14	4900	100	13,18	3	4,7	0,61	12,57	23,64	1,45	1,45	1,72	0,27	8,58	0,039	0,46	0,25-0,5			
-28	14	5100	90	11,21	2	4,0	0,44	10,76	20,72	1,24	1,24	1,47	0,23	7,46	0,033	0,49	0,25-0,5			
-30	14	5200	70	7,94	1	3,0	0,24	7,70	15,57	0,86	0,86	1,05	0,19	5,51	0,024	0,53	0,25-0,5			
-32	14	5000	50	5,19	1	3,0	0,16	5,03	10,89	0,50	0,50	0,69	0,19	3,76	0,016	0,35	0,25-0,5			
-34	14	6000	50	4,69	1	3,0	0,14	4,55	10,02	0,43	0,43	0,62	0,20	3,43	0,015	0,31	0,25-0,5			
-36	14	5500	50	4,92	1	3,0	0,15	4,77	10,42	0,46	0,46	0,65	0,19	3,58	0,016	0,33	0,25-0,5			
-38	14	4800	45	4,61	1	3,0	0,14	4,47	9,89	0,42	0,42	0,61	0,20	3,38	0,015	0,31	0-0,25			
-40	14	4600	40	4,04	1	3,0	0,12	3,92	8,88	0,33	0,33	0,54	0,20	3,01	0,013	0,27	0-0,25			
-42	14	4200	40	4,25	1	3,0	0,13	4,12	9,24	0,36	0,36	0,56	0,20	3,14	0,014	0,28	0-0,25			
-44	14	3700	40	4,55	1	3,0	0,14	4,42	9,79	0,41	0,41	0,60	0,20	3,35	0,015	0,30	0-0,25			
-46	14	3000	40	5,12	1	3,0	0,15	4,96	10,76	0,49	0,49	0,68	0,19	3,71	0,016	0,34	0,25-0,5			
-48	14	4300	40	4,19	1	3,0	0,13	4,06	9,15	0,36	0,36	0,56	0,20	3,11	0,014	0,28	0,25-0,5			
-50	14	4600	40	4,04	1	3,0	0,12	3,92	8,88	0,33	0,33	0,54	0,20	3,01	0,013	0,27	0,25-0,5			
-52	14	4900	45	4,56	1	3,0	0,14	4,42	9,79	0,41	0,41	0,60	0,20	3,35	0,015	0,30	0,25-0,5			
-54	14	5000	50	5,19	2	4,0	0,21	4,98	10,80	0,49	0,49	0,68	0,19	3,72	0,016	0,23	0,25-0,5			
-56	14	5900	45	4,11	4	5,2	0,22	3,90	8,85	0,33	0,33	0,53	0,20	3,00	0,013	0,12	0,25-0,5			
-58	14	4000	50	5,87	6	6,2	0,36	5,51	11,74	0,56	0,56	0,75	0,19	4,07	0,018	0,13	0,25-0,5			
-18	16	2500	125	25,74	6	6,2	1,58	24,16	40,44	2,51	2,51	3,30	0,79	15,23	0,086	0,59	0,5-1,0			
-20	16	3800	125	20,96	10	7,5	1,54	18,88	33,21	2,08	2,08	2,58	0,50	12,31	0,063	0,34	0,5-1,0			
-22	16	1600	125	20,24	10	7,5	2,49	18,00	31,94	2,00	2,00	2,46	0,46	11,81	0,059	0,55	0,25-0,5			
-24	16	2300	90	17,42	6	6,2	1,07	16,35	29,50	1,85	1,85	2,23	0,39	10,85	0,053	0,40	0,25-0,5			
-26	16	2500	70	11,91	4	5,2	0,62	11,29	21,57	1,30	1,30	1,54	0,24	7,79	0,035	0,35	0,25-0,5			

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 Nitrit. * [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 Denitrit. [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO4 ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F P04 ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [%]	Corg Lit. [%]	
																	ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]
-28	16	4700	55	6,09	3	4,7	0,28	5,81	12,27	0,60	0,79	0,19	4,27	0,18	0,21	0,25-0,5	0,21
-30	16	4800	50	5,31	3	4,7	0,25	5,06	10,94	0,50	0,69	0,19	3,77	0,16	0,18	0,25-0,5	0,18
-32	16	5100	50	5,13	3	4,7	0,24	4,89	10,64	0,48	0,67	0,19	3,66	0,16	0,18	0,25-0,5	0,18
-34	16	5700	50	4,82	2	4,0	0,19	4,63	10,17	0,44	0,63	0,19	3,49	0,15	0,21	0,25-0,5	0,21
-36	16	4500	45	4,78	1	3,0	0,14	4,64	10,18	0,44	0,63	0,19	3,49	0,15	0,32	0,25-0,5	0,32
-38	16	5000	40	3,86	1	3,0	0,12	3,74	8,56	0,31	0,51	0,20	2,89	0,13	0,26	0-0,25	0,26
-40	16	5000	40	3,86	1	3,0	0,12	3,74	8,56	0,31	0,51	0,20	2,89	0,13	0,26	0-0,25	0,26
-42	16	4600	40	4,04	1	3,0	0,12	3,92	8,88	0,33	0,54	0,20	3,01	0,13	0,27	0-0,25	0,27
-44	16	4600	40	4,04	1	3,0	0,12	3,92	8,88	0,33	0,54	0,20	3,01	0,13	0,27	0-0,25	0,27
-46	16	2300	40	5,93	1	3,0	0,18	5,75	12,16	0,60	0,79	0,19	4,23	0,18	0,40	0-0,25	0,40
-48	16	3300	40	4,85	1	3,0	0,15	4,71	10,31	0,45	0,64	0,19	3,54	0,15	0,32	0,25-0,5	0,32
-50	16	4600	40	4,04	1	3,0	0,12	3,92	8,88	0,33	0,54	0,20	3,01	0,13	0,27	0,25-0,5	0,27
-52	16	5400	40	3,69	2	4,0	0,15	3,55	8,21	0,28	0,48	0,20	2,76	0,13	0,16	0,25-0,5	0,16
-54	16	5500	40	3,66	2	4,0	0,14	3,51	8,14	0,28	0,48	0,20	2,74	0,12	0,16	0,25-0,5	0,16
-56	16	5100	40	3,81	3	4,7	0,18	3,64	8,37	0,29	0,50	0,20	2,82	0,13	0,13	0,25-0,5	0,13
-58	16	5500	40	3,66	4	5,2	0,19	3,47	8,06	0,27	0,47	0,21	2,70	0,12	0,11	0,25-0,5	0,11
-18	18	2500	125	25,74	6	6,2	1,58	24,16	40,44	2,51	3,30	0,79	15,23	0,86	0,59	0,5-1,0	0,59
-20	18	3200	125	22,45	6	6,2	1,38	21,07	36,30	2,27	2,88	0,61	13,55	0,72	0,51	0,5-1,0	0,51
-22	18	3600	125	21,04	4	5,2	1,10	19,94	34,72	2,18	2,73	0,55	12,91	0,67	0,61	0,5-1,0	0,61
-24	18	3600	100	15,64	3	4,7	0,73	14,91	27,31	1,70	2,04	0,34	9,99	0,47	0,54	0,25-0,5	0,54
-26	18	3800	70	9,44	2	4,0	0,37	9,07	17,90	1,03	1,24	0,21	6,39	0,28	0,42	0,25-0,5	0,42
-28	18	4500	50	5,50	2	4,0	0,22	5,28	11,33	0,53	0,72	0,19	3,92	0,17	0,24	0,25-0,5	0,24
-30	18	4700	50	5,37	2	4,0	0,21	5,15	11,11	0,51	0,70	0,19	3,84	0,17	0,24	0,25-0,5	0,24
-32	18	4800	50	5,31	2	4,0	0,21	5,09	11,00	0,50	0,70	0,19	3,80	0,16	0,23	0,25-0,5	0,23
-34	18	5000	45	4,51	1	3,0	0,14	4,37	9,71	0,40	0,60	0,20	3,32	0,15	0,30	0,25-0,5	0,30
-36	18	5100	40	3,81	1	3,0	0,11	3,70	8,48	0,30	0,51	0,20	2,86	0,13	0,25	0,25-0,5	0,25
-38	18	5300	40	3,73	1	3,0	0,11	3,62	8,34	0,29	0,49	0,20	2,81	0,13	0,25	0,25-0,5	0,25
-40	18	5400	30	2,52	1	3,0	0,08	2,44	6,18	0,11	0,33	0,22	2,01	0,10	0,17	0-0,25	0,17
-42	18	5500	30	2,49	1	3,0	0,07	2,42	6,13	0,11	0,33	0,22	1,99	0,10	0,17	0-0,25	0,17
-44	18	4000	30	2,98	1	3,0	0,09	2,89	6,99	0,18	0,39	0,21	2,31	0,11	0,20	0-0,25	0,20
-46	18	3600	35	3,87	1	3,0	0,12	3,76	8,59	0,31	0,51	0,20	2,90	0,13	0,26	0-0,25	0,26
-48	18	3600	35	3,87	1	3,0	0,12	3,76	8,59	0,31	0,51	0,20	2,90	0,13	0,26	0-0,25	0,26
-50	18	4500	35	3,42	1	3,0	0,10	3,32	7,79	0,25	0,45	0,21	2,61	0,12	0,23	0,25-0,5	0,23
-52	18	4400	35	3,46	1	3,0	0,10	3,36	7,86	0,25	0,46	0,21	2,63	0,12	0,23	0,25-0,5	0,23
-54	18	4700	40	3,99	1	3,0	0,12	3,87	8,79	0,33	0,53	0,20	2,98	0,13	0,27	0,25-0,5	0,27
-56	18	5400	40	3,69	1	3,0	0,11	3,58	8,27	0,29	0,49	0,20	2,78	0,13	0,25	0,25-0,5	0,25
-58	18	5500	40	3,66	1	3,0	0,11	3,55	8,21	0,28	0,48	0,20	2,76	0,13	0,25	0,25-0,5	0,25
-60	18	6600	40	3,31	2	4,0	0,13	3,17	7,52	0,22	0,43	0,21	2,51	0,12	0,15	0,25-0,5	0,15
-62	18	3800	40	4,49	3	4,7	0,21	4,28	9,53	0,39	0,58	0,20	3,25	0,14	0,15	0,25-0,5	0,15
-18	20	1000	125	30,10	6	6,2	2,63	30,10	47,72	2,89	4,11	1,22	18,27	1,15	0,97	0,5-1,0	0,97
-20	20	3400	125	21,71	6	6,2	1,34	20,38	35,33	2,21	2,79	0,57	13,16	0,69	0,49	0,5-1,0	0,49
-22	20	3800	100	15,18	4	5,2	0,79	14,38	26,50	1,65	1,97	0,32	9,68	0,45	0,44	0,5-1,0	0,44
-24	20	4600	60	6,92	3	4,7	0,32	6,60	13,66	0,71	0,90	0,19	4,79	0,21	0,24	0,25-0,5	0,24
-26	20	4600	50	5,43	6	6,2	0,33	5,10	11,01	0,50	0,70	0,19	3,80	0,16	0,12	0,25-0,5	0,12
-28	20	4800	50	5,31	4	5,2	0,28	5,03	10,88	0,49	0,69	0,19	3,75	0,16	0,15	0,25-0,5	0,15
-30	20	4700	50	5,37	3	4,7	0,25	5,12	11,04	0,51	0,70	0,19	3,81	0,17	0,19	0,25-0,5	0,19
-32	20	5100	50	5,13	2	4,0	0,20	4,93	10,70	0,48	0,67	0,19	3,69	0,16	0,23	0,25-0,5	0,23
-34	20	5400	45	4,32	1	3,0	0,13	4,19	9,38	0,37	0,57	0,20	3,19	0,14	0,29	0,25-0,5	0,29
-36	20	5300	40	3,73	1	3,0	0,11	3,62	8,34	0,29	0,49	0,20	2,81	0,13	0,25	0,25-0,5	0,25

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [‰]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	FO2 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	FNO3 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	FNO3 [Nitritf. * μmol cm ⁻² a ⁻¹]	FNO3 [Denitritf. μmol cm ⁻² a ⁻¹]	FSiO4 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	FPO4 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [ber. %]	Corg [Lit. %]
-38	20	5100	35	3,19	1	3,0	0,10	3,10	7,38	0,21	0,42	0,21	2,45	0,011	0,21	0,25-0,5
-40	20	5100	30	2,60	1	3,0	0,08	2,52	6,32	0,13	0,34	0,22	2,06	0,010	0,17	0-0,25
-42	20	4500	30	2,79	1	3,0	0,08	2,70	6,66	0,15	0,37	0,22	2,19	0,011	0,19	0-0,25
-44	20	4700	30	2,72	1	3,0	0,08	2,64	6,54	0,14	0,36	0,22	2,14	0,010	0,18	0-0,25
-46	20	4900	30	2,66	1	3,0	0,08	2,58	6,43	0,13	0,35	0,22	2,10	0,010	0,18	0-0,25
-48	20	4000	30	2,98	1	3,0	0,09	2,89	6,99	0,18	0,39	0,21	2,31	0,011	0,20	0-0,25
-50	20	4400	30	2,82	1	3,0	0,08	2,74	6,72	0,16	0,37	0,22	2,21	0,011	0,19	0,25-0,5
-52	20	5600	30	2,47	1	3,0	0,07	2,40	6,09	0,11	0,33	0,22	1,98	0,010	0,16	0,25-0,5
-54	20	5000	30	2,63	1	3,0	0,08	2,55	6,37	0,13	0,35	0,22	2,08	0,010	0,18	0,25-0,5
-56	20	5000	35	3,23	1	3,0	0,10	3,13	7,44	0,22	0,43	0,21	2,48	0,012	0,22	0,25-0,5
-58	20	5100	40	3,81	1	3,0	0,11	3,70	8,48	0,30	0,51	0,20	2,86	0,013	0,25	0,25-0,5
-60	20	5000	40	3,86	1	3,0	0,12	3,74	8,56	0,31	0,51	0,20	2,89	0,013	0,26	0,25-0,5
-62	20	5300	40	3,73	2	4,0	0,15	3,58	8,27	0,29	0,49	0,20	2,79	0,013	0,16	0,25-0,5
-64	20	6400	45	3,93	3	4,7	0,18	3,75	8,57	0,31	0,51	0,20	2,90	0,013	0,14	0,25-0,5
-66	20	7900	50	4,03	4	5,2	0,21	3,82	8,69	0,32	0,52	0,20	2,94	0,013	0,12	0,25-0,5
-68	20	7500	50	4,14	6	6,2	0,25	3,89	8,83	0,33	0,53	0,20	2,99	0,013	0,09	0,25-0,5
-18	22	2900	125	23,71	6	6,2	1,46	22,25	37,91	2,37	3,04	0,67	14,20	0,077	0,54	0,5-1,0
-20	22	3600	100	15,64	10	7,5	1,18	14,46	26,61	1,65	1,98	0,32	9,72	0,046	0,44	0,5-1,0
-22	22	4700	90	11,73	10	7,5	0,89	10,84	20,85	1,25	1,48	0,23	7,51	0,033	0,33	0,5-1,0
-24	22	4700	50	5,37	10	7,5	0,41	4,96	10,76	0,49	0,68	0,19	3,71	0,016	0,15	0,25-0,5
-26	22	5400	50	4,97	10	7,5	0,38	4,60	10,11	0,43	0,63	0,20	3,46	0,015	0,14	0,25-0,5
-28	22	5400	50	4,97	6	6,2	0,31	4,66	10,23	0,44	0,64	0,19	3,51	0,015	0,11	0,25-0,5
-30	22	5000	50	5,19	4	5,2	0,27	4,92	10,68	0,48	0,67	0,19	3,68	0,016	0,15	0,25-0,5
-32	22	4800	45	4,61	3	4,7	0,22	4,40	9,75	0,40	0,60	0,20	3,33	0,015	0,16	0,25-0,5
-34	22	4700	40	3,99	2	4,0	0,16	3,83	8,72	0,32	0,52	0,20	2,95	0,013	0,18	0,25-0,5
-36	22	5400	35	3,09	1	3,0	0,09	3,00	7,20	0,20	0,41	0,21	2,39	0,011	0,21	0,25-0,5
-38	22	6300	30	2,31	1	3,0	0,07	2,24	5,80	0,18	0,31	0,12	1,87	0,009	0,15	0,25-0,5
-40	22	4700	30	2,72	1	3,0	0,08	2,64	6,54	0,14	0,36	0,22	2,14	0,010	0,18	0-0,25
-42	22	4300	20	1,67	1	3,0	0,05	1,62	4,63	0,14	0,22	0,09	1,44	0,008	0,11	0-0,25
-44	22	3900	20	1,76	1	3,0	0,05	1,71	4,80	0,13	0,23	0,10	1,50	0,008	0,12	0-0,25
-46	22	3500	20	1,87	1	3,0	0,06	1,81	5,00	0,17	0,25	0,08	1,58	0,008	0,12	0-0,25
-48	22	4600	25	2,16	1	3,0	0,06	2,10	5,53	0,16	0,29	0,13	1,77	0,009	0,14	0-0,25
-50	22	4700	30	2,72	1	3,0	0,08	2,64	6,54	0,14	0,36	0,22	2,14	0,010	0,18	0-0,25
-52	22	4900	30	2,66	1	3,0	0,08	2,58	6,43	0,13	0,35	0,22	2,10	0,010	0,18	0,25-0,5
-54	22	5800	30	2,42	1	3,0	0,07	2,35	6,00	0,10	0,32	0,22	2,03	0,010	0,16	0,25-0,5
-56	22	5300	30	2,55	1	3,0	0,08	2,47	6,22	0,12	0,34	0,22	2,06	0,010	0,17	0,25-0,5
-58	22	5100	30	2,60	1	3,0	0,08	2,52	6,32	0,13	0,34	0,22	2,06	0,010	0,17	0,25-0,5
-60	22	5600	35	3,03	1	3,0	0,09	2,94	7,09	0,19	0,40	0,21	2,35	0,011	0,20	0,25-0,5
-62	22	5600	40	3,62	1	3,0	0,11	3,51	8,14	0,28	0,48	0,21	2,74	0,012	0,24	0,25-0,5
-64	22	5600	40	3,62	2	4,0	0,14	3,48	8,08	0,27	0,48	0,21	2,71	0,012	0,16	0,25-0,5
-66	22	5500	40	3,66	4	5,2	0,19	3,47	8,06	0,27	0,47	0,21	2,70	0,012	0,11	0,25-0,5
-68	22	5500	40	3,66	6	6,2	0,22	3,43	7,99	0,26	0,47	0,21	2,68	0,012	0,08	0,25-0,5
-18	24	2900	100	17,62	10	7,5	1,33	16,29	29,42	1,84	2,23	0,39	10,82	0,052	0,49	0,5-1,0
-20	24	3600	60	7,93	10	7,5	0,60	7,33	14,93	0,81	1,00	0,19	5,27	0,023	0,22	0,5-1,0
-22	24	4700	50	5,37	10	7,5	0,41	4,96	10,76	0,49	0,68	0,19	3,71	0,016	0,15	0,25-0,5
-24	24	5100	50	5,13	10	7,5	0,39	4,74	10,37	0,45	0,65	0,19	3,56	0,016	0,14	0,25-0,5
-26	24	5200	50	5,08	6	6,2	0,31	4,76	10,41	0,46	0,65	0,19	3,58	0,016	0,12	0,25-0,5
-28	24	5500	50	4,92	4	5,2	0,26	4,66	10,23	0,44	0,64	0,19	3,51	0,015	0,14	0,25-0,5
-30	24	5700	45	4,19	3	4,7	0,20	4,00	9,03	0,35	0,55	0,20	3,06	0,014	0,14	0,25-0,5

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ke ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [Nitrif. *] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [Denitrif.] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO4 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F PO4 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [ber.] [%]	Corg [Lit.] [%]
-32	24	6000	40	3,48	2	4,0	0,14	3,35	7,84	0,25	0,46	0,21	2,62	0,012	0,15	0,25-0,5
-34	24	5700	35	3,00	1	3,0	0,09	2,91	7,04	0,19	0,40	0,21	2,33	0,011	0,20	0,25-0,5
-36	24	5700	30	2,45	1	3,0	0,07	2,37	6,04	0,10	0,32	0,22	1,96	0,010	0,16	0,25-0,5
-38	24	5800	30	2,42	1	3,0	0,07	2,35	6,00	0,10	0,32	0,22	1,94	0,010	0,16	0,25-0,5
-40	24	4400	25	2,22	1	3,0	0,07	2,15	5,63	0,07	0,29	0,22	1,81	0,009	0,15	0,0-2,5
-42	24	4000	20	1,74	1	3,0	0,05	1,68	4,76	0,13	0,23	0,10	1,49	0,008	0,12	0,0-2,5
-44	24	4000	20	1,74	1	3,0	0,05	1,68	4,76	0,13	0,23	0,10	1,49	0,008	0,12	0,0-2,5
-46	24	3000	20	2,04	1	3,0	0,06	1,97	5,30	0,14	0,27	0,13	1,69	0,009	0,14	0,0-2,5
-48	24	4800	20	2,11	1	3,0	0,06	2,05	5,44	0,15	0,28	0,13	1,74	0,009	0,14	0,0-2,5
-50	24	4900	20	1,55	1	3,0	0,05	1,50	4,42	0,13	0,21	0,07	1,36	0,008	0,10	0,0-2,5
-52	24	5300	30	2,55	1	3,0	0,08	2,47	6,22	0,12	0,34	0,22	2,03	0,010	0,17	0,25-0,5
-54	24	5900	30	2,40	1	3,0	0,07	2,33	5,96	0,10	0,32	0,22	1,93	0,010	0,16	0,25-0,5
-56	24	6300	30	2,31	1	3,0	0,07	2,24	5,80	0,08	0,31	0,22	1,87	0,009	0,15	0,25-0,5
-58	24	5700	30	2,45	1	3,0	0,07	2,37	6,04	0,10	0,32	0,22	1,96	0,010	0,16	0,25-0,5
-60	24	5900	30	2,40	1	3,0	0,07	2,33	5,96	0,10	0,32	0,22	1,93	0,010	0,16	0,25-0,5
-62	24	5900	30	2,40	1	3,0	0,07	2,33	5,96	0,10	0,32	0,22	1,93	0,010	0,16	0,25-0,5
-64	24	5900	35	2,95	1	3,0	0,09	2,66	6,94	0,18	0,39	0,21	2,29	0,011	0,20	0,25-0,5
-66	24	5500	40	3,66	2	4,0	0,14	3,51	8,14	0,28	0,48	0,20	2,74	0,012	0,16	0,25-0,5
-68	24	5300	40	3,73	3	4,7	0,17	3,56	8,23	0,28	0,49	0,20	2,77	0,013	0,13	0,25-0,5
-70	24	5500	45	4,28	4	5,2	0,22	4,05	9,13	0,35	0,55	0,20	3,10	0,014	0,12	0,25-0,5
-72	24	5500	60	6,27	5	5,7	0,36	5,91	12,45	0,62	0,81	0,19	4,34	0,019	0,16	0,25-0,5
-74	24	5500	70	7,70	6	6,2	0,47	7,22	14,75	0,80	0,99	0,19	5,20	0,022	0,18	0,25-0,5
-16	26	3600	100	15,64	6	6,2	0,64	14,67	26,95	1,68	2,01	0,33	9,86	0,046	0,36	0,5-1,0
-18	26	3200	70	10,39	6	6,2	0,47	9,75	19,04	1,12	1,33	0,21	6,82	0,030	0,24	0,5-1,0
-20	26	3900	60	7,58	6	6,2	0,47	7,12	14,56	0,78	0,97	0,19	5,13	0,022	0,17	0,25-0,5
-22	26	4800	50	5,31	6	6,2	0,33	4,98	10,79	0,49	0,68	0,19	3,72	0,016	0,12	0,25-0,5
-24	26	5000	50	5,19	4	5,2	0,27	4,92	10,68	0,48	0,67	0,19	3,68	0,016	0,15	0,25-0,5
-26	26	4500	50	5,50	2	4,0	0,22	5,28	11,33	0,53	0,72	0,19	3,92	0,017	0,24	0,25-0,5
-28	26	5000	40	3,86	3	4,7	0,18	3,68	8,44	0,30	0,50	0,20	2,85	0,013	0,13	0,25-0,5
-30	26	5400	40	3,69	1	3,0	0,11	3,58	8,27	0,29	0,49	0,20	2,78	0,013	0,25	0,25-0,5
-32	26	6000	35	2,92	1	3,0	0,09	2,83	6,89	0,17	0,39	0,21	2,27	0,011	0,19	0,25-0,5
-34	26	5500	30	2,49	1	3,0	0,07	2,42	6,13	0,11	0,33	0,22	1,99	0,010	0,17	0,25-0,5
-36	26	4800	30	2,69	1	3,0	0,08	2,61	6,48	0,14	0,36	0,22	2,12	0,010	0,18	0,25-0,5
-38	26	4900	30	2,66	1	3,0	0,08	2,58	6,43	0,13	0,35	0,22	2,10	0,010	0,18	0,25-0,5
-40	26	5000	30	2,63	1	3,0	0,08	2,55	6,37	0,13	0,35	0,22	2,08	0,010	0,18	0,0-2,5
-42	26	4000	30	2,98	1	3,0	0,09	2,89	6,99	0,18	0,39	0,21	2,31	0,011	0,20	0,0-2,5
-44	26	3700	30	3,11	1	3,0	0,09	3,01	7,23	0,20	0,41	0,21	2,40	0,011	0,21	0,25-0,5
-46	26	3000	30	3,49	1	3,0	0,10	3,38	7,91	0,26	0,46	0,21	2,65	0,012	0,23	0,0-2,5
-48	26	4200	30	2,90	1	3,0	0,09	2,81	6,85	0,17	0,38	0,21	2,26	0,011	0,19	0,0-2,5
-50	26	5500	30	2,49	1	3,0	0,07	2,42	6,13	0,11	0,33	0,22	1,99	0,010	0,17	0,0-2,5
-52	26	5500	30	2,49	1	3,0	0,07	2,42	6,13	0,11	0,33	0,22	1,99	0,010	0,17	0,25-0,5
-54	26	5900	30	2,40	1	3,0	0,07	2,33	5,96	0,10	0,32	0,22	1,93	0,010	0,16	0,25-0,5
-56	26	5900	30	2,40	1	3,0	0,07	2,33	5,96	0,10	0,32	0,22	1,93	0,010	0,16	0,25-0,5
-58	26	6300	30	2,31	1	3,0	0,07	2,24	5,80	0,08	0,31	0,22	1,87	0,009	0,15	0,25-0,5
-60	26	6000	30	2,38	1	3,0	0,07	2,31	5,92	0,09	0,32	0,22	1,91	0,010	0,16	0,25-0,5
-62	26	5900	30	2,40	1	3,0	0,07	2,33	5,96	0,10	0,32	0,22	1,93	0,010	0,16	0,25-0,5
-64	26	5500	30	2,49	1	3,0	0,07	2,42	6,13	0,11	0,33	0,22	1,99	0,010	0,17	0,25-0,5
-66	26	5300	35	3,13	1	3,0	0,09	3,03	7,26	0,20	0,41	0,21	2,41	0,011	0,21	0,25-0,5
-68	26	5300	40	3,73	2	4,0	0,15	3,58	8,27	0,29	0,49	0,20	2,79	0,013	0,16	0,25-0,5

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [Nitritif. * μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [Denitritif. μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO4 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F P04 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [ber. [%]	Corg [%] Lit.
-70	26	5500	40	3,66	3	4,7	0,17	3,49	8,09	0,27	0,48	0,21	2,72	0,012	0,13	0,25-0,5
-72	26	5500	45	4,28	4	5,2	0,22	4,05	9,13	0,35	0,55	0,20	3,10	0,014	0,12	0,25-0,5
-74	26	5300	50	5,02	5	5,7	0,29	4,73	10,36	0,45	0,65	0,19	3,56	0,016	0,13	0,25-0,5
-76	26	4800	60	6,76	6	6,2	0,42	6,34	13,21	0,68	0,87	0,19	4,62	0,020	0,15	0,25-0,5
-14	28	3000	125	23,27	6	6,2	1,43	21,84	37,35	2,33	2,99	0,65	13,97	0,075	0,53	0,25-0,5
-16	28	6200	90	10,06	6	6,2	0,62	9,44	18,53	1,08	1,29	0,21	6,62	0,029	0,23	0,25-0,5
-18	28	3500	70	9,88	6	6,2	0,61	9,28	18,25	1,06	1,27	0,21	6,52	0,028	0,23	0,25-0,5
-20	28	4400	50	5,57	6	6,2	0,34	5,22	11,23	0,52	0,71	0,19	3,88	0,017	0,13	0,25-0,5
-22	28	4900	50	5,25	6	6,2	0,32	4,92	10,69	0,48	0,67	0,19	3,68	0,016	0,12	0,25-0,5
-24	28	5100	50	5,13	5	5,7	0,29	4,84	10,54	0,47	0,66	0,19	3,63	0,016	0,13	0,25-0,5
-26	28	5200	45	4,41	4	5,2	0,23	4,18	9,36	0,37	0,57	0,20	3,19	0,014	0,13	0,25-0,5
-28	28	5200	40	3,77	3	4,7	0,18	3,60	8,30	0,29	0,49	0,20	2,79	0,013	0,13	0,25-0,5
-30	28	5300	40	3,73	2	4,0	0,15	3,58	8,27	0,29	0,49	0,20	2,79	0,013	0,16	0,25-0,5
-32	28	5300	30	2,55	1	3,0	0,08	2,47	6,22	0,12	0,34	0,22	2,03	0,010	0,17	0,25-0,5
-34	28	5500	30	2,49	1	3,0	0,07	2,42	6,13	0,11	0,33	0,22	1,99	0,010	0,17	0,25-0,5
-36	28	5000	30	2,63	1	3,0	0,08	2,55	6,37	0,13	0,35	0,22	2,08	0,010	0,18	0,25-0,5
-38	28	4800	35	3,30	1	3,0	0,10	3,20	7,57	0,23	0,44	0,21	2,53	0,012	0,22	0,25-0,5
-40	28	4200	35	3,56	1	3,0	0,11	3,45	8,02	0,27	0,47	0,21	2,69	0,012	0,24	0-0,25
-42	28	3600	35	3,87	1	3,0	0,12	3,76	8,59	0,31	0,51	0,20	2,90	0,013	0,26	0-0,25
-44	28	3000	30	3,49	1	3,0	0,10	3,38	7,91	0,26	0,46	0,21	2,65	0,012	0,23	0-0,25
-46	28	3300	30	3,31	1	3,0	0,10	3,21	7,59	0,23	0,44	0,21	2,53	0,012	0,22	0-0,25
-48	28	5000	30	2,63	1	3,0	0,08	2,55	6,37	0,13	0,35	0,22	2,08	0,010	0,18	0-0,25
-50	28	5500	30	2,49	1	3,0	0,07	2,42	6,13	0,11	0,33	0,22	1,99	0,010	0,17	0-0,25
-52	28	5300	30	2,55	1	3,0	0,08	2,47	6,22	0,12	0,34	0,22	2,03	0,010	0,17	0,25-0,5
-54	28	5600	35	3,03	1	3,0	0,09	2,94	7,09	0,19	0,40	0,21	2,35	0,011	0,20	0,25-0,5
-56	28	5900	35	2,95	1	3,0	0,09	2,86	6,94	0,18	0,39	0,21	2,29	0,011	0,20	0,25-0,5
-58	28	6200	35	2,87	1	3,0	0,09	2,78	6,80	0,17	0,38	0,21	2,24	0,011	0,19	0,25-0,5
-60	28	6300	35	2,84	1	3,0	0,09	2,75	6,75	0,16	0,38	0,21	2,22	0,011	0,19	0,25-0,5
-62	28	5600	30	2,47	1	3,0	0,07	2,40	6,09	0,11	0,33	0,22	1,98	0,010	0,16	0,25-0,5
-64	28	4900	30	2,66	1	3,0	0,08	2,58	6,43	0,13	0,35	0,22	2,10	0,010	0,18	0,25-0,5
-66	28	5100	30	2,60	1	3,0	0,08	2,52	6,32	0,13	0,34	0,22	2,06	0,010	0,17	0,25-0,5
-68	28	5200	30	2,57	2	4,0	0,10	2,47	6,23	0,12	0,34	0,22	2,03	0,010	0,11	0,25-0,5
-70	28	5400	35	3,09	3	4,7	0,14	2,95	7,11	0,19	0,40	0,21	2,35	0,011	0,11	0,25-0,5
-72	28	5200	40	3,77	4	5,2	0,20	3,57	8,26	0,28	0,49	0,20	2,78	0,013	0,11	0,25-0,5
-74	28	4400	40	4,14	5	5,7	0,24	3,90	8,85	0,33	0,53	0,20	3,00	0,013	0,11	0,25-0,5
-76	28	1200	40	8,50	6	6,2	0,52	7,97	16,04	0,89	1,09	0,20	5,68	0,024	0,19	0,25-0,5
-12	30	2200	80	15,27	6	6,2	0,94	14,33	26,41	1,64	1,96	0,32	9,65	0,045	0,35	0,25-0,5
-14	30	3100	60	8,61	6	6,2	0,53	8,08	16,23	0,91	1,10	0,20	5,76	0,025	0,20	0,25-0,5
-16	30	3700	55	6,96	6	6,2	0,43	6,53	13,54	0,70	0,89	0,19	4,74	0,020	0,16	0,25-0,5
-18	30	4400	50	5,57	5	5,7	0,32	5,25	11,28	0,53	0,72	0,19	3,90	0,017	0,14	0,25-0,5
-20	30	4600	50	5,43	4	5,2	0,28	5,15	11,10	0,51	0,70	0,19	3,83	0,017	0,16	0,25-0,5
-22	30	5100	50	5,13	3	4,7	0,24	4,89	10,64	0,48	0,67	0,19	3,66	0,016	0,18	0,25-0,5
-24	30	5300	45	4,37	2	4,0	0,17	4,19	9,38	0,37	0,57	0,20	3,19	0,014	0,19	0,25-0,5
-26	30	5300	40	3,73	1	3,0	0,11	3,62	8,34	0,29	0,49	0,20	2,81	0,013	0,25	0,25-0,5
-28	30	5300	40	3,73	1	3,0	0,11	3,62	8,34	0,29	0,49	0,20	2,81	0,013	0,25	0,25-0,5
-30	30	4700	40	3,99	1	3,0	0,12	3,87	8,79	0,33	0,53	0,20	2,98	0,013	0,27	0,25-0,5
-32	30	3600	40	4,62	1	3,0	0,14	4,49	9,91	0,42	0,61	0,20	3,39	0,015	0,31	0,25-0,5
-34	30	4400	40	4,14	1	3,0	0,12	4,01	9,05	0,35	0,55	0,20	3,07	0,014	0,28	0,25-0,5
-36	30	3900	40	4,42	1	3,0	0,13	4,29	9,56	0,39	0,59	0,20	3,26	0,014	0,30	0,25-0,5

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [Nitratif. * μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [Denitratif. μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO4 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F P04 [ber. Fluß μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [ber. [%]	Corg [Lit. [%]
-38	30	3300	40	4,85	1	3,0	0,15	4,71	10,31	0,45	0,64	0,19	3,54	0,015	0,32	0-0,25
-40	30	3400	40	4,77	1	3,0	0,14	4,63	10,17	0,44	0,63	0,19	3,49	0,015	0,32	0-0,25
-42	30	3000	40	5,12	1	3,0	0,15	4,96	10,76	0,49	0,68	0,19	3,71	0,016	0,34	0-0,25
-44	30	4100	35	3,60	1	3,0	0,11	3,49	8,11	0,27	0,48	0,21	2,72	0,012	0,24	0-0,25
-46	30	4400	35	3,46	1	3,0	0,10	3,36	7,86	0,25	0,46	0,21	2,63	0,012	0,23	0-0,25
-48	30	5000	35	3,23	1	3,0	0,10	3,13	7,44	0,22	0,43	0,21	2,48	0,012	0,22	0-0,25
-50	30	5100	35	3,19	1	3,0	0,10	3,10	7,38	0,21	0,42	0,21	2,45	0,011	0,22	0-0,25
-52	30	5200	40	3,77	1	3,0	0,11	3,66	8,41	0,30	0,50	0,20	2,84	0,013	0,25	0,25-0,5
-54	30	5300	40	3,73	1	3,0	0,11	3,62	8,34	0,29	0,49	0,20	2,81	0,013	0,25	0,25-0,5
-56	30	5500	40	3,66	1	3,0	0,11	3,55	8,21	0,28	0,48	0,20	2,76	0,013	0,24	0,25-0,5
-58	30	5600	40	3,62	1	3,0	0,11	3,51	8,14	0,28	0,48	0,20	2,74	0,012	0,24	0,25-0,5
-60	30	5500	40	3,66	1	3,0	0,11	3,55	8,21	0,28	0,48	0,20	2,76	0,013	0,24	0,25-0,5
-62	30	4900	35	3,26	1	3,0	0,10	3,17	7,51	0,22	0,43	0,21	2,50	0,012	0,22	0,25-0,5
-64	30	4900	30	2,66	2	4,0	0,11	2,55	6,38	0,13	0,35	0,22	2,08	0,010	0,12	0,25-0,5
-66	30	5100	30	2,60	3	4,7	0,12	2,48	6,24	0,12	0,34	0,22	1,99	0,010	0,09	0,25-0,5
-68	30	5300	30	2,55	4	5,2	0,13	2,41	6,12	0,11	0,33	0,22	1,93	0,010	0,07	0,25-0,5
-70	30	5500	30	2,49	5	5,7	0,14	2,35	6,00	0,10	0,32	0,22	1,95	0,010	0,06	0,5-1,0
-72	30	5500	35	3,06	6	6,2	0,19	2,87	6,97	0,18	0,39	0,21	2,30	0,011	0,07	0,5-1,0
-74	30	4600	40	4,04	6	6,2	0,25	3,79	8,65	0,32	0,52	0,20	2,92	0,013	0,09	0,25-0,5
-76	30	3700	45	5,33	6	6,2	0,33	5,00	10,83	0,49	0,68	0,19	3,73	0,016	0,12	0,25-0,5
-12	32	3300	60	8,32	6	6,2	0,51	7,81	15,75	0,87	1,07	0,19	5,58	0,024	0,19	0,25-0,5
-14	32	4200	50	5,71	5	5,7	0,33	5,39	11,52	0,55	0,74	0,19	3,99	0,017	0,15	0,25-0,5
-16	32	4300	50	5,64	4	5,2	0,29	5,34	11,44	0,54	0,73	0,19	3,96	0,017	0,16	0,25-0,5
-18	32	4400	50	5,57	3	4,7	0,26	5,31	11,38	0,53	0,73	0,19	3,94	0,017	0,19	0,25-0,5
-20	32	4700	50	5,37	2	4,0	0,21	5,15	11,11	0,51	0,70	0,19	3,84	0,017	0,24	0,25-0,5
-22	32	5000	45	4,51	2	4,0	0,18	4,33	9,63	0,39	0,59	0,20	3,29	0,015	0,20	0,25-0,5
-24	32	5400	40	3,69	2	4,0	0,15	3,55	8,21	0,28	0,48	0,20	2,76	0,013	0,16	0,25-0,5
-26	32	4900	40	3,90	1	3,0	0,12	3,78	8,63	0,31	0,52	0,20	2,92	0,013	0,26	0,25-0,5
-28	32	4200	40	4,25	1	3,0	0,13	4,12	9,24	0,36	0,56	0,20	3,14	0,014	0,28	0,25-0,5
-30	32	3600	40	4,62	1	3,0	0,14	4,49	9,91	0,42	0,61	0,20	3,39	0,015	0,31	0,25-0,5
-32	32	3500	40	4,70	1	3,0	0,14	4,56	10,03	0,43	0,62	0,20	3,44	0,015	0,31	0,25-0,5
-34	32	3600	40	4,62	1	3,0	0,14	4,49	9,91	0,42	0,61	0,20	3,39	0,015	0,31	0,25-0,5
-36	32	3700	40	4,55	1	3,0	0,14	4,42	9,79	0,41	0,60	0,20	3,35	0,015	0,30	0-0,25
-38	32	3200	40	4,94	1	3,0	0,15	4,79	10,45	0,46	0,65	0,19	3,59	0,016	0,33	0-0,25
-40	32	2500	40	5,66	1	3,0	0,17	5,49	11,70	0,56	0,75	0,19	4,06	0,018	0,38	0-0,25
-42	32	3000	40	5,12	1	3,0	0,15	4,96	10,76	0,49	0,68	0,19	3,71	0,016	0,34	0-0,25
-44	32	4100	40	4,30	1	3,0	0,13	4,17	9,34	0,37	0,57	0,20	3,18	0,014	0,29	0-0,25
-46	32	4300	40	4,19	1	3,0	0,13	4,06	9,15	0,36	0,56	0,20	3,11	0,014	0,28	0-0,25
-48	32	4500	40	4,09	1	3,0	0,12	3,96	8,96	0,34	0,54	0,20	3,04	0,014	0,27	0-0,25
-50	32	5100	40	3,81	1	3,0	0,11	3,70	8,48	0,30	0,51	0,20	2,86	0,013	0,25	0,25-0,5
-52	32	5600	40	3,62	2	4,0	0,14	3,48	8,08	0,27	0,48	0,21	2,71	0,012	0,16	0,25-0,5
-54	32	5600	40	3,62	3	4,7	0,17	3,45	8,03	0,27	0,47	0,21	2,70	0,012	0,13	0,25-0,5
-56	32	5600	40	3,62	4	5,2	0,19	3,43	7,99	0,26	0,47	0,21	2,68	0,012	0,11	0,25-0,5
-58	32	5500	40	3,66	4	5,2	0,19	3,47	8,06	0,27	0,47	0,21	2,70	0,012	0,11	0,25-0,5
-60	32	5000	40	3,86	5	5,7	0,22	3,63	8,37	0,29	0,50	0,20	2,82	0,013	0,10	0,25-0,5
-62	32	4800	40	3,94	5	5,7	0,23	3,72	8,52	0,31	0,51	0,20	2,87	0,013	0,10	0,25-0,5
-64	32	4600	35	3,38	5	5,7	0,19	3,19	7,55	0,23	0,44	0,21	2,52	0,012	0,09	0,25-0,5
-66	32	5000	35	3,23	5	5,7	0,18	3,04	7,28	0,21	0,42	0,21	2,42	0,011	0,08	0,25-0,5
-68	32	5100	35	3,19	6	6,2	0,20	3,00	7,20	0,20	0,41	0,21	2,39	0,011	0,07	0,25-0,5

[Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2		F NO3		F NO3		F SiO4		F PO4		Corg [%]	Corg [%]
									ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß	Nitrif. *	Denitrif.	ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß	ber. Fluß	ber.		
-70	32	5500	35	3,06	6	6,2	0,19	2,87	6,97	0,18	0,39	0,21	2,30	0,011	0,07	0,5-1,0	0,07	0,5-1,0		
-72	32	5500	40	3,66	6	6,2	0,22	3,43	7,99	0,26	0,47	0,21	2,68	0,012	0,08	0,5-1,0	0,08	0,5-1,0		
-74	32	5300	45	4,10	6	6,2	0,27	4,10	9,21	0,36	0,56	0,20	3,13	0,014	0,10	0,25-0,5	0,10	0,25-0,5		
-76	32	3000	50	6,88	6	6,2	0,42	6,46	13,41	0,69	0,88	0,19	4,70	0,020	0,16	0,25-0,5	0,16	0,25-0,5		
-10	34	3800	60	7,69	6	6,2	0,47	7,22	14,74	0,80	0,99	0,19	5,20	0,022	0,18	0,25-0,5	0,18	0,25-0,5		
-12	34	4300	50	5,64	5	5,7	0,32	5,32	11,44	0,54	0,73	0,19	3,94	0,017	0,14	0,25-0,5	0,14	0,25-0,5		
-14	34	4300	50	5,64	4	5,2	0,29	5,34	11,44	0,54	0,73	0,19	3,96	0,017	0,14	0,25-0,5	0,14	0,25-0,5		
-16	34	4000	50	5,87	3	4,7	0,27	5,60	11,89	0,57	0,76	0,19	4,13	0,018	0,20	0,25-0,5	0,20	0,25-0,5		
-18	34	4300	50	5,64	3	4,7	0,26	5,38	11,50	0,54	0,73	0,19	3,98	0,017	0,19	0,25-0,5	0,19	0,25-0,5		
-20	34	4800	45	4,61	2	4,0	0,18	4,43	8,81	0,41	0,61	0,20	3,35	0,015	0,20	0,25-0,5	0,20	0,25-0,5		
-22	34	5200	40	3,77	2	4,0	0,15	3,62	8,34	0,29	0,50	0,20	2,81	0,013	0,17	0,25-0,5	0,17	0,25-0,5		
-24	34	5300	40	3,73	2	4,0	0,15	3,58	8,27	0,29	0,49	0,20	2,79	0,013	0,16	0,25-0,5	0,16	0,25-0,5		
-26	34	4900	40	3,90	1	3,0	0,12	3,78	8,63	0,31	0,52	0,20	2,92	0,013	0,26	0,25-0,5	0,26	0,25-0,5		
-28	34	3900	40	4,42	1	3,0	0,13	4,29	9,56	0,39	0,59	0,20	3,26	0,014	0,30	0,25-0,5	0,30	0,25-0,5		
-30	34	3400	40	4,77	1	3,0	0,14	4,63	10,17	0,44	0,63	0,19	3,49	0,015	0,32	0,25-0,5	0,32	0,25-0,5		
-32	34	3200	40	4,85	1	3,0	0,15	4,71	10,31	0,45	0,64	0,19	3,54	0,016	0,33	0,25-0,5	0,33	0,25-0,5		
-34	34	3200	40	4,94	1	3,0	0,15	4,79	10,45	0,46	0,65	0,19	3,59	0,016	0,35	0,25-0,5	0,35	0,25-0,5		
-36	34	2900	40	5,21	1	3,0	0,16	5,06	10,93	0,50	0,69	0,19	3,77	0,016	0,42	0,25-0,5	0,42	0,25-0,5		
-38	34	2100	40	6,23	1	3,0	0,19	6,04	12,69	0,64	0,83	0,19	4,44	0,019	0,42	0,25-0,5	0,42	0,25-0,5		
-40	34	3500	40	4,70	1	3,0	0,14	4,56	10,03	0,43	0,62	0,20	3,35	0,015	0,30	0,25-0,5	0,30	0,25-0,5		
-42	34	3700	40	4,55	1	3,0	0,14	4,42	9,79	0,41	0,60	0,20	3,35	0,015	0,30	0,25-0,5	0,30	0,25-0,5		
-44	34	4600	40	4,04	1	3,0	0,12	3,92	8,88	0,33	0,54	0,20	3,01	0,013	0,27	0,25-0,5	0,27	0,25-0,5		
-46	34	4700	45	4,67	1	3,0	0,14	4,53	9,98	0,42	0,62	0,20	3,42	0,015	0,31	0,25-0,5	0,31	0,25-0,5		
-48	34	5000	45	4,51	1	3,0	0,14	4,37	9,71	0,40	0,60	0,20	3,32	0,015	0,30	0,25-0,5	0,30	0,25-0,5		
-50	34	5100	45	4,46	1	3,0	0,13	4,33	9,62	0,39	0,59	0,20	3,28	0,014	0,30	0,25-0,5	0,30	0,25-0,5		
-52	34	5500	45	4,28	2	4,0	0,17	4,11	9,22	0,36	0,56	0,20	3,14	0,014	0,19	0,25-0,5	0,19	0,25-0,5		
-54	34	5600	45	4,87	3	4,7	0,23	4,64	10,19	0,44	0,63	0,19	3,50	0,015	0,17	0,25-0,5	0,17	0,25-0,5		
-56	34	5600	45	4,23	3	4,7	0,20	4,04	9,10	0,35	0,55	0,20	3,09	0,014	0,15	0,25-0,5	0,15	0,25-0,5		
-58	34	4600	40	4,04	4	5,2	0,21	3,83	8,71	0,32	0,52	0,20	2,95	0,013	0,12	0,25-0,5	0,12	0,25-0,5		
-60	34	4700	40	3,99	4	5,2	0,21	3,78	8,63	0,31	0,52	0,20	2,92	0,013	0,12	0,25-0,5	0,12	0,25-0,5		
-62	34	4800	40	3,94	5	5,7	0,23	3,72	8,52	0,31	0,51	0,20	2,87	0,013	0,10	0,25-0,5	0,10	0,25-0,5		
-64	34	4700	40	3,99	5	5,7	0,23	3,76	8,60	0,31	0,51	0,20	2,90	0,013	0,10	0,25-0,5	0,10	0,25-0,5		
-66	34	5200	40	3,77	6	6,2	0,23	3,54	8,19	0,28	0,48	0,20	2,75	0,013	0,09	0,25-0,5	0,09	0,25-0,5		
-68	34	5700	45	4,19	6	6,2	0,26	3,94	8,91	0,34	0,54	0,20	3,02	0,014	0,10	0,25-0,5	0,10	0,25-0,5		
-70	34	5600	45	4,23	6	6,2	0,26	3,97	8,98	0,34	0,54	0,20	3,05	0,014	0,10	0,25-0,5	0,10	0,25-0,5		
-72	34	5200	50	5,08	6	6,2	0,31	4,76	10,41	0,46	0,65	0,19	3,58	0,016	0,12	0,5-1,0	0,12	0,5-1,0		
-74	34	3900	60	7,58	6	6,2	0,47	7,12	14,56	0,78	0,97	0,19	5,13	0,022	0,17	0,25-0,5	0,17	0,25-0,5		
-10	36	4400	70	13,99	6	6,2	0,86	13,13	24,54	1,51	1,80	0,28	8,92	0,041	0,32	0,25-0,5	0,32	0,25-0,5		
-12	36	4300	60	7,19	5	5,7	0,41	6,77	13,97	0,74	0,93	0,19	4,91	0,021	0,18	0,25-0,5	0,18	0,25-0,5		
-14	36	3900	50	5,95	4	5,2	0,31	5,64	11,97	0,58	0,77	0,19	4,16	0,018	0,17	0,25-0,5	0,17	0,25-0,5		
-16	36	3600	50	6,22	4	5,2	0,33	5,90	12,42	0,62	0,81	0,19	4,33	0,019	0,18	0,25-0,5	0,18	0,25-0,5		
-18	36	4900	50	5,25	4	5,2	0,27	4,97	10,78	0,49	0,68	0,19	3,72	0,016	0,15	0,25-0,5	0,15	0,25-0,5		
-20	36	5500	45	4,28	4	5,2	0,22	4,05	9,13	0,35	0,55	0,20	3,10	0,014	0,12	0,25-0,5	0,12	0,25-0,5		
-22	36	4900	40	3,90	3	4,7	0,18	3,72	8,51	0,31	0,51	0,20	2,87	0,013	0,13	0,25-0,5	0,13	0,25-0,5		
-24	36	4200	40	4,25	3	4,7	0,20	4,05	9,12	0,35	0,55	0,20	3,10	0,014	0,15	0,25-0,5	0,15	0,25-0,5		
-26	36	3800	40	4,49	2	4,0	0,18	4,31	9,59	0,39	0,59	0,20	3,27	0,014	0,20	0,25-0,5	0,20	0,25-0,5		
-28	36	3300	40	4,85	2	4,0	0,19	4,66	10,22	0,44	0,64	0,19	3,51	0,015	0,21	0,25-0,5	0,21	0,25-0,5		
-30	36	3200	45	5,77	1	3,0	0,17	5,60	11,90	0,58	0,77	0,19	4,13	0,018	0,39	0,25-0,5	0,39	0,25-0,5		
-32	36	2500	50	7,61	1	3,0	0,23	7,38	15,03	0,82	1,01	0,19	5,30	0,023	0,51	0,25-0,5	0,51	0,25-0,5		

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	Creem [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 ber. Fluß	F N03 ber. Fluß	F N03 Nitratif. *	F N03 Denitratif.	F SiO4 ber. Fluß	F PO4 ber. Fluß	Corg [%]	Corg [%]
-34	36	2000	50	8,61	1	3,0	0,26	8,36	16,69	0,94	1,14	0,20	5,93	0,026	0,58	0-0,25
-36	36	2200	50	8,17	1	3,0	0,25	7,93	15,96	0,89	1,08	0,20	5,65	0,024	0,55	0-0,25
-38	36	3400	50	6,42	2	4,0	0,25	6,17	12,90	0,65	0,84	0,19	4,51	0,019	0,28	0-0,25
-40	36	3600	50	6,22	2	4,0	0,25	5,97	12,56	0,63	0,82	0,19	4,38	0,019	0,27	0-0,25
-42	36	4200	50	5,71	3	4,7	0,27	5,45	11,63	0,55	0,74	0,19	4,03	0,017	0,20	0-0,25
-44	36	4800	50	5,31	3	4,7	0,25	5,06	10,94	0,50	0,69	0,19	3,77	0,016	0,18	0-0,25
-46	36	4800	50	5,31	4	5,2	0,28	5,03	10,88	0,49	0,69	0,19	3,75	0,016	0,15	0,25-0,5
-48	36	5000	50	4,92	4	5,2	0,27	4,92	10,68	0,48	0,67	0,19	3,68	0,016	0,15	0,25-0,5
-50	36	5200	50	5,08	4	5,2	0,27	4,81	10,49	0,46	0,66	0,19	3,61	0,016	0,15	0,25-0,5
-52	36	5300	50	5,02	5	5,7	0,29	4,73	10,36	0,45	0,65	0,19	3,56	0,016	0,13	0,25-0,5
-54	36	5300	45	4,37	5	5,7	0,25	4,12	9,24	0,36	0,56	0,20	3,14	0,014	0,11	0,25-0,5
-56	36	5300	40	3,73	5	6,2	0,21	3,52	8,15	0,28	0,48	0,20	2,74	0,012	0,09	0,25-0,5
-58	36	4800	40	3,94	6	6,2	0,24	3,70	8,49	0,30	0,51	0,20	2,86	0,013	0,09	0,25-0,5
-60	36	4700	45	4,38	6	6,2	0,29	4,38	9,72	0,40	0,60	0,20	3,32	0,015	0,11	0,25-0,5
-62	36	4800	45	4,61	6	6,2	0,28	4,33	9,62	0,39	0,59	0,20	3,29	0,014	0,11	0,25-0,5
-64	36	4900	45	4,56	6	6,2	0,28	4,28	9,53	0,39	0,58	0,20	3,25	0,014	0,10	0,25-0,5
-66	36	5000	45	4,51	6	6,2	0,28	4,23	9,45	0,38	0,58	0,20	3,22	0,014	0,10	0,25-0,5
-68	36	5100	60	6,54	6	6,2	0,40	6,14	12,85	0,65	0,84	0,19	4,49	0,019	0,15	0,25-0,5
-70	36	5400	80	9,28	6	6,2	0,57	8,71	17,30	0,99	1,19	0,20	6,16	0,027	0,21	0,5-1,0
-72	36	4500	90	12,01	6	6,2	0,74	11,27	21,55	1,30	1,54	0,24	7,78	0,035	0,27	0,5-1,0
-74	36	3300	125	22,08	6	6,2	1,36	20,72	35,81	2,24	2,14	0,36	13,35	0,070	0,50	0,25-0,5
-10	38	3200	90	16,69	6	6,2	1,03	15,66	28,46	1,78	2,14	0,36	10,44	0,050	0,38	0,25-0,5
-12	38	5000	60	6,61	5	5,7	0,38	6,23	13,02	0,66	0,85	0,19	4,55	0,020	0,17	0,25-0,5
-14	38	4200	50	5,71	4	5,2	0,30	5,41	11,57	0,55	0,74	0,19	4,01	0,017	0,17	0,25-0,5
-16	38	5000	50	5,19	4	5,2	0,27	4,92	10,68	0,48	0,67	0,19	3,68	0,016	0,15	0,25-0,5
-18	38	5000	50	5,19	4	5,2	0,27	4,92	10,68	0,48	0,67	0,19	3,68	0,016	0,15	0,25-0,5
-20	38	4500	50	5,50	4	5,2	0,29	5,21	11,21	0,52	0,71	0,20	3,87	0,017	0,16	0,25-0,5
-22	38	4500	45	4,78	4	5,2	0,25	4,53	9,99	0,42	0,62	0,20	3,42	0,015	0,14	0,25-0,5
-24	38	3500	45	5,49	3	4,7	0,26	5,24	11,25	0,52	0,72	0,19	3,89	0,017	0,19	0,25-0,5
-26	38	2100	50	8,38	2	4,0	0,33	8,05	16,17	0,90	1,10	0,20	5,74	0,025	0,37	0-0,25
-28	38	2500	50	7,61	1	3,0	0,23	7,38	15,03	0,82	1,01	0,19	5,30	0,023	0,51	0-0,25
-30	38	1900	50	8,86	1	3,0	0,27	8,60	17,10	0,97	1,18	0,20	6,09	0,026	0,59	0-0,25
-32	38	1100	50	11,99	1	3,0	0,36	11,63	22,14	1,34	1,59	0,25	8,00	0,036	0,80	0-0,25
-34	38	2000	50	8,61	1	3,0	0,26	8,36	16,69	0,94	1,14	0,20	6,09	0,026	0,58	0-0,25
-36	38	3800	50	6,04	1	3,0	0,18	5,86	12,35	0,61	0,80	0,19	4,30	0,018	0,40	0-0,25
-38	38	4000	50	5,87	2	4,0	0,23	5,64	11,96	0,58	0,77	0,19	4,16	0,018	0,26	0-0,25
-40	38	4000	50	5,87	2	4,0	0,23	5,64	11,96	0,58	0,77	0,19	4,16	0,018	0,26	0-0,25
-42	38	5000	50	5,19	3	4,7	0,24	4,94	10,73	0,48	0,68	0,19	3,70	0,016	0,18	0-0,25
-44	38	5000	50	5,19	3	4,7	0,24	4,94	10,73	0,48	0,68	0,19	3,70	0,016	0,18	0,25-0,5
-46	38	5100	50	5,13	4	5,2	0,27	4,86	10,58	0,47	0,66	0,19	3,64	0,016	0,15	0,25-0,5
-48	38	5200	50	5,08	4	5,2	0,27	4,81	10,49	0,46	0,66	0,19	3,61	0,016	0,15	0,25-0,5
-50	38	5300	50	5,02	4	5,2	0,26	4,76	10,40	0,46	0,65	0,19	3,57	0,016	0,15	0,25-0,5
-52	38	5500	45	4,28	4	5,2	0,22	4,05	9,13	0,35	0,55	0,20	3,10	0,014	0,12	0,25-0,5
-54	38	5500	45	3,66	5	5,7	0,21	4,01	9,05	0,35	0,55	0,20	3,07	0,014	0,09	0,25-0,5
-56	38	5200	45	4,41	5	5,7	0,25	4,16	9,32	0,37	0,57	0,20	3,17	0,014	0,11	0,25-0,5
-58	38	5100	50	5,13	5	5,7	0,29	4,84	10,54	0,47	0,66	0,19	3,63	0,016	0,13	0,25-0,5
-60	38	5000	60	6,61	5	5,7	0,38	6,23	13,02	0,66	0,85	0,19	4,55	0,020	0,17	0,25-0,5
-62	38	4900	65	7,43	5	5,7	0,43	7,01	14,37	0,77	0,96	0,19	5,06	0,022	0,19	0,25-0,5
-64	38	4900	70	8,20	5	5,7	0,47	7,73	15,63	0,86	1,06	0,19	5,53	0,024	0,21	0,25-0,5

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E Bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 Nitritif. * [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 Denitritif. [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO4 ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F P04 ber. Fluß [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [%] ber.	Corg [%] Lit.
-38	42	4500	55	6,24	2	4,0	0,25	5,99	12,60	0,63	0,82	0,19	4,39	0,019	0,27	0,25-0,5
-40	42	5300	55	5,70	3	4,7	0,27	5,43	11,61	0,55	0,74	0,19	4,02	0,017	0,20	0,25-0,5
-42	42	5000	55	5,89	3	4,7	0,27	5,61	11,92	0,58	0,77	0,19	4,14	0,018	0,20	0,25-0,5
-44	42	5000	55	5,89	3	4,7	0,27	5,61	11,92	0,58	0,77	0,19	4,14	0,018	0,20	0,25-0,5
-46	42	4800	55	6,02	4	5,2	0,32	5,71	12,09	0,59	0,78	0,19	4,20	0,018	0,18	0,25-0,5
-48	42	3000	55	7,81	4	5,2	0,41	7,40	15,06	0,82	1,01	0,19	5,32	0,023	0,23	0,25-0,5
-50	42	3500	60	8,05	4	5,2	0,42	7,63	15,45	0,85	1,04	0,19	5,46	0,023	0,23	0,25-0,5
-52	42	4300	65	7,99	4	5,2	0,42	7,57	15,35	0,84	1,04	0,19	5,43	0,023	0,23	0,25-0,5
-54	42	5000	80	9,69	5	5,7	0,55	9,13	18,01	1,04	1,25	0,21	6,43	0,028	0,25	0,25-0,5
-56	42	4700	90	11,73	5	5,7	0,67	11,06	21,20	1,28	1,51	0,24	7,64	0,034	0,30	0,25-0,5
-58	42	4600	125	18,37	5	5,7	1,05	17,32	30,94	1,93	2,37	0,43	11,41	0,056	0,47	0,5-1,0
-60	42	4600	125	18,37	6	6,2	1,13	17,24	30,82	1,94	2,36	0,42	11,37	0,056	0,42	0,5-1,0
-62	42	3200	125	22,45	6	6,2	1,38	21,07	36,30	2,27	2,88	0,61	13,55	0,072	0,51	0,5-1,0
-64	42	2300	125	25,10	6	6,2	1,66	25,10	41,65	2,58	3,43	0,85	15,72	0,090	0,61	0,25-0,5
-10	44	3800	80	11,28	6	6,2	0,69	10,59	20,43	1,22	1,45	0,23	7,35	0,032	0,26	0,25-0,5
-12	44	5000	80	9,69	6	6,2	0,60	9,09	17,94	1,04	1,24	0,21	6,40	0,028	0,22	0,25-0,5
-14	44	4000	80	10,96	5	5,7	0,63	10,34	20,02	1,19	1,41	0,22	7,19	0,032	0,28	0,25-0,5
-16	44	4000	70	9,18	5	5,7	0,53	8,65	17,20	0,98	1,18	0,20	6,12	0,026	0,23	0-0,25
-18	44	4900	60	6,68	4	5,2	0,35	6,33	13,20	0,68	0,87	0,19	4,62	0,020	0,19	0-0,25
-20	44	3800	50	6,04	4	5,2	0,32	6,44	13,39	0,69	0,88	0,19	4,69	0,020	0,23	0-0,25
-22	44	3100	50	7,30	3	4,7	0,34	6,96	14,28	0,76	0,95	0,19	5,02	0,022	0,25	0-0,25
-24	44	2700	50	7,45	2	4,0	0,30	7,15	14,63	0,79	0,98	0,19	5,15	0,022	0,33	0-0,25
-26	44	2600	50	8,61	1	3,0	0,26	8,36	16,69	0,94	1,14	0,20	5,93	0,026	0,58	0-0,25
-28	44	2000	50	8,30	1	3,0	0,24	7,73	15,63	0,86	1,06	0,19	5,53	0,024	0,53	0-0,25
-30	44	2300	50	7,97	1	3,0	0,21	7,55	13,92	0,73	0,92	0,19	4,89	0,021	0,46	0-0,25
-32	44	3700	55	6,96	1	3,0	0,28	6,68	13,80	0,72	0,91	0,19	4,84	0,021	0,31	0-0,25
-34	44	3700	55	6,96	2	4,0	0,31	7,39	15,03	0,82	1,01	0,19	5,31	0,023	0,34	0-0,25
-36	44	3800	60	7,69	2	4,0	0,29	6,99	14,34	0,77	0,96	0,19	5,05	0,022	0,32	0,25-0,5
-38	44	4200	60	7,28	2	4,0	0,32	6,60	13,66	0,71	0,90	0,19	4,79	0,021	0,24	0,25-0,5
-40	44	4600	60	6,92	3	4,7	0,32	6,60	13,66	0,71	0,90	0,19	4,79	0,021	0,24	0,25-0,5
-42	44	4800	70	8,30	3	4,7	0,39	7,91	15,93	0,89	1,08	0,20	5,65	0,024	0,29	0,25-0,5
-44	44	4800	70	8,30	4	5,2	0,43	7,86	15,85	0,88	1,08	0,19	5,61	0,024	0,24	0,25-0,5
-46	44	4000	80	10,96	4	5,2	0,57	10,39	20,11	1,20	1,42	0,22	7,22	0,032	0,32	0,25-0,5
-48	44	3100	100	16,99	5	5,7	0,97	16,01	28,99	1,81	2,19	0,38	10,65	0,051	0,43	0,25-0,5
-6	46	4700	90	18,15	6	6,2	1,12	17,03	30,52	1,91	2,33	0,42	11,25	0,055	0,41	0,25-0,5
-8	46	4800	90	15,14	6	6,2	0,93	14,20	26,22	1,63	1,94	0,31	9,57	0,045	0,34	0,25-0,5
-10	46	4800	90	13,33	6	6,2	0,82	12,51	23,56	1,44	1,71	0,27	8,54	0,039	0,30	0,25-0,5
-12	46	4700	90	11,73	5	5,7	0,67	11,06	21,20	1,28	1,51	0,24	7,64	0,034	0,30	0-0,25
-14	46	4700	80	10,03	5	5,7	0,57	9,45	18,55	1,08	1,29	0,21	6,63	0,029	0,25	0-0,25
-16	46	4300	60	7,19	4	5,2	0,38	6,81	14,03	0,74	0,93	0,19	4,93	0,021	0,21	0-0,25
-18	46	4400	55	6,32	4	5,2	0,33	5,99	12,59	0,63	0,82	0,19	4,39	0,019	0,18	0-0,25
-20	46	4900	50	5,25	3	4,7	0,24	5,00	10,83	0,49	0,68	0,19	3,74	0,016	0,18	0-0,25
-22	46	4500	50	5,50	3	4,7	0,26	5,24	11,26	0,53	0,72	0,19	3,90	0,017	0,19	0-0,25
-24	46	2800	50	7,15	2	4,0	0,28	6,87	14,13	0,75	0,94	0,19	4,97	0,021	0,31	0-0,25
-26	46	2300	50	7,97	2	4,0	0,32	7,66	15,50	0,85	1,05	0,19	5,48	0,024	0,35	0-0,25
-28	46	2600	50	7,45	1	3,0	0,22	7,23	14,75	0,80	0,99	0,19	5,20	0,022	0,50	0-0,25
-30	46	2800	55	8,12	1	3,0	0,24	7,87	15,87	0,88	1,08	0,19	5,62	0,024	0,54	0-0,25
-32	46	3500	55	7,17	1	3,0	0,22	6,96	14,28	0,76	0,95	0,19	5,03	0,022	0,48	0-0,25
-34	46	4000	60	7,48	2	4,0	0,30	7,18	14,68	0,79	0,98	0,19	5,17	0,022	0,33	0-0,25

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m-2 a-1]	S [cm ka-1]	E bur [%]	Cbur [µmol cm-2 a-1]	Crem [µmol cm-2 a-1]	F O2		F N O3		F N O3		F N O3		F S i O4		F P O4		Corg	
								ber. Fluß	[µmol cm-2 a-1]	ber. Fluß	[µmol cm-2 a-1]	Nitrif. *	[µmol cm-2 a-1]	Denitrif.	[µmol cm-2 a-1]	ber. Fluß	[µmol cm-2 a-1]	ber. Fluß	[µmol cm-2 a-1]	ber.	[%]
-36	46	4200	70	8,94	2	4,0	8,58	17,08	0,97	1,17	0,20	6,08	0,26	0,39	0-0,25						
-38	46	4400	80	10,40	3	4,7	9,91	19,32	1,14	1,36	0,22	6,93	0,30	0,36	0-0,25						
-40	46	4400	80	10,40	3	4,7	9,91	19,32	1,14	1,36	0,22	6,93	0,30	0,36	0-0,25						
-42	46	4700	90	11,73	4	5,2	11,11	21,29	1,28	1,52	0,24	7,68	0,34	0,34	0,25-0,5						
-44	46	4600	90	11,87	4	5,2	11,25	21,51	1,30	1,54	0,24	7,76	0,35	0,34	0,25-0,5						
-46	46	3000	100	17,30	4	5,2	16,39	29,56	1,85	2,24	0,39	10,87	0,53	0,50	0,25-0,5						
-10	48	3200	90	14,51	6	6,2	13,62	25,30	1,56	1,86	0,30	9,22	0,43	0,33	0,25-0,5						
-12	48	4400	80	10,40	6	6,2	9,76	19,06	1,12	1,33	0,21	6,83	0,30	0,24	0-0,25						
-14	48	4500	70	8,60	6	6,2	8,07	16,21	0,91	1,10	0,20	5,75	0,25	0,20	0-0,25						
-16	48	4600	60	6,92	5	5,7	6,53	13,53	0,70	0,89	0,19	4,74	0,20	0,18	0-0,25						
-18	48	4500	55	6,24	5	5,7	5,88	12,40	0,61	0,80	0,19	4,32	0,19	0,16	0-0,25						
-20	48	4300	55	6,40	4	5,2	6,07	12,72	0,64	0,83	0,19	4,44	0,19	0,19	0-0,25						
-22	48	4200	55	6,48	4	5,2	6,14	12,86	0,65	0,84	0,19	4,49	0,19	0,19	0-0,25						
-24	48	3500	55	7,17	3	4,7	6,84	14,08	0,74	0,93	0,19	4,95	0,21	0,25	0-0,25						
-26	48	2300	55	9,05	2	4,0	8,69	17,26	0,99	1,19	0,20	6,15	0,27	0,40	0-0,25						
-28	48	2200	60	10,41	1	3,0	10,10	19,63	1,16	1,38	0,22	7,04	0,31	0,70	0-0,25						
-30	48	3500	60	8,05	1	3,0	7,81	15,76	0,87	1,07	0,19	5,58	0,24	0,54	0-0,25						
-32	48	3700	65	8,69	1	3,0	8,42	16,81	0,95	1,15	0,20	5,98	0,26	0,58	0-0,25						
-34	48	4300	70	8,82	2	4,0	8,47	16,89	0,96	1,16	0,20	6,00	0,26	0,39	0-0,25						
-36	48	4500	75	9,43	3	4,7	8,99	17,76	1,02	1,23	0,20	6,34	0,27	0,33	0-0,25						
-38	48	4600	80	10,15	3	4,7	9,67	18,92	1,11	1,32	0,21	6,77	0,30	0,35	0-0,25						
-40	48	4700	90	11,73	4	5,2	11,11	21,29	1,28	1,52	0,24	7,68	0,34	0,34	0-0,25						
-42	48	4000	100	14,75	4	5,2	13,98	25,87	1,60	1,91	0,31	9,44	0,44	0,43	0,25-0,5						
-44	48	3100	125	22,85	5	5,7	21,55	36,95	2,31	2,95	0,63	13,81	0,74	0,58	0,25-0,5						
-12	50	2000	80	16,09	6	6,2	15,10	27,61	1,72	2,06	0,34	10,11	0,48	0,37	0,25-0,5						
-14	50	4000	70	9,18	5	5,7	8,65	17,20	0,98	1,18	0,20	6,12	0,26	0,23	0,25-0,5						
-16	50	4600	60	6,92	5	5,7	6,53	13,53	0,70	0,89	0,19	4,74	0,20	0,18	0-0,25						
-18	50	4900	55	5,95	4	5,2	5,64	11,98	0,58	0,77	0,19	4,16	0,18	0,17	0-0,25						
-20	50	3600	55	7,06	4	5,2	6,69	13,82	0,73	0,91	0,19	4,85	0,21	0,21	0-0,25						
-22	50	3800	55	6,85	3	4,7	6,53	13,55	0,70	0,89	0,19	4,75	0,20	0,24	0-0,25						
-24	50	4000	60	7,48	3	4,7	7,13	14,58	0,78	0,97	0,19	5,14	0,22	0,26	0-0,25						
-26	50	3700	70	9,58	2	4,0	9,20	18,13	1,05	1,26	0,21	6,47	0,28	0,42	0-0,25						
-28	50	2500	70	11,91	1	3,0	11,55	22,01	1,33	1,58	0,25	7,95	0,36	0,80	0-0,25						
-30	50	3200	70	10,39	1	3,0	10,08	19,58	1,16	1,38	0,22	7,03	0,31	0,69	0-0,25						
-32	50	3400	70	10,04	1	3,0	9,74	19,03	1,12	1,33	0,21	6,82	0,30	0,67	0-0,25						
-34	50	4000	70	9,18	2	4,0	8,82	17,47	1,00	1,21	0,20	6,23	0,27	0,40	0-0,25						
-36	50	4300	70	8,82	3	4,7	8,41	16,78	0,95	1,15	0,20	5,97	0,26	0,30	0-0,25						
-38	50	4100	80	10,81	3	4,7	10,31	19,97	1,19	1,41	0,22	7,17	0,32	0,37	0-0,25						
-40	50	4500	90	12,01	4	5,2	11,38	21,74	1,31	1,56	0,24	7,85	0,35	0,35	0-0,25						
-42	50	4300	100	14,17	5	5,7	13,36	24,90	1,54	1,83	0,29	9,06	0,42	0,36	0,25-0,5						
-44	50	4100	110	16,52	5	5,7	15,57	28,32	1,77	2,13	0,36	10,39	0,50	0,42	0,25-0,5						
-46	50	3500	125	21,37	5	5,7	20,15	35,01	2,19	2,75	0,56	13,03	0,68	0,54	0,25-0,5						
-48	50	2800	125	24,18	6	6,2	22,69	38,50	2,40	3,10	0,70	14,43	0,79	0,55	0,25-0,5						
-16	52	3500	60	8,05	6	6,2	7,56	15,32	0,84	1,03	0,19	5,42	0,23	0,18	0,25-0,5						
-18	52	4000	50	5,87	5	5,7	5,53	11,78	0,57	0,76	0,19	4,09	0,18	0,15	0,25-0,5						
-20	52	2700	50	7,30	4	5,2	6,91	14,21	0,75	0,95	0,19	5,00	0,21	0,21	0-0,25						
-22	52	2800	50	7,15	4	5,2	6,78	13,97	0,74	0,93	0,19	4,91	0,21	0,21	0-0,25						
-24	52	3500	60	8,05	3	4,7	7,68	15,53	0,86	1,05	0,19	5,49	0,24	0,28	0-0,25						
-26	52	3700	65	8,69	3	4,7	8,28	16,56	0,93	1,13	0,20	5,88	0,25	0,30	0-0,25						

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crém [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 [ber. Fluß]	F NO3 [ber. Fluß]	F NO3 Nitrif. *	F NO3 Denitriif.	F SiO4 [ber. Fluß]	F PO4 [ber. Fluß]	Corg [%]	Corg [%]
-28	52	3700	70	9,58	2	4,0	0,38	9,20	18,13	1,05	1,26	0,21	6,47	0,028	0,42	0-0,25
-30	52	1500	70	15,80	2	4,0	0,63	15,18	27,72	1,73	2,07	0,35	10,15	0,048	0,70	0-0,25
-32	52	3000	70	10,77	1	3,0	0,32	10,44	20,19	1,20	1,43	0,22	7,26	0,032	0,72	0-0,25
-34	52	3600	70	9,73	1	3,0	0,29	9,44	18,52	1,08	1,29	0,21	6,62	0,029	0,65	0-0,25
-36	52	3700	70	9,58	1	3,0	0,29	9,30	18,28	1,06	1,27	0,21	6,53	0,028	0,64	0-0,25
-38	52	3500	70	9,88	2	4,0	0,39	9,49	18,61	1,09	1,30	0,21	6,66	0,029	0,44	0-0,25
-40	52	3100	70	10,57	2	4,0	0,42	10,15	19,71	1,17	1,39	0,22	7,08	0,031	0,47	0-0,25
-42	52	4000	80	10,96	3	4,7	0,51	10,45	20,21	1,20	1,43	0,23	7,26	0,032	0,38	0,25-0,5
-44	52	4000	90	12,82	3	4,7	0,60	12,22	23,09	1,41	1,67	0,26	8,37	0,038	0,44	0,25-0,5
-46	52	4000	90	12,82	4	5,2	0,67	12,15	22,98	1,40	1,66	0,26	8,32	0,038	0,37	0,25-0,5
-48	52	3000	60	15,04	5	5,7	0,86	14,18	26,18	1,62	1,94	0,31	9,56	0,045	0,38	0,25-0,5
-14	54	2800	55	9,11	6	6,2	0,56	8,55	17,02	0,97	1,17	0,20	6,06	0,026	0,21	0-0,25
-16	54	2800	55	8,12	6	6,2	0,50	7,62	15,43	0,85	1,04	0,19	5,45	0,023	0,18	0-0,25
-18	54	2400	55	8,84	5	5,7	0,51	8,33	16,65	0,94	1,14	0,20	5,92	0,025	0,22	0-0,25
-20	54	1700	55	10,70	5	5,7	0,61	10,09	19,60	1,16	1,38	0,22	7,03	0,031	0,27	0-0,25
-22	54	3700	55	6,96	4	5,2	0,36	6,59	13,65	0,71	0,90	0,19	4,79	0,020	0,20	0-0,25
-24	54	3400	55	7,29	4	5,2	0,38	6,91	14,20	0,75	0,94	0,19	4,99	0,021	0,21	0-0,25
-26	54	2700	60	9,30	3	4,7	0,43	8,86	17,55	1,01	1,21	0,20	6,26	0,027	0,32	0-0,25
-28	54	3000	70	10,77	3	4,7	0,50	10,26	19,90	1,18	1,40	0,22	7,15	0,031	0,37	0-0,25
-30	54	3100	80	12,63	3	4,7	0,59	12,04	22,79	1,39	1,65	0,26	8,25	0,037	0,44	0-0,25
-32	54	2800	80	13,36	2	4,0	0,53	12,83	24,06	1,48	1,75	0,28	8,74	0,040	0,59	0-0,25
-34	54	2500	70	11,91	1	3,0	0,36	11,55	22,01	1,33	1,58	0,25	7,95	0,036	0,80	0-0,25
-36	54	2300	70	12,47	1	3,0	0,37	12,10	22,89	1,40	1,65	0,26	8,29	0,037	0,80	0-0,25
-38	54	2700	70	11,41	1	3,0	0,34	11,07	21,22	1,28	1,51	0,24	7,65	0,034	0,76	0-0,25
-40	54	3000	70	10,77	1	3,0	0,32	10,44	20,19	1,20	1,43	0,22	7,26	0,032	0,72	0-0,25
-42	54	3500	70	9,88	2	4,0	0,39	9,49	18,61	1,09	1,30	0,21	6,66	0,029	0,44	0-0,25
-44	54	3600	70	9,73	3	4,7	0,45	9,28	18,25	1,06	1,27	0,21	6,52	0,028	0,34	0,25-0,5
-46	54	3800	70	9,44	3	4,7	0,44	9,00	17,79	1,03	1,23	0,20	6,35	0,028	0,33	0,25-0,5
-48	54	3600	70	9,73	3	4,7	0,45	9,28	18,25	1,06	1,27	0,21	6,52	0,028	0,34	0,25-0,5
-50	54	3600	80	11,62	4	5,2	0,61	11,01	21,13	1,27	1,51	0,24	7,62	0,034	0,34	0,25-0,5
-52	54	2000	80	16,09	5	5,7	0,92	15,17	27,71	1,73	2,07	0,35	10,15	0,048	0,41	0,25-0,5
-10	56	2400	90	17,01	6	6,2	1,05	15,97	28,92	1,81	2,18	0,37	10,62	0,051	0,39	0-0,25
-12	56	2500	80	14,22	6	6,2	0,88	13,35	24,88	1,53	1,82	0,29	9,05	0,042	0,32	0-0,25
-14	56	1500	70	15,80	6	6,2	0,97	14,83	27,19	1,69	2,03	0,33	9,95	0,047	0,36	0-0,25
-18	56	1300	60	13,93	6	6,2	0,86	13,08	24,45	1,51	1,79	0,28	8,89	0,041	0,32	0-0,25
-20	56	1500	60	12,87	5	5,7	0,74	12,14	22,95	1,40	1,66	0,26	8,31	0,038	0,33	0-0,25
-22	56	1700	60	12,01	5	5,7	0,69	11,32	21,64	1,31	1,55	0,24	7,81	0,035	0,31	0-0,25
-24	56	2900	60	8,94	4	5,2	0,47	8,47	16,88	0,96	1,16	0,20	6,00	0,026	0,26	0-0,25
-26	56	3200	70	10,39	4	5,2	0,54	9,84	19,20	1,13	1,35	0,22	6,88	0,030	0,30	0-0,25
-28	56	2800	80	13,36	3	4,7	0,62	12,73	23,91	1,47	1,74	0,27	8,68	0,040	0,46	0-0,25
-30	56	2300	90	17,42	3	4,7	0,81	16,61	29,88	1,87	2,27	0,40	11,00	0,054	0,60	0-0,25
-32	56	2300	90	17,42	2	4,0	0,69	16,73	30,07	1,88	2,29	0,40	11,07	0,054	0,77	0-0,25
-34	56	1600	90	21,30	1	3,0	0,64	20,66	35,72	2,24	2,82	0,59	13,31	0,070	1,42	0-0,25
-36	56	2600	80	13,92	1	3,0	0,42	13,50	25,12	1,55	1,85	0,29	9,15	0,042	0,93	0-0,25
-38	56	2900	70	10,97	1	3,0	0,33	10,64	20,52	1,23	1,45	0,23	7,38	0,033	0,73	0-0,25
-40	56	2900	70	10,97	2	4,0	0,43	10,53	20,34	1,21	1,44	0,23	7,32	0,032	0,48	0-0,25
-42	56	3200	80	12,41	3	4,7	0,58	11,83	22,45	1,36	1,62	0,25	8,12	0,036	0,48	0-0,25
-44	56	3200	80	12,41	3	4,7	0,58	11,83	22,45	1,36	1,62	0,25	8,12	0,036	0,43	0,25-0,5
-46	56	3300	80	12,20	4	5,2	0,64	11,56	22,02	1,33	1,58	0,25	7,95	0,036	0,35	0,25-0,5

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 Nitrit. * [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 Denitrit. [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO4 [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F P04 [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [%]	Corg [%]
				ber. Fluß	ber. Fluß				ber. Fluß	ber. Fluß			ber. Fluß	ber. Fluß	ber.	Lit.
-48	56	3500	80	11,80	4	5,2	0,62	11,19	21,41	1,29	1,53	0,24	7,72	0,34	0,34	0,25-0,5
-50	56	3700	80	11,45	5	5,7	0,65	10,79	20,77	1,24	1,48	0,23	7,48	0,30	0,30	0,25-0,5
-52	56	3500	80	11,80	5	5,7	0,68	11,13	21,32	1,28	1,52	0,24	7,69	0,34	0,30	0,25-0,5
-10	58	1500	90	20,10	6	6,2	1,36	20,10	34,95	2,19	2,75	0,56	13,00	0,68	0,50	0,25-0,5
-12	58	1500	80	18,87	6	6,2	1,16	17,71	31,52	1,98	2,42	0,44	11,64	0,58	0,43	0,25-0,5
-16	58	1000	80	23,62	6	6,2	1,45	22,17	37,80	2,36	3,03	0,67	14,15	0,77	0,54	0-0,25
-18	58	1200	80	21,35	5	5,7	1,22	20,13	34,99	2,19	2,75	0,56	13,02	0,68	0,54	0-0,25
-20	58	1100	80	22,41	4	5,2	1,17	21,24	36,52	2,29	2,90	0,62	13,64	0,73	0,65	0-0,25
-22	58	2700	90	15,94	4	5,2	0,83	15,11	27,61	1,72	2,06	0,34	10,11	0,48	0,46	0-0,25
-24	58	2700	90	15,94	4	5,2	0,83	15,11	27,61	1,72	2,06	0,34	10,11	0,48	0,46	0-0,25
-26	58	2700	100	18,34	3	4,7	0,85	17,48	31,18	1,95	2,39	0,43	11,51	0,57	0,63	0-0,25
-28	58	2400	100	19,57	2	4,0	0,78	18,80	33,09	2,08	2,57	0,49	12,27	0,62	0,68	0-0,25
-30	58	1600	100	24,50	1	3,0	0,74	23,76	39,92	2,48	3,25	0,77	15,01	0,84	1,64	0-0,25
-32	58	1800	100	22,95	1	3,0	0,69	22,26	37,92	2,37	3,04	0,68	14,20	0,77	1,53	0-0,25
-34	58	2000	80	18,82	1	3,0	0,57	18,26	32,31	2,03	2,50	0,47	11,96	0,60	1,26	0-0,25
-36	58	2500	80	14,22	2	4,0	0,56	13,66	25,37	1,57	1,87	0,30	9,24	0,43	0,63	0-0,25
-38	58	3000	80	12,86	2	4,0	0,51	12,35	23,29	1,42	1,69	0,26	8,44	0,38	0,57	0-0,25
-40	58	3100	90	14,77	3	4,7	0,69	14,08	26,02	1,61	1,92	0,31	9,50	0,44	0,51	0-0,25
-42	58	3000	80	23,27	3	4,7	1,09	22,19	37,82	2,36	3,03	0,67	14,16	0,77	0,80	0-0,25
-44	58	3000	80	23,27	4	5,2	1,22	22,05	37,64	2,35	3,01	0,66	14,09	0,76	0,68	0,25-0,5
-46	58	3000	80	23,27	4	5,2	1,22	22,05	37,64	2,35	3,01	0,66	14,09	0,76	0,68	0,25-0,5
-48	58	3400	80	16,14	5	5,7	0,92	15,22	27,78	1,73	2,08	0,35	10,18	0,48	0,41	0,25-0,5
-50	58	3600	80	15,64	5	5,7	0,89	14,74	27,05	1,68	2,02	0,33	9,90	0,47	0,40	0,25-0,5
-52	58	3500	80	15,88	6	6,2	0,98	14,90	27,30	1,70	2,04	0,34	9,99	0,47	0,36	0,25-0,5
-6	60	1000	90	27,63	6	6,2	1,70	25,93	42,70	2,64	3,54	0,91	16,16	0,94	0,63	0-0,25
-8	60	1000	90	27,63	6	6,2	1,70	25,93	42,70	2,64	3,54	0,91	16,16	0,94	0,63	0-0,25
-10	60	1000	90	27,63	6	6,2	1,70	25,93	42,70	2,64	3,54	0,91	16,16	0,94	0,63	0-0,25
-12	60	1000	90	23,62	6	6,2	1,45	22,17	37,80	2,36	3,03	0,67	14,15	0,77	0,54	0-0,25
-14	60	1500	90	22,07	6	6,2	1,36	20,71	35,80	2,24	2,83	0,59	13,35	0,70	0,50	0-0,25
-16	60	2300	90	17,42	5	5,7	1,00	16,42	29,61	1,85	2,25	0,39	10,89	0,53	0,44	0,25-0,5
-18	60	2500	90	16,63	5	5,7	0,95	15,68	28,49	1,78	2,14	0,36	10,46	0,50	0,42	0,25-0,5
-20	60	2500	100	19,13	4	5,2	1,00	18,13	32,13	2,02	2,48	0,48	11,89	0,60	0,56	0,5-1,0
-22	60	2400	100	19,57	4	5,2	1,02	18,55	32,74	2,05	2,54	0,48	12,12	0,61	0,57	0,5-1,0
-24	60	2100	100	21,07	4	5,2	1,10	19,97	34,77	2,18	2,73	0,55	12,93	0,67	0,61	0,25-0,5
-26	60	2000	125	21,65	3	4,7	1,01	20,64	35,70	2,24	2,82	0,59	13,31	0,70	0,75	0,25-0,5
-28	60	1500	125	25,39	2	4,0	1,01	24,38	40,73	2,53	3,33	0,81	15,34	0,87	1,12	0-0,25
-30	60	1100	125	30,15	1	3,0	0,91	29,24	46,72	2,85	4,00	1,15	17,85	1,11	2,01	0-0,25
-32	60	2300	100	20,04	1	3,0	0,60	19,44	34,01	2,13	2,66	0,52	12,63	0,65	1,34	0-0,25
-34	60	2500	100	19,13	1	3,0	0,57	18,56	32,75	2,05	2,54	0,48	12,13	0,61	1,28	0-0,25
-36	60	3000	100	17,30	2	4,0	0,69	16,61	29,89	1,87	2,27	0,40	11,00	0,54	0,76	0-0,25
-38	60	3000	100	17,30	2	4,0	0,69	16,61	29,89	1,87	2,27	0,40	11,00	0,54	0,76	0-0,25
-40	60	2600	100	18,72	3	4,7	0,87	17,85	31,72	1,99	2,44	0,45	11,72	0,59	0,65	0-0,25
-42	60	1200	100	28,73	3	4,7	1,34	27,39	44,51	2,73	3,74	1,01	16,91	1,01	0,99	0,5-1,0
-48	60	1200	100	28,73	4	5,2	1,50	27,23	44,31	2,72	3,72	1,00	16,83	1,01	0,83	0,5-1,0
-50	60	3600	100	15,64	5	5,7	0,89	14,74	27,05	1,68	2,02	0,33	9,90	0,47	0,40	0,5-1,0
-52	60	3000	100	17,30	5	5,7	0,99	16,31	29,44	1,84	2,23	0,39	10,82	0,53	0,44	0,25-0,5
-2	62	1500	70	15,80	6	6,2	0,97	14,83	27,19	1,69	2,03	0,33	9,95	0,47	0,36	0,25-0,5
-12	62	1100	90	26,21	6	6,2	1,61	24,59	41,00	2,54	3,36	0,82	15,46	0,88	0,60	0-0,25
-14	62	1600	90	21,30	5	5,7	1,22	20,08	34,91	2,19	2,74	0,56	12,99	0,68	0,54	0-0,25

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 ber. Fluß [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 ber. Fluß [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 Nitrit. * [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N03 Denitrit. [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO4 ber. Fluß [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	F PO4 ber. Fluß [µmol cm ⁻² a ⁻¹]	Carig [%]	Carig [%] ber. Fluß	Carig [%] Lit.
-16	62	2300	90	20,04	5	5,7	1,15	18,89	33,23	2,08	2,58	0,50	12,32	0,063	0,51	0-0,25	
-18	62	2000	125	29,13	4	5,2	1,52	27,61	44,77	2,75	3,77	1,03	17,02	0,103	0,85	0,5-1,0	
-20	62	1700	125	31,87	4	5,2	1,67	30,20	47,84	2,90	4,13	1,23	18,32	0,116	0,93	0,5-1,0	
-22	62	1500	125	34,16	4	5,2	1,79	32,37	50,27	3,02	4,43	1,41	19,37	0,128	0,99	0,5-1,0	
-24	62	1300	125	36,98	3	4,7	1,72	35,25	53,31	3,15	4,82	1,67	20,72	0,144	1,28	0,5-1,0	
-26	62	1000	125	42,76	2	4,0	1,70	41,06	58,80	3,37	5,61	2,25	23,25	0,180	1,88	0,5-1,0	
-28	62	1800	125	30,88	1	3,0	0,93	29,95	47,55	2,89	4,09	1,21	18,20	0,115	2,06	0,5-1,0	
-30	62	2100	125	28,35	1	3,0	0,85	27,50	44,65	2,74	3,76	1,02	16,97	0,102	1,89	0-0,25	
-32	62	2600	90	18,72	1	3,0	0,56	18,16	32,17	2,02	2,48	0,46	11,90	0,060	1,25	0-0,25	
-34	62	3000	90	15,04	2	4,0	0,60	14,44	26,59	1,65	1,97	0,32	9,71	0,046	0,66	0-0,25	
-36	62	2700	90	15,94	2	4,0	0,63	15,31	27,92	1,74	2,09	0,35	10,23	0,049	0,70	0-0,25	
-38	62	2500	90	16,63	3	4,7	0,78	15,86	28,76	1,80	2,17	0,37	10,56	0,051	0,57	0-0,25	
-40	62	1000	90	27,63	3	4,7	1,29	25,10	41,65	2,58	3,43	0,85	15,72	0,090	0,95	0,25-0,5	
4	64	1800	70	14,28	4	5,2	0,75	13,54	25,18	1,56	1,85	0,29	9,17	0,042	0,42	0,5-1,0	
2	64	2200	70	12,78	4	5,2	0,67	12,11	22,91	1,40	1,66	0,26	8,30	0,037	0,37	0,5-1,0	
0	64	2500	70	11,91	5	5,7	0,68	11,23	21,48	1,30	1,53	0,24	7,75	0,035	0,30	0,5-1,0	
-2	64	2800	70	11,18	6	6,2	0,69	10,50	20,28	1,21	1,43	0,23	7,29	0,032	0,25	0,5-1,0	
-4	64	3100	70	10,57	6	6,2	0,65	9,92	19,33	1,14	1,36	0,22	6,93	0,030	0,24	0,5-1,0	
-6	64	2900	70	10,97	6	6,2	0,67	10,29	19,95	1,18	1,41	0,22	7,16	0,032	0,25	0,25-0,5	
-8	64	1700	80	17,61	6	6,2	1,08	16,52	29,76	1,86	2,26	0,40	10,95	0,053	0,40	0,25-0,5	
-28	64	1300	125	36,98	2	4,0	1,47	35,51	53,57	3,16	4,85	1,69	20,83	0,146	1,63	0,5-1,0	
-30	64	2000	100	21,65	1	3,0	0,65	21,00	36,20	2,27	2,87	0,60	13,51	0,072	1,45	0-0,25	
-32	64	2500	90	16,63	1	3,0	0,50	16,13	29,17	1,82	2,21	0,38	10,72	0,052	1,11	0-0,25	
-34	64	2200	90	17,85	2	4,0	0,71	17,15	30,68	1,92	2,34	0,42	11,31	0,056	0,79	0-0,25	
-36	64	1600	90	21,30	3	4,7	0,99	20,30	35,23	2,21	2,78	0,57	13,12	0,069	0,74	0-0,25	
4	66	1500	70	15,80	6	6,2	0,97	14,83	27,19	1,69	2,03	0,33	9,95	0,047	0,36	0,5-1,0	
2	66	3100	70	10,57	6	6,2	0,65	9,92	19,33	1,14	1,36	0,22	6,93	0,030	0,24	0,5-1,0	
0	66	3100	70	10,57	6	6,2	0,65	9,92	19,33	1,14	1,36	0,22	6,93	0,030	0,24	0,5-1,0	
-2	66	3500	70	9,88	6	6,2	0,61	9,28	18,25	1,06	1,27	0,21	6,52	0,028	0,23	0,5-1,0	
-4	66	3500	70	9,88	6	6,2	0,61	9,28	18,25	1,06	1,27	0,21	6,52	0,028	0,23	0,5-1,0	
-6	66	3300	70	10,21	6	6,2	0,63	9,58	18,76	1,10	1,31	0,21	6,72	0,029	0,23	0,5-1,0	
-8	66	1800	80	17,06	6	6,2	1,05	16,01	28,99	1,81	2,19	0,38	10,65	0,051	0,39	0,5-1,0	
-10	66	1100	90	26,21	6	6,2	1,61	24,59	41,00	2,54	3,36	0,82	15,46	0,088	0,60	0,5-1,0	
10	68	1600	70	15,25	4	5,2	0,80	14,45	26,60	1,65	1,98	0,32	9,72	0,046	0,44	0,25-0,5	
8	68	2200	70	12,78	3	4,7	0,60	12,19	23,03	1,41	1,67	0,26	8,34	0,038	0,44	0,25-0,5	
6	68	1600	70	15,25	3	4,7	0,71	14,54	26,74	1,66	1,99	0,33	9,77	0,046	0,53	0,5-1,0	
4	68	2000	70	13,47	2	4,0	0,53	12,94	24,24	1,49	1,77	0,28	8,81	0,040	0,59	0,5-1,0	
2	68	2500	70	11,91	1	3,0	0,36	11,55	22,01	1,33	1,58	0,25	7,95	0,036	0,80	0,5-1,0	
0	68	3500	70	9,88	1	3,0	0,30	9,59	18,77	1,10	1,31	0,21	6,72	0,029	0,66	0,5-1,0	
-2	68	3900	70	9,31	2	4,0	0,37	8,94	17,68	1,02	1,22	0,20	6,31	0,027	0,41	0,5-1,0	
-4	68	3600	70	9,73	3	4,7	0,45	9,28	18,25	1,06	1,27	0,21	6,52	0,028	0,34	0,5-1,0	
-6	68	3400	80	12,00	4	5,2	0,63	11,37	21,71	1,31	1,55	0,24	7,84	0,035	0,35	0,5-1,0	
-8	68	1900	90	19,36	5	5,7	1,11	18,26	32,31	2,03	2,50	0,47	11,96	0,060	0,49	0,5-1,0	
-10	68	1900	90	22,27	6	6,2	1,37	20,90	36,07	2,26	2,86	0,60	13,45	0,071	0,51	0,5-1,0	
-12	68	1800	90	22,95	6	6,2	1,41	21,54	36,94	2,31	2,94	0,63	13,80	0,074	0,52	0,5-1,0	
-14	68	1300	90	27,48	6	6,2	1,69	25,79	42,53	2,63	3,33	0,90	16,09	0,094	0,63	0,5-1,0	
-16	68	1400	90	26,38	8	6,9	1,82	24,56	40,96	2,54	3,36	0,82	15,44	0,088	0,51	0,25-0,5	
-18	68	1300	90	27,48	10	7,5	2,07	25,41	42,05	2,60	3,47	0,87	15,89	0,092	0,46	0,25-0,5	
-20	68	1100	90	30,15	10	7,5	2,28	27,87	45,09	2,76	3,81	1,05	17,16	0,104	0,51	0,25-0,5	

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N O3 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N O3 [Nitrif. *] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F N O3 [Denitrif.] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F Si O4 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F PO4 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [ber.] [%]	Corg [Lit.] [%]
-22	68	1100	90	30,15	10	7,5	2,28	27,87	45,09	2,76	3,81	1,05	17,16	0,104	0,51	0,25-0,5
16	70	1800	70	14,28	4	5,2	0,75	13,54	25,18	1,56	1,85	0,29	9,17	0,042	0,42	0,25-0,5
14	70	2600	70	11,65	3	4,7	0,54	11,11	21,29	1,28	1,52	0,24	7,68	0,034	0,40	0,25-0,5
12	70	2800	70	11,18	3	4,7	0,52	10,66	20,56	1,23	1,46	0,23	7,40	0,033	0,39	0,25-0,5
10	70	2800	70	11,18	2	4,0	0,44	10,74	20,68	1,24	1,47	0,23	7,45	0,033	0,49	0,5-1,0
8	70	3100	70	10,57	2	4,0	0,42	10,15	19,71	1,17	1,39	0,22	7,08	0,031	0,47	0,5-1,0
6	70	3100	70	10,57	2	4,0	0,42	10,15	19,71	1,17	1,39	0,22	7,08	0,031	0,47	0,5-1,0
4	70	3200	70	10,39	2	4,0	0,41	9,98	19,42	1,15	1,36	0,22	6,96	0,031	0,46	0,5-1,0
2	70	3300	70	10,21	1	3,0	0,31	9,90	19,30	1,14	1,35	0,22	6,92	0,030	0,68	0,5-1,0
0	70	3200	70	10,39	1	3,0	0,31	10,08	19,58	1,16	1,38	0,22	7,03	0,031	0,69	0,5-1,0
-2	70	3000	80	12,86	2	4,0	0,51	12,35	23,29	1,42	1,69	0,26	8,44	0,038	0,57	0,5-1,0
-4	70	3000	90	15,04	2	4,0	0,60	14,44	26,59	1,65	1,97	0,32	9,71	0,046	0,66	0,5-1,0
-6	70	2600	90	16,28	3	4,7	0,76	15,52	28,24	1,76	2,12	0,36	10,36	0,050	0,56	0,5-1,0
-8	70	1200	90	24,97	4	5,2	1,31	23,67	39,79	2,48	3,24	0,76	14,96	0,084	0,73	0,5-1,0
-10	70	2000	90	18,82	6	6,2	1,16	17,66	31,45	1,97	2,41	0,44	11,61	0,058	0,43	0,5-1,0
-12	70	1700	90	20,59	6	6,2	1,27	19,33	33,85	2,12	2,64	0,52	12,57	0,065	0,47	0,5-1,0
-14	70	1200	80	21,35	6	6,2	1,31	20,04	34,86	2,19	2,74	0,55	12,97	0,068	0,49	0,5-1,0
-16	70	1000	80	23,62	6	6,2	1,45	22,17	37,80	2,36	3,03	0,67	14,15	0,077	0,54	0,5-1,0
-18	70	1000	80	23,62	10	7,5	1,78	21,84	37,35	2,33	2,99	0,65	13,97	0,075	0,40	0,5-1,0
14	72	1400	70	16,42	3	4,7	0,77	15,65	28,44	1,78	2,14	0,36	10,44	0,050	0,57	0,25-0,5
12	72	2100	70	13,12	3	4,7	0,61	12,50	23,54	1,44	1,71	0,27	8,54	0,039	0,45	0,5-1,0
10	72	2700	70	11,41	2	4,0	0,45	10,96	21,04	1,26	1,50	0,23	7,58	0,034	0,50	0,5-1,0
8	72	2700	70	11,41	2	4,0	0,45	10,96	21,04	1,26	1,50	0,23	7,58	0,034	0,50	0,5-1,0
6	72	2700	70	11,41	1	3,0	0,34	11,07	21,22	1,28	1,51	0,24	7,65	0,034	0,76	0,5-1,0
4	72	3000	70	10,77	1	3,0	0,32	10,44	20,19	1,20	1,43	0,22	7,26	0,032	0,72	0,5-1,0
2	72	2400	70	12,18	1	3,0	0,37	11,81	22,43	1,36	1,62	0,25	8,11	0,036	0,81	0,5-1,0
0	72	2500	80	14,22	1	3,0	0,43	13,79	25,58	1,58	1,89	0,30	9,33	0,043	0,95	0,5-1,0
-2	72	1000	90	16,63	2	4,0	1,10	16,53	29,77	1,86	2,26	0,40	10,96	0,053	1,22	0,5-1,0
-4	72	2400	90	17,01	2	4,0	0,67	16,34	29,48	1,84	2,23	0,39	10,84	0,053	0,75	0,5-1,0
-6	72	2100	90	18,32	2	4,0	0,73	17,59	31,34	1,97	2,40	0,44	11,57	0,058	0,81	0,5-1,0
-8	72	2600	70	11,65	3	4,7	0,54	11,11	21,29	1,28	1,52	0,24	7,68	0,034	0,40	0,5-1,0
-10	72	2500	70	11,91	3	4,7	0,56	11,35	21,68	1,31	1,55	0,24	7,83	0,035	0,41	0,5-1,0
-12	72	2200	60	10,41	3	4,7	0,49	9,93	19,34	1,14	1,36	0,22	6,93	0,030	0,36	0,5-1,0
-14	72	1500	60	12,87	4	5,2	0,67	12,20	23,05	1,41	1,67	0,26	8,35	0,038	0,37	0,5-1,0
-16	72	1400	60	13,37	6	6,2	0,82	12,55	23,62	1,45	1,72	0,27	8,57	0,039	0,30	0,5-1,0
14	74	1700	70	14,74	3	4,7	0,69	14,06	25,99	1,61	1,92	0,31	9,48	0,044	0,51	0,5-1,0
12	74	2100	70	13,12	2	4,0	0,52	12,60	23,69	1,45	1,72	0,27	8,59	0,039	0,58	0,5-1,0
10	74	2200	70	12,78	2	4,0	0,51	12,28	23,17	1,42	1,68	0,26	8,40	0,038	0,56	0,5-1,0
8	74	2100	70	13,12	2	4,0	0,52	12,60	23,69	1,45	1,72	0,27	8,59	0,039	0,58	0,5-1,0
6	74	3000	70	10,77	1	3,0	0,32	10,44	20,19	1,20	1,43	0,22	7,26	0,032	0,72	0,5-1,0
4	74	3000	70	10,77	1	3,0	0,32	10,44	20,19	1,20	1,43	0,22	7,26	0,032	0,72	0,5-1,0
2	74	3000	70	10,77	1	3,0	0,32	10,44	20,19	1,20	1,43	0,22	7,26	0,032	0,72	0,5-1,0
0	74	3300	70	10,21	1	3,0	0,31	9,90	19,30	1,14	1,35	0,22	6,92	0,030	0,68	0,5-1,0
-2	74	3100	60	8,61	2	4,0	0,34	8,27	16,55	0,93	1,13	0,20	5,88	0,025	0,38	0,5-1,0
-4	74	3600	50	6,22	2	4,0	0,25	5,97	12,56	0,63	0,82	0,19	4,38	0,019	0,27	0,5-1,0
-6	74	3400	50	6,42	2	4,0	0,25	6,17	12,90	0,65	0,84	0,19	4,51	0,019	0,28	0,5-1,0
-8	74	2300	50	7,97	2	4,0	0,32	7,66	15,50	0,85	1,05	0,19	5,48	0,024	0,35	0,5-1,0
-12	74	2800	50	7,15	3	4,7	0,33	6,82	14,04	0,74	0,93	0,19	4,93	0,021	0,25	0,5-1,0
14	76	1100	70	18,76	3	4,7	0,87	17,89	31,78	1,99	2,45	0,45	11,74	0,059	0,65	0,5-1,0

Länge [Grad]	Breite [Grad]	Tiefe [m]	Pt [g m ⁻² a ⁻¹]	Fc [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	S [cm ka ⁻¹]	E bur [%]	Cbur [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Crem [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F O2 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F NO3 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F NO3 [Nitriř. *] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F NO3 [Denitriř.] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F SiO4 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	F PO4 [ber. Fluß] [μmol cm ⁻² a ⁻¹]	Corg [%] ber.	Corg [%] Lit.
12	76	2000	70	13,47	3	4,7	0,63	12,85	24,09	1,48	1,76	0,28	8,75	0,040	0,47	0,5-1,0
10	76	2300	70	12,47	2	4,0	0,49	11,98	22,69	1,38	1,64	0,26	8,21	0,037	0,55	0,5-1,0
8	76	2200	70	12,78	2	4,0	0,51	12,28	23,17	1,42	1,68	0,26	8,40	0,038	0,56	0,5-1,0
6	76	2100	50	10,69	1	3,0	0,32	10,36	20,06	1,19	1,42	0,22	7,21	0,032	0,71	0,5-1,0
4	76	2700	50	7,30	1	3,0	0,22	7,08	14,49	0,78	0,97	0,19	5,10	0,022	0,49	0,5-1,0
2	76	3100	40	5,02	1	3,0	0,15	4,87	10,60	0,47	0,67	0,19	3,65	0,016	0,34	0,5-1,0
0	76	3200	40	4,13	2	4,0	0,16	3,97	8,97	0,34	0,54	0,20	3,04	0,014	0,18	0,5-1,0
-2	76	3600	35	3,87	2	4,0	0,15	3,72	8,52	0,31	0,51	0,20	2,88	0,013	0,17	0,5-1,0
-4	76	3500	35	3,93	2	4,0	0,16	3,78	8,62	0,31	0,52	0,20	2,91	0,013	0,17	0,5-1,0
-6	76	3000	35	4,28	2	4,0	0,17	4,11	9,24	0,36	0,56	0,20	3,14	0,014	0,19	0,5-1,0
-8	76	1000	35	7,87	3	4,7	0,37	7,50	15,23	0,83	1,03	0,19	5,38	0,023	0,27	0,5-1,0

10 Literaturverzeichnis

- Aller, A.C. (1983): The importance of the diffusion permeability of animal burrow linings in determining marine sediment chemistry. *J. Mar. Res.*, 41, 299-322.
- Aller, J.Y. & Aller, R.C. (1986): Evidence for localized enhancement of biological activity associated with tube and burrow structures in deep-sea at the HEBBLE site, western North Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 33, 755-790.
- Aller, R.C. (1977): The influence of macrobenthos on chemical diagenesis of marine sediments. Unveröffentlichte Dissertation, Yale Univ., 600 pp.
- Aller, R.C. (1980): Diagenetic processes near the sediment-water interface of Long Island Sound. I. Decomposition and nutrient element geochemistry (S, N, P). *Adv. Geophys.*, 22, 237-350.
- Aller, R.C. (1980a): Quantifying solute distribution in the bioturbated zone of marine sediments by defining an average microenvironment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1955-1965.
- Aller, R.C. (1982): The effects of macrobenthos on chemical properties of marine sediment and overlying water. In: McCall, P.L. & Tevesz, M.J.S. (ed): *Animal – sediment relations*. New York: Plenum, 53-102.
- Aller, R.C. & Mackin, J.E. (1984): Preservation of reactive organic matter in marine sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 260-266.
- Anderson, A.L. & Sarmiento, J.L. (1994): Redfield ratios of remineralization determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 65-80.
- Andrews, D. & Bennet, A. (1981): Measurements of diffusivity near the sediment-water interface with a fine-scale resistivity probe. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 2169-2175.
- Andrews, D. & Hargrave, B.T. (1984): Close interval sampling of interstitial silicate and porosity in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 711-722.
- Balzer, W. (1989): Chemische Reaktionen und Transportprozesse in oberflächennahen Sedimenten borealer und polarer Meeresgebiete. Habilitationsschrift, Univ. Kiel, 315 pp.
- Benner, G.T., Maccubbin, A. D. & Hodson, L.K. (1984): Anaerobic biodegradation of the lignin and polysaccharide components of lignocellulose and synthetic lignin by sediment microflora. *Appl. Environ. Microbiol.*, 47, 998-1004.
- Bender, M.L., Fanning, K.A., Froelich, P.N., Heath, G.R. & Maynard, V. (1977): Interstitial nitrate profiles and oxidation of sedimentary organic matter in the eastern equatorial Pacific. *Science*, 198, 605-609.
- Bender, M.L. & Heggie, D.T. (1984): Fate of organic carbon reaching the deep sea floor: A status report. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 977-986.
- Bender, M.L., Jahnke, R., Weiss, R., Martin, W., Heggie, D.T., Orchado, J. & Sowers, T. (1989): Organic carbon oxidation and benthic nitrogen and silica dynamics in San Clemente Basin, a continental borderland site. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 685-697.
- Berelson, W.M., Hammond, D.E., O'Neil, D., Xu, X.-M., Chin, C. & Zuckin, J. (1990): Benthic fluxes and pore water studies from sediments of the central equatorial North Pacific: Nutrient diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 3001-3012.
- Berger, W.H. & Heath, G.R. (1968): Vertical mixing in pelagic sediments. *J. Mar. Res.*, 26, 134-143.
- Berger, W.H. (1974): Deep-sea sedimentation. In: Burk, C.A. & Drake, C.D. (eds): *The geology of continental margins*. Berlin/Heidelberg/New York: Springer, 213-241.
- Berger, W.H. (1976): Biogenous deep-sea sediments: production, preservation and interpretation. In: Riley, J.P. & Chester, R. (eds): *Chemical Oceanographie*, 5. London: Academic Pr., 265-388.
- Berger, W.H., Fischer, K., Lai, C. & Wu, G. (1987): Ocean carbon flux: Global maps of primary production and export production. In: Agegian, C. (ed): *Biogeochemical cycling and fluxes between the deep euphotic zone and other oceanic realms*. NOAA Symp. Ser. for Undersea Research Program, 3(2), SIO Ref. 87-30. Washington D.C.: U.S. Governm. Print. Office.
- Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (1989): Ocean productivity and paleoproductivity – An overview. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds). *Dahlem Konferenzen 1989: Productivity of the ocean: Present and past*. New York: Wiley, 1-34.

- Berger, W.H. (1989): Appendix: Global maps of ocean productivity. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds). Dahlem Konferenzen 1989: Productivity of the ocean: Present and past. New York: Wiley, 429-455.
- Berner, R.A. (1964): An idealized model of dissolved sulfate distribution in recent sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 1497-1503.
- Berner, R.A. (1980): Early diagenesis. A theoretical approach. Princeton Series in geochemistry. Princeton: University Pr., 241 pp.
- Berner, R.A. (1981): A new geochemical classification of sedimentary environment. *J. Sediment. Petrol.*, 51, 359-365.
- Betzer, P.R., Showers, W.J., Laws, E.A., Winn, C.D., Di Tullio, G.R. & Kroopnick, P.M. (1984): Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153 W in the Pacific. *Ocean. Deep-Sea Res.*, 31, 1-12.
- Bickert, T. (1992): Rekonstruktion der spätquartären Bodenwasserzirkulation in östlichen Südatlantik über stabile isotope benthischer Foraminiferen. Ber. FB Geowissenschaften, Univ. Bremen, 27, 205 pp.
- Billett, D.S.M., Lampitt, R.S., Rice, A.L. & Mantoura, F.C. (1983): Seasonal sedimentation of phytoplankton to the deep-sea benthos. *Nature*, 302, 520-522.
- Biscaye, P.E., Kolla, V. & Turekian, K.K. (1976): Distribution of calcium carbonate in surface sediments of the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 81, 2595-2603.
- Bishop, J.K.B., Edmond, J.M., Ketten, D.R., Bacon, M.P. & Silker, W.B. (1977): The chemistry, biology and vertical flux of particulate matter from the upper 400 m of the equatorial Atlantic Ocean. *Deep-Sea Res.*, 24, 511-548.
- Bishop, J.K.B., Stepien, J.C. & Wiebe, P.H. (1987): Particulate matter distributions, chemistry and flux in the Panama Basin: response to environmental forcing. *Prog. Oceanogr.*, 17, 1-59.
- Boudreau, B.P. (1981): The influence of a diffusive sublayer on diagenesis at the sea floor. Dissertation, Texas A&M Univ. .
- Boudreau, B.P. & Guinasso, N.L. (1982): The influence of a diffusive sublayer on accretion, dissolution and diagenesis at the sea floor. In: Fanning, K.A. & Manheim, F.T. (eds): The dynamic environment of the ocean floor. Lexington: Lexington Books, 115-148.
- Boudreau, B.P. (1986a): Mathematics of tracer mixing in sediments: I. Spatially-dependent, diffusive mixing. *Am. J. Sci.*, 286, 161-198.
- Boudreau, B.P. (1986b): Mathematics of tracer mixing in sediments: II. Nonlocal mixing and biological conveyor-belt phenomena. *Am. J. Sci.*, 286, 199-238.
- Boudreau, B.P. & Imboden, D.M. (1986): Mathematics of tracer mixing in sediments: III. The theory of nonlocal mixing within sediments. *Am. J. Sci.*, 287, 693-719
- Boulahdid, M. & Minster, J.-F. (1989): Oxygen consumption and nutrient regeneration ratios along isopycnal horizons in the Pacific Ocean. *Mar. Chem.*, 26, 133-153.
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H. (1974): Gas exchange between sea and air. *Science*, 198, 21-35.
- Broecker, W.S. & Peng, T.-H. (1982): Tracers in the sea. Palisades: Eldigio, 690 pp.
- Broecker, W.S. & Takahashi, T. (1985): Sources and flow patterns of deep-ocean waters as deduced from potential temperature, salinity and initial phosphate concentrations. *J. Geophys. Res.*, 90, 6925-6939.
- Burton, J.D. & Liss, P.S. (1973): Processes of supply and removal of dissolved silicon in the oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1761-1773.
- Calvert, S.E. (1983): Sedimentary geochemistry of silicon. In: Aston, S.R. (ed): Silicon geochemistry and biogeochemistry, London: Academic Pr., 143-186.
- Calvert, S.E. (1987): Oceanographic controls on accumulation of organic matter in marine sediments. In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds): Marine petroleum source rocks. Geological Society Spec. Pub. 26. Oxford: Blackwell Scientific, 137-151.
- Calvert, S.E., Karlin, R.E., Toolin, L.J., Donahue, D.J., Southon, J.R. & Vogel, J.S. (1991): Low organic carbon accumulation rates in Black Sea sediments. *Nature*, 350, 692-695.
- Canfield, D.E. (1989): Sulfate reduction and oxic respiration in marine sediments: Implications for organic carbon preservation in euxinic sediments. *Deep-Sea Res.*, 36, 121-138.
- Canfield, D.E. (1989a): Reactive iron in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 619-632.

- Canfield, D.E. & DesMarais, D.J. (1991): Aerobic sulfate reduction in microbial mats. *Science*, 251, 1471-1473.
- Canfield, D.E. (1993): Organic matter oxidation in marine sediments. In: Wollast, R., Chou, L. & Mackenzie, F. (eds): Interactions of C, N, P and S in biogeochemical cycles. NATO-ARW. New York: Springer, 333-363.
- Christensen, E.R. (1982): A model for radionuclides in sediments influenced by mixing and compaction. *J. Geophys. Res.*, 87, 566-572.
- Christensen, J.P. & Rowe, G.T. (1984): Nitrification and oxygen consumption in northwest Atlantic deep-sea sediments. *J. Mar. Res.*, 42, 1099-1116.
- Claypool, G.E. & Kaplan, I.R. (1974): The origin and distribution of methane in marine sediments. In: Kaplan, I.R. (ed): Natural gases in marine sediments. Marine sciences, 3. New York: Plenum, 99-136.
- Cochran, J.K. (1985): Particle mixing rates in sediments of the eastern equatorial Pacific: Evidence from ^{210}Pb , $^{239,240}\text{Pu}$ and ^{137}Cs distribution at MANOP sites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1195-1210.
- Colberg, P.J. & Young, L.Y. (1982): Biodegradation of lignin-derived molecules under anaerobic conditions. *Can. J. Microbiol.*, 28, 886-889.
- Copin-Montegut, C. & Copin-Montegut, G. (1983): Stoichiometry of carbon, nitrogen and phosphorus in marine particulate matter. *Deep-Sea Res.*, 30, 31-46.
- Coppedge, M.L. & Balsam, W.L. (1992): Organic carbon distribution in the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum. *Mar. Geol.*, 105, 37-50.
- Cushing, D.H. (1975): Marine ecology and fisheries. Cambridge: University Pr., 278 pp.
- Dahmke, A. (1993): Geochemie fröhdiagenetischer Prozesse in quartären Sedimenten des äquatorialen und östlichen Südatlantik. Habilitationsschrift, Univ. Bremen, 197 pp.
- de Baar, H.J.W., Farrington, J.W. & Wakeham, S.G. (1983): Vertical flux of fatty acids in the North Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 41, 19-41.
- de Baar, H.J.W. & Suess, E. (1993): Ocean carbon cycle and climate change – An introduction to the Interdisciplinary Union Symposium. *Global Planet. Change*, 8, 7-11.
- Degens, W.G., Izdar, E. & Honjo, S. (1987): Particle flux in the ocean. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 62, 308 pp.
- DeLange, G.J. & Rispen, F.B. (1986): Indication of a diagenetically induced precipitate on a Fe, Si mineral in sediments from the Nares Abyssal Plain, western North Atlantic. *Mar. Geol.*, 66, 133-143.
- Deuser, W.G. & Ross, E.H. (1980): Seasonal change in the flux of organic carbon to the deep Sargasso Sea. *Nature*, 283, 364-365.
- Deuser, W.G., Ross, E.H. & Anderson, R.F. (1981): Seasonality in the supply of sediment to the deep Sargasso Sea and implications for the rapid transfer of matter to the deep ocean. *Deep Sea Res.*, 28, 495-505.
- Deuser, W.G. (1987): Variability and hydrography and particle flux: transient and long-term relationships. In: Degens, W.G., Izdar, E. & Honjo, S. (eds): Particle flux in the ocean. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, 62, 179-193.
- Devol, A.H. (1991): Direct measurements of nitrogen gas fluxes from continental shelf sediments. *Nature*, 349, 319-321.
- Dugdale, R.C. & Goering, J.J. (1967): Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary production. *Limnol. Oceanogr.*, 12, 196-206.
- Dunbar, R.B. & Berger, W.H. (1981): Fecal pellet flux to modern bottom sediment of Santa Barbara Basin (California) based on sediment trapping. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92, 212-218.
- Dymond, J. & Lyle, M. (1985): Flux comparisons between sediments and sediment traps in the eastern tropical Pacific: implications for atmospheric CO_2 variations during the Pleistocene. *Limnol. Oceanogr.*, 30, 699-712.
- Elderfield, H.R., McCaffrey, R.J., Luedtke, N., Bender, M. & Truesdale, V.W. (1981): Chemical diagenesis in Narragansett Bay sediments. *Am. J. Sci.*, 281, 1021-1055.
- Emerson, S., Jahnke, R., Bender, M., Froelich, P., Klinkhammer, P., Bowser, C. & Setlock, G. (1980): Early diagenesis in sediments from the eastern equatorial Pacific. I. Pore water nutrient and carbonate results. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 49, 57-80.

- Emerson, S., Jahnke, R. & Heggie, D. (1984): Sediment-water exchange in shallow water estuarine sediments. *J. Mar. Res.*, 42, 709-730.
- Emerson, S.K., Fischer, K., Reimers, C. & Heggie, D. (1985): Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. *Deep-Sea Res.*, 32, 1-21.
- Emery, K.O. & Uchupi, E. (1984): *The geology of the Atlantic Ocean*. New York: Springer, 1050 pp.
- Eppley, R.W. & Peterson, B.J. (1979): Particulate organic matter flux and planctonic new production in the deep ocean. *Nature*, 282, 677-680.
- Eppley, R.W., Renger, E.W. & Becker, P.R. (1983): The residence time of particulate organic carbon in the surface layer of the ocean. *Deep-Sea Res.*, 30, 311-323.
- Eppley, R.W. (1984): Relations between primary production and ocean chlorophyll determined by satellites. In: Bruland, K.W. (ed): *Global Ocean Flux Study – Proc. of a workshop*. Washington, D.C.: National Academic Pr., 85-102.
- Fenchel, T. & Blackburn, T.H. (1979): *Bacteria and mineral cycling*. London: Academic Pr., 225 pp.
- Fleming, R.H. (1940): Composition of plankton and units for reporting populations and production. *Proc. Sixth Pacific Sci. Congr.*, 3, 535-540.
- Forster, S. & Graf, G. (1992): Continuously measured changes in redox potential influenced by oxygen penetration from burrows of *Callianassa subterranea*. *Hydrobiol.*, 235/236, 527-532.
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.L., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hariman, B. & Maynard, V. (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1075-1090.
- Gaillard, J.-F., Sarazin, G., Pauwels, H., Philippe, L., Lavergne, D. & Blake, G. (1986): Interstitial water and sediment chemistries of Lake Aiguebelette (Savoy, France). *Chem. Geol.*, 63, 73-84.
- Gaillard, J.-F., Pauwels, H. & Michard, G. (1989): Chemical diagenesis in coastal marine sediments. *Ocean. Acta*, 12, 175-187.
- Gardner, W.D., Sullivan, L.G. & Thorndike, E.M. (1984): Long-term photographic, current and nephelometer observations of manganese nodule environments in the Pacific. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 95-109.
- Gascard, J.-C. & Clarke, R.A. (1983): The formation of Labrador Sea water, II.- Mesoscale and smaller scale processes. *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1779-1797.
- Gingele, F. (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihre Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. *Dissertation, Univ. Bremen*, 202 pp.
- Glud, R.N., Gundersen, J.K., Jørgensen, B.B., Revsbech, N.P. & Schulz, H.D. (1994): Diffusive and total oxygen uptake of deep-sea sediments in the south east Atlantic Ocean: In situ and laboratory measurements. *Deep-Sea Res.*, 41, 1767-1788.
- Goldberg, E.D. & Koide, M. (1962): Geochronological studies of deep sea sediments by the $^{107}\text{Pb}/^{210}\text{Pb}$ method. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 26, 417-450.
- Goloway, F. & Bender, M. (1982): Diagenetic models of interstitial nitrate profiles in deep-sea suboxic sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 27, 624-638.
- Goossens, H., Rijpstra, W.I.C., Düren, R.R., De Leeuw, J.W. & Schenk, P.A. (1985): Bacterial contribution to sedimentary organic matter: A comparative study of lipid moieties in bacteria recent sediments. *Org. Geochem.*, 10, 683-696.
- Graf, G. (1987a): Benthic energy flow during a simulated autumn bloom sedimentation. *Mar. Ecol. Ser.*, 39, 23-29.
- Graf, G. (1987b): Benthic response to the annual sedimentation pattern. In: Rumohr, J., Walger, E., and Zeitzschel, B. (eds): *Lecture notes on coastal and estuarine studies*, 13. *Seawater-sediment interactions in coastal waters. An interdisciplinary approach*. New York: Springer, 84-92.
- Graf, G. (1989): Benthic pelagic coupling in a deep-sea community. *Nature*, 341, 437-439.
- Graf, G. (1989a): Die Reaktionen des Benthals auf den saisonalen Partikelfluß und die laterale Advektion, sowie deren Bedeutung für Sauerstoff- und Kohlenstoffbilanz. *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, 77 pp.

- Graf, G. (1992): Benthic pelagic coupling: A benthic view. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 30, 149-190.
- Grasshoff, K., Ehrhardt, M. & Kremling, K. (1983): *Methods of seawater analysis*. Weinheim: Verlag Chemie, 417 pp.
- Grundmanis, V. & Murray, J.W. (1977): Nitrification and denitrification in marine sediments from Pudget Sound. *Limnol. Oceanogr.*, 22, 804-813.
- Grundmanis, V. & Murray, J.W. (1982): Aerobic respiration in pelagic marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1101-1120.
- Guinasso, N.L. & Schink, D.R. (1975): Quantitative estimate of biological mixing rates in abyssal sediments. *J. Geophys. Res.* 80, 3032-3043.
- Hargrave, B.T. (1980): Factors affecting the flux of organic matter to sediments in a marine bay. In: Tenore, K.R. & Coull, B.C. (eds): *Marine benthic dynamics*. Belle W. Baruch Library Mar. Sci., 11, 243-263.
- Hargrave, B.T. (1985): Particle sedimentation in the ocean. *Ecol. Model.*, 30, 229-246.
- Hartmann, M., Müller, P., Suess, E. & van der Weijden, C.H. (1976): Chemistry of Late Quaternary sediments and their interstitial waters from the NW African continental margin. "Meteor"-Forsch. *Ergebn. C* 24, 1-67.
- Helder, W. (1989): Early diagenesis and sediment-water exchange in the Savu Basin (east Indonesia). *Neth. J. Sea Res.*, 24, 555-572.
- Helland-Hansen, B. & Nansen, F. (1909): *The Norwegian Sea, its physical oceanography based upon the Norwegian researches, 1900-1904. Report on Norwegian fishery and marine investigations, 2, Part 1, No. 2*. Christiania (Oslo): Mallingske.
- Henrichs, S.M. & Reeburgh, W.S. (1987): Anaerobic mineralization of organic matter: Rates and the role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy. *Geomicrobiology J.*, 5, 192-237.
- Henrichs, S.M. (1992): Early diagenesis of organic matter in marine sediments: Progress and perplexity. *Mar. Chem.*, 39, 119-149.
- Holleman, A.F. & Wiberg, E. (1976): *Lehrbuch der Anorganischen Chemie*. 81.- 90. Aufl. Berlin: Walter de Gruyter, 1323 pp.
- Honjo, S. (1980): Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. *J. Mar. Res.*, 38, 53-97.
- Honjo, S., Manganini, S.J. & Cole, J.J. (1982): Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep-Sea Res.*, 29, 609-625.
- Honjo, S. (1984): Study of ocean fluxes in time and space by bottom-tethered sediment trap arrays: A recommendation. In: *Global Ocean Flux Study, Proc. of a Workshop*. Washington, D.C.: National Academic Pr., 305-324.
- Honjo, S. (1990): Particle fluxes and modern sedimentation in the Polar Ocean. In: *Polar Oceanography, Part B: Chemistry, biology and geology*. New York: Academic Pr., 687-793.
- Honjo, S. & Manganini, S.J. (1993): Annual biogenic particle fluxes to the interior of the North Atlantic Ocean; studied at 34°N 21°W and 48°N 21°W. *Deep-Sea Res. II*, 40, 587-607.
- Hurd, D.C. & Birdwhistell, S. (1983): On producing a more general model for biogenic silica dissolution. *Am. J. Sci.*, 283, 1-28.
- Jahnke, R.A., Heggie, D., Emerson, S.R. & Grundmanis, V. (1982): Pore waters of the central Pacific Ocean: Nutrient results. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 233-256.
- Jahnke, R.A., Emerson, S.R. & Murray, J.W. (1982a): A model of oxygen reduction, denitrification and organic matter mineralization in marine sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 27, 610-623.
- Jahnke, R.A. & Jackson, G.A. (1987): Role of sea floor organisms in oxygen consumption in the deep North Pacific Ocean. *Nature*, 329, 621-623.
- Jahnke, R.A., Emerson, S.R., Reimers, C.E., Schuffert, J., Ruttenberg, K. & Archer, D. (1989): Benthic recycling of biogenic debris in the eastern tropical Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 2947-2960.
- Jahnke, R.A., Reimers, C.E. & Craven, D.B. (1990): Intensification of recycling of organic matter at the sea floor near ocean margins. *Nature*, 348, 50-54.

- Jahnke, R.A. & Jackson, G.A. (1992): The spatial distribution of sea floor oxygen consumption in the Atlantic and Pacific Oceans. In: Rove, G.T. and Pariente, V. (eds): Deep-sea chains and global carbon cycle. Dordrecht: Kluwer.
- Johannessen, O.M. (1986): Brief overview of the physical oceanographie. In: Hurdle, B.G. (ed): The nordic seas. New York: Springer, 211-235.
- Jørgensen, B.B. (1982): Mineralization of organic matter in the sea bed - Role of sulfate reduction. *Nature*, 296, 643-645.
- Jørgensen, B.B. & Bak, F. (1991): Pathways and microbiology of thiosulfate transformations and sulfate reduction in a marine sediment (Kattegat, Denmark). *Appl. Environ. Microbiol.*, 57, 847-856.
- Jumars, P.A. (1978): Spatial autocorrelation with RUM (Remote Underwater Manipulator): vertical and horizontal structure of a bathyal benthic community. *Deep-Sea Res.*, 25, 589-604.
- Karl, D.M., Knauer, G.A., Martin, J.H. & Ward, B.B. (1984): Bacterial chemolithotrophy in the ocean in associated with sinking particles. *Nature*, 309, 54-56.
- Karl, D.M., Knauer, G.A. & Martin, J.H. (1988): Downward flux of particulate organic matter in the ocean: A particle decomposition paradox. *Nature*, 332, 438-441.
- Kell, G.S. (1975): Density, thermal expansivity & compressibility of liquid water from 0° to 150°C: Correlations and tables for atmospheric pressure and saturation reviewed and expressed on 1968 temperature scale. *J. Chem. Engin. Data*, 20, 97-105.
- Khandriche, M., Werner, F. und Erlenkeuser H. (1986): Auswirkung der Ostseestürme vom Winter 1978/79 auf die Sedimentation im Schlickbereich der Eckernförder Bucht (Westliche Ostsee). *Myeniana*, 38, 125-152.
- Killworth, P.D. (1979): On "chimney" formations in the ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 531-554.
- Kirk, T.K. (1985): Degradation of lignin. In: Gibson, D.T. (ed): Microbial degradation of organic compounds. New York: Marcel Dekker, 399-437.
- Knauer, G.A., Martin, J.H. & Bruland, K.W. (1979): Fluxes of particulate carbon, nitrogen and phosphorus in the upper water column of the northeast Pacific. *Deep-Sea Res.*, 26, 97-108.
- Knauer, G.A. & Martin, J.H. (1981a): Primary production and carbon-nitrogen fluxes in the upper 1500 m of the northeast Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, 26, 181-186.
- Knauer, G.A. & Martin, J.H. (1981b): Phosphorus-cadmium cycling in northeast Pacific waters. *J. Mar. Res.*, 39, 65-76.
- Koblentz-Mishke, O.I., Volkovinsky, V.V. & Kabanova, J.G. (1970): Plankton primary production of the world ocean. In: Wooster, W. (ed): Scientific exploration of the South Pacific. Washington, D.C.: National Academy of Science, 183-193.
- Koblentz-Mishke, O.I. & Vedernikov, V.I. (1977): Primary Production. In: Vinogradov, M.E.(ed): Oceanology. Biology of the ocean, 2. Moscow: Akad. Nauka, 183 pp.
- Kreutz, M. (1992): Cold seeps: Gelöste Metabolite nahe der Sedimentoberfläche. In: Suess, E. & Altenbach, A.V. (eds): Europäisches Nordmeer, Reise Nr. 17, 15. Juli - 29. August 1991. *Meteor-Ber.*, 92-3, 40-43.
- Kreutz, M. (1994): Pore water geochemistry in the JGOFS-Area. In: Suess, E, Kremling, K. & J. Mienert (eds): Nordatlantik 1993, Reise Nr. 26, 24. August - 26. November 1993. *Meteor-Ber.*, 94-4, 66-70.
- Kristensen, E., Jensen, M.H. & Andersen, T.K. (1985): The impact of polychaete (*Nereis virens Sars*) burrows on nitrification and nitrate reduction in estuarine sediments. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 85, 75-91.
- Lampitt, R.S. (1985): Evidence for the seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor and its subsequent resuspension. *Deep-Sea Res.*, 32, 885-897.
- Lee, C. (1992): Controls on organic carbon preservation: The use of stratified water bodies to compare intrinsic rates of decomposition in oxic and anoxic systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 3323-3335.
- Li, Y.-H. & Gregory, S. (1974): Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 703-714.
- Lisitzin, A.P. (1967): Basic relationships of modern siliceous sediments and their connection with climatic zonation. *Int. Geol. Rev.*, 9, 631-652, 842-865, 980-1004, 1114-1130.

- Lisitzin, A.P., Bogdanov, Yu.A., Emelyanov, E.M., Mksimov, A.N., Pustelnikov, O.S. & Serova, V.V. (1975): Suspended matter in the Atlantic Ocean (Results of research according to the IGY Program): Sedimentation in the Atlantic Ocean. Kaliningrad: Akad. Nauka, 5-199.
- Lovley, D.R. (1991): Dissimilatory Fe(III) and Mn(IV) reduction. *Microbiol. Rev.*, 55, 259-287.
- Maier-Raimer, E. (1993): Geochemical cycles in an ocean general circulation model. Preindustrial tracer distribution. *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 645-677.
- Manheim, J.E. & Waterman (1972): Diffusimetry (diffusion constant estimation) on sediment cores by resistivity probe. *Int. Rep. DSDP*, 22, 663-670.
- Martin, J.H., Knauer, G.A., Karl, D.M. & Broenkow, W.W. (1987): VERTEX: Carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Res.*, 34, 267-285.
- Martin, W.R., Bender, M. & Orchardo, J. (1991): Benthic organic carbon degradation and biogenic silica dissolution in the central equatorial Pacific. *Deep-Sea Res.*, 38, 1481-1516.
- McDuff, R.E. & Ellis, R.A. (1979): Determining diffusion coefficients in marine sediments: A laboratory study of the validity of resistivity techniques. *Am. J. Sci.*, 279, 666-675.
- McKinney, R.E. & Conway, R.A. (1957): Chemical oxygen in biological waste treatment. *Sewage Industrial Waste*, 29, 1097-1106.
- Metcalf, W.G. (1955): A contribution of the system of ocean currents in higher latitudes. *Trans. Am. Geophys. Union*, 36, 595-600.
- Metcalf, W.G. (1960): A note on water movement in the Greenland-Norwegian Sea. *Deep-Sea Res.*, 8, 190-200.
- Middelburg, J.J. (1989): A simple rate model for organic matter decomposition in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1577-1581.
- Middelburg, J.J. (1991): Organic carbon, sulphur and iron in recent semi-euxinic sediments of Kau Bay, Indonesia. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 815-828.
- Middelburg, J.J. (1992): Organic matter decomposition in the marine environment. In: Nierenberg, W.A. (ed): *Encyclopedia of Earth System Science*, 3. New York: Academic Pr., 493-499.
- Middelburg, J.J., Vlug, T., Jaco, F. & van der Nat, W.A. (1993): Organic matter mineralization in marine systems. *Global Planet. Change*, 8, 1-12.
- Milliman, J.D. & Meade, R.H. (1983): World-wide delivery of river sediment to the ocean. *J. Geol.*, 91, 1-21.
- Minster, J.-F. & Boulahdid, M. (1987): Redfield ratios along isopycnal surfaces – a complimentary study. *Deep-Sea Res.*, 34, 1981-2003.
- Mintrop, L.L. (1990): Aminosäuren im Sediment - Analytische Methodik und Ergebnisse aus der Norwegischen See. *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, 20, 1-217.
- Moers, M.E.C., Baas, M., De Leeuw, J.W., Boon, J.J. & Schenk, P.A. (1990): Occurrence and origin of carbonhydrates in peat samples from a red mangrove environment as reflected by abundances of neutral monosaccharides. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 54, 2436-2472.
- Morse, J.W. (1974): Calculations of diffusive fluxes across the sediment-water interface. *J. Geophys. Res.*, 79, 5045-5048.
- Müller, P.J. & Suess, E. (1979): Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans – I. Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res.*, 26, 1347-1362.
- Müller, P.J. & Mangini, A. (1980): Organic carbon decomposition rates in sediments of the Pacific manganese nodule belt dated by ²³⁰Th and ²³¹Pa. *Earth Planet Sci. Lett.*, 51, 94-114.
- Nair, R.R., Ittekkot, V., Manganini, S.J., Ramaswamy, V., Haake, B., Degens, E.T., Desai, B.N. & Honjo, S. (1989): Increased particle flux to the deep ocean related to monsoons. *Nature*, 338, 749-751.
- Nansen, F. (1906): Northern water: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the arctic seas in 1901. *Vid. Selskap Skrifter I. Mat. Naturv.* 1(3). Christiania: Kl. Dybwad.
- Noriki, S & Tsunogai, S. (1986): Particulate fluxes and major components of settling particles from sediment trap experiments in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, 33, 903-912.
- Pace, M.L., Knauer, G.A., Karl, D.M. & Martin, J.H. (1987): Primary production, new production and vertical flux in the eastern Pacific Ocean. *Nature*, 325, 803-804.
- Parsons, M.L., Takahashi, M. & Hargrave, B. (1984): *Biological oceanographic processes*, 3rd ed.. Oxford: Pergamon, 330 pp.

- Peinert, R., Bathmann, U., von Bodungen, B. & Noj, T. (1987): The impact of grazing on spring bloom growth and sedimentation in Norwegian current. In: Degens, E.T., Izdar, E. & Honjo, S. (eds): Particle flux in the ocean. Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, 62, 149-166.
- Peng, T.-H. & Broecker, W.S. (1987): C/P ratios in marine detritus. *Global Biogeochem. Cycles*, 1, 155-161.
- Perry, R.K. (1986): Bathymetry. In: Hurdle, B.G. (ed): The nordic seas. New York: Springer, 211-235.
- Pfannkuche, O., and Lochte, K. (1990): Metabolismus und Energiefluß im Benthos. In: Pfannkuche, O., Beckmann, W., Christiansen, B., Lochte, K., Rheinheimer, G., Thiel, H. & Weikert, 1990: BIOTRANS - Biologischer Vertikaltransport und Energiehaushalt in der bodennahen Wasserschicht der Tiefsee. Ber. Zentr. Meeresf., Univ. Hamburg, 10, 131-154.
- Pfannkuche, O. (1993): Standing stock, Aktivität und Respirationsraten des Tiefseebenthos im NO-Atlantik. In: Pfannkuche, O., Rheinheimer, G. & Thiel, H. (eds): BIO-C-FLUX Biologischer Kohlenstofffluß in der bodennahen Wasserschicht des küstenfernen Ozeans. Ber. Inst. Meeresk. Kiel, 242, 51-90.
- Platt, T. & Harrison, W.G. (1985): Biogenic fluxes of carbon and oxygen in the ocean. *Nature*, 318, 55-58.
- Pratt, L.M. (1984): Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in Middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Co. . *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 68, 1146-1159.
- Premuzic, E.T. (1980): Organic carbon and nitrogen in the surface sediments of world oceans and seas: Distribution and relationship to bottom topography. BNL 51085, Environmental Chemistry Division and Oceanographic Science Division, Dept. of Energy and Environment, Brookhaven National Laboratory. New York: Associated Universities, 118 pp.
- Prospero, J.M. & Carlson, T.N. (1972): Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 77, 5255-5265.
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H. & Richards, F.A. (1963): The influence of organisms on the composition of sea-water. In: Hill, M.N. (ed): The sea, 2. New York: Wiley, 26-77.
- Reeburgh, W.S. (1983): Rates of biogeochemical processes in anoxic sediments. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, 345-352.
- Reimers, C.E. & Suess, E. (1983): The partitioning of organic carbon fluxes and sedimentary organic matter decomposition rates in the ocean. *Mar. Chem.*, 13, 141-168.
- Reimers, C.E., Fischer, K.M., Merewether, R., Smith, K.L., Jr. & Jahnke, R.A. (1986): Oxygen microprofiles measured in situ in deep ocean sediments. *Nature*, 320, 741-744.
- Reimers, C.E., Jahnke, R.A. & McCorkle, D.C. (1992): Carbon fluxes and burial rates over the continental slope and rise off central California with implications for the global carbon cycle. *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 199-224.
- Rhoads, D.C. (1974): Organism - sediment relations on the muddy sea floor. *Oceanogr. Mar. Biol. Am. Rev.* 12, 263-300.
- Rice, A.L., Billett, D.S.M., Fry, J., John, A.W.G., Lampitt, R.F.C., Mantoura, R.S. & Morris, J. (1986): Seasonal deposition of phytodetritus to the deep-sea floor. *Proc. R. Soc. Edinburgh*, 88 b, 265-279.
- Richards, F.A. (1965): Anoxic basins and fjords. In: Riley, J.P. & Skirrow, G. (eds): Treatise on chemical oceanography, 1. New York: Academic Pr., 611-645.
- Romankevich, E.A. (1984): Geochemistry of organic matter in the ocean. Heidelberg: Springer, 334 pp.
- Rona, P.A. (1980): The central North Atlantic ocean basin and continental margins: Geology, geophysics, geochemistry and resources, including the Trans-Atlantic Geotraverse (TAG), NOAA Atlas 3, U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, 99 pp.
- Rowe, G.T. (1983): Biomass and production of the deep-sea macrobenthos. In: Rowe, G.T. (ed): The sea, 8. New York: Wiley, 97-121.
- Rowe, T.R. & Gardner, W.D. (1981): Sedimentation rates in the slope of the Northwest Atlantic Ocean measured directly with sediment traps. *J. Mar. Res.*, 37, 581-600.
- Ruddiman, W.F. (1977a): Late quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat. 40°N to 65°N). *Bull. Geol. Soc. Am.* 88, 1813-1827.

- Ruddiman, W.F. (1977b): North Atlantic ice-rafting, a major change at 75,000 years before the presence. *Science*, 196, 1208-1211.
- Rutgers van der Loeff, M.M. (1986): Sediments, fauna and dispersal of radionuclides at the N.E. Atlantic dumpsite for low-level radioactive waste. Report of the Dutch DORA program. *Neth. Inst. Sea Res.*, 134 pp.
- Rutgers van der Loeff, M.M. (1990): Oxygen in pore waters of deep-sea sediments. *Phil. Trans. R. Soc. Lond., A* 331, 69-84.
- Sarnthein, M., Winn, K. & Zahn, R. (1987): Paleoproductivity of oceanic upwelling and effect of atmospheric CO₂ and climatic change during deglaciation times. In: Berger, W.H. & Labeyrie, L.D. (eds): *Abrupt climatic change. Proceedings of NATO/NSF A.R.W. Symposium at Biviers/Grenoble 1985.* Dordrecht: Reidel, 311-337.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.-C., Fontugne, M.R. (1988): Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21000 years. *Paleoceanography*, 3, 361-399.
- Sayles, F. (1979): The composition and diagenesis of interstitial solutions. I. Fluxes across the seawater-sediment interface in the Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 527-545.
- Sayles, F.L. (1981): The composition and diagenesis of interstitial solutions. II. Fluxes and diagenesis at the sediment-water interface in high latitude North and South Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 1061-1086.
- Sayles, F.L. & Curry, W.B. (1988): $\delta^{13}\text{C}$, TOC & the metabolism of organic carbon in deep sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2963-2978.
- Sayles, F.L., Martin, W.R. & Deuser, W.G. (1994): Response of benthic oxygen demand to particulate organic carbon supply in the deep sea near Bermuda. *Nature*, 371, 686-689.
- Schink, D.R. & Guinasso, N.L. jr. (1975): Processes affecting the concentration of silica at the sediment-water interface of the Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 80, 3013-3031.
- Schink, D.R. & Guinasso, N.L. jr. (1977): Effects of bioturbation on sediment-seawater interaction. *Mar. Geol.*, 27, 133-154.
- Schink, D.R. & Guinasso, N.L. jr. (1978): Redistribution of dissolved and adsorbed materials in abyssal marine sediments undergoing biological stirring. *Am. J. Sci.*, 278, 687-702.
- Schinzl, U., Dahmke, A., und Schulz, H.D. (1993): Reaktionen von Eisen(III)-oxidhydraten in marinen Sedimenten. *Z. Dt. Geol. Ges.*, 144, 224-247.
- Schlüter, M. (1990): Zur Frühdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres. *Geochemische Analyse und Modellierung. Ber. Polarforsch.*, 73, 156 pp.
- Schrader, H.J. (1971): Fecal pellets: Role in sedimentation of pelagic diatoms. *Science*, 174, 55-57.
- Schrader, H.J. & Schuette, G. (1981): Marine diatoms. In: Emiliani, C. (ed): *The sea*, 7. The oceanic lithosphere. New York: Wiley, 1179-1232.
- Schulz, H.D., Dahmke, A., Schinzl, U., Wallmann, K. & Zabel, M. (1994): Early diagenetic processes, fluxes and reaction rates in sediments of the South Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 58, 2041-2060.
- Skjoldal, H.R. & Wassmann, P. (1986): Sedimentation of particulate matter and silicium during spring and summer in Lindåspollene, western Norway. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 30, 49-63.
- Small, L.F., Fowler, S.W., Moore, S.A. & LaRosa, J. (1983): Dissolved and fecal pellet carbon and nitrogen release by zooplankton in tropical waters. *Deep-Sea Res.*, 30, 1199-1220.
- Smetacek, V., v. Bodungen, B., Knoppers, B., Peinert, R., Pollehne, F., Stegman, P. & Zeitzschel, B. (1984): Seasonal stages characterizing the annual cycle of an inshore pelagic system. *Rapp. P.-V. Cons. Int. Explor. Mer.*, 183, 126-135.
- Smetacek, V. (1985): Role of sinking in diatom life-history cycles: Ecological, evolutionary and geological significance. *Marine Biol.*, 84, 239-251.
- Smith, K.L. & Hinga, K.R. (1983): Sediment community respiration in the deep sea. In: Rowe, T. (ed): *The sea*, 8. New York: Wiley, 331-370.
- Smith, K.L., Laver, M.B. & Brown, N.O. (1983): Sediment community oxygen consumption and nutrient exchange in the central and eastern North Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, 28, 882-898.
- Smith, K.L., & Baldwin, R.J. (1984): Seasonal fluctuations in deep-sea sediment community oxygen consumption: Central and eastern North Pacific. *Nature*, 307, 624-625.

- Smith, K.L. (1987): Food energy supply and demand: A discrepancy between particulate organic carbon flux and sediment community oxygen consumption in the deep ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 32, 201-220.
- Smith, K.L., Baldwin, R.J. & Edelman, J.L. (1990): Supply and demand for organic matter by sediment communities on two central North Pacific seamounts. *Deep-Sea Res.*, 34, 185-211.
- Sørensen, J. (1982): Reduction of ferric iron in anaerobic, marine sediment and interaction with reduction of nitrate and sulfate. *Appl. Environ. Microbiol.*, 43, 319-324.
- Sørensen, J. (1987): Nitrate reduction in marine sediments: Pathway and interaction with iron and sulfur cycling. *Geomicrobiology J.*, 5, 401-421.
- Steemann Nielsen, E. (1975): Marine photosynthesis with special emphasis on the ecological aspects. Amsterdam: Elsevier, 141 pp.
- Stein, W. (1982): *Astronomische Navigation*. 6. Aufl. Bielefeld: Klasing, 104-107.
- Stumm, W. & Morgan, J.J. (1970): *Aquatic chemistry*. New York: Wiley, 780 pp.
- Suess, E. (1976): Porenlösung mariner Sedimente – Ihre Zusammensetzung als Ausdruck frühdiagenetischer Prozesse. Habilitationsschrift, Univ. Kiel, 193 pp.
- Suess, E. (1979): Mineral phases formed in anoxic sediments by microbial decomposition of organic matter. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 339-352.
- Suess, E. (1980): Particulate organic carbon flux in the ocean – Surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, 288, 260-263.
- Suess, E., Müller, P.J., Powell, H.S. & Reimers, C.E. (1980a): A closer look at nitrification in pelagic sediments. *Geochem. J.*, 14, 129-137.
- Suess, E. (1993): Tektonische Entwässerung an konvergenten Plattenrändern. GEOMAR Report 18, 106 pp.
- Swift, J.H. (1986): The arctic waters. In: Hurdle, B.G. (ed): *The nordic seas*. New York: Springer, 129-153.
- Takahashi, K. (1986): Seasonal fluxes of pelagic diatoms in the subarctic Pacific, 1982-1983. *Deep-Sea Res.*, 33, 1339-1355.
- Takahashi, T. (1976): Carbonate chemistry of seawater and the calcite compensation depth in the oceans. In: Sliter, W., Be' A.W.H. & Berger, W. (eds): *Dissolution of deep-sea carbonates*. Spec. Publ. 13, Cushman Found. for Foraminiferal Res., 11-26.
- Takahashi, T., Broecker, W.S. & Langer, S. (1985): Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces. *J. Geophys. Res.*, 90, 6907-6924.
- Thiel, H., Pfannkuche, O., Schriever, G., Lochte, K., Gooday, A.J., Hemleben, C., Mantoura, R.F.C., Turley, C.M., Patching, J.W. & Riemann (1988/1989): Phytodetritus on the deep-sea floor in a central oceanic region of the northeast Atlantic. *Biol. Oceanogr.*, 6, 203-239.
- Thomson, J., Wilson, T.R.S., Culkin, F. & Hydes, D.J. (1984): Non-steady state diagenetic record in eastern equatorial Atlantic sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 71, 23-30.
- Thomsen, L. & Graf, G. (1994): Boundary layer characteristics of the continental margin of the western Barents Sea. *Oceanol. Acta*, 17, 597-607.
- Thomsen, L., Graf, G., von Jutterzenka, K. & Witte, U. (1995): An in situ experiment to investigate the depletion of seston above an interface feeder field on the continental slope of the western Barents Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 123, 295-300.
- Toth, D.J. & Lermann, A. (1977): Organic matter reactivity and sedimentation rates in the ocean. *Am. J. Sci.*, 277, 465-485.
- Trangeled, S. (1974): Oceanography of the Norwegian and Greenland Sea and adjacent areas – II. Survey of 1870 - 1970, literature. Scalant ASW Res. Centre Memorandum SM-47, Italy.
- Treguer, P., Nelson, D.M., Gueneley, S., Zeyons, C., Morvan, J. & Buma, A. (1990): The distribution of biogenic and lithogenic silica and the composition of particulate organic matter in the Scotia Sea and Drake Passage during autumn 1987. *Deep-Sea Res.*, 37, 833-851.
- Tromp, T.K., Van Cappellen, P. & Key, R.M. (1995): A global model for the early diagenesis of organic carbon and organic phosphorus in marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 1259-1284.
- Tsunogai, S. & Noriki, S. (1987): Organic matter fluxes and the sites of oxygen consumption in deep water. *Deep-Sea Res.*, 34, 755-767.

- Turley, C.M., Lochte, K. & Patterson, D.J. (1988): A barophilic flagellate isolated from 4500 m in mid-North-Atlantic. *Deep-Sea Res.*, 35, 1079-1092.
- Udintsev, G.B. (1989/1990): International geological-geophysical atlas of the Atlantic ocean. IOC (of UNESCO), Min. Geol. USSR, Ac. Sci. USSR, GUGK USSR, Moskau, 158 pp.
- Ullman, W.J. & Aller, R.C. (1982): Diffusion coefficients in nearshore marine sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 27, 552-556.
- van Bennekom, A.J., Berger, G.W., van der Gaast, S.J. & de Vries, R.T.P. (1988): Primary productivity and the silica cycle in the Southern Ocean. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, 67, 19-30.
- van Bennekom, A.J., Jansen, J.H.F., van der Gaast, S.J., van Iperen, J.M. & Pieters, J. (1989): Aluminium-rich opal: An intermediate in the preservation of biogenic silica in the Zaire (Congo) deep-sea fan. *Deep-Sea Res.*, 36, 173-190.
- Vanderborght, J.P. & Billen, G. (1975): Vertical distribution of nitrate concentration in interstitial water of marine sediments with nitrification and denitrification. *Limnol. Oceanogr.*, 20, 953-961.
- Vogt, P.R. (1986): Seafloor topographic, sediments and paleoenvironments. In: Burton, G.H. (ed): *The nordic seas*. New York: Springer, 237-410.
- von Bodungen, B., Smetacek, V., Tilzer, M.M., Zeitzschel, B. (1986): Primary production and sedimentation during spring in the Antarctic Peninsula region. *Deep-Sea Res.*, 33, 177-194.
- von Breymann, M.T., Swart, P.K., Brass, G.W. & Berner, U. (1991): Pore water chemistry of the Sulu and Celebes Seas: extensive diagenetic reactions at sites 761 and 768. In: Silver, E.A., Rangin, C. & von Breymann, M.T. (eds): *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 124, 203-215.
- Walsh, J., Rowe, G.T., Iverson, R.L. & McRoy, C.P. (1981): Biological export of shelf carbon: a neglected sink of the global CO₂ cycle. *Nature*, 291, 196-201.
- Wassmann, P. (1990): Relationship between primary and export production in the boreal, costal zone of the North Atlantic. *Limnol. Oceanogr.*, 35, 464-471.
- Wefer, G., Suess, E., Balzer, W., Liebezeit, G., Müller, P.J., Ungerer, C.A. & Zenk, W. (1982): Fluxes of biogenic components from sediment trap deployment in circumpolar waters of the Drake Passage. *Nature*, 299, 145-147.
- Wefer, G. (1989): Particle flux in the ocean: Effects of episodic production. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds). *Dahlem Konferenzen 1989: Productivity of the ocean: Present and past*. New York: Wiley, 139-153.
- Westrich, J.T. & Berner, R.A. (1984): The role of sedimentary organic matter in bacterial sulfate reduction: The G-model tested. *Limnol. Oceanogr.*, 29, 236-249.
- Wilson, T.R.S., Thomson, J., Colley, S., Hydes, D.J. & Higgs, N.C. (1985): Early organic diagenesis: The significance of progressive subsurface oxidation fronts in pelagic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 811-822.
- Wimbush, M. (1976): The physics of the benthic boundary layer. In: McCave, I.N. (ed): *The benthic boundary layer*. New York: Plenum, 3-10.
- Winters, G.V. & Buckley, D.E. (1986): The influence of dissolved [FeSi₃O₃(OH)₈] on chemical equilibria in pore waters from deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50, 277-288.
- Wollast, R. & Garrels, R.M. (1971): Diffusion coefficient of silica in seawater. *Nat. Phys. Sci.*, 229, 94.
- Wollast, R. & Mackenzie, F.T. (1983): The global cycle of silica. In: Aston, S.R. (ed): *Silicon geochemistry and biogeochemistry*. London: Academic Pr., 39-76.
- Yayanos, A.A. & Dietz, A.S. (1982): Thermal inactivation of a deep-sea barophilic bacterium, isolated in CNPT-3. *Appl. Environ. Biol.*, 43, 1481-1489.
- Young, L.Y. (1984): Anaerobic degradation of aromatic compounds. In: Gibson, D.T. (ed): *Microbial degradation of organic compounds*. New York: Marcel Dekker, 487-523.
- Zabel, M. (1994): Frühdiagenetische Stoff-Flüsse in Oberflächen-Sedimenten des äquatorialen und östlichen Südatlantik. Dissertation, Univ. Bremen, 129 pp.
- Zabel, M., Dahmke, A. & Schulz, H.D. (in prep): Regional distribution of phosphate and silicon fluxes through the sediment water interface in the eastern South Atlantic.

- Zeitzschel, B. (1965): Zur Sedimentation von Seston, eine produktionsbiologische Untersuchung von Sinkstoffen und Sedimenten der westlichen und mittleren Ostsee. *Kieler Meeresf.*, 21, 55-80.
- Zeitzschel, B. (1989): Oceans, carbon and climate change – An introduction to JGOFS. Faltblatt des JGOFS Büro, IfM-Kiel.



GEOMAR REPORTS

- 1 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
BERICHT FÜR DIE JAHRE 1987 UND 1988. 1989. 71 + 6 pp.
In German
- 2 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1989. 1990. 96 pp.
In German and English
- 3 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1990. 1991. 212 pp.
In German and English
- 4 ROBERT F. SPIELHAGEN
DIE EISDRIFT IN DER FRAMSTRASSE WÄHREND DER LETZTEN 200.000 JAHRE. 1991. 133 pp.
In German with English summary
- 5 THOMAS C. W. WOLF
PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN
(ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81). 1991. 92 pp.
In German with English summary
- 6 SEISMIC STUDIES OF LATERALLY HETEROGENOUS STRUCTURES - INTERPRETATION AND MODELLING OF SEISMIC DATA.
Edited by ERNST R. FLUEH
Commission on Controlled Source Seismology (CCSS), Proceedings of the 8th Workshop Meeting, held at
Kiel - Fellhorst (Germany), August 27-31, 1990. 1991. 359 pp.
In English
- 7 JENS MATTHIESSEN
DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN IM SPÄTQUARTÄR DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES: PALÖKOLOGIE UND PALÄO-OZEANOGRAPHIE. 1991. 104 pp.
In German with English summary
- 8 DIRK NÜRNBERG
HAUPT- UND SPURENELEMENTE IN FORAMINIFERENGHÄUSEN - HINWEISE AUF KLIMATISCHE UND OZEANOGRAPHISCHE ÄNDERUNGEN
IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK WÄHREND DES SPÄTQUARTÄRS. 1991. 117 pp.
In German with English summary
- 9 KLAS S. LACKSCHEWITZ
SEDIMENTATIONSPROZESSE AM AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN KOLBEINSEY RÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND). 1991. 133 pp.
In German with English summary
- 10 UWE PAGELS
SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN DES ÖSTLICHEN
ARKTISCHEN OZEANS. 1991. 106 pp.
In German with English summary
- 11 FS POSEIDON - EXPEDITION 175 (9.10.-1.11.1990)
175/1: OSTGRÖNLÄNDISCHER KONTINENTALRAND (65° N)
175/2: SEDIMENTATION AM KOLBEINSEYRÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND)
Hrsg. von J. MIENERT und H.-J. WALLRABE-ADAMS. 1992. 56 pp. + app.
In German with some English chapters
- 12 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1991. 1992. 152 pp.
In German and English
- 13 SABINE E. I. KÖHLER
SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES NORDPOLARMEERES UND EUROPÄISCHEN NORDMEERES ANHAND VON
SAUERSTOFF- UND KOHLENSTOFF- ISOTOPENVERHÄLTNISSEN DER PLANKTISCHEN FORAMINIFERE
Neogloboquadrina pachyderma (sin.). 1992. 104 pp.
In German with English summary
- 14 FS SONNE - FAHRTBERICHT SO 78 PERUVENT: BALBOA, PANAMA - BALBOA, PANAMA, 28.2.1992-16.4.1992
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1992. 120 pp.
In German with some English chapters
- 15 FOURTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON PALEOCEANOGRAPHY (ICP IV): SHORT- AND LONG-TERM GLOBAL CHANGE:
RECORDS AND MODELLING 21-25 SEPTEMBER 1992, KIEL/GERMANY
PROGRAM & ABSTRACTS. 1992. 361 pp.
In English
- 16 MICHAELA KUBISCH
DIE EISDRIFT IM ARKTISCHEN OZEAN WÄHREND DER LETZTEN 250.000 JAHRE. 1992. 100 pp.
In German with English summary
- 17 PERSISCHER GOLF: UMWELTGEFÄHRDUNG, SCHADENSERKENNUNG, SCHADENSBEWERTUNG AM BEISPIEL DES MEERESBODENS; ERKENNEN
EINER ÖKOSYSTEMVERÄNDERUNG NACH ÖLEINTRÄGEN. Schlußbericht zu den beiden BMFT-Forschungsvorhaben 03FO065 A + B. 1993. 108 pp.
In German with English summary
- 18 TEKTONISCHE ENTWÄSSERUNG AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN / DEWATERING AT CONTINENTAL MARGINS.
Hrsg. von/ed. by ERWIN SUESS. 1993. 106 + 32 + 68 + 16 + 22 + 38 + 4 + 19 pp.
Some chapters in English, some in German

- 19 THOMASDICKMANN
DAS KONZEPT DER POLARISATIONSMETHODE UND SEINE ANWENDUNGEN AUF DAS SEISMISCHE VEKTORWELLENFELD
IM WEITWINKELBEREICH. 1993. 121 pp.
In German with English summary
- 20 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1992. 1993. 139 pp.
In German and English
- 21 KAI UWE SCHMIDT
PALYNOMORPHE IM NEOGENEN NORDATLANTIK - HINWEISE ZUR PALÄO-OZEANOGRAPHIE UND PALÄOKLIMATOLOGIE. 1993. 104 + 7 + 41 pp.
In German with English summary
- 22 UWE JÜRGEN GRÜTZMACHER
DIE VERÄNDERUNGEN DER PALÄOGEOGRAPHISCHEN VERBREITUNG VON *BOLBOFORMA* - EIN BEITRAG ZUR REKONSTRUKTION UND
DEFINITION VON WASSERMASSEN IM TERTIÄR. 1993. 104 pp.
In German with English summary
- 23 RV PROFESSOR LOGACHEV - Research Cruise 09 (August 30 - September 17, 1993); SEDIMENT DISTRIBUTION ON THE REYKJANES RIDGE NEAR 69°N
Edited by H.-J. WALLRABE-ADAMS & K.S. LACKSCHEWITZ. 1993. 66 + 30 pp.
In English
- 24 ANDREAS DETTMER
DIATOMEEN-TAPHOZÖNOSEN ALS ANZEIGER PALÄO-OZEANOGRAPHISCHER ENTWICKLUNGEN IM PLIOZÄNEN UND QUARTÄREN
NORDATLANTIK. 1993. 113 + 10 + 25 pp.
In German with English summary
- 26 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1993. 1994. 69 pp.
In German and English
- 28 JÖRG BIALAS
SEISMISCHE MESSUNGEN UND WEITERE GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AM SÜD-SHETLAND TRENCH
UND IN DER BRANSFIELD STRASSE - ANTARKTISCHE HALBINSEL. 1994. 113 pp.
In German with English summary
- 27 JANET MARGARET SUMNER
THE TRANSPORT AND DEPOSITIONAL MECHANISM OF HIGH GRADE MIXED-MAGMA IGIMBRITE TL, GRAN CANARIA:
THE MORPHOLOGY OF A LAVA-LIKE FLOW. 1994. 224 pp.
In English with German summary
- 28 GEOMAR LITHOTHEK. Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994. 12 pp + app.
In English
- 29 FS SONNE - FAHRTBERICHT SO 97 KODIAK-VENT: KODIAK - DUTCH HARBOR - TOKYO - SINGAPUR, 27.7. - 19.9.1994
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1994.
Some chapters in German, some in English
- 30 CRUISE REPORTS:
RV LIVONIA CRUISE 92, KIEL-KIEL, 21.8.-17.9.1992: GLORIA STUDIES OF THE EAST GREENLAND CONTINENTAL MARGIN BETWEEN 70° AND 80°N
RV POSEIDON PO200/10, LISBON-BREST-BREMERHAVEN, 7.-23.8.1993: EUROPEAN NORTH ATLANTIC MARGIN: SEDIMENT PATHWAYS,
PROCESSES AND FLUXES
RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY, KIEL-TROMSØ, 6.-26.7.1994: GAS HYDRATES ON THE NORTHERN EUROPEAN CONTINENTAL MARGIN
Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994.
In English; report of RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY cruise in English and Russian
- 31 MARTIN WEINELT
BECKENENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN WIKING-GRABENS IM KÄNOZOIKUM - VERSENKUNGSGESCHICHTE, SEQUENZSTRATIGRAPHIE,
SEDIMENTZUSAMMENSETZUNG. 1994. 86 pp.
In German with English summary
- 32 GEORG A. HEISS
CORAL REEFS IN THE RED SEA: GROWTH, PRODUCTION AND STABLE ISOTOPES. 1994. 141 pp.
In English with German summary
- 33 JENS A.HÖLEMANN
AKKUMULATION VON AUTOCHTHONEM UND ALLOCHTHONEM ORGANISCHEM MATERIAL IN DEN KÄNOZOISCHEN SEDIMENTEN
DER NORWEGISCHEN SEE (ODP LEG 104). 1994. 78 pp.
In German with English summary
- 34 CHRISTIAN HASS
SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES SKAGERRAKS (NE NORDSEE)
IM SPÄTHOLOZÄN. 1994.
In German with English summary
- 36 BRITTA JÜNGER
TIEFENWASSERERNEUERUNG IN DER GRÖNLANDSEE WÄHREND DER LETZTEN 340.000 JAHRE.
DEEP WATER RENEWAL IN THE GREENLAND SEA DURING THE PAST 340,000 YEARS. 1994. 6 + 109 pp.
In German with English summary
- 36 JÖRG KUNERT
UNTERSUCHUNGEN ZU MASSEN- UND FLUIDTRANSPORT ANHAND DER BEARBEITUNG REFLEXIONSSEISMISCHER DATEN AUS DER
KODIAK-SUBDUKTIONSZONE, ALASKA. 1995. 129 pp.
In German with English summary
- 37 CHARLOTTE M. KRAWCZYK
DETACHMENT TECTONICS DURING CONTINENTAL RIFTING OFF THE WEST IBERIA MARGIN: SEISMIC REFLECTION AND
DRILLING CONSTRAINTS. 1995. 133 pp.
In English with German summary
- 38 CHRISTINE CAROLINE NÜRNBERG
BARIUMFLUSS UND SEDIMENTATION IM SÜDLICHEN SÜDATLANTIK - HINWEISE AUF PRODUKTIVITÄTSÄNDERUNGEN IM QUARTÄR. 1995. 6 + 108pp.
In German with English summary
- 39 JÜRGEN FRÜHN
TEKTONIK UND ENTWÄSSERUNG DES AKTIVEN KONTINENTALRANDES SÜDÖSTLICH DER KENAI-HALBINSEL, ALASKA. 1995. 93 pp.
In German with English summary

- 40 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1994. 1995.
In German and English
- 41 FS SONNE - FAHRTBERICHT / CRUISE REPORT SO 103 CONDOR 1 B: VALPARAISO-VALPARAISO, 2.-21.7.1995.
Hrsg. von ERNST R. FLUEH. 1995. 140 pp.
Some chapters in German, some in English
- 42 R/V PROFESSOR BOGOROV CRUISE 37: CRUISE REPORT "POSETIV": Vladivostok - Vladivostok, September 23 - October 22, 1994.
Edited by CHRISTOPH GAEDICKE, BORIS BARANOV and EVGENIY LELIKOV. 1995. 48 + 33 pp.
In English
- 43 CHRISTOPH GAEDICKE
DEFORMATION VON SEDIMENTEN IM NANKAI-AKKRETIONSKEIL, JAPAN. BILANZIERUNG TEKTONISCHER VORGÄNGE ANHAND VON SEISMISCHEN
PROFILIEN UND ERGEBNISSEN DER ODP-BOHRUNG 808. II + 89 pp.
In German with English summary
- 44 MARTIN ANTONOW
SEDIMENTATIONSMUSTER UM DEN VESTERIS SEAMOUNT (ZENTRALE GRÖNLANDSEE) IN DEN LETZTEN 250.000 JAHREN. 1995.
In German with English summary
- 45 INTERNATIONAL CONGRESS: CORING FOR GLOBAL CHANGE - ICGC '95. KIEL, 28 - 30 June, 1995.
Edited by JÜRGEN MIENERT and GEROLD WEFER. 1996.
In English
- 46 JENS GRÜTZNER
ZUR PHYSIKALISCHEN ENTWICKLUNG VON DIAGENETISCHEN HORIZONTEN IN DEN SEDIMENTBECKEN DES ATLANTIKS. 1995. 96 pp.
In German with English summary
- 47 INGO A. PECHER
SEISMIC STUDIES OF BOTTOM SIMULATING REFLECTORS AT THE CONVERGENT MARGINS OFFSHORE PERU AND COSTA RICA. 1996. 159 pp.
In English with German summary
- 48 XIN SU
DEVELOPMENT OF LATE TERTIARY AND QUATERNARY COCCOLITH ASSEMBLAGES IN THE NORTHEAST ATLANTIC. 1996. 120 pp. + 7 pl.
In English with German summary
- 49 FS SONNE - FAHRTBERICHT / CRUISE REPORT SO 108 ORWELL: SAN FRANCISCO - ASTORIA, 14.4. - 23.5.1996
Edited by ERNST R. FLUEH and MICHAEL A. FISHER. 1996.
- 50 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL
JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1995. 1996. 93 pp.
In German and English
- 51 THOMAS FUNCK
STRUCTURE OF THE VOLCANIC APRON NORTH OF GRAN CANARIA DEDUCED FROM REFLECTION SEISMIC, BATHYMETRIC
AND BOREHOLE DATA. 1996. VI, 144 pp.
In English with German summary
- 52 PETER BRUNS
GEOCHEMISCHE UND SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ÜBER DAS SEDIMENTATIONSVERHALTEN IM BEREICH
BIOSTRATIGRAPHISCHER DISKONTINUITÄTEN IM NEOGEN DES NORDATLANTIK, ODP LEG 104, SITES 642B UND 643A. 1993. V, 73 pp.
In German with English summary
- 53 CHRISTIANE C. WAGNER
COLD SEEPS AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN VOR OREGON UND PERU: BIOGEOCHEMISCHE BESTANDSAUFNAHME. 1996. 108, XXXVI pp.
In German with English summary
- 54 FRAUKE KLINGELHÖFER
MODEL CALCULATIONS ON THE SPREADING OF SUBMARINE LAVA FLOWS. 1996. 98 pp.
In English with German summary
- 55 HANS-JÜRGEN HOFFMANN
OBJEKTORIENTIERTE ANALYSE UND MIGRATION DIFFRAKTIERTER WELLENFELDER UNTER VERWENDUNG DER STRAHLENMETHODE UND
DER EDGE-WAVE-THEORIE. 1996. XXI, 153 pp.
In German with English summary
- 56 DIRK KLÄSCHEN
STRAHLENSEISMISCHE MODELLIERUNG UNTER BERÜCKSICHTIGUNG VON MEHRFACHDIFFRAKTIONEN MIT HILFE DER EDGE-WAVES:
THEORIE UND ANWENDUNGSBEISPIELE. 1996. X, 159 pp.
In German with English summary
- 57 NICOLE BIEBOW
DINOFLAGELLATENZYSTEN ALS INDIKATOREN DER SPÄT- UND POSTGLAZIALEN ENTWICKLUNG DES AUFTRIEBSGESCHEHENS VOR PERU.
1996. IV, 100, 17, 14 (7 pl.) pp.
In German with English summary
- 58 RV SONNE - CRUISE REPORT SO109: HYDROTRACE. ASTORIA-VICTORIA-ASTORIA-VICTORIA. MAY 23 - JULY 8, 1996.
Ed. by PETER HERZIG, ERWIN SUESS, and PETER LINKE. 1997.
In English
- 59 RV SONNE - CRUISE REPORT SO110: SO - RO (SONNE - ROPOS). VICTORIA-KODIAK-VICTORIA. JULY 9 - AUGUST 19, 1996.
Ed. by ERWIN SUESS and GERHARD BOHRMANN. 1997.
In English
- 60 RV AKADEMIK M. A. LAVRENTYEV CRUISE 27. CRUISE REPORT: GREGORY. VLADIVOSTOK-PUSAN-OKHOTSK SEA-PUSAN-VLADIVOSTOK.
SEPTEMBER 7 - OCTOBER 12, 1996. Ed. by DIRK NÜRNBERG, BORIS BARANOV, and BORIS KARP. 1997. 143 pp.
In English
- 62 FS SONNE - FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO123: MAMUT (MAKRAN MURRAY TRAVERSE - GEOPHYSIK PLATTENTEKTONISCHER
EXTREMFÄLLE). Maskat - Maskat, 07.09 - 03.10.1997.
Ed. by ERNST R. FLUEH, NINA KUKOWSKI, and CHRISTIAN REICHERT
- 63 RAINER ZAHN
NORTH ATLANTIC THERMOHALINE CIRCULATION DURING THE LAST GLACIAL PERIOD: EVIDENCE FOR COUPLING BETWEEN MELT-WATER
EVENTS AND CONVECTIVE INSTABILITY. 1997. 133 pp.
In English

- 64 FS SONNE - FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO112 HIRESBAT (HIGH RESOLUTION BATHYMETRY).
Victoria, B.C., Canada - Apra Harbor, Guam. 17.09 - 08.10.1996.
Hrsg. von WILHELM WEINREBE. 1997. 90 pp.
Some chapters in German, some in English
- 65 NIELS NØRGAARD-PEDERSEN
LATE QUATERNARY ARCTIC OCEAN SEDIMENT RECORDS: SURFACE OCEAN CONDITIONS AND PROVENANCE
OF ICE-RAFTED DEBRIS. 1997. 115 pp.
In English with German summary
- 66 THOMAS NÄHR
AUTHIGENER KLINOPTILOLITH IN MARINEN SEDIMENTEN - MINERALCHEMIE, GENESE UND MÖGLICHE ANWENDUNG ALS
GEOTHERMOMETER. 1997. 119, 43 pp.
In German with English summary
- 67 MATTIAS KREUTZ
STOFFTRANSPORT DURCH DIE BODENGRENZSCHICHT: REGIONALISIERUNG UND BILANZIERUNG FÜR DEN NORDATLANTIK UND
DAS EUROPÄISCHE NORDMEER. 1998. IV, 166 pp.
In German with English summary
- 68 AMIT GULATI
BENTHIC PRIMARY PRODUCTION IN TWO DIFFERENT SEDIMENT TYPES OF THE KIEL FJORD (WESTERN BALTIC SEA). 1998. 139 pp.
In English with German summary
- 69 RÜDIGER SCHACHT
DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALE ENTWICKLUNG DER WOOD- UND LIEFDEFJORDREGION NORDSPITZBERGENS. 1998. 187 pp.
In German with English summary