

# Copyright ©

---

Es gilt deutsches Urheberrecht.

Das Werk bzw. der Inhalt darf zum eigenen Gebrauch kostenfrei heruntergeladen, konsumiert, gespeichert oder ausgedruckt, aber nicht im Internet bereitgestellt oder an Außenstehende weitergegeben werden ohne die schriftliche Einwilligung des Urheberrechtsinhabers. Es ist nicht gestattet, Kopien oder gedruckte Fassungen der freien Onlineversion zu veräußern.

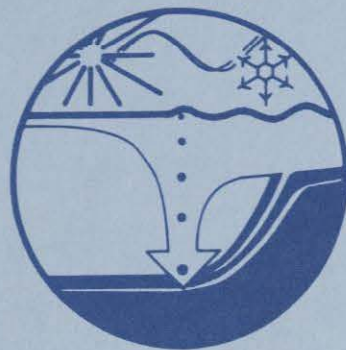
German copyright law applies.

Copyright and Moral Rights for this thesis are retained by the author and/or other copyright owners. The work or content may be downloaded, consumed, stored or printed for your own use but it may not be distributed via the internet or passed on to external parties without the formal permission of the copyright holders. It is prohibited to take money for copies or printed versions of the free online version.

Z 945-1

66b

**BERICHTE**  
aus dem  
**SONDERFORSCHUNGSBEREICH 313**  
VERÄNDERUNGEN DER UMWELT - DER NÖRDLICHE NORDATLANTIK



09. Dez. 1997

Nr. 71

Eintrag, Akkumulation und Überlieferung  
von organischem Kohlenstoff  
in Oberflächensedimenten  
des Europäischen Nordmeeres

EBERHARD JÜRGEN SAUTER



Inhalt

1.1.1 Einleitung

1.1.2 Sediment- und Ozeanographie

1.1.3 Sedimentation und Sedimentation

1.1.4 Sedimentation und Sedimentation

1.1.5 Sedimentation und Sedimentation

1.1.6 Sedimentation und Sedimentation

1.1.7 Sedimentation und Sedimentation

1.1.8 Sedimentation und Sedimentation

1.1.9 Sedimentation und Sedimentation

1.1.10 Sedimentation und Sedimentation

1.1.11 Sedimentation und Sedimentation

1.1.12 Sedimentation und Sedimentation

1.1.13 Sedimentation und Sedimentation

1.1.14 Sedimentation und Sedimentation

1.1.15 Sedimentation und Sedimentation

1.1.16 Sedimentation und Sedimentation

1.1.17 Sedimentation und Sedimentation

1.1.18 Sedimentation und Sedimentation

1.1.19 Sedimentation und Sedimentation

1.1.20 Sedimentation und Sedimentation

1.1.21 Sedimentation und Sedimentation

1.1.22 Sedimentation und Sedimentation

1.1.23 Sedimentation und Sedimentation

1.1.24 Sedimentation und Sedimentation

1.1.25 Sedimentation und Sedimentation

1.1.26 Sedimentation und Sedimentation

1.1.27 Sedimentation und Sedimentation

1.1.28 Sedimentation und Sedimentation

1.1.29 Sedimentation und Sedimentation

1.1.30 Sedimentation und Sedimentation

1.1.31 Sedimentation und Sedimentation

1.1.32 Sedimentation und Sedimentation

1.1.33 Sedimentation und Sedimentation

1.1.34 Sedimentation und Sedimentation

1.1.35 Sedimentation und Sedimentation

1.1.36 Sedimentation und Sedimentation

1.1.37 Sedimentation und Sedimentation

1.1.38 Sedimentation und Sedimentation

1.1.39 Sedimentation und Sedimentation

1.1.40 Sedimentation und Sedimentation

1.1.41 Sedimentation und Sedimentation

1.1.42 Sedimentation und Sedimentation

1.1.43 Sedimentation und Sedimentation

1.1.44 Sedimentation und Sedimentation

1.1.45 Sedimentation und Sedimentation

1.1.46 Sedimentation und Sedimentation

1.1.47 Sedimentation und Sedimentation

1.1.48 Sedimentation und Sedimentation

1.1.49 Sedimentation und Sedimentation

1.1.50 Sedimentation und Sedimentation

1.1.51 Sedimentation und Sedimentation

1.1.52 Sedimentation und Sedimentation

1.1.53 Sedimentation und Sedimentation

1.1.54 Sedimentation und Sedimentation

1.1.55 Sedimentation und Sedimentation

1.1.56 Sedimentation und Sedimentation

1.1.57 Sedimentation und Sedimentation

1.1.58 Sedimentation und Sedimentation

1.1.59 Sedimentation und Sedimentation

1.1.60 Sedimentation und Sedimentation

1.1.61 Sedimentation und Sedimentation

1.1.62 Sedimentation und Sedimentation

1.1.63 Sedimentation und Sedimentation

1.1.64 Sedimentation und Sedimentation

1.1.65 Sedimentation und Sedimentation

1.1.66 Sedimentation und Sedimentation

1.1.67 Sedimentation und Sedimentation

1.1.68 Sedimentation und Sedimentation

1.1.69 Sedimentation und Sedimentation

1.1.70 Sedimentation und Sedimentation

1.1.71 Sedimentation und Sedimentation

1.1.72 Sedimentation und Sedimentation

1.1.73 Sedimentation und Sedimentation

1.1.74 Sedimentation und Sedimentation

1.1.75 Sedimentation und Sedimentation

1.1.76 Sedimentation und Sedimentation

1.1.77 Sedimentation und Sedimentation

1.1.78 Sedimentation und Sedimentation

1.1.79 Sedimentation und Sedimentation

1.1.80 Sedimentation und Sedimentation

1.1.81 Sedimentation und Sedimentation

1.1.82 Sedimentation und Sedimentation

Nr. 71

Eintrag, Akkumulation und Überlieferung von  
organischem Kohlenstoff in Oberflächensedimenten  
des Europäischen Nordmeeres

Eberhard Jürgen Sauter



# Inhalt

ABSTRACT.....	2
<b>1 EINLEITUNG UND ZUSAMMENFASSUNG .....</b>	<b>3</b>
1.1 Einführung und Aufgabenstellung .....	3
1.2 Zusammenfassung der Ergebnisse .....	4
<b>2 DAS EUROPÄISCHE NORDMEER .....</b>	<b>6</b>
2.1 Geographische und hydrographische Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes.....	6
2.2 Die Eisrandzone.....	6
2.3 Tiefenwassererneuerung und Sauerstoffversorgung des Bodenwassers.....	10
<b>3 ANSÄTZE ZUR BESCHREIBUNG FRÜHDIAGENETISCHER PROZESSE.....</b>	<b>11</b>
3.1 Die diagenetische Grundgleichung .....	11
3.2 Transportprozesse an der Wasser/Sediment-Grenzschicht .....	11
3.2.1 Diffusion .....	11
3.2.2 Bioirrigation und Bioturbation.....	13
3.2.3 Porenwasser-Advektion.....	13
3.3 Abbaureaktionen.....	13
3.4 Eintrag und Überlieferung von organischem Kohlenstoff im Sediment.....	16
<b>4 MATERIAL UND METHODEN .....</b>	<b>17</b>
4.1 Meßkonzept .....	17
4.2 Sauerstoffmessungen.....	17
4.3 Das <i>in situ</i> -Meßsystem FLOORIAN.....	19
4.4 Formationsfaktor und Porosität.....	21
4.5 Andere geochemische Parameter .....	22
4.5.1 Nährstoffe im Porenwasser .....	22
4.5.2 Mangan .....	22
4.5.3 C <sub>org</sub> -Gehalt.....	22
4.6 Untersuchungen zur Dicke der diffusiven Grenzschicht im Strömungskanal .....	22
<b>5 ERGEBNISSE .....</b>	<b>25</b>
5.1 Porositäts-Tiefenverteilung .....	25
5.2 Gehalt an organischem Kohlenstoff im Sediment .....	28
5.3 Nitrat im Porenwasser .....	31
5.4 Phosphat im Porenwasser.....	34
5.5 Mangan im Porenwasser .....	36
5.6 Sauerstoff im Porenwasser .....	39
5.6.1 <i>ex situ</i> -Sauerstoffprofile (Labormessungen) .....	40
5.6.2 <i>in situ</i> -Sauerstoffprofile.....	45
5.7 Stoffflüsse, Akkumulationsraten und O <sub>2</sub> -Eindringtiefen .....	47
5.8 Tiefenverteilung der C <sub>org</sub> -Abbauraten .....	50
5.9 Abhängigkeit der DBL von der Bodenströmung.....	54
<b>6. DISKUSSION DER ERGEBNISSE.....</b>	<b>58</b>
6.1 Datenqualität und Methodenvergleich .....	58
6.1.1 <i>in situ</i> - und <i>ex situ</i> -Sauerstoffmessungen im Vergleich.....	58
6.1.2 Porosität .....	61
6.1.2 Bioturbation .....	62
6.1.4 Nitratmessungen.....	62
6.2 Eintrag von organischem Material ins Oberflächensediment.....	62
6.3 Benthopelagische Kopplung und saisonale Variabilität.....	65
6.4 Akkumulationsraten .....	67
6.5 Abbauraten von C <sub>org</sub> im Oberflächensediment .....	69
6.6 Flächenbilanzierung .....	72
<b>7 AUSBLICK.....</b>	<b>74</b>
<b>8 LITERATURVERZEICHNIS .....</b>	<b>75</b>
<b>9 DANKSAGUNG .....</b>	<b>80</b>
<b>10 ANHANG .....</b>	<b>81</b>



## Abstract

A wire driven device capable of performing *in situ* measurements of porewater oxygen and formation factor depth distributions within the upper sediment layers was developed. This system was designed for use in ice-covered regions such as the East Greenland Sea and was successfully employed at nine stations. Sediment cores retrieved by the implemented corer unit from the immediate vicinity of the measuring site were analysed for other geochemical parameters in the laboratory.

The production of oxygen microsensors for *in situ* and shipboard use was established. In order to calculate the diffusive oxygen flux through the water/sediment interface, the oxygen depth profiles measured with microsensors were fit by an exponential function. Out of that the  $C_{\text{org}}$ -flux onto the sediment surface was calculated, assuming oxic respiration in these well oxygenated sediments to be the main process of carbon degradation. Depending on water depth, laboratory measured profiles lead to an overestimation of diffusive fluxes through the water/sediment interface when compared to *in situ* profiles, whereas oxygen penetration depth is much less affected

The  $C_{\text{org}}$ -flux to the sediment surface was found to be relatively low in the East Greenland region. Typical values range from 3 to 8  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  on the shelf and from 0.5 to 1  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  at deeper locations in the Greenland and Norwegian Seas respectively. Fluxes were higher in summer than in fall by a factor of about 1.4. For some stations, organic carbon accumulation rates were calculated, with consideration to published sedimentation rates of the respective locations. In shelf sediments, 0.2 to 0.3  $\text{gm}^{-2}\text{a}^{-1}$  of organic carbon accumulates, whereas the accumulation rate in deep-sea sediments of the Nordic Seas lie between 0.02 and 0.08  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ . In relation to the sediment surface influx, less than 5% of organic carbon is buried within the surface sediments of the shelf, while 7 to 21% is buried at the deeper sites. Organic matter degradation rates, obtained from second derivative of the oxygen profiles, rapidly decrease beneath the sediment surface. Maximum degradation rates occurred with values of 0.5  $\text{mgCcm}^{-3}\text{a}^{-1}$  at the surface of shelf sediments whereas only 0.04  $\text{mgCcm}^{-3}\text{a}^{-1}$  of organic carbon was found to degrade in the deep-sea surface sediments of the Nordic Seas.

Due to complex interaction of different processes, many of the measured parameters do not indicate a distinct dependence on waterdepth. The conditions for primary production and sedimentation of the investigated area are strongly influenced by the seasonal variations in ice cover. The region is also ruled by a complex current system comprising the East Greenland, Westspitzbergen and Jan Mayen currents.

Approximately 5.5 Mt (1 Mt =  $10^6$  tons) of organic carbon reaches the seafloor of the European Nordic Seas each year covering an area of  $2.6 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ . This translates into roughly 5% of the annual organic carbon sedimentation of the Atlantic and 1.8% of the  $C_{\text{org}}$  deposition in the world ocean. With a rate of 3.21  $\text{MtCa}^{-1}$  more than half of the  $C_{\text{org}}$ -input is degraded by oxic respiration within the upper 3 cm of the sediment column. At the deep sites of the Greenland Sea, about 80% of  $C_{\text{org}}$  is remineralised by oxygen within this surface layer.

# 1 Einleitung und Zusammenfassung

## 1.1 Einführung und Aufgabenstellung

Die meisten in den Ozean eingetragenen Stoffe gelangen schließlich auch ins Sediment. Ihren Wechselwirkungen entsprechend durchlaufen sie auf dem Weg dorthin verschiedene Transport- und Reaktionszyklen. Durch Sedimentation werden Stoffe den atmosphärischen und ozeanischen Zyklen zunächst entzogen, nehmen jedoch, nun innerhalb größerer Zeitskalen, weiter an globalen Kreisläufen teil.

Vor dem Hintergrund anthropogen verursachter Klimaveränderungen ist es notwendig, den globalen Kohlenstoffkreislauf quantitativ zu verstehen. Dazu gehört die Quantifizierung der Stoffflüsse, nicht allein zwischen Atmosphäre und Ozean, sondern auch zwischen Wassersäule und Sediment. Ein relativ kleiner, global jedoch sehr bedeutsamer Anteil des ehemals fossilen, zum „Treibhausgas“ Kohlendioxid verbrannten Kohlenstoffs wird in organischer bzw. karbonatischer Form im Sediment fixiert und somit langfristig dem Kreislauf entzogen.

Zur Bilanzierung von Stoffaustauschprozessen sowie zur klimageschichtlichen und paläoozeanographischen Rekonstruktion aus der Interpretation von Sedimentparametern ist es unerlässlich, die frühdiagenetischen Vorgänge, welche zur Veränderung der ursprünglichen Sedimentschichtung beziehungsweise zur Überlieferung von Signalen führen, grundlegend verstehen zu lernen. Komplexe, sich überlagernde Prozesse können dann zum Beispiel mittels prozeßorientierter Modellierung rechnerisch separiert werden.

Konzentrationsgradienten im Oberflächensediment bzw. in dessen Porenwasser, lassen auf diffusiven Fluß entsprechender Spezies durch die Wasser/Sediment-Grenzfläche, aber auch auf biogeochemische Zehrung bzw. Produktion schließen. So kann z.B. aus der mit zunehmender Sedimenttiefe abnehmenden  $O_2$ -Konzentration im Porenwasser auf eine Sauerstoffzehrung im Sediment als Folge der Oxidation organischen Materials geschlossen werden. Zum Ausgleich wird Sauerstoff diffusiv durch die Sediment/Wasser-Grenzfläche nachgeliefert. Über die Sauerstofftiefenverteilung kann so der Eintrag organischen Kohlenstoffs ins Sediment quantifiziert werden.

Das Sediment als Ort des biogeochemischen Reaktionsgeschehens kann als fest/flüssig-Phasen-Reaktor aufgefaßt werden. Eine wichtige Rolle spielt in diesem Zusammenhang die Porosität, welche eine wichtige Kenngröße für den diffusiven Stofftransport im Sediment darstellt.

Die vorliegende Arbeit ist ein Beitrag zur geochemischen Charakterisierung der frühdiagenetischen Prozesse in Oberflächensedimenten des Europäischen Nordmeeres hinsichtlich des Abbaus von organischem Kohlenstoff. Der regionale Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf der Untersuchung des in der Eisrandzone gelegenen östgrönländischen Kontinentalhanges auf Höhe des 75. Breitengrades und in der westlichen Framstraße. Als Referenz wurden zudem Sedimente eisfreier Regionen der Grönland- und Norwegensee untersucht. Die Probennahme erfolgte im Rahmen der Teilnahme des Sonderforschungsbereiches 313 (SFB) an den Expeditionen ARK X/1 (Sommer 1994) und ARK XI/2 (Herbst 1995) mit FS „POLARSTERN“ sowie der „METEOR“-Reise M36/3 (Sommer 1996).

Anhand von Sauerstoffmessungen und anderer Porenwasser- und Sedimentuntersuchungen sollen die Stoffflüsse durch die Wasser/Sediment-Grenzfläche und die Einträge organischen Kohlenstoffs ins Sediment ermittelt werden. Aus der Eisbedeckung und der kleinräumig stark variierenden Hydrographie der Region resultieren komplexe Produktions- und Sedimentationsbedingungen, welche in die Betrachtungen einzubeziehen waren. Im Rahmen der Arbeit wurde angestrebt, mittels eines hierfür zu entwickelnden Gerätes erstmals auch in eisbedeckten Gewässern *in situ*-Messungen durchzuführen. Der dafür vorgesehene  $O_2$ -Profiler sollte mit einer Kernnahme-Einheit kombiniert, in ein entsprechendes Absatzgestell eingebaut werden, welches den drahtgeführten Einsatz, auch auf kleinen Forschungsschiffen erlaubt. Die Herstellung von passenden *in situ*- $O_2$ -Mikroelektroden sollte am SFB 313 bzw. am GEOMAR, auch für weitere Anwendungen etabliert werden.

Ein wesentlicher Teil der Arbeit besteht in der Durchführung und Auswertung von *in situ*- und Labor- (*ex situ*-) Sauerstoffmessungen, deren Qualität anhand von Referenzmessungen der Nitrat- und Mangan-Tiefenverteilung im Porenwasser diskutiert wird. Unter Einbeziehung hochauflösender, teils aus *in situ*-Messungen des Formationsfaktors abgeleiteten Porositätsprofilen und mittels geeigneter statistischer Kurvenanpassung an die  $O_2$ -Profile wurden  $O_2$ -Fluß,  $C_{org}$ -Eintrag sowie  $C_{org}$ -Abbauraten im Sediment dieser Region berechnet. Zusammen mit hochauflösenden  $C_{org}$ -Profilen wurden aus diesen Ergebnissen Akkumulationsraten und Überlieferungswahrscheinlichkeiten von organischem Material abgeleitet. Mit Hilfe einer Flächenabschätzung wurden schließlich Eintrag, Akkumulation und Remineralisation von organischem Kohlenstoff im Oberflächensediment für das Seegebiet vor Ostgrönland und das Europäische Nordmeer bilanziert. Zur Verdeutlichung des Arbeitskonzeptes sind die einzelnen Aufgabenelemente in Abbildung 1.1 schematisch dargestellt.

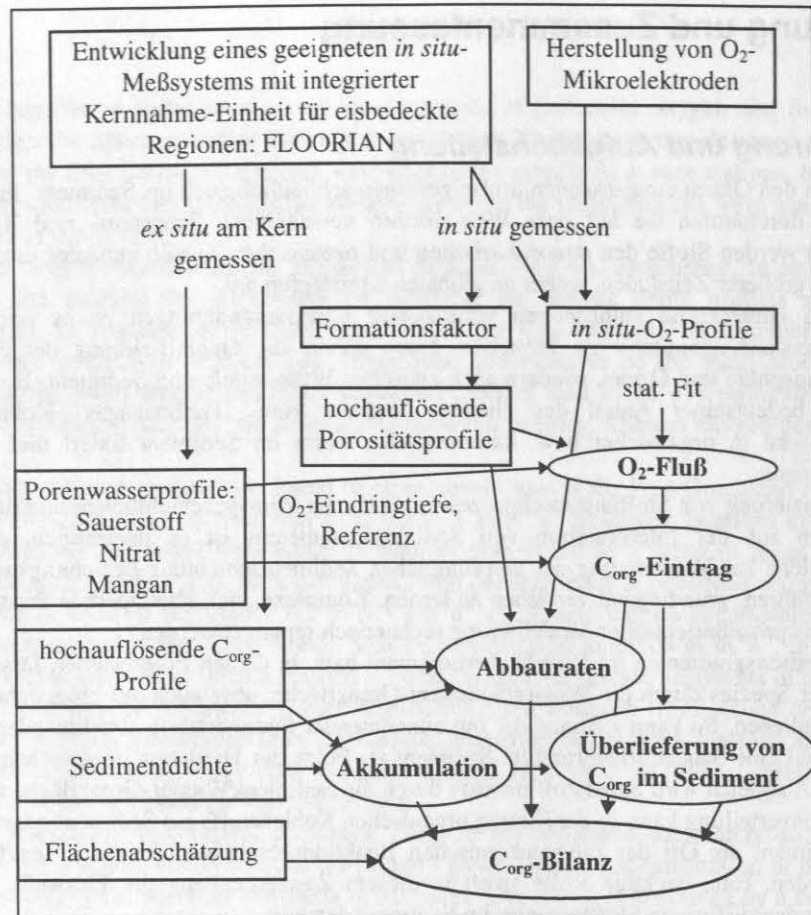


Abbildung 1.1: Fließdiagramm zur Problemstellung dieser Arbeit.

Anhand der Flußberechnungen sollen die geochemischen Verhältnisse im Bezug auf den Eintrag und den Abbau organischen Materials dargestellt und beurteilt werden. Diese Daten werden schließlich im Kontext von Vertikalflüssen im Europäischen Nordmeer betrachtet und in den Zusammenhang saisonaler Aspekte und dem Einfluß der Eisrandzone dieser Region gestellt. Um dem Leser die Konzentration auf die wesentlichen Fragestellungen dieser Arbeit zu erleichtern, werden die Hauptergebnisse im folgenden Abschnitt vorab zusammengefaßt.

## 1.2 Zusammenfassung der Ergebnisse

- Mit der Entwicklung eines speziellen Meß- und Beprobungsgerätes wurde die Voraussetzung geschaffen, an den Lokationen des zum großen Teil eisbedeckten Untersuchungsgebietes vor Ostgrönland Sauerstoff-Porenwasserprofile und die Formationsfaktor-Tiefenverteilung *in situ* zu messen. Das Gerät ermöglicht zudem die Beprobung des Oberflächensedimentes in unmittelbarer Nähe der Meßlokation. Die so erhaltenen Sedimentkerne wurden zusätzlich zu den *in situ*-Messungen auf verschiedene geochemische Parameter untersucht.
- Die Herstellung von O<sub>2</sub>-Mikroelektroden für den Labor- und *in situ*-Einsatz wurde am SFB 313 bzw. GEOMAR etabliert.
- An die damit gemessenen O<sub>2</sub>-Tiefenprofile wurden mittels statistischer Verfahren Kurven angepaßt, aus denen der diffusive O<sub>2</sub>-Fluß durch die Wasser/Sediment-Grenzfläche und damit der Eintrag an C<sub>org</sub> ins Sediment abgeleitet wurde.
- Der Vergleich zwischen *in situ* und *ex situ*-O<sub>2</sub>-Messungen zeigt, daß der Oberflächengradient der O<sub>2</sub>-Konzentration bei Laborkernen aus großen Wassertiefen in allgemeinen deutlich steiler ist als *in situ* gemessen. Außer an der Sedimentoberfläche tritt kaum eine artifizielle Änderung von Porenwasserprofilen auf. Die Auswirkung auf die Sauerstoffeindringtiefe ist bei den tiefgehend oxischen Sedimenten des Untersuchungsgebietes gering.
- Die C<sub>org</sub>-Einträge vor Ostgrönland sind relativ niedrig. Für flache Schelfregionen (bis 400 m Wassertiefe) sind Einträge zwischen 3 und 8 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> typisch, während die Werte in größeren Tiefen häufig auf unter



1  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  abfallen. An den Tiefseelokationen im Norwegen- und Grönlandbecken liegen die  $\text{C}_{\text{org}}$ -Einträge im Mittel um  $0.5 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ .

- Unterschiede in den benthischen Stoffflüssen an wiederholt beprobten Stationen weisen auf einen erhöhten  $\text{C}_{\text{org}}$ -Eintrag im Sommer gegenüber der Herbstsituation hin.
- Im prozentualen  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalt unterscheiden sich Stationen unterschiedlicher Wassertiefen nicht systematisch. Die Werte liegen meist unter einem halben Prozent der Trockenmasse.
- Für einige Stationen konnte unter Berücksichtigung von publizierten Sedimentationsraten die  $\text{C}_{\text{org}}$ -Akkumulationsrate berechnet werden. Während in flachen Schelfregionen  $0.2$  bis  $0.3 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  akkumulieren, werden an den tiefen Stationen des Europäischen Nordmeeres lediglich Akkumulationsraten zwischen  $0.02$  und  $0.08 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  registriert. Diese Regionen gehören damit zu den kohlenstoffarmen Gebieten des Weltozeans.
- Aus Akkumulationsraten und  $\text{C}_{\text{org}}$ -Einträgen läßt sich für flache Lokationen eine Einbettungseffizienz von unter  $5\%$  berechnen. In der Tiefsee werden dagegen  $7$  bis  $21\%$  des eingetragenen organischen Materials eingebettet.
- Analog dazu ergeben sich aus den Sauerstoffprofilen  $\text{C}_{\text{org}}$ -Abbauraten, welche dicht unterhalb der Sedimentoberfläche rasch abnehmen. Über den obersten Zentimeter integriert, erhält man Raten von maximal  $0.5 \text{ mgCcm}^{-3}\text{a}^{-1}$  auf dem Ostgrönlandshelf und  $0.04 \text{ mgCcm}^{-3}\text{a}^{-1}$  in den Tiefseebecken des Europäischen Nordmeeres. Zusammen mit der  $\text{C}_{\text{org}}$ -Tiefenverteilung lassen sich aus einer Formalkinetik erster Ordnung Abbaukonstanten abschätzen, welche oberflächennah zwischen  $0.1$  und  $0.6 \text{ a}^{-1}$  liegen und mit zunehmender Sedimenttiefe abnehmen. Diese Ergebnisse zeigen, daß das organische Material in unmittelbarer Nähe der Sediment/Wasser-Grenzfläche am effektivsten abgebaut wird.
- Die Abhängigkeit der Meßparameter von der Wassertiefe ist in vielen Fällen nicht deutlich ausgeprägt. Es kann angenommen werden, daß die Ursache hierfür in der Überlagerung verschiedener Prozesse liegt: Besonders stark wirkt sich die fluktuierende und saisonal variable Eisrandsituation auf die Bedingungen für Produktion und Sedimentation aus. Daneben steht das Untersuchungsgebiet unter dem Regime eines hochkomplexen Strömungssystems, welches von Ostgrönland-, Westspitzbergen- und Jan-Mayen-Strom dominiert wird.
- Auf einer Fläche von  $2.6 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  werden jährlich etwa  $5.5 \text{ Mt}$  an organischem Kohlenstoff auf die Sedimentoberfläche des Europäischen Nordmeeres eingetragen. Dies entspricht  $1.8\%$  des  $\text{C}_{\text{org}}$ -Eintrages auf das Sediment des Weltozeans bzw.  $5\%$  des im Atlantischen Ozean sedimentierenden  $\text{C}_{\text{org}}$ . Für das Seegebiet vor Ostgrönland läßt sich der  $\text{C}_{\text{org}}$ -Eintrag zu  $1.37 \text{ MtCa}^{-1}$  abschätzen, wobei dessen Fläche etwa ein Viertel von der des Europäischen Nordmeeres ausmacht. Im Oberflächensediment der Ostgrönlandregion bzw. des gesamten Europäischen Nordmeeres akkumulieren schätzungsweise  $0.10$  bzw.  $0.23 \text{ Mt C}_{\text{org}}$  pro Jahr. Innerhalb der obersten  $3 \text{ cm}$  werden  $0.76$  bzw.  $3.21 \text{ Mt C}_{\text{org}}\text{a}^{-1}$  oxisch abgebaut, was einem Anteil von  $55$  bzw.  $58\%$  des jährlichen Eintrages entspricht. Betrachtet man dagegen nur die Tiefseestationen der Grönlandsee, so werden in einem  $3 \text{ cm}$  mächtigen Oberflächenhorizont schon  $80\%$  abgebaut.



## 2 Das Europäische Nordmeer

### 2.1 Geographische und hydrographische Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes

Die Grönlandsee und die benachbarten Regionen sind durch große räumliche und saisonale Variabilitäten gekennzeichnet. Die geochemischen und sedimentologischen Verhältnisse stehen in engem Zusammenhang mit der Ozeanographie. Im Hinblick auf die Interpretation der vorliegenden Daten ist es wichtig, das Untersuchungsgebiet vorzustellen.

Das Seegebiet vor Ostgrönland ist topographisch charakterisiert durch einen bogenförmig nach Osten ausladenden Schelfbereich zwischen 72°N und 82°N, welcher auf 77°N seine größte Breite erreicht (siehe Abbildung 2.1). Der sich nach Osten anschließende Kontinentalhang fällt im Norden zum Lena-Trog in der nördlichen Framstraße sehr steil ab und verflacht zwischen 80°N und 76°N, um weiter südlich wieder steiler zum Grönlandseebecken abzufallen. Letzteres erstreckt sich etwa von 15°W bis 5°E bzw. von 72°N bis 77°N. Nach Nordosten schließt sich, getrennt durch den Grönlandrücken das Boreasbecken an, welches den südlichen Eingang zur Framstraße darstellt. Im Südosten trennt der Mohnsrücken das Grönlandbecken ab, während es nach Südosten über die Jan-Mayenverwerfung zum Islandplateau verflacht. Topographie und Bathymetrie des Europäischen Nordmeeres, auch als GIN-See (Grönland-, Island- und Norwegensee) bezeichnet, sind z.B. eingehend in PERRY et al. (1985) und VOGT (1986) beschrieben.

Aus der geographischen Lage, der Bodentopographie der GIN-See und ihren besonderen klimatologischen Gegebenheiten resultiert eine komplexe Hydrographie, welcher innerhalb des globalen Strömungssystems eine wichtige Verteilerrolle zukommt (TRANGELED 1974, Übersicht in HOPKINS 1988).

Der Zustrom relativ warmen Atlantikwassers (AW) durch den Färöer-Shetland-Kanal in die Norwegensee und weiter als Westspitzbergenstrom (WSC) in die Framstraße induziert zusammen mit dem kalten Polarwasserzustrom von Norden (Ostgrönlandstrom, EGC) eine Ringströmung im Zentralgrönlandbecken. In Verbindung mit der Dichtezunahme des Oberflächenwassers als Folge der winterlichen Abkühlung und Eisbildung kommt es hierdurch zu einer starken, in manchen Jahren schlotartig ausgebildeten Vertikalkonvektion (MORAWITZ 1995, PAWLOWICZ et al. 1995). Die Grönlandsee ist neben wenigen anderen Regionen wie beispielsweise dem Weddellmeer die wichtigste Tiefenwasser-Bildungszone des gesamten Weltozeans und somit von größter Bedeutung für die Versorgung des Bodenwassers mit Sauerstoff (ANDERSON et al. 1994).

Die Hydrographie des Ostgrönlandshelfs und der benachbarten Framstraße gestaltet sich aufgrund der Einflüsse verschiedener Strömungen komplex. Während in der östlichen Framstraße die nordwärts gerichteten Komponenten des Westspitzbergenstromes dominieren, wird die Schelfregion bis in Tiefen von 800 bis 1000 m vom Ostgrönlandstrom (kalt und geringe Salinität) beherrscht. In größeren Wassertiefen sind auch hier Wassermassen atlantischen Ursprungs anzutreffen. Ein Teil des WSC wird als Return Atlantic Water (RAW) in den EGC eingespleißt (QUADFASEL et al. 1987).

Die Oberflächensedimente der Tiefseebecken setzen sich vorwiegend aus holozänen pelagischen und semipelagischen Ablagerungen mit wechselnden terrigenen Einträgen zusammen (KELLOGG 1975). Während in der Norwegensee karbonat- und foraminiferenreiche Sedimente marinen Ursprungs vorherrschen, nimmt der Anteil an glaziogenen, sandigen Ablagerungen in Richtung des Ostgrönlandshelfs zu (EISMA und VAN DER GAAST, 1983). Dort werden die Oberflächensedimente zudem durch eistransportiertes Material geprägt.

### 2.2 Die Eisrandzone

Eines der wichtigsten Charakteristika der Region ist die saisonal und geographisch variable Eisbedeckung. Die maximale Ausdehnung des ostgrönländischen Packeises läßt sich meist im März bis April beobachten; zuweilen wird auch die Westküste Spitzbergens ganz vom Eis eingeschlossen. Auf einer Breite von 75°N erreicht die Eisausdehnung im langjährigen Mittel 5° W, auf 80°N bildet sich i.a. eine von Grönland bis Spitzbergen reichende geschlossene Eisdecke aus. Die Packeiszone zieht sich im Laufe des Polarsommers immer weiter zurück, bis sie im September ihre minimale Ausdehnung erreicht. Dann ist auch die Nordküste Spitzbergens eisfrei, im Mittel reicht das Eis auf 75°N bis ca. 12°W bzw auf 80°N bis 5°E (VINJE 1977). Tabelle 2.1 zeigt die während ARK X/1 bzw. ARK XI/2 beobachtete Eisausdehnung auf 75°, 79° und 81° nördlicher Breite (vgl. Satellitenaufnahmen, Abbildungen 2.2 bis 2.4) im Vergleich zu langjährigen Mittelwerten nach VINJE (1977).

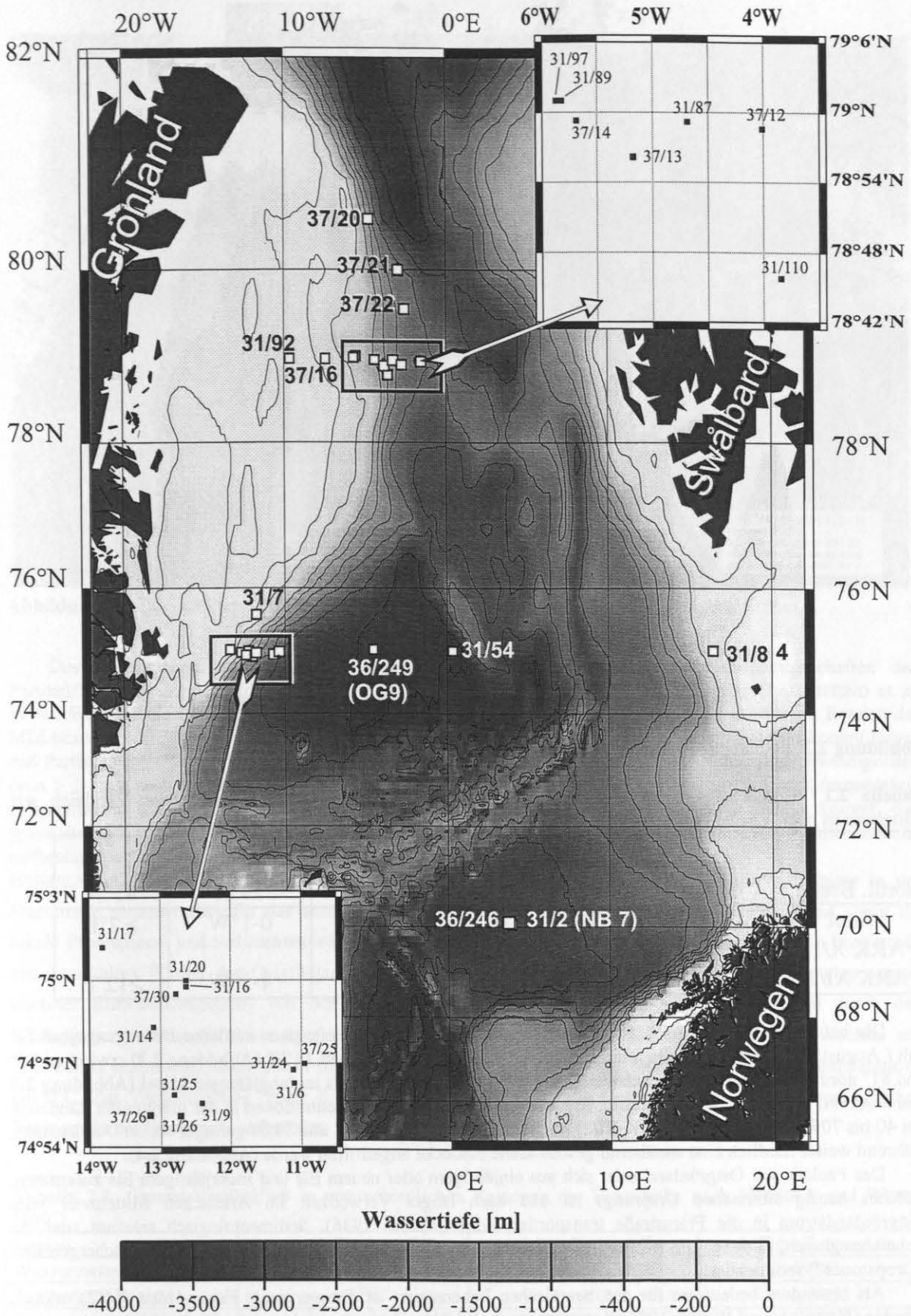


Abbildung 2.1: Übersichtskarte mit den untersuchten Stationen. Daneben wurde die auf 62.80°N 2.45°W am Ausgang des Shetland-Färöer-Kanals gelegene Station 36/201 beprobt (ohne Karte)

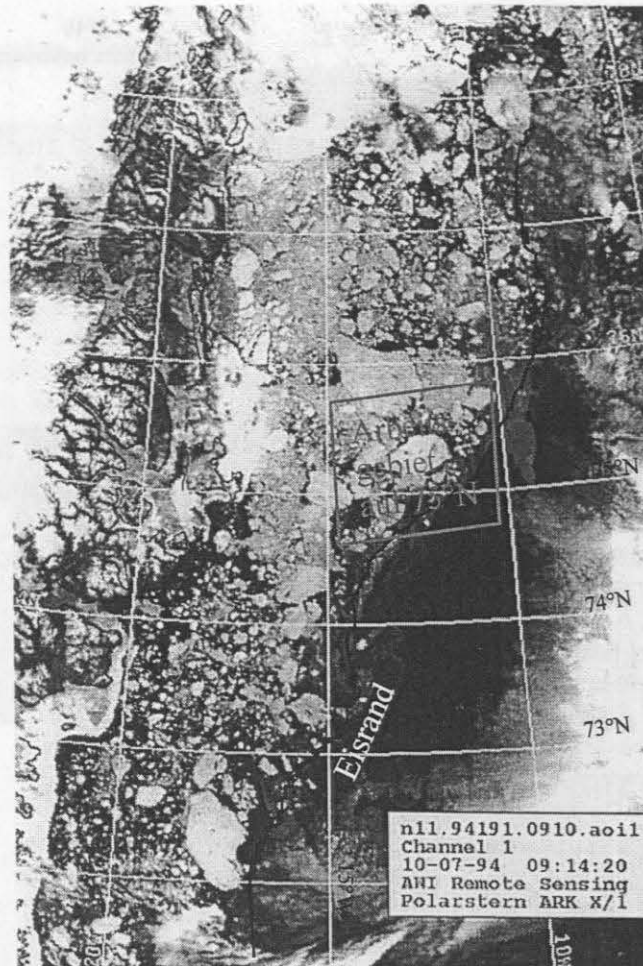


Abbildung 2.2: IR-Satellitenaufnahme vom 10.7.94 mit NOAA-11-AVHRR (MARTIN, pers. Komm.)

Tabelle 2.1 Eisausdehnung im Untersuchungsgebiet (nach MARTIN, pers. Komm.) im Vergleich mit Mittelwerten nach VINJE (1977).

nördl. Breite	Juli/August			September/Oktober		
	75°N	79°N	81°N	75°N	79°N	81°N
Mittel	13-14°W	2-3°W	2-7°E	10-12°W	0-1°W	≥ 7°E
ARK X/1	13°W	0°E	7-8°E			
ARK XI/2				13°W	4-5°W	≥12°E

Die bei der Expedition ARK X/1 angetroffene Eisausdehnung ähnelte dem mittleren Bedeckungsgrad für Juli / August: Auf 75°N lag die Eisrandzone relativ stabil zwischen 13 und 14°W (Abbildung 2.2), zwischen 79° und 81° nördlicher Breite dehnte sich das Treibeisfeld etwas weiter aus als im langjährigen Mittel (Abbildung 2.3 und MARTIN, persönl. Kommunikation). Je nach Wind lagen die Eiskonzentrationen in der marginalen Randzone bei 40 bis 70%. Im Herbst '95 (ARK XI/2) ist die Eisausdehnung auf 75° und 79°N geringer als im Durchschnitt, während weiter nördlich eine annähernd geschlossene Eiskecke angetroffen wurde (Abbildung 2.4).

Das Packeis vor Ostgrönland setzt sich aus einjährigem oder neuem Eis und mehrjährigem Eis zusammen, welches häufig sibirischen Ursprungs ist und nach langer Verweilzeit im Arktischen Mittelmeer vom Ostgrönlandstrom in die Framstraße transportiert wird (WEEKS 1986). Sedimentologisch relevant sind die Schmelzregionen, in denen die freigesetzte Eisfracht (beispielsweise terrigene Sedimente und Gletschergerölle / „Dropstones“) sedimentiert.

Als besonders bedeutsam für den benthischen Lebensraum ist die marginale Eisrandzone (MIZ) erkannt worden (HEBBELN und WEFER 1991, BAUERFEIND et al. 1994). Zum einen schirmt die Eiskecke die Wassersäule effektiv gegen Lichteinstrahlung und Gasaustausch mit der Atmosphäre ab und sorgt so für eigene Produktionsbedingungen. Zudem erzeugt der Schmelzwassereintrag lokale Schichtungen. Diese eisassoziierten physikalisch-hydrographischen Prozesse wirken sich steuernd auf die Primärproduktion aus, wie BODUNGEN et al. (1995) zeigen konnten.



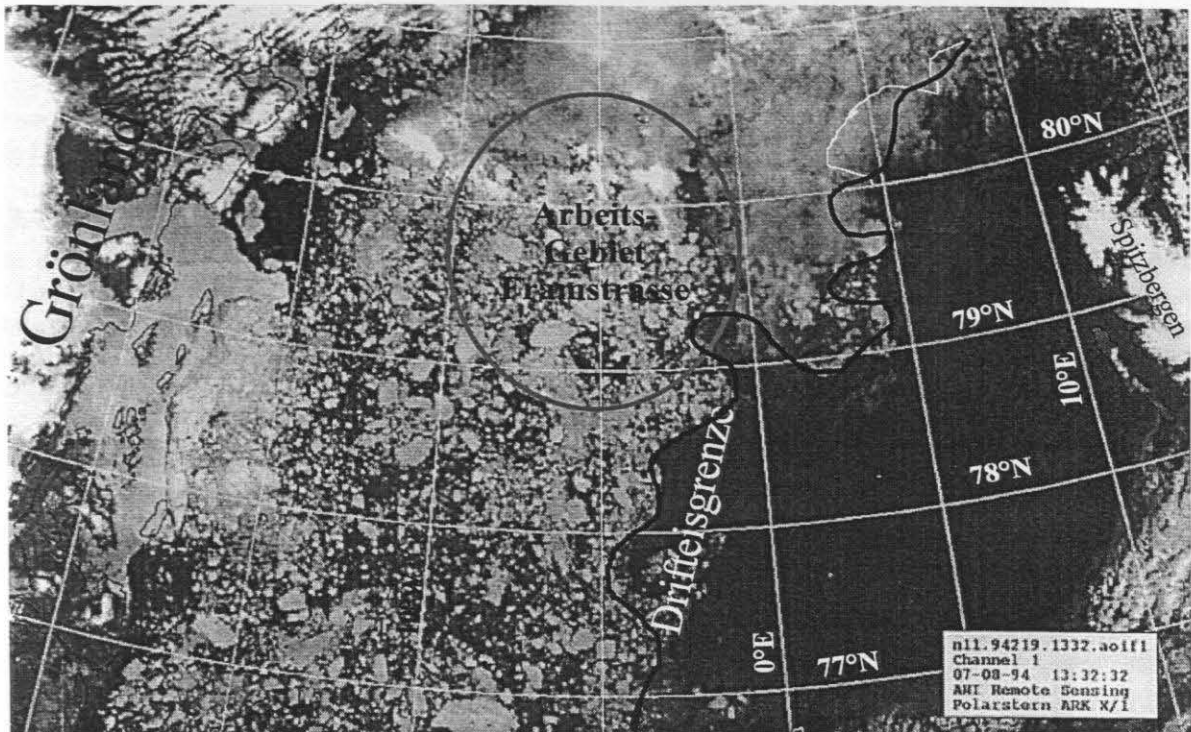


Abbildung 2.3: IR-Satellitenaufnahme vom 7.8.94 mit NOAA-11-AVHRR (MARTIN, pers. Komm.).

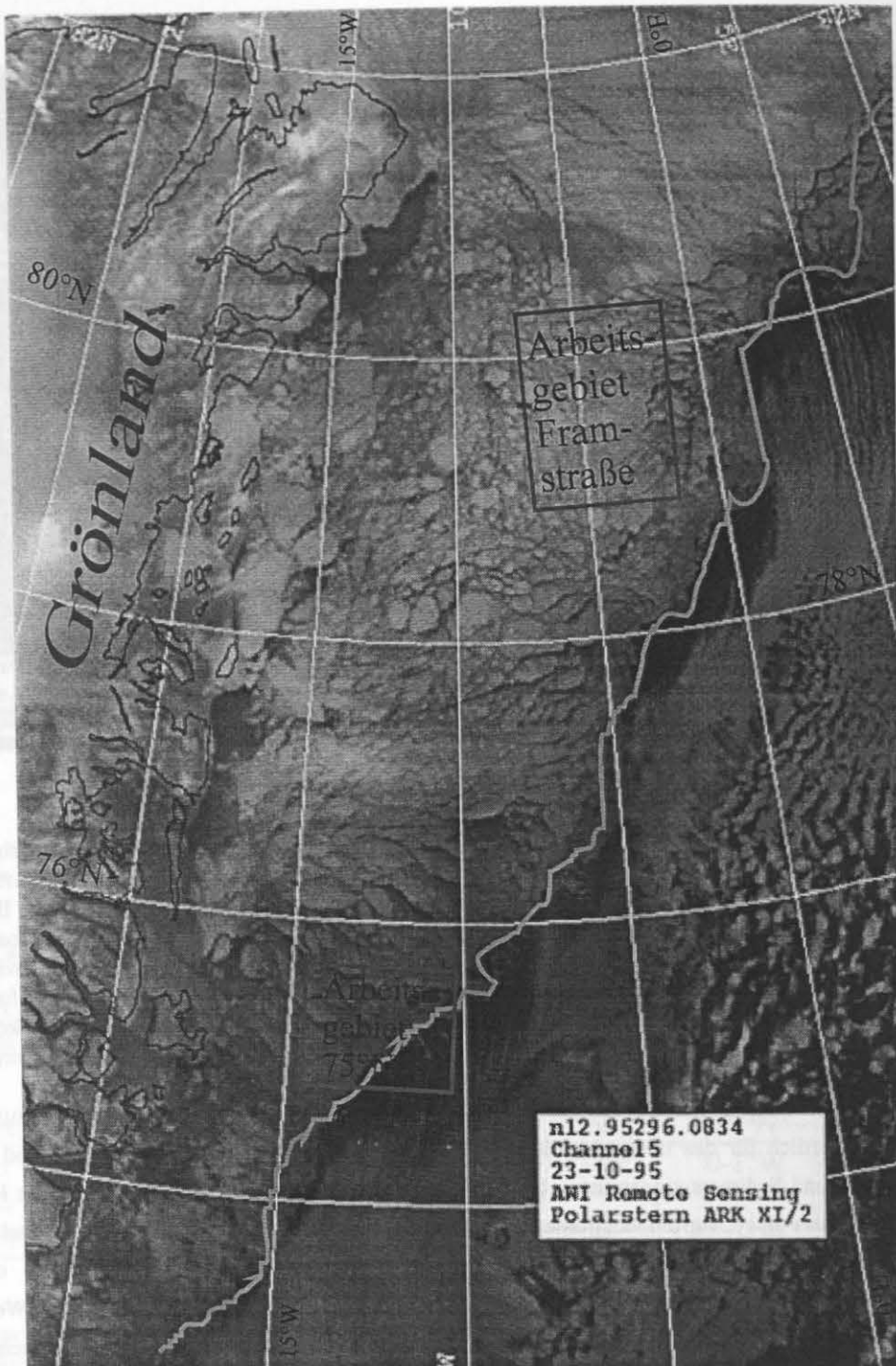
Desweiteren beeinflusst der Untereislebensraum mit seinen spezifischen Lebensgemeinschaften den Partikelfluß unter der MIZ im Hinblick auf Partikelbeschaffenheit und Zusammensetzung (BAUERFEIND et al. 1994). Während die Partikel Flüsse unter einer geschlossenen Eisdecke sehr gering sind, wurden im Bereich der MIZ bezogen auf eisferne Regionen der Grönlandsee erhöhte Flußraten gefunden. Komplizierend kommt hinzu, daß Partikel wegen der im Regime des Ostgrönlandstromes vorherrschenden hohen Strömungsgeschwindigkeiten (von  $> 3$  cm/s nach LEGUTKE, 1989 bzw. von mehreren dm/s nach MICHELS, 1995) größen- und formselektiv sedimentieren, d.h. je nach Sinkgeschwindigkeit unterschiedlich weit lateral verdriften. Hinzu kommt, daß gravitative Ströme wie Turbidite das Sedimentationsgeschehen gerade am ostgrönländischen Kontinentalhang mitbestimmen (MICHELS, 1995).

HEBBELN und WEFER (1991) machen die unterschiedlichen Strömungs- und Temperaturverhältnisse in der Framstraße verantwortlich für das unterschiedliche Freisetzen von Eistransportiertem Material und somit für lokale Produktions- und Sedimentationsmuster. Die Autoren unterscheiden die Zone der westlichen Framstraße mit dem kalten Wasser des Ostgrönlandstromes (Wassertemperatur  $< -1^{\circ}\text{C}$ , am wenigsten Schmelzprozesse, höchster Eisbedeckungsgrad) von der östlichen Zone mit viel stärkerem Warmwassereinfluß durch den Westspitzbergenstrom (Wassertemperatur  $\geq 3^{\circ}\text{C}$ , viel höhere Schmelzrate, Eisrandsituation im Wechsel mit zeitweiliger Eisfreiheit). Dazwischen befindet sich die MIZ mit mittleren Schmelzraten bei Wassertemperaturen um  $0^{\circ}\text{C}$ . Zur Verdeutlichung dieser Einflüsse sind in Tabelle 2.2 die Gesamtstoff Flüsse der unterschiedlichen Regionen in der Framstraße aufgeführt.

Tabelle 2.2: Gesamt-Vertikalfluß in unterschiedlichen Regionen der Framstraße nach HEBBELN und WEFER (1991).

Region	westl. Framstraße	mittlere Framstraße	östliche Framstraße
Wassermassen-Einfluß	EGC	EGC, RAW, WSC	WSC
Temperatur-Regime	$< -1^{\circ}\text{C}$	$\approx 0^{\circ}\text{C}$	$\geq 3^{\circ}\text{C}$
Gesamt-Vertikalfluß	$3 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$	$60 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$	$150 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$





**Abbildung 2.4:** Satelliten-IR-Aufnahme vom 23.10.95 mit NOAA-12-AVHRR. Die schwarze Linie stellt die Treibeisgrenze dar. (nach MARTIN, pers. Komm.).

### 2.3 Tiefenwassererneuerung und Sauerstoffversorgung des Bodenwassers

Wie erwähnt, stellt die Grönlandsee eine der wichtigsten Zonen im Bezug auf die Bildung von Tiefenwasser dar. Damit ist eine effektive Versorgung, sowohl der Tiefsee als auch des Oberflächensediments mit Sauerstoff verbunden. Auch auf dem Ostgrönlandschelf und in der Framstraße liegt die  $O_2$ -Konzentration im Bodenwasser häufig über  $300 \mu M$ . Im Gegensatz hierzu sind die  $C_{org}$ -Flüsse relativ gering, so daß eine ausgeprägt kohlenstofflimitierte Situation resultiert. Hieraus rechtfertigt sich die Näherung, Sauerstoff im Oberflächensediment als alleinigen Elektronenakzeptor für die Remineralisierung organischen Materials anzusehen.

### 3. Ansätze zur Beschreibung fröhdiagenetischer Prozesse

Die diagenetische Modifikation des Oberflächensedimentes beinhaltet physikalische, geochemische sowie biologische Teilprozesse, deren Zusammenspiel zu verstehen, im Hinblick auf Verständnis und Interpretation sedimentärer Ablagerungen ein wichtiges Ziel ist.

#### 3.1 Die diagenetische Grundgleichung

In den zur Beschreibung dieser Prozesse entwickelten Modellansätzen (z.B. BERNER, 1980; LERMAN, 1979; JAHNKE et al., 1982; EMERSON et al., 1985 und BOUDREAU, 1987) werden advektiver und diffusiver Transport, biogeochemische Reaktionen und Bioturbation in Form entsprechender Differentialgleichungen miteinander verknüpft. Die zeitliche Änderung der Konzentration  $C_i$  einer im Porenwasser gelösten Spezies  $i$  wird mit der von BERNER (1980) aufgestellten diagenetischen Grundgleichung beschrieben:

$$\underbrace{\frac{d\phi C_i}{dt}}_{\text{zeitl. Änderung der Konz.}} = \underbrace{\frac{d}{dz} \left( \phi D_{i,s} \frac{dC_i}{dz} \right)}_{\text{Porenwasser-Diffusion gelöster Spezies}} - \underbrace{\omega \frac{d\phi C_i}{dz}}_{\text{advektiver Transport gelöster Spezies}} + \underbrace{\phi \sum R_i}_{\text{Reaktion}} \quad (3.1)$$

Hierbei ist  $\phi$  die Sedimentporosität,  $t$  die Zeit,  $z$  die Sedimenttiefe.  $D_{i,s}$  bezeichnet den molaren Diffusionskoeffizient im Sediment.  $\omega$  stellt die Sedimentationsrate dar, während  $R_i$  die Umsatzraten der Reaktionen beschreibt, an denen Spezies  $i$  beteiligt ist. Aufgrund der Multiplikation der Einzelterme mit  $\phi$  beziehen sich die Konzentrationsänderungen auf das Totalvolumen des (feuchten) Sedimentes. Da die Porosität tiefenvariabel ist, muß sie in die Ableitungen einbezogen werden. Für Spezies  $j$  der Festphase muß eine modifizierte Form der Gleichung (3.1) angewandt werden:

$$\frac{d(1-\phi)C_j}{dt} = \frac{d}{dz} \left[ (1-\phi)D_B \frac{dC_j}{dz} \right] - \omega \frac{d(1-\phi)C_j}{dz} + (1-\phi) \sum R_j \quad (3.2)$$

$D_{i,s}$  wird hier durch den Biodiffusionskoeffizienten  $D_B$  ersetzt, da die Diffusion eines in fester Phase vorliegenden Stoffes vernachlässigbar ist. Stattdessen wird mit dem Biodiffusionskoeffizient  $D_B$  eine diffusionsanaloge Sedimentdurchmischung durch die benthische Fauna berücksichtigt. Die Multiplikation der einzelnen Terme mit dem Volumenanteil der Festphase  $(1-\phi)$  bezieht Konzentrationsänderungen auf das Totalvolumen des (feuchten) Sedimentes. Somit sind Gleichung (3.2) und Gleichung (3.1) kompatibel.

Für jede zu modellierende Spezies ist ein Lösungsansatz nach Gleichung (3.1) bzw. (3.2) zu erstellen. Da das resultierende Gleichungssystem meist nicht mehr rein analytisch zu lösen ist, werden hierzu numerische Verfahren wie etwa die Methode der finiten Differenzen angewandt.

Im folgenden werden die an der fröhdiagenetischen Modifikation des Sedimentes beteiligten Prozesse bzw. die zu ihrer Beschreibung innerhalb dieser Arbeit verwendeten Gleichungen kurz erläutert.

#### 3.2 Transportprozesse an der Wasser/Sediment-Grenzschicht

##### 3.2.1 Diffusion

Diffusiver Transport läßt sich quantitativ durch die zwei FICK'schen Gesetze beschreiben. Das erste FICK'sche Gesetz

$$F_i = -D_i \frac{dC_i}{dz} \quad (3.3)$$

beschreibt ein räumliches Konzentrationsprofil im zeitlich stationären Fall (hier eindimensional); zeitlich instationäre Diffusion wird durch das zweite FICK'sche Gesetz erfaßt:

$$\frac{dC_i}{dt} = D_i \frac{d^2 C_i}{dz^2} \quad (3.4)$$

Der diffusive Transport gelöster Stoffe im Porenwasser wird durch die Sedimentpartikel behindert. Anstatt des molekularen Diffusionskoeffizienten  $D_i$  wird ein korrigierter Koeffizient  $D_{i,S}$  eingeführt, welcher von der Porosität  $\phi$  des Sedimentes abhängt. In der Literatur existiert eine Vielzahl theoretischer und empirischer Ansätze zur Berechnung bzw. Bestimmung des jeweils gültigen Diffusionskoeffizienten (BERNER, 1980; MCDUFF und ELLIS, 1979; MARTIN et al., 1991). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird ein empirischer Ansatz von MANHEIM und WATERMAN (1974) verwendet, wonach der molekulare Koeffizient  $D_i$  mit dem Formationsfaktor  $f$  korrigiert wird:

$$D_{i,S} = \frac{D_i}{f} \quad (3.5)$$

Nach ANDREWS und BENNET et al. (1981) ist  $f$  das Verhältnis von elektrischem Widerstand im Sediment  $R_{Sed}$  zu dem im Bodenwasser  $R_{BW}$ :

$$f = \frac{R_{Sed}}{R_{BW}} \quad (3.6)$$

Für die Beziehung zwischen Formationsfaktor und Porosität gibt es ebenfalls unterschiedliche Angaben in der Literatur, wobei teilweise die Beschaffenheit des Sedimentes berücksichtigt wird. Nach ARCHIE (1942) bzw. ULLMAN und ALLER (1982) steht der Formationsfaktor mit der Porosität in folgender Beziehung:

$$f = \frac{1}{\phi^m} \quad (3.7)$$

wobei der Exponent  $m$  je nach Sedimentbeschaffenheit zwischen 1.3 und 5.4 variieren kann (MANHEIM und WATERMANN, 1974; ATLAN, 1968; ARCHIE, 1942). Nach ARCHER et al. (1989) impliziert  $m$  zudem die aus der Geometrie der Widerstandselektrode resultierenden Effekte. Der Exponent  $m$  wurde im Rahmen dieser Arbeit empirisch über den Vergleich der Formationsfaktor-Tiefenverteilung mit aus Salzgehalt und Korndichte getrockneter Sedimentproben bestimmten Porositäts-Werten ermittelt (Kap. 4.4).

Zur Quantifizierung des diffusiven Stoffflusses  $F_i$  im Sedimentporenwasser nach dem ersten FICK'schen Gesetz ersetzt man  $D_i$  in Gleichung (3.3) durch  $D_{i,S}$ :

$$F_i = -\phi \cdot D_{i,S} \frac{dC_i}{dz} \quad (3.8)$$

Der Diffusionskoeffizient und die Porosität sind i.a. ebenfalls Funktionen von der Sedimenttiefe. Die STOKES-EINSTEIN-Beziehung formuliert zudem die Abhängigkeit des Diffusionskoeffizienten von der Temperatur  $T$ , der dynamischen Viskosität  $\eta$  und dem Partikelradius  $r$ ;  $k_B$  bezeichnet die Boltzmann-Konstante:

$$D_i = \frac{k_B T}{6\pi\eta r} \quad (3.9)$$

Über die Viskosität hängt der Diffusionskoeffizient auch von Druck und Salinität ab, diese Einflüsse sind jedoch vergleichsweise gering (vgl. Gleichungsanhang in DIETRICH et al. 1975, LERMAN 1979 und LI und GREGORY 1974). Während ein Temperaturanstieg von 0 auf 20°C eine über 1.8-fache Erhöhung des Sauerstoff-Diffusionskoeffizienten bewirkt, hat eine Druckdifferenz von 300 bar lediglich eine Änderung um 2.5% zu Folge. Der Einfluß der Salinität liegt noch darunter (Tab. 3.1). Die in dieser Arbeit verwendeten Diffusionskoeffizienten wurden für die im Bodenwasser des Ostgrönländischen Kontinentalhangs vorherrschende Temperatur und Salinität berechnet.

**Tabelle 3.1:** Abhängigkeit des O<sub>2</sub>-Diffusionskoeffizienten von Temperatur und Druck

Bedingungen	0°C, 34.8‰, 0 bar	20°C, 34.8‰, 0 bar	0°C, 34.8‰, 300 bar
$D_{O_2}$	$9.59 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$	$1.73 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$	$9.77 \cdot 10^{-6} \text{ cm}^2/\text{s}$

Der diffusive O<sub>2</sub>-Fluß läßt sich im allgemeinen aus dem Konzentrations-Tiefenprofil durch Anpassung einer Exponentialfunktion der Form



$$[O_2] = a_1 + a_2 \cdot e^{-a_3 z} \quad (3.10)$$

bestimmen. Nach Gleichung 3.8 ergibt sich der diffusive  $O_2$ -Fluß  $F_{O_2}$ , damit unter Berücksichtigung der Porosität an der Sedimentoberfläche und dem hiervon abhängigen Diffusionskoeffizienten  $D_{O_2,S}$  (Gl. 3.5 und 3.7) zu

$$F_{O_2} = -\phi \cdot D_{O_2,S} \frac{d[O_2]}{dz} = \phi^{m+1} \cdot D_{O_2}^0 \cdot a_2 a_3 \cdot e^{-a_3 z}, \quad (3.11)$$

wobei  $D_{O_2}^0$  der für die Bodentemperatur und -salinität berechnete molekulare Diffusionskoeffizient von Sauerstoff ist.

### 3.2.2 Bioirrigation und Bioturbation

Einen beträchtlichen Beitrag zur frühdiagenetischen Modifikation des Oberflächensedimentes leisten benthische Organismen, welche durch Grab- und Wühlaktivitäten zum Transport sowohl gelösten als auch partikulären Materials beitragen und damit eine effektive Durchmischung der obersten Sedimentschichten bewirken.

Durch das als Bioirrigation bezeichnete Einstrudeln von Bodenwasser in Bauten und Durchspülen von Gangsystemen tragen entsprechende Organismen gelöste Substanzen in das Porenwasser ein, was meßtechnisch häufig als Anomalie im Porenwasser-Profil einer geochemischen Spezies beobachtet werden kann. So erzeugen z.B. mit  $O_2$ -reichem Bodenwasser durchspülte Gänge ausgeprägte lokale Maxima im  $O_2$ -Tiefenprofil.

Über Hälterungsexperimente mit inerten, gelösten Tracern (z.B.  $Br^-$ ,  $^{36}Cl$ ) läßt sich das Ausmaß der Bioirrigation quantifizieren. Die Modellierung von Bioirrigationsprozessen ist jedoch aufgrund der komplex ablaufenden, unregelmäßigen Vorgänge schwierig (EMERSON et al., 1984). BENOIT et al. (1991) entwickelten ein auf der Messung von gelöstem  $^{222}Rn$  basierendes Biodiffusions-Bioadvektions-Modell.

Die biogene Einmischung von partikulärem Material ins Sediment - Bioturbation - wird häufig als diffusionsanaloger Prozeß beschrieben (BOUDREAU, 1986; ALLER, 1982):

$$F_{Bio} = -(1 - \phi) \cdot D_{Bio} \frac{dC_i}{dz} \quad (3.12)$$

Der Biodiffusionskoeffizient  $D_{Bio}$  ist im allgemeinen kleiner als die Diffusionskoeffizienten  $D_{i,S}$  gelöster Spezies. Typische Werte für pelagische Sedimente des Nordatlantiks sind im Bereich  $10^{-9}$  bis  $10^{-8}$   $cm^2/s$  bzw. 0.03 bis 0.3  $cm^2/a$  (abgeleitet aus  $^{239,240}Pu$ - und  $^{210}Pb$ -Daten von GUINASSO und SCHINK, 1975 bzw. TUREKIAN et al., 1978).

### 3.2.3 Porenwasser-Advektion

Im Untersuchungsgebiet wurden keine Vent-Aktivitäten beobachtet, so daß hierdurch keine Porenwasseradvektion induziert wird. Zudem sind die Sedimentationsraten, insbesondere im Bereich der Grönlandsee relativ gering. Advektionsprozesse spielen daher gegenüber der Porenwasserdiffusion nur eine sehr untergeordnete Rolle. Sie können darum vernachlässigt werden.

## 3.3 Abbaureaktionen

Der letzte Term in Gleichung (3.1) bzw. (3.2) beschreibt die Gesamtheit biogeochemischer Reaktionen, welche im Zuge des mikrobiellen  $C_{org}$ -Abbaues im Porenwasser bzw. an den Grenzflächen zwischen Porenwasser und Sedimentpartikeln ablaufen. „ $C_{org}$ “ steht hierbei summarisch für eine Vielzahl organischer Verbindungen, deren Komponenten bisher nur zum kleinen Teil analytisch erfaßbar sind. Zu den mikrobiell leicht abbaubaren Substanzen gehören beispielsweise Kohlenhydrate, Amino- und Fettsäuren - auch als Biopolymere zusammengefaßt. Davon werden die schwerer abbaubaren Geopolymere unterschieden, zu welchen z.B. Huminstoffe und Fulvinsäuren gerechnet werden (BERNER, 1980).

Die wichtigsten Elemente neben Kohlenstoff und Wasserstoff sind Stickstoff und Phosphor, welche beim Abbau organischen Materials u.a. zu  $NO_3^-$ ,  $NH_4^+$  und  $PO_4^{3-}$  remineralisiert werden und damit als freie Nährstoffe erneut zur Verfügung stehen. Das Elementverhältnis von C, N und P in partikulär-organischem Material ist in der Wassersäule relativ konstant. REDFIELD (1958) leitete daraus eine hypothetische Summenformel für marines Plankton ab, die häufig auf organische Substanz im allgemeinen angewendet wird (s.a. BROECKER und PENG, 1982):





Das Remineralisierungs-Verhältnis zwischen  $\text{O}_2$  und  $\text{C}_{\text{org}}$  beträgt  $138/106 \approx 1.3$ . In neueren Untersuchungen (ANDERSON und SARMIENTO, 1994) wurde dieses REDFIELD-Verhältnis bezüglich verschiedener Bereiche des Weltozeans verfeinert. Die Autoren geben ein mittleres Verhältnis von

$$\text{O}_2:\text{C}_{\text{org}}:\text{N}:\text{P} = 170:117:16:1 \qquad (3.14)$$

an, welches mittels einer nichtlinearen Invers-Analyse von Nährstoffdaten aus Südatlantik, Pazifik und Indik ermittelt wurde. Der höhere relative Kohlenstoffanteil gegenüber REDFIELD (1958) erklärt sich u.a. damit, daß organisches Material aus einem höheren Anteil an ungesättigten Komponenten besteht, als früher angenommen. Dies gilt vermutlich auch für den Nordatlantik, welcher von ANDERSON und SARMIENTO (1994) wegen unzureichender Datensätze unberücksichtigt blieb. Bei der oxischen Remineralisierung von 117 Kohlenstoff-Äquivalenten werden 170 mol  $\text{O}_2$  verbraucht, was einem  $\text{O}_2/\text{C}_{\text{org}}$ -Verhältnis von 1.45 entspricht. Auch andere Autoren geben ein gegenüber dem ursprünglichen Redfield-Verhältnis erhöhtes  $\text{O}_2/\text{C}_{\text{org}}$ -Verhältnis an (z.B. MARTIN et al., 1987).

Eine qualifizierte Bestimmung des Elementverhältnis aus Sedimentproben ist schwierig, da Ammoniumionen und organisches Material je nach Sedimentfazies in unterschiedlichem Maße an Sedimentpartikel (z.B. Tonminerale) adsorbiert werden können (MÜLLER, 1977). Wie die Tiefenverteilung der  $\text{C}_{\text{org}}$ -Abbauraten zeigt (Kap. 5.8), erfolgt der größte Anteil der oxischen Remineralisierung in den hier untersuchten Sedimenten sehr dicht unterhalb der Sediment/Wasser-Grenzschicht. Es ist anzunehmen, daß das Elementverhältnis des oberflächennah abgebauten Materials dem in der Wassersäule sehr ähnlich ist, zumal schnell sinkende Partikel für die Versorgung der Sedimentoberfläche mit Detritus gerade in der Eisrandzone von großer Bedeutung sind. Aus Sinkstoffallen-Proben läßt sich für die Wassersäule der Grönlandsee ein mittleres C/N-Verhältnis von 7.5 berechnen (BODUNGEN et al., 1995), welches dicht bei dem von ANDERSON und SARMIENTO (1994) angegebenen Wert von  $117/16 = 7.3$  liegt. Zur Berechnung des  $\text{C}_{\text{org}}$ -Flusses durch die Wasser/Sediment-Grenzschicht wird daher in der vorliegenden Arbeit das revidierte Elementverhältnis nach ANDERSON und SARMIENTO (1994) benutzt.

Der Abbau organischen Materials setzt noch in der Wassersäule, unmittelbar nach dem Absterben der Organismen ein. Im Sediment setzen sich die Zersetzungsprozesse fort, wobei je nach Redoxmilieu des Sedimentes auch anaerobe Abbaureaktionen an Bedeutung gewinnen können. Nach der oxischen Remineralisierung von  $\text{C}_{\text{org}}$  durch gelösten Sauerstoff im Oberflächensediment kommt es in tieferen Horizonten zum suboxischen bzw. anoxischen Abbau von  $\text{C}_{\text{org}}$  durch Denitrifikation, Mangan- und Eisenreduktion, Sulfatreduktion bzw. Methanogenese - vorausgesetzt das organische Material wurde in den höherliegenden Reaktionszonen noch nicht vollständig oxidiert (Abbildung 3.1). Die Reihenfolge dieser Reaktionssequenz ergibt sich aus der energetischen Nutzbarkeit der Reaktion (FROELICH et al., 1979), d.h. im allgemeinen wird der Elektronenakzeptor genutzt, welcher beim  $\text{C}_{\text{org}}$ -Abbau die höchste Reaktionsenthalpie freisetzt. In Abbildung 3.1 sind Reihenfolge und Reaktionsenthalpie der diagenetischen Reaktion nach CANFIELD (1993) und REEBURGH (1983) dargestellt.

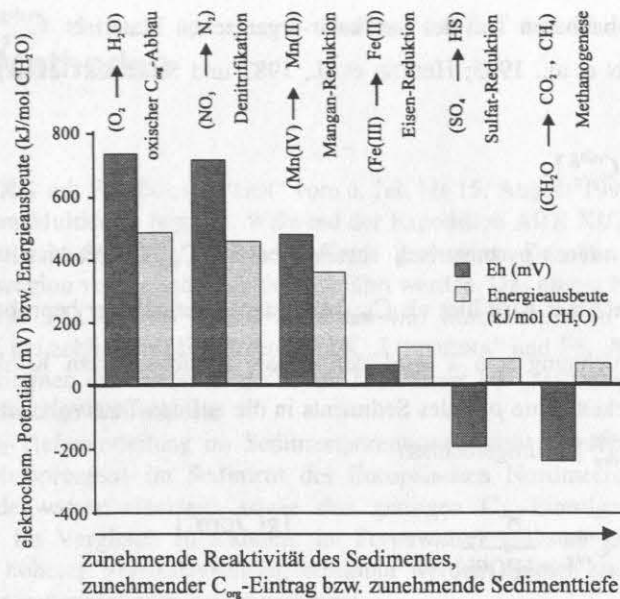


Abbildung 3.1: Sequenz der  $C_{org}$ -Abbaureaktionen nach SANTSCHI et al. (1990)

Unter Vernachlässigung von Porenwasser-Advektion und der Annahme stationärer Bedingungen läßt sich Gleichung (3.1) wie folgt ausdrücken:

$$\phi \cdot R = -\frac{d}{dz} \left( \phi \cdot D_{i,s} \frac{dC_i}{dz} \right) = -\frac{dF_i}{dz} \quad (3.15)$$

Die Reaktionsrate ist damit der Krümmung des Konzentrationsprofils (2. Ableitung der Konzentration) und den Gradienten von  $\phi$  und  $D_{i,s}$  proportional. Der in Klammern stehende Ausdruck entspricht dem diffusiven Fluß  $F_i$  (Gl. 3.8). Im Rahmen dieser Arbeit wird die Porosität teilweise über die *in situ*-Messung des Formationsfaktors in einer Vertikalaufösung von  $\leq 0.4$  mm bestimmt. Für diese Tiefensegmente kann anstatt des Differential in guter Näherung der Differenzenquotient des Flusses eingesetzt werden:

$$\phi \cdot R = -\frac{dF_i}{dz} \approx -\frac{\Delta F_i}{\Delta z} \quad \text{für kleine } \Delta z \quad (3.16)$$

Die auf das Totalvolumen des Sedimentes bezogene Sauerstoffzehrungsrate  $R_{O_2}$  ergibt sich aus Gleichung 3.16 unter Verwendung der an das Sauerstoffprofil angepaßten Exponentialfunktion (Gl. 3.10) für jedes Tiefenniveau  $n$  der Porositätsmeßwerte:

$$\begin{aligned} R_{O_2,n} &= -\frac{\Delta}{\Delta z} (\phi^{m+1} D_{O_2}^0 \cdot a_2 a_3 e^{a_3 z})_n = \\ &= -\frac{\phi_{n-0.5}^{m+1} \cdot D_{O_2}^0 \cdot (a_2 a_3 e^{a_3 z})_{n-0.5} - \phi_{n+0.5}^{m+1} \cdot D_{O_2}^0 \cdot (a_2 a_3 e^{a_3 z})_{n+0.5}}{\Delta z} \end{aligned} \quad (3.17)$$

Die Werte für die Ausdrücke an den Stellen  $n-0.5$  und  $n+0.5$  werden aus der Interpolation der Werte von  $n$  und  $n-1$  bzw.  $n+1$  berechnet. Über den stöchiometrischen Faktor 117/170 (Gl. 3.14) läßt sich die  $O_2$ -Zehrungsrate in eine  $C_{org}$ -Abbaurrate umrechnen, wobei hier nur die oxische Remineralisierung erfaßt wird:

$$R_{C_{org}} = -\frac{117}{170} \cdot R_{O_2} \quad (3.18)$$

Nimmt man nun für den abbaubaren Teil des partikulär-organischen Materials  $C_{org}^{deg}$  eine Abbaukinetik erster Ordnung an, (z.B. EMERSON et al., 1985; HEGGIE et al., 1987 und SOETAERT et al., 1996), so erhält man ein Raten-Tiefen-Profil gemäß

$$R_{Corg}(z) = -k \cdot [C_{org}^{deg}]. \quad (3.19)$$

$[C_{org}^{deg}]$  ergibt sich aus dem pyrometrisch bestimmbaren  $C_{org}$ -Gehalt nach Abzug des residualen Kohlenstoffanteils  $C_{org}^{res}$ . Letzterer wird hier als  $C_{org}$ -Minimum innerhalb der beprobten Sedimentschicht (8 bis 10 cm) definiert. Zur Berechnung von  $k$  wird der Gehalt an abbaubarem Kohlenstoff  $C_{org}^{deg}$  (in % der Trockenmasse) mit der Trockendichte  $\rho_{sed}$  des Sediments in die auf das Totalvolumen des Sediments (in  $g/cm^3$ ) bezogene Konzentration  $[C_{org}^{deg}]$  in umgerechnet:

$$[C_{org}^{deg}] = (1 - \phi) \cdot C_{org}^{deg} \cdot \frac{\rho_{sed}}{100\%} \quad [gC/cm^3] \quad (3.20)$$

### 3.4 Eintrag und Überlieferung von organischem Kohlenstoff im Sediment

Aus dem nach Gleichung 3.11 bestimmten diffusiven Sauerstofffluß  $F_{O_2}$  durch die Wasser/Sediment-Grenzfläche wird der entsprechende  $C_{org}$ -Eintrag  $F_{Corg}$  durch Multiplikation mit dem  $O_2$ :C-Verhältnis (Gl. 3.14) ermittelt:

$$F_{Corg} = \frac{117}{170} \cdot F_{O_2} \quad (3.21)$$

Nicht abbaubares organisches Material wird im Sediment eingebettet. Die Akkumulationsrate  $AR_{Corg}$  errechnet sich aus der Gesamtakkumulationsrate  $AR_{bulk}$ , dem  $C_{org}$ -Gehalt des betrachteten Sedimenthorizontes:

$$AR_{Corg} = AR_{bulk} \cdot \frac{C_{org}}{100\%} \quad (3.22)$$

$AR_{bulk}$  ist nach KOCZY (1951) und THIEDE et al. (1982) als Produkt aus Trockenraumdichte TRD und linearer Sedimentationsrate LSR definiert:

$$AR_{bulk} = LSR \cdot TRD = LSR \cdot (1 - \phi) \cdot \rho_{sed} \quad (3.23)$$

Der Gesamteintrag an partikulär-organischem Material setzt sich aus dem abbaubaren Anteil  $F_{Corg}$  (Gl. 3.21) und dem akkumulierenden Material zusammen:

$$F_{Corg}^{AR} = F_{Corg} + AR_{Corg} \quad (3.24)$$

Aus dem Verhältnis des akkumulierenden organischen Kohlenstoffs zum Gesamteintrag an  $C_{org}$  läßt sich die Überlieferungswahrscheinlichkeit oder Einbettungseffizienz  $E_{Corg}$  von organischem Kohlenstoff im Sediment ableiten:

$$E_{Corg} = \frac{F_{Corg}^{AR}}{AR_{Corg}} \cdot 100\% \quad (3.25)$$

Ogleich  $F_{Corg}^{AR}$  nur den durch Sauerstoff abgebauten  $C_{org}$ -Anteil erfaßt, ist die Gleichung eine gute Näherung, da andere Abbaumechanismen in den tiefgehend oxischen Sedimenten vernachlässigbar sind. Wie die in dieser Arbeit errechneten Raten-Tiefenprofile (Kap. 5.8) zeigen, wird der reaktive Kohlenstoff ohnehin sehr dicht unterhalb der Sedimentoberfläche abgebaut.



## 4. Material und Methoden

### 4.1 Meßkonzept

Auf der Expedition ARK X/1 mit FS „POLARSTERN“ vom 6. Juli bis 15. August 1994 wurde das Sediment an 18 Benthosstationen mit einem Multicorer beprobt. Während der Expedition ARK XI/2 vom 22. September bis 29. Oktober 1995 wurden an acht Stationen Multicorer-Kerne gewonnen. Daneben konnten erstmalig *in situ*-Messungen in der Treibeisregion vor Ostgrönland durchgeführt werden. Das hierzu bei acht Stationen eingesetzte Meß- und Beprobungsgerät „FLOORIAN“ (siehe Abschnitt 4.3) wurde zwischen den beiden „POLARSTERN“-Ausfahrten entwickelt und bei zahlreichen Einsätzen mit FK „LITTORINA“ und FS „ALKOR“ in der Ostsee erprobt und modifiziert. Hinzu kommen drei während der Reise M36/3 mit FS „METEOR“ angelaufene Stationen, an denen *in situ*-Messungen durchgeführt wurden.

Die Messung der O<sub>2</sub>-Tiefenverteilung im Sedimentporenwasser steht konzeptionell im Vordergrund der Arbeit, weil oxische Abbauprozesse im Sediment des Europäischen Nordmeeres aufgrund der hohen O<sub>2</sub>-Konzentrationen im Bodenwasser einerseits sowie den geringen C<sub>org</sub>-Einträgen andererseits die weitaus wichtigste Rolle spielen. Im Vergleich zu anderen, im Porenwasser gelösten geochemischen Spezies kann Sauerstoff in wesentlich höherer Vertikalauflösung bestimmt werden. Ferner sind *in situ*-Meßmethoden für andere chemische Sedimentparameter noch wenig verbreitet.

Die Messung der Sauerstofftiefenverteilung *in situ* und im Labor wird ergänzt durch die Bestimmung der Nährstoff- und Mangankonzentration im Porenwasser und dem Gehalt bzw. Verhältnis von C<sub>org</sub> und Stickstoff an der Festphase. Porositätsdaten wurden sowohl aus dem Salzgehalt der Sedimente als auch über die Formationsfaktorsonde des *in situ*-Profilers bestimmt. Die verschiedenen Verfahren werden in den folgenden Abschnitten knapp beschrieben.

Zur Sedimentbeprobung wurde ein Multicorer bzw. die in FLOORIAN integrierte Kernentnahme-Einheit mit 100 mm-Plexiglasrohren eingesetzt. Zumeist wurde an einem Kern Sauerstoff gemessen, während ein weiterer zur Gewinnung von Porenwasser segmentiert und ausgepreßt wurde. Ein dritter Kern wurde hochauflösend für Porositätsmessungen verwendet.

### 4.2 Sauerstoffmessungen

Die Messung von gelöstem Sauerstoff, O<sub>2</sub> beruht auf dem amperometrischen Messprinzip, wobei Sauerstoff an einer vergoldeten Platin-Kathode, nach



elektrochemisch reduziert wird. Als Anode dient eine Ag/AgCl-Elektrode, an der Silber gemäß



oxidativ in Lösung geht. Die Kathode wird mit -650 mV gegen die Anode geschaltet.

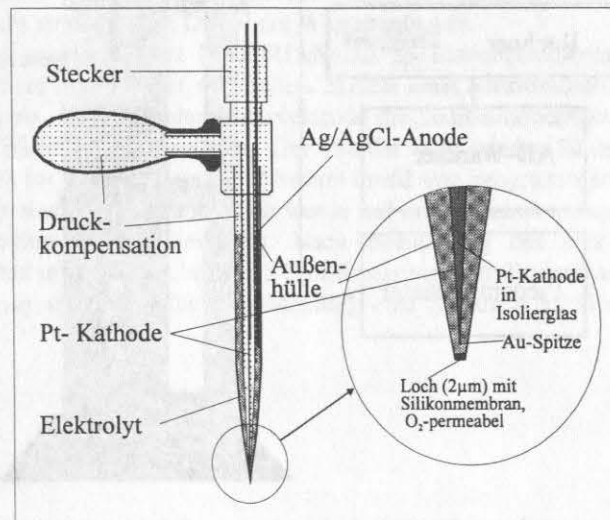


Abbildung 4.1: Sauerstoffelektrode, *in situ*-Typ, schematisiert

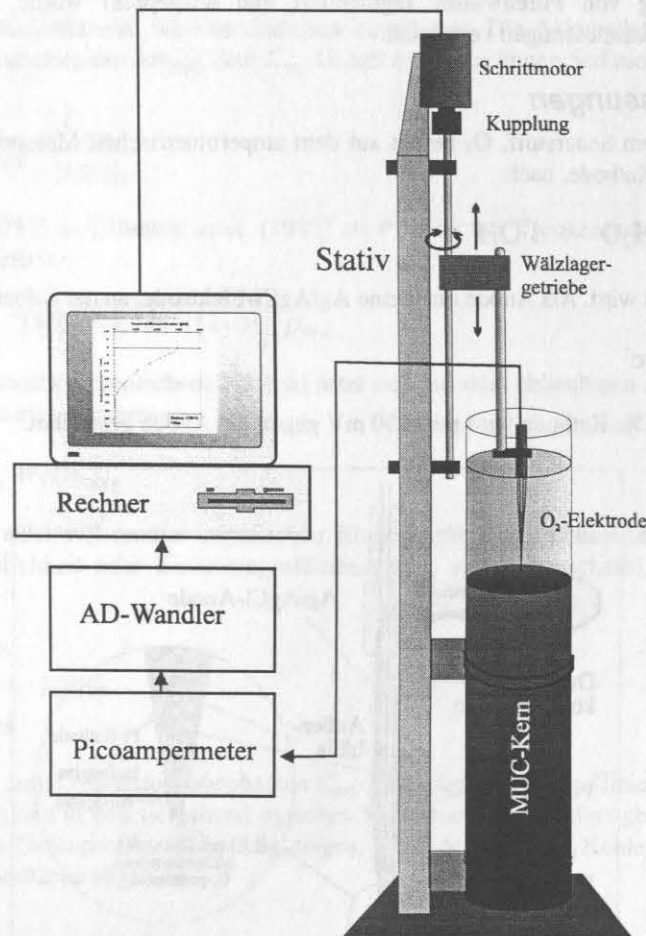
Der im Porenwasser gelöste Sauerstoff diffundiert durch eine gaspermeable Silikonmembran, welche ein Loch von 1 bis  $2\mu\text{M}$  Durchmesser in der Elektrodenspitze abdeckt (siehe Abbildung 4.1) und wird diffusiv durch den Elektrolyt zur Kathode transportiert. Als Elektrolytlösung dient eine karbonatgepufferte, 3-molare KCl-Lösung, welche zur Inhibition von Algenwachstum etwas Thymol enthält.

Die Herstellung von Sauerstoff-Mikrosensoren dieses Typs (Clark) erfolgte prinzipiell nach REVSBECH und JØRGENSEN (1986), FORSTER (1985) und HOLBY (1992), wobei der Elektrodenbau auf die Erfordernisse des *in situ*- $\text{O}_2$ -Profilers abgestimmt wurden. Neben Elektroden aus eigener Fertigung wurden für Labormessungen vor allem auf der Ausfahrt ARK X/1 auch kommerziell erhältliche Glas- und Stahlelektroden (Fa. Diamond General<sup>TM</sup>, Ann Arbor, USA) eingesetzt.

Die Messung von Sauerstoff-Profilen an Multicorer-Kernen erfolgte unmittelbar nach Bergung der Kerne im Kühllabor des Schiffes. Ein Schrittmotor bewegt die Mikroelektrode dabei über einen Wälzlager-getriebenen Vertikaltrieb mit einer Wegauflösung von bis zu 0.025 mm ins Sediment. Das von M. SCHLÜTER (GEOMAR) entwickelte System wird über einen PC gesteuert, der sowohl die Schrittmotorsteuerung als auch die Meßwertaufnahme übernimmt. Um Relativbewegungen zwischen Kern und Elektrode zu minimieren, wurde ein Stativ konstruiert, an welchem Meßkern und Vertikalprofiler befestigt werden. Das System läßt sich optional auf eine Luftkissen-gedämpfte Marmorplatte montieren. Der Aufbau der Meßanordnung ist in Abbildung 4.2 schematisch dargestellt.

Die im Bereich von 10 bis einige hundert pA liegenden Meßströme der Elektroden werden über einen Analog-Digital-Wandler in mV-Signale transferiert und vom Meßprogramm ( $\text{O}_2\_STEP.PAS$ , SCHLÜTER, unveröffentl.) gegen die vom Vertikalprofiler zurückgelegte Strecke abgespeichert.

Manche Labormessungen wurden bereichsweise von starken Rauschsignalen überlagert, welche auf FS „POLARSTERN“ auffälligerweise beim Einschalten des in der Nähe des Kühllabors befindlichen Heckstrahlruder (150 kW- Elektromotor) auftraten. In diesen Fällen wurde der Datensatz einer Softwareglättung mit einem Gauss-Filter (SCHLÜTER, 1996) unterzogen. Durch die Verwendung dieser Filtertechnik bleiben die Ortslagen von Peaks im Gegensatz zu anderen Verfahren (z.B. Blockmittelwerten) erhalten.



**Abbildung 4.2:** Messanordnung für  $\text{O}_2$ -Labormessungen. Schrittmotorsteuerung und Meßelektronik von M. SCHLÜTER, GEOMAR

### 4.3 Das *in situ*-Meßsystem FLOORIAN

Obwohl bei der Sedimentbeprobung mit dem Multicorer die ursprüngliche Schichtung erhalten bleibt, können die Kerne während des Beprobungsvorganges und dem Transport durch die Wassersäule Änderungen erfahren, welche die Konzentrationsgradienten, insbesondere in der Nähe der Sediment/Wasser-Grenzfläche, verfälschen. Die hierbei ursächlich auftretenden Effekte werden beim Vergleich der *in situ* Daten mit den Labordaten (s. Kapitel 6.1) diskutiert. Da Labormessungen somit artefakt-behaftet sein können, wurden Landersysteme entwickelt, die in der Lage sind, O<sub>2</sub> und andere Parameter *in situ* zu messen (z.B. REIMERS, 1987). Die Meßgeräte werden im allgemeinen in frei absinkenden Absatzgestellen gefahren, welche nach der Messung unter Zurücklassen von Grundgewichten, mit Hilfe von Auftriebskörpern, wieder aufsteigen. Eine Übersicht über die Entwicklung von Landersystemen geben TENGBERG et al. (1995).

In hohen Breiten ist der Einsatz und insbesondere die Bergung eines solchen Gerätes aufgrund Eisbedeckung und Witterungsverhältnissen kaum möglich. Um dennoch *in situ* messen zu können, wurde das Meß- und Beprobungsgerät FLOORIAN entwickelt. Das Gerät besteht, wie auf Abbildung 4.3 schematisch dargestellt, aus einem an Deck zu programmierenden Sauerstoffprofler und einer Kernentnahme-Einheit. Beides ist in einen variablen Rohrrahmen eingepaßt, welcher am normalen Seriendraht eines Schiffes gefahren werden kann (siehe auch Abbildungen 4.4.a und 4.4.b).

Das Gerät ist mit einer Grundfläche von 1.2 x 1.6m relativ klein und damit auch von kleineren Schiffen aus einsetzbar. Der tiefe Schwerpunkt verringert die Gefahr des Umreißen beim Absetzen bzw. Hieven. Das Absatzgestell ist außerdem geeignet, weitere Module aufzunehmen. Die vom Ostgrönlandstrom erzeugte Eisdrift erreicht Geschwindigkeiten von über einem Knoten (> 0.5 m/s), so daß selbst zwischen zwei unmittelbar aufeinanderfolgenden Geräteinsätzen eine beträchtliche Verdriftung des Schiffes eintritt. Die Kombination von *in situ* Meßgerät und Kernentnahme-Einheit trägt dazu bei, auch bei kleinskalig variablen Sedimenten eine gute Vergleichbarkeit zwischen *in situ*-O<sub>2</sub>- bzw. -Porositätsmessung und *ex situ*-Porenwasser- bzw. -Sedimentdaten wie Nitrat, C<sub>org</sub> und Chl. *a* zu erzielen.

Der Sauerstoffprofler (Fa. SEABED<sup>TM</sup>, Ymuiden, Niederlande) besteht aus einem eloxierten Aluminium-Druckgehäuse, welches den Steuerrechner und die Energieversorgung aufnimmt. Nach unten schließt sich der Elektrodenträger an, welcher mit einer Widerstandselektrode, maximal sechs Sauerstoffelektroden und bis zu drei Feststoff-pH-Elektroden (ISFET-Halbleiter-Sensoren, zum Zeitpunkt der Expeditionen nicht in das Gerät integriert) bestückt werden kann. Die O<sub>2</sub>-Elektroden werden prinzipiell wie Laborelektroden hergestellt. Sie werden zusätzlich mit Stecker und Druckausgleich versehen (s. Abbildung 4.1).

Über dem Druckgehäuse befindet sich ein Schrittmotor. Das Motorgehäuse ist zur Druckkompensation mit einer nichtleitenden Flüssigkeit („Fluorinert“, Fa. 3M) gefüllt. Über eine Spindel bewegt der Motor den Profiler in einem Führungsrahmen auf und ab. Die minimale Vertikalauflösung beträgt 0.1 mm. Um die Grundstandzeit sehr kurz zu halten (starke Verdriftung) wurden viele *in situ* O<sub>2</sub>-Profile jedoch mit geringerer Auflösung (0.2 bis 0.4 mm) gemessen.

Unmittelbar vor dem Einsatz wird der Profiler über eine Subcon<sup>TM</sup>-Verbindung vom PC aus programmiert. Da dabei auch die Startzeit eingestellt wird, ist der Zeitplan bis zum Aufsetzen vor auszuplanen und genau einzuhalten. Als Fiergeschwindigkeiten haben sich in der freien Wassersäule maximal 1.8 m/s und beim Aufsetzen ca. 0.7 bis 1 m/s bewährt. Während der Messung muß das Verdriften des Schiffes ggf. durch entsprechendes Ausstecken von Draht ausgeglichen werden (bei Eisgang ist das Schiff auch mittels Strahlruder kaum auf Position zu halten). FLOORIAN wurde nur eingesetzt, wenn die während der Grundstandzeit zu erwartende Verdriftung nicht größer als ein Drittel der Wassertiefe war.

Zur programmierten Startzeit beginnt FLOORIAN mit 25 Einzelmessungen im Bodenwasser, um eine eventuelle Signaldrift der Sensoren sichtbar zu machen. Mittels einer Schrittmotor-gesteuerten Spindel wird der Profiler nun soweit abgesenkt, bis die Widerstandselektrode die Sedimentoberfläche durch einen sprungartigen Anstieg des elektrischen Widerstandes detektiert. Der Profiler wird wieder 10 mm aufwärts bewegt, um mit einem Vorlauf von 10 mm im Bodenwasser ein Abwärts-Profil von programmierter Länge und Auflösung zu messen. Die Einstellzeit in einer jeden Meßposition wurde auf zwei Sekunden eingestellt (die Ansprechzeit der Mikroelektroden liegt unterhalb einer Sekunde). Nach Beendigung des Profils fährt das Gerät in die Ausgangsstellung zurück und mißt dort nochmals 25 Einzelmessungen im Bodenwasser zur Quantifizierung einer eventuellen Signaldrift. Insgesamt wird für eine Messung eine Standzeit an Grund von 20 bis 30 Minuten benötigt.



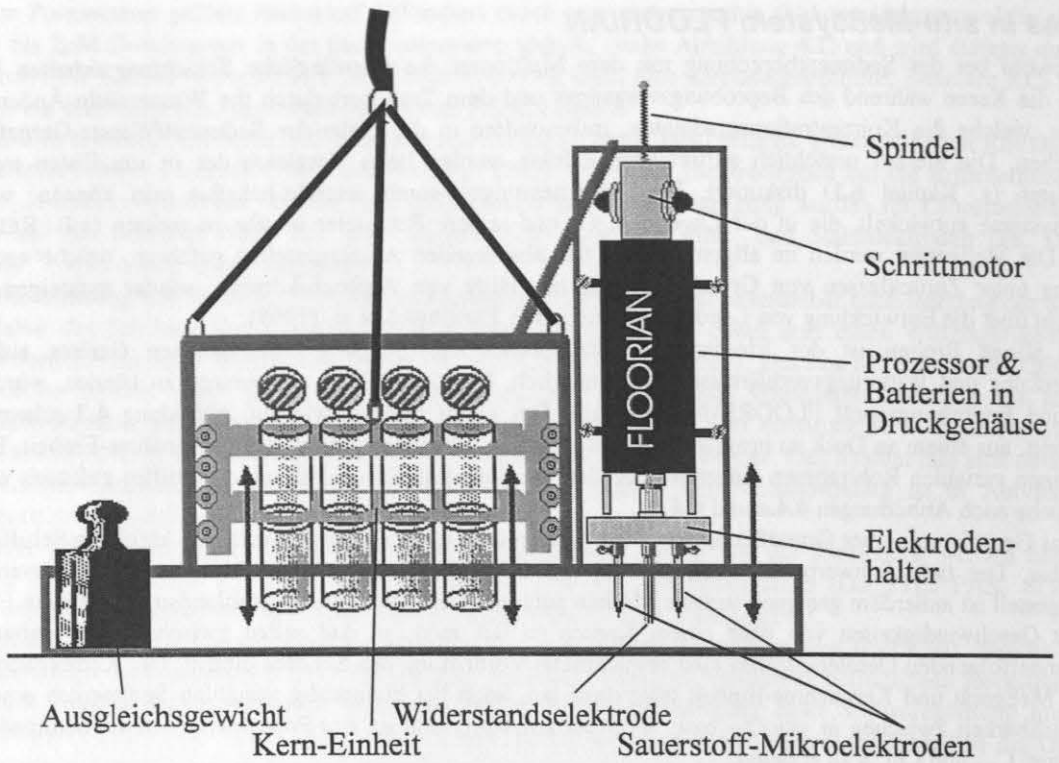


Abbildung 4.3: in situ-O<sub>2</sub>-Profiler FLOORIAN im Absatzgestell mit Kernereinheit, schematisiert

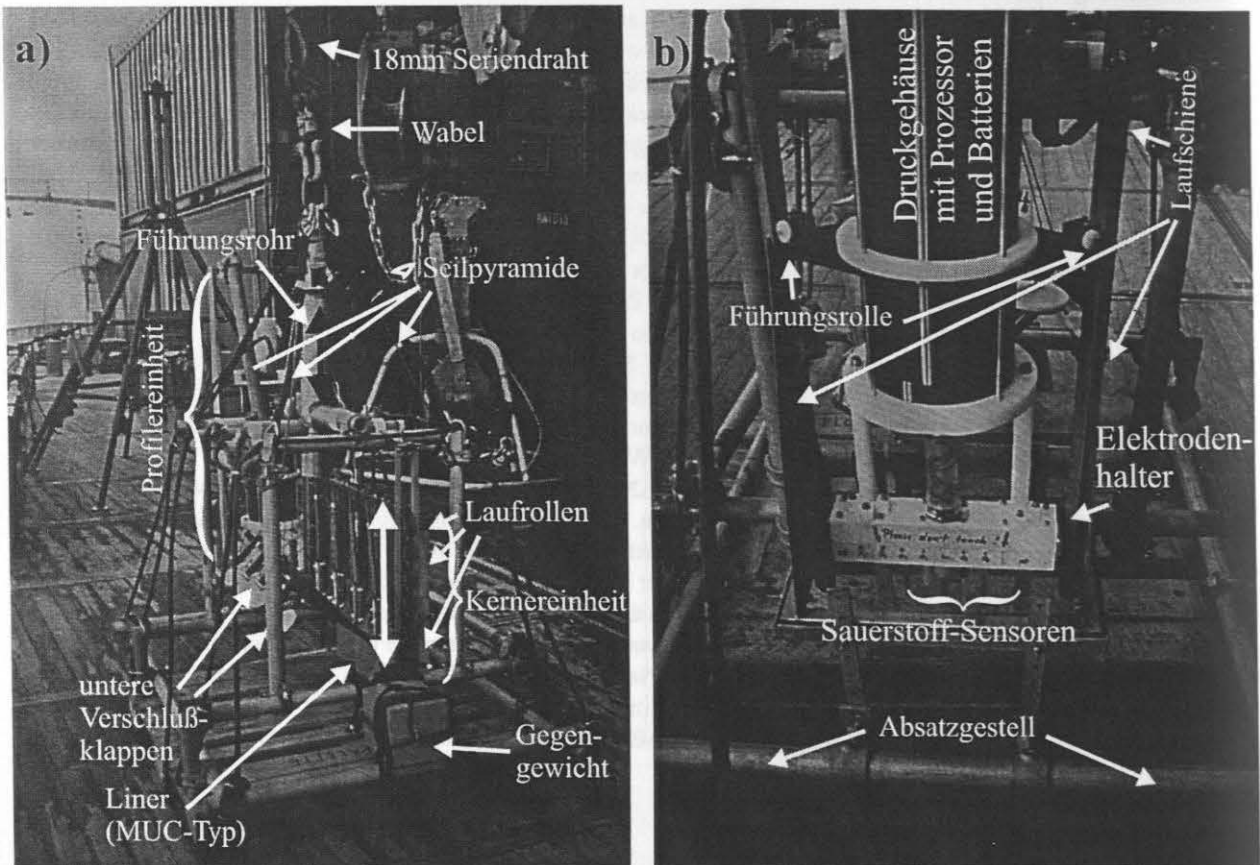


Abbildung 4.4: a) Absatzgestell mit Quattro-Corer-Einheit; Einsatz des Gerätes auf FS Polarstern. b) Detailansicht des O<sub>2</sub>-Profiler-Moduls mit Druckgehäuse und Elektrodenhalterung.

#### 4.4 Formationsfaktor und Porosität

Zur Bestimmung der Porosität  $\phi$  wurde das Oberflächensediment in 2 mm- (0 bis 30 mm Sedimenttiefe) bzw. in 5 mm-Schichten (unterhalb 30 mm Sedimenttiefe) segmentiert und gefriergetrocknet. An einigen Stationen wurde die Trockendichte  $\rho$  aus einer 5 cm dicken Oberflächenschicht pyknometrisch bestimmt. In den meisten Fällen lag  $\rho$  dicht bei dem häufig angenommenen Wert von  $2.6 \text{ g cm}^{-3}$ . Das gefriergetrocknete Material wurde in einem definierten Volumen destillierten Wassers aufgeschlämmt. Das dabei gelöste Salz wurde mittels Leitfähigkeitsmessung bestimmt. Aus dem Bodenwasserwert der Salinität (aus CTD- Daten bzw. nach KOLTERMANN und LÜTHJE, 1989), Trockendichte und Trockenmasse wurde für jedes Tiefensegment auf die Porosität zurückgerechnet.

Für Stationen, an denen das *in situ*-Meßgerät FLOORIAN eingesetzt werden konnte, wurde der im Sediment gemessene elektrische Widerstand zur Berechnung der Porosität benutzt. Verwendet wurde hierfür eine 4-polige Widerstandselektrode (nach ANDREWS und BENNET, 1981) mit einem Elektrodenquerschnitt von  $5 \times 20 \text{ mm}$  und unten abgeschragten Kanten. Mit der in den *in situ*-Profiler eingebauten Elektrode wurden Leitfähigkeitsprofile mit einer Auflösung von 0.1 bis 0.4 mm gemessen. Der auf den Bodenwasserwert bezogene elektrische Widerstand im Sediment liefert entsprechend Gleichung 3.6 den Formationsfaktor  $f$ :

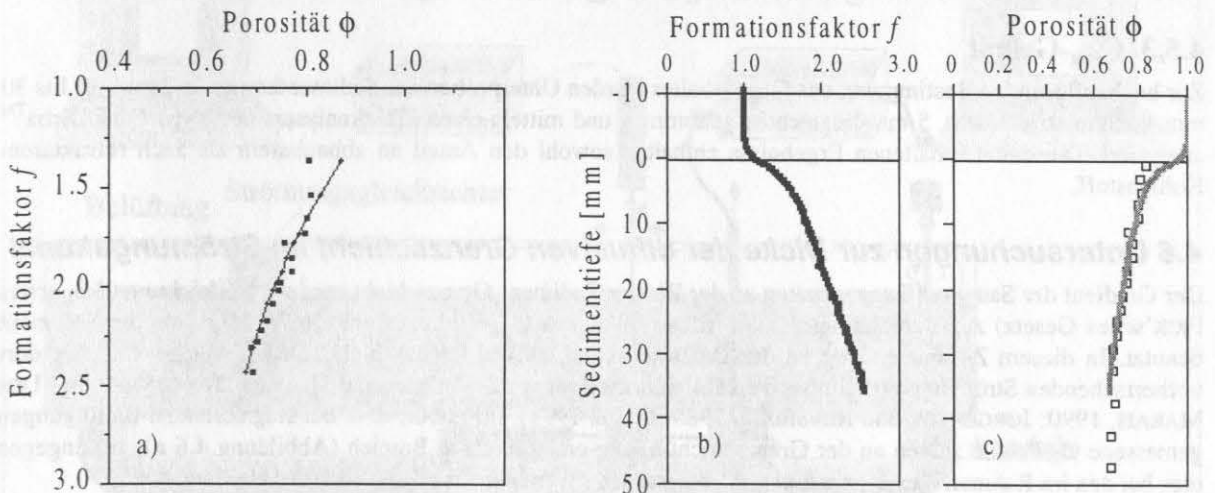
$$f = \frac{R_{Sed}}{R_{BW}} \quad (3.6)$$

Die Tiefenverteilung von  $f$  ist in Abbildung 4.5 b) exemplarisch für die Station 37/14 dargestellt.

Analog zu HALES et al. (1994) wurden unter Anwendung der allgemeinen Gleichung von ULLMAN und ALLER (1982)

$$f = \frac{1}{\phi^m} \Rightarrow \phi = \sqrt[m]{\frac{1}{f}} \quad (3.7)$$

die Formations-Werte mit der Porosität in Beziehung gesetzt. Aus dem Vergleich der Formationsfaktorprofile mit konventionell aus Salzgehalt und Dichte der Sedimentproben ermittelten Porositäten wurde für fünf Stationen der Exponent  $m$  bestimmt: Mit dem Pascalprogramm FIT\_POR.PAS wurde  $m$  nach Gleichung 3.7 als Fitparameter das LEVENBERG-MARQUARDT-Verfahren (PRESS et al., 1992) angepaßt (Abbildung 4.5 a).



**Abbildung 4.5:** Über die Beziehung (3.7) wurden die aus den Sedimentproben bestimmten Porositätswerte an die *in situ* gemessenen Formationsdaten angepasst. Exemplarisch sind hier die Daten von Station 37/14 und der nach dem erhaltene beste Fit aufgetragen (a). Die *in situ* gemessene Tiefenverteilung des Formationsfaktors  $f$  (b) und die daraus berechnete Porositätstiefenverteilung im Vergleich mit den herkömmlich bestimmten Porositätswerten (c).

Der Mittelwert aus den fünf angepassten  $m$ -Werten der Stationen 37/12, 37/13, 37/14, 37/20 und 37/30 (Tabelle 4.1) wurde der direkten Bestimmung der Porositäten aus den während M36/3 gewonnenen *in situ*-Formationsdaten zugrunde gelegt:

**Tabelle 4.1:** Durch Kurvenanpassung (LEVENBERG-MARQUARDT-Verfahren) ermittelte Exponenten  $m$  aus Gleichung (3.11) für die Stationen 37/12, 13, 14, 20 und 30.

Station	37/12	37/13	37/14	37/20	37/30
$m$	2.17486	2.07168	2.25938	2.10438	2.27324
Mittelwert:	2.17671	Standardabweichung:		0.09003	

## 4.5 Andere geochemische Parameter

### 4.5.1 Nährstoffe im Porenwasser

Zur Gewinnung von Porenwasser wurden die Sedimentkerne segmentiert und mittels einer Teflon-Niederdruck-Presse (SCHLÜTER, 1990) ausgepreßt. Nitrat und Phosphat wurden mit einem Technicon<sup>TM</sup> Autoanalyser nach GRASSHOFF et al. (1983) an Bord analysiert.

**Nitrat** wird aus angesäuerter Lösung im Cu-Cd-Reduktor zu Nitrit reduziert und zusammen mit Sulfanilamid in ein Diazoniumion überführt. Dieses kuppelt mit Naphtyl-Ethylendiamin zu einem Azofarbstoff, dessen Intensität der  $\text{NO}_3^-$ -Konzentration proportional ist. Bei zu stark angesäuerten Proben wird Nitrit weiter reduziert, während in zu stark alkalischen Proben das Nitrat nicht vollständig reduziert werden kann. In beiden Fällen wird  $\text{NO}_3^-$  unterbestimmt. Aus diesem Grunde wurde Nitrat an nicht angesäuerten Porenwasserproben gemessen.

**Phosphat** wird mit Heptamolybdat und dreiwertigem Antimontartrat im sauren Milieu zu einem tiefblauen Molybdophosphatkomplex umgesetzt, welcher photometrisch bestimmt wird.

### 4.5.2 Mangan

Ein Konzentrationsanstieg zweiwertigen Mangans im Porenwasser weist im Sediment auf die Grenze zwischen oxisch und anoxisch hin, da  $\text{Mn}^{2+}$  in sauerstoffhaltigem Porenwasser als (basisches) Oxid ausgefällt wird (z.B. Braunstein,  $\text{MnO}_2$ ). Korrespondierend mit der großen Sauerstoffeindringtiefe in den Sedimenten der Grönlandsee findet sich dieser Anstieg der  $\text{Mn}^{2+}$ -Konzentrationen nur in wenigen Kernen, meist an flachen Lokationen. Die Bestimmung des Mangans wurde aus saurer Lösung mit einem Graphitrohr-Atomabsorptions-Spektrometer des Typs Perkin Elmer<sup>TM</sup> 4100ZL durchgeführt.

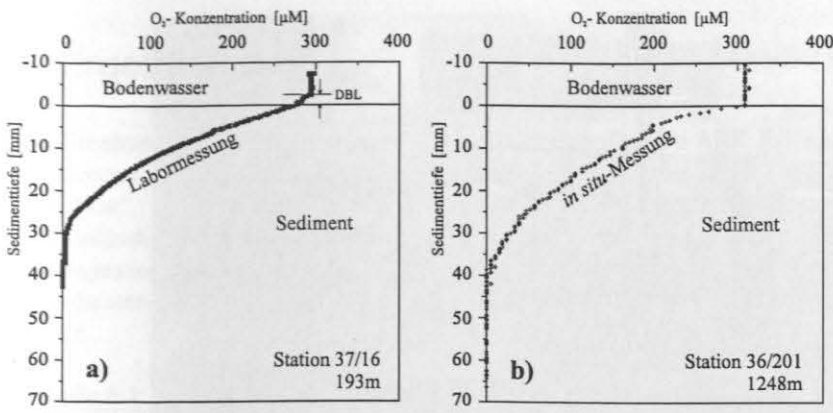
### 4.5.3 $C_{\text{org}}$ -Gehalt

Zur hochauflösenden Bestimmung des  $C_{\text{org}}$ -Gehaltes wurden Unterproben aus Sedimentkernen in 2 mm- (0 bis 30 mm Sedimenttiefe) bzw. 5 mm-Segmenten genommen und mittels eines C/N-Analysers des Typs Carlo Erba<sup>TM</sup> analysiert. Die damit erhaltenen Ergebnisse enthalten sowohl den Anteil an abbaubarem als auch refraktärem Kohlenstoff.

## 4.6 Untersuchungen zur Dicke der diffusiven Grenzschicht im Strömungskanal

Der Gradient der Sauerstoffkonzentration an der Wasser/Sediment-Grenzschicht wird nach Gleichung (3.3, erstes FICK'sches Gesetz) zur Berechnung der Stoffflüsse bzw. des  $C_{\text{org}}$ -Eintrages aus der Wassersäule ins Sediment benutzt. In diesem Zusammenhang ist die Dicke dieser diffusiven Grenzschicht (DBL), welche von den dort vorherrschenden Strömungsverhältnissen erheblich beeinflusst wird, von großer Bedeutung (JØRGENSEN und DES MARAIS, 1990; JØRGENSEN und REVSBECH, 1985; DADE, 1993). Im Labor, d. h. bei stagnierenden Bedingungen gemessene  $\text{O}_2$ -Profile zeigen an der Grenzschicht häufig einen linearen Bereich (Abbildung 4.6 a), wohingegen dies bei den im Rahmen dieser Arbeit *in situ* gemessenen Profilen nicht erkennbar ist (Abbildung 4.6 b).



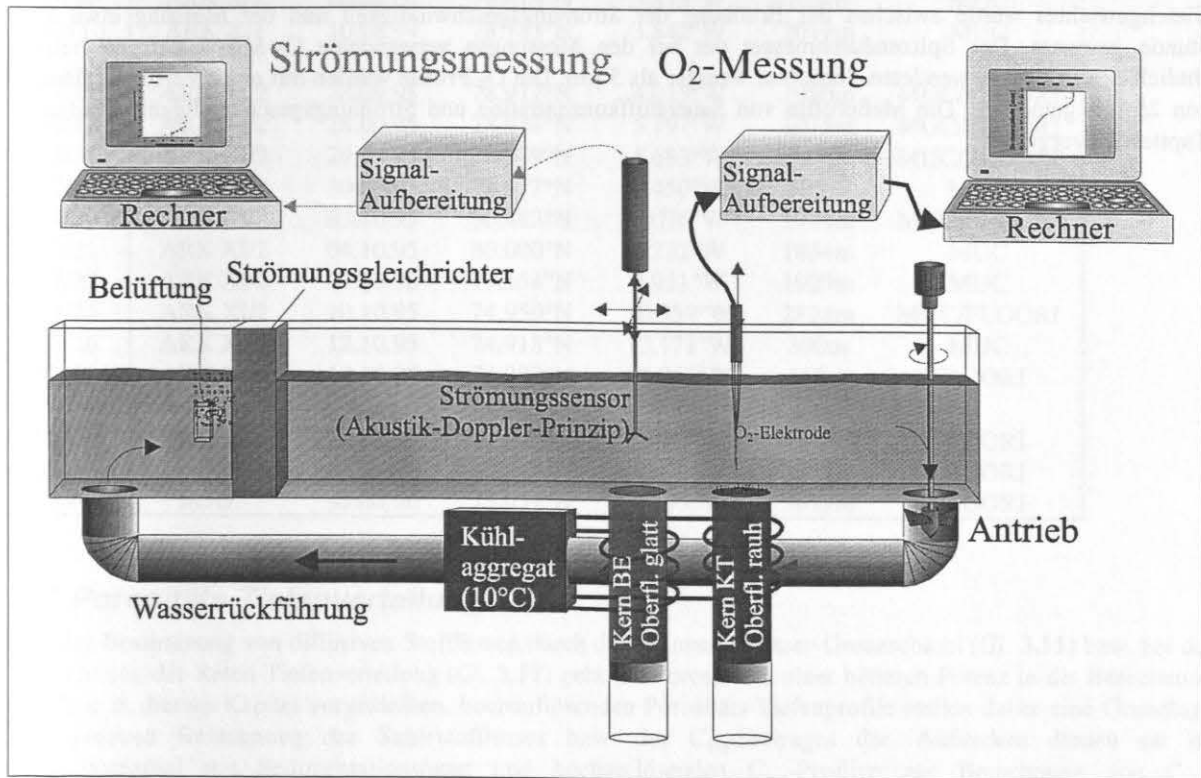


**Abbildung 4.6:** Vergleich eines *ex situ* (im Labor) gemessenen O<sub>2</sub>-Profils **a)** mit einem *in situ*-Profil **b)**. Charakteristisch ist die Ausbildung einer ausgeprägten diffusiven Grenzschicht (DBL) im stagnierenden Überstandswasser des Kerns, wohin-gegen sich angesichts der Bodenströmung unter *in situ*-Bedingungen nur eine sehr dünne bzw. „keine“ DBL

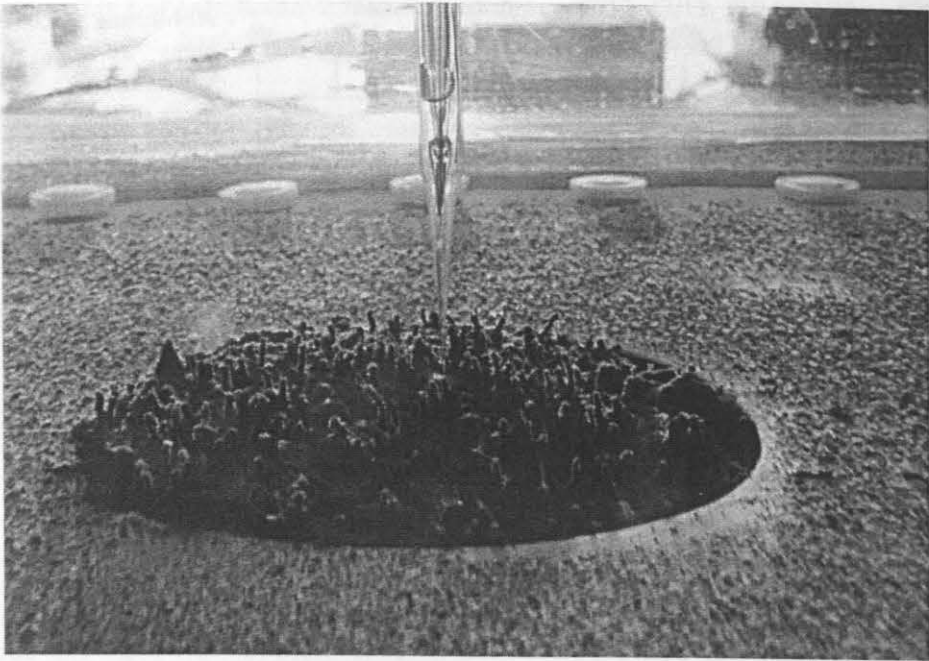
ausbildet.

Da keine Meßdaten zur Bodenströmung am ostgrönländischen Kontinentalhang vorliegen, wurde der Zusammenhang zwischen der Stärke einer Bodenströmung und der DBL-Dicke untersucht. Dazu wurden O<sub>2</sub>-Profile in zwei Kernen verschiedener Rauigkeit im Strömungskanal des GEOMAR-Forschungszentrums (siehe Abbildung 4.7) bei unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten gemessen. Während einer Ausfahrt mit FS „ALKOR“ am 13. Mai 1996 an den Stationen „Kieler Tief“ (54°31.85'N 10°2.86'E) und „Boknis Eck“ (54°29.20'N 10°19.30'E) gewonnene Multicorer-Kerne wurden von unten ins Strömungsbecken eingebracht und so justiert, daß deren Oberfläche mit dem Boden des Strömungsbeckens bündig abschloß. An der Station Kieler Tief ist die Kernoberfläche durch dichten Polychätenrasen charakterisiert (große Rauigkeit, Abbildung 4.8) während die Sedimentoberfläche an der Station Boknis Eck durch eine gleichförmige Fluff-Lage geringerer Rauigkeit gekennzeichnet ist. Die Kerne wurden mit original Bodenwasser (Salinität 15.4‰) überschichtet, welches auf 10°C temperiert und konstant belüftet wurde. Die O<sub>2</sub>-Konzentration wurde regelmäßig durch Winkler-Titration überwacht und lag während der drei Versuchstage zwischen 300 und 320 µM.

Die Sauerstoffprofile wurden bei sechs verschiedenen Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 0 und 6 cm/s aufgenommen. Dazu wurde im wesentlichen die in Kapitel 4.2 beschriebene Labor-Messeinheit verwendet.



**Abbildung 4.7:** Versuchsanordnung zur Messung von Sauerstoff- und Strömungsprofilen im Strömungskanal



**Abbildung 4.8:** Polychätenrasen auf der Oberfläche des Kerns von „Kieler Tief“ im Strömungskanal

Die Messung von Geschwindigkeitsprofilen erfolgte in Zusammenarbeit mit M. FRIEDRICHS (GEOMAR). Bei jeder Geschwindigkeitseinstellung wurde ein Vertikal-Strömungsprofil von ca. 3 bis 100 mm über der Meßstelle aufgenommen, wobei ein über drei Schrittmotoren (Fa. NANOTEC<sup>TM</sup>, München) beweglicher Akustik-Doppler-Strömungssensor der Firma SONTEK<sup>TM</sup> verwendet wurde.

Begonnen wurde bei geringen Geschwindigkeiten. Die Reaktionszeit des Kanals beträgt bezüglich der Strömungsgeschwindigkeit wenige Minuten. Zur Adaption des dynamischen Sauerstoff-Transport-Gleichgewichtes wurde zwischen der Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit und der Messung etwa eine Stunde gewartet. Der Spitzendurchmesser der bei den Messungen verwendeten O<sub>2</sub>-Mikroelektrode betrug, ähnlich den *in situ* verwendeten Sensoren, weniger als 5 µm. Die O<sub>2</sub>-Profile wurden mit einer Vertikalauflösung von 25 µm gemessen. Die Meßprofile von Sauerstoffkonzentration und Strömungsgeschwindigkeit werden in Kapitel 5.9 vorgestellt.

## 5. Ergebnisse

Die Erhebung der Felddaten erfolgte während der Expeditionen ARK X/1 und ARK XI/2 mit FS „POLARSTERN“ im Sommer 1994 (6.7. bis 15.8.) bzw. im Herbst 1995 (22.9. bis 29.10.) und während der Ausfahrt M36/3 mit FS „METEOR“ im Sommer 1996 (21.7. bis 17.8.). Neben den Stationen der Hauptarbeitsgebiete am ostgrönländischen Kontinentalhang auf 75°N bzw. 79-81°N wurden Lokationen in der zentralen Grönland- und Norwegensee und in der Nähe der Färöer- bzw. Bäreninsel beprobt. Tabelle 5.1 gibt einen Überblick über Koordinaten, Wassertiefe und Beprobungszeit der in dieser Arbeit untersuchten Stationen, sowie über eingesetzte Geräte.

**Tabelle 5.1:** Stationsliste

Station	Expedition	Datum	Breite	Länge	Tiefe	Gerät
31/2	ARK X/1	10.07.94	69.993°N	3.992° E	3260m	MUC
31/6	ARK X/1	13.07.94	74.938°N	11.105°W	2792m	MUC
31/7	ARK X/1	15.07.94	75.563°N	12.148°W	226m	MUC
31/9	ARK X/1	17.07.94	74.926°N	12.417°W	1560m	MUC
31/14	ARK X/1	19.07.94	74.972°N	13.09°W	320m	MUC
31/16	ARK X/1	20.07.94	74.996°N	12.636°W	830m	MUC
31/17	ARK X/1	21.07.94	75.020°N	13.808°W	189m	GKG
31/20	ARK X/1	23.07.94	75°00°N	12.633°W	813m	MUC
31/24	ARK X/1	26.07.94	74.946°N	11.108°W	2765m	MUC
31/25	ARK X/1	27.07.94	74.931°N	12.808°W	780m	MUC
31/26	ARK X/1	28.07.94	74.917°N	12.725°W	1006m	MUC
31/54	ARK X/1	31.07.94	75.000°N	0.180° E	3760m	MUC
31/84	ARK X/1	03.08.94	75.000°N	16.280° E	257m	MUC
31/87	ARK X/1	06.08.94	78.987°N	4.683°W	1530m	MUC
31/89	ARK X/1	06.08.94	79.017°N	5.827°W	777m	MUC
31/92	ARK X/1	07.08.94	79.000°N	10.02°W	272m	MUC
31/97	ARK X/1	08.08.94	79.016°N	5.875°W	623m	MUC
31/110	ARK X/1	10.08.94	78.763°N	3.842°W	2019m	MUC
37/12	ARK XI/2	28.09.95	78.977°N	4.015°W	1950m	MUC/FLOORI
37/13	ARK XI/2	28.09.95	78.934°N	5.197°W	1075m	MUC/FLOORI
37/14	ARK XI/2	29.09.95	78.989°N	5.683°W	794m	MUC/FLOORI
37/16	ARK XI/2	30.09.95	78.977°N	7.450°W	193m	MUC
37/20	ARK XI/2	03.10.95	80.483°N	5.076°W	1944m	MUC/FLOORI
37/21	ARK XI/2	04.10.95	80.000°N	4.232°W	1854m	MUC
37/22	ARK XI/2	05.10.95	79.554°N	3.911°W	1929m	MUC
37/25	ARK XI/2	10.10.95	74.950°N	10.959°W	2828m	MUC/FLOORI
37/26	ARK XI/2	12.10.95	74.918°N	13.171°W	390m	MUC
37/30	ARK XI/2	14.10.95	74.992°N	12.769°W	568m	FLOORI
36/201	M36/3	23.07.96	62.795°N	2.449°W	1248m	FLOORI
36/246	M36/3	01.08.96	69.998°N	4.022°W	3278m	FLOORI
36/249	M36/3	05.08.96	75,057°N	4.593°W	3627m	FLOORI

### 5.1 Porositäts-Tiefenverteilung

Bei der Bestimmung von diffusiven Stoffflüssen durch die Sediment/Wasser-Grenzschicht (Gl. 3.11) bzw. bei der Berechnung der Raten-Tiefenverteilung (Gl. 3.17) geht die Porosität in einer höheren Potenz in die Berechnung ein. Die in diesem Kapitel vorgestellten, hochauflösenden Porositäts-Tiefenprofile stellen daher eine Grundlage zur genauen Berechnung des Sauerstoffflusses bzw. des  $C_{org}$ -Eintrages dar. Außerdem dienen sie im Zusammenspiel mit Sedimentationsraten und hochauflösenden  $C_{org}$ -Profilen zur Berechnung von  $C_{org}$ -Akkumulationsraten. An allen Stationen, an denen Sedimentproben (Multicorer-Kerne) zur Verfügung standen, wurde die Porosität, wie in Kapitel 4.4 beschrieben, aus Trockendichte und Salzgehalt von Sedimentproben ermittelt. Die Vertikal-Auflösung betrug hierbei 2 mm in den obersten 3 cm bzw. 5 mm unterhalb 3 cm.



Parallel zur Aufnahme des Sauerstoffprofils wurde an allen *in situ*-Stationen mit der Widerstandselektrode ein Tiefenprofil des Formationsfaktors gemessen. Wie in Kapitel 4.4 beschrieben, wurde aus dem Vergleich der Formationsdaten mit den aus Sedimentproben dieser Stationen bestimmten Porositätswerten eine semiempirische Transfer-Funktion abgeleitet (Gleichung 3.7, nach ULLMAN und ALLER, 1982), wonach die Porosität aus dem Formationsfaktor berechnet werden kann. Die mittels dieser Methode sehr viel höher aufgelöste Porositätskurve ist für diese Stationen in das *ex situ*-Porositäts-Diagramm eingezeichnet.

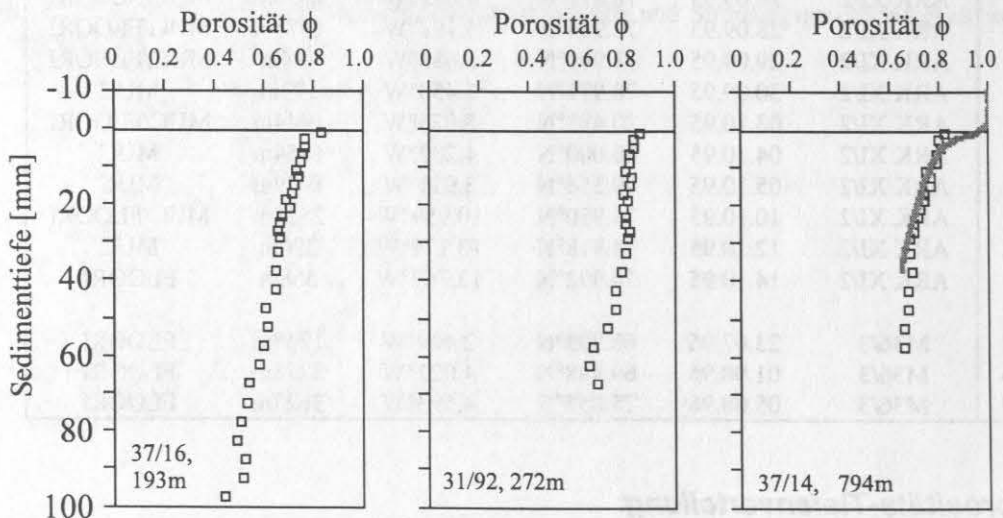
Im folgenden ist die Porositäts-Tiefenverteilung exemplarisch für einige Lokationen des ostgrönländischen Kontinentalhanges sowie der Tiefseestationen im Norwegen- und Grönlandbecken dargestellt (Abbildung 5.1 und 5.2).

Im Oberflächensediment der Framstraße-Stationen liegen die Porositätswerte, wie Abbildung 5.1 zeigt, mit über 0.8 deutlich höher, als auf 75°N (Abbildung 5.2 oben). Auch im weiteren Tiefenverlauf enthalten die Sedimente der Framstraße mehr Wasser als auf dem südlicheren Teil des Schelfs. An den flachen Stationen der Framstraße 37/16, 31/92 und 37/14 (Abbildung 5.1 oben) nimmt der Wassergehalt relativ gleichförmig ab, während sich die Werte bei den Stationen größerer Wassertiefe 37/13 und 37/12 (Abbildung 5.1 unten) auf einem Niveau von ca. 60% einpendeln.

Der Vergleich der *in situ*-Porositäts-Profile mit den aus Sedimentkernen bestimmten Werten zeigt in allen Fällen (Stationen 37/12, 37/13, 37/14, 37/20 und 37/30, Abbildungen 5.1 und 5.2) bei sonst sehr guter Übereinstimmung, eine deutliche Abweichung im oberflächennahen Bereich. Die *in situ*-Werte nehmen von einer Porosität  $\phi = 1$  im Bodenwasser ausgehend, mit steilem Gradient ab, um schon ab einer Sedimenttiefe von wenigen Millimetern an mit den *ex situ* bestimmten Porositäten zu konvergieren.

Dagegen ist anzunehmen, daß die *ex situ*-Porositäten im Bereich der Sediment/Wasser-Grenzfläche unterbestimmt sind. Die Ursache liegt in der Methode der Sediment-Beprobung: Bei der Entnahme einer Unterprobe zur hochauflösenden Segmentierung wird insbesondere die Kernoberfläche nochmals (das erste Mal bei der Kernnahme mit dem MUC) gestaucht. Zudem muß das Überstandswasser vor der Beprobung entfernt werden, wobei die Grenzschicht gestört bzw. entwässert wird. Daher ist es nicht möglich, mittels einer derartigen Labormethode den kontinuierlichen Übergang der Porosität von der Wassersäule zum Sediment wiederzugeben. Da die Berechnung von Stoffflüssen aus den Oberflächengradienten der Konzentration einer gelösten Spezies erfolgt, sind zuverlässige Porositätsdaten gerade an der Grenzfläche von großer Bedeutung.

Wie aus Abbildung 5.2 zu ersehen ist, verfestigt sich das Oberflächensediment auf 75°N rascher als in der Framstraße (Abb. 5.1). Dies hängt möglicherweise mit unterschiedlichen Besiedlungsmustern benthischer Organismen (Schwammnadelfilze) und einer verstärkten Sedimentation eistransportierten Grobmaterials über den weiter südlich gelegenen Stationen zusammen.



**Abbildung 5.1:** Porositäts-Tiefenverteilung in Oberflächensedimenten der Framstraße (die flachen Stationen 37/16, 31/92 und 37/14 sowie die tieferen Station 37/13, 37/12 und 37/20, nächste Seite). Die aus *in situ*-Formationsfaktormessungen abgeleiteten Profile (kontinuierliche Kurve) zeigen bei sonst sehr guter Übereinstimmung gegenüber den aus Sedimentproben bestimmten Werten ( $\square$ ) höhere Porositätswerte dicht unterhalb der Sediment/Wasser- Grenzfläche.

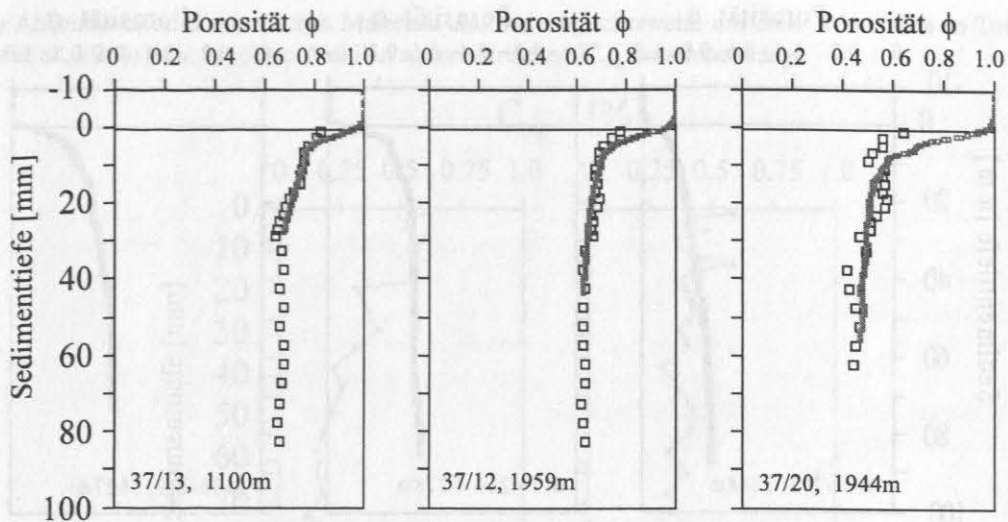


Abbildung 5.1, Fortsetzung

Im Gegensatz zur ostgrönländischen Schelfregion finden sich im Oberflächensediment des zentralen Grönland- und Norwegenbeckens (Stationen 36/249 und 36/246 Abbildung 5.3) deutlich höhere Porositäten. Die höchsten Porositätswerte werden an der am Ausgang des Shetland-Färöer-Kanals gelegenen Station 36/201 (62°N) gemessen. Der weiche Profilverlauf deutet auf eine langsame Verfestigung des Sedimentes aufgrund geringerer Einträge an (terrigenem) Grobmaterial hin.

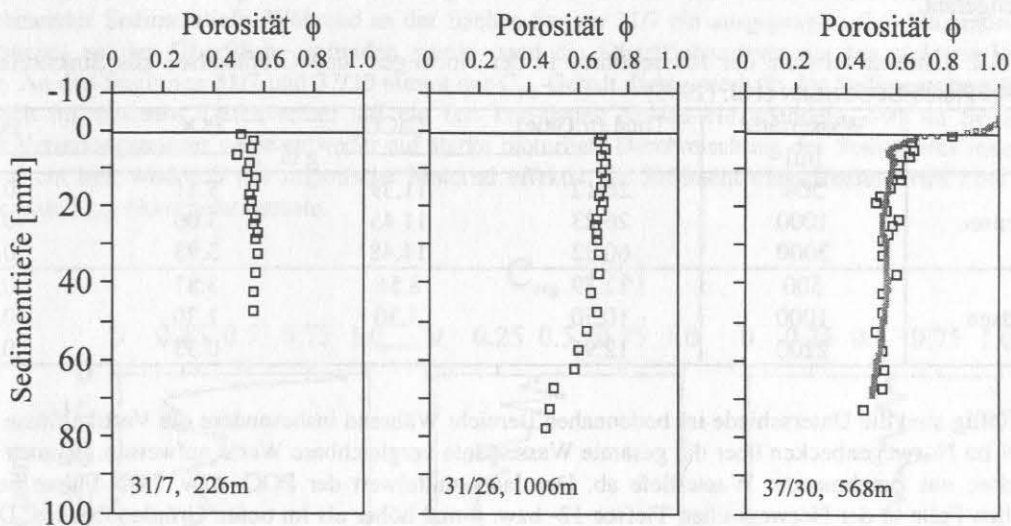
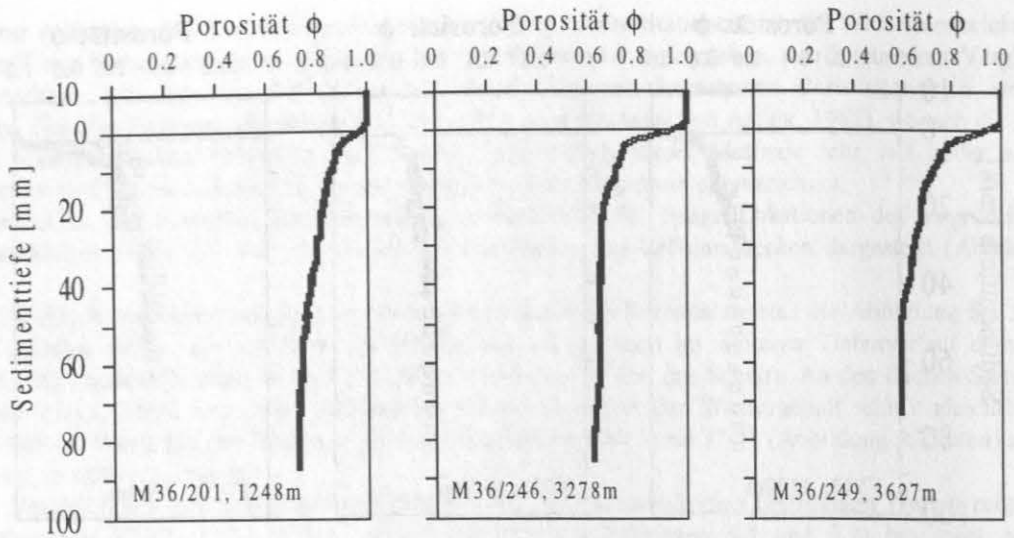


Abbildung 5.2: Porositäts-Tiefenverlauf in Sedimenten des OG-Schelfs auf 75°N (Stationen 31/7, 31/26, 37/30). Das Sediment ist durch einen sehr geringen Wassergehalt und einen sehr steilen Porositätsabfall dicht unter der Oberfläche gekennzeichnet, wie aus dem aus *in situ* gemessenen Formationsfaktormessungen abgeleiteten Profil deutlich wird.

Aufgrund der Unterbestimmung der oberflächennahen Porositäts-Werte aus den Sedimentproben (*ex situ*-Daten) ergibt sich, daß auch die hiermit berechneten Stoffflüsse um 10 bis 20% zu niedrig sind. Deshalb wurde aus den aus *in situ*-Messungen abgeleiteten Oberflächen-Porositäten ein Mittelwert ( $\phi = 0.971$ ) gebildet, welcher bei *ex situ*-Stationen (Stationen, für die nur Labordaten vorliegen) zur Berechnung des  $O_2$ - bzw.  $C_{org}$ -Flusses verwendet wurde.



**Abbildung 5.3:** *in situ*-Porositäts-Tiefenverteilung der Stationen 36/201 (Shetland-Färöer-Kanal), 36/246 (Norwegenbecken) und 36/249 (Grönlandsee). Die Profile wurden anhand der *in situ* gemessenen Formationsfaktorverteilung nach Gleichung 3.7 berechnet (für  $m = 2.1767$ , s. Kapitel 4.4).

## 5.2 Gehalt an organischem Kohlenstoff im Sediment

Nach BODUNGEN et al. (1995) liegen die Partikelflüsse in der Norwegensee generell höher als die in der Grönlandsee. Zur Verdeutlichung sind in Tabelle 5.2 einige dieser aus Sinkstofffallen gewonnenen Daten zusammengefaßt.

**Tabelle 5.2:** Jahresmittelwerte der Massenflüsse in der Norwegen- und Grönlandsee aus Sinkstoffallendaten (1988-1989) nach BODUNGEN et al. (1995)

	Wassertiefe [m]	g m <sup>-2</sup> a <sup>-1</sup>			
		Total (tr.Gew)	CaCO <sub>3</sub>	POC	PON
Norwegensee	500	26.12	11.39	3.31	0.34
	1000	26.23	11.45	3.06	0.31
	3000	60.32	14.48	3.93	0.32
Grönlandsee	500	22.79	8.56	3.87	0.50
	1000	10.50	3.30	1.30	0.20
	2200	12.96	—	0.33	0.04

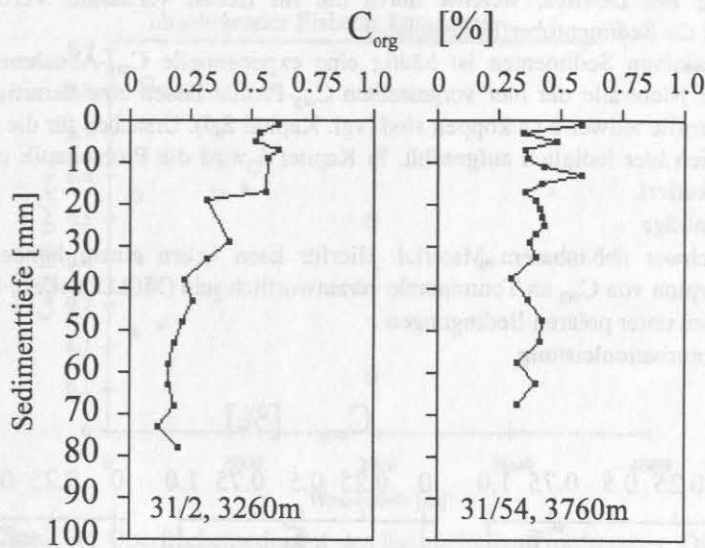
Auffällig sind die Unterschiede im bodennahen Bereich: Während insbesondere die Vertikalflüsse von POC und PON im Norwegenbecken über die gesamte Wassersäule vergleichbare Werte aufweisen, nehmen sie in der Grönlandsee mit zunehmender Wassertiefe ab. Der Jahresmittelwert der POC- bzw. PON-Flüsse liegt in der bodennahen Falle in der Norwegischen Tiefsee 12- bzw. 8-mal höher als im tiefen Grönlandbecken. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff im Oberflächensediment ist dagegen in beiden Becken ähnlich. Mit rund 0.5 Gewichts-% (bezogen auf die Trockenmasse) und einer linearen Sedimentationsrate von 1 bis 2 cmka<sup>-1</sup> (PAETSCH, 1991 und WAGNER 1993) akkumulieren hier in der 1 cm starken Oberflächenschicht des Sedimentes jährlich 0.023 bis 0.075 g C<sub>org</sub> pro m<sup>2</sup> (Kap. 5.7).

An Sedimentkernen der meisten untersuchten Stationen wurde der Gehalt organischen Kohlenstoffs, C<sub>org</sub>, mit einer Auflösung von 2 mm (innerhalb der obersten 3 cm) bzw. von 5 mm (unterhalb 3 cm) bestimmt. Für die Stationen, an denen Literaturwerte für die lineare Sedimentationsrate zur Verfügung standen (PAETSCH, 1991 und WAGNER, 1993), wurden aus diesen Daten zusammen mit den in Kapitel 5.1 dargestellten Porositätswerten C<sub>org</sub>-Akkumulationsraten berechnet. Zudem wurden die hier gezeigten Meßwerte (abzüglich eines geschätzten Anteils an refraktärem C<sub>org</sub>) zur Abschätzung der kinetischen Abbaukonstante aus der C<sub>org</sub>-Abbaurrate benutzt (Kap. 5.8). Anhand einiger Beispiele werden nachstehend typische C<sub>org</sub>-Tiefenprofile präsentiert.

Abbildung 5.4 zeigt die Tiefenverteilung des C<sub>org</sub>-Gehaltes im Sediment der zentralen Norwegen- und Grönlandsee (Stationen 31/2 und 31/54). Der C<sub>org</sub>-Gehalt im Oberflächenbereich ist in der Norwegensee geringfügig höher als in der Grönlandsee, nimmt jedoch im weiteren Tiefenverlauf exponentiell ab, während bei Station 31/54 kaum eine Abnahme mit der Tiefe zu verzeichnen ist. Analog zu diesem Befund weisen GRAF et al. (1995) im Oberflächensediment der Norwegensee deutlich höhere Chlorophyll *a*-Konzentrationen als in der Grönlandsee nach. Der nahezu indifferente Tiefenverlauf des C<sub>org</sub>-Gehaltes an Station 31/54 deutet auf eine

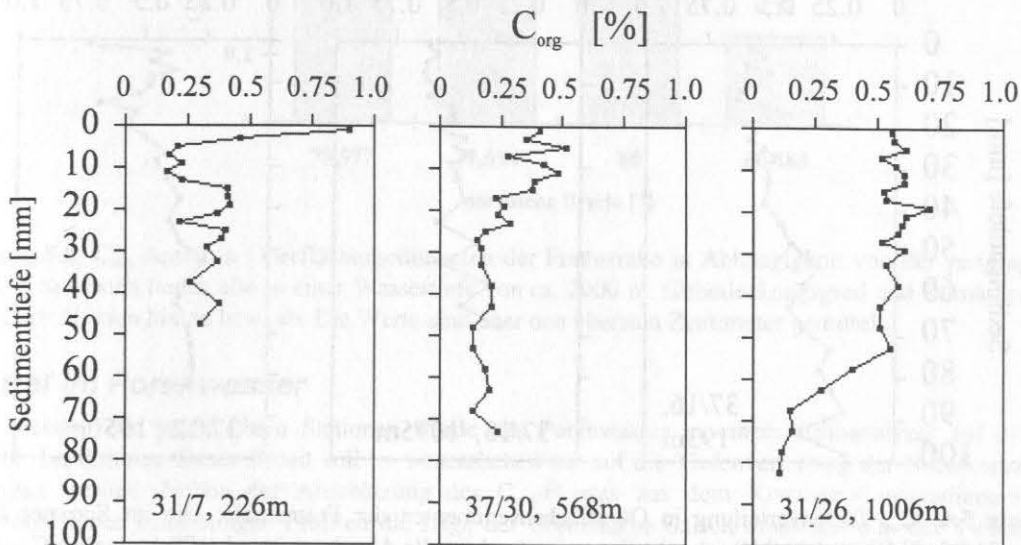


geringere Abbaubarkeit des organischen Materials hin, was möglicherweise mit einer Adsorption an Tonminerale (MÜLLER et al., 1988) bzw. erhöhten Anteilen an terrestrischem  $C_{org}$  zusammenhängt.



**Abbildung 5.4:**  $C_{org}$ -Tiefenverteilung in Sedimenten der Stationen 31/2 (zentr. Norwegenbecken) und 31/54 (zentr. Grönlandsee).

Exemplarisch für die OG-Schelfregion auf 75°N sind in Abbildung 5.5 die  $C_{org}$ -Profile der Stationen 31/7, 37/30 und 31/26 dargestellt. Der Vergleich der Daten zeigt in allen Fällen eine tendenzielle Abnahme des  $C_{org}$ -Gehaltes mit zunehmender Sedimenttiefe. Während an der flachen Station 31/7 ein ausgeprägtes  $C_{org}$ -Maximum von fast einem Prozent an der Oberfläche gefunden wurde, sind die Oberflächenwerte an den tieferen Lokationen niedriger. An den Stationen 31/7 und 37/30 nimmt der  $C_{org}$ -Gehalt dicht unterhalb der Sedimentoberfläche rasch ab um sich im weiteren Tiefenverlauf auf ein fast konstantes Niveau einzupendeln. Das an Station 31/26 erhaltene Verteilungsmuster weist entweder auf starke bioturbate Durchmischung des Sedimentes innerhalb der obersten 6 cm hin, wodurch das organische Material effektiv ins Sediment eingearbeitet wird oder auf eine höhere rezente  $C_{org}$ -Akkumulationsrate.



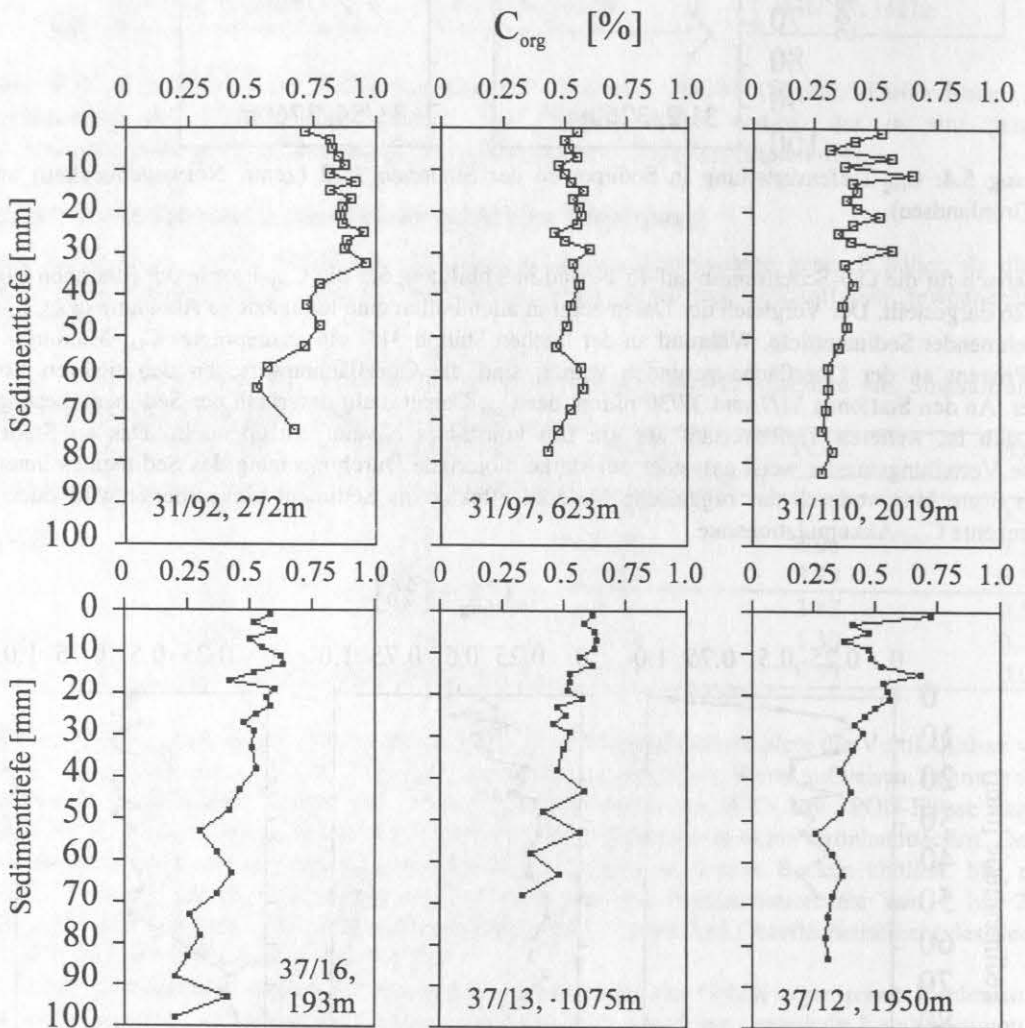
**Abbildung 5.5:**  $C_{org}$ -Tiefenverteilung in Sedimenten des OG-Schelfes auf 75°N (Stationen 31/7, 37/30 und 31/26).

Wie aus Abbildung 5.6 zu ersehen, ist eine Tiefenzonierung bezüglich der Gehalte an organischem Kohlenstoff auch im Bereich der Framstraße kaum erkennbar. Bei den im Sommer beprobten Stationen 31/92, 31/97 und 31/110 (Abb. 5.6 oben) ist eine derartige Tendenz schwach ausgeprägt: Die  $C_{org}$ -Werte der Sedimentoberfläche fallen von über 0.8% auf dem Schelf (272 m) auf unter 0.5% am Fuß des Kontinentalhanges (2019 m) ab. Der vergleichsweise höchste  $C_{org}$ -Gehalt an Station 31/92 erklärt sich jedoch mit großer Wahrscheinlichkeit aus deren Nähe zur produktiven Nordostwasserpolynia. Die  $C_{org}$ -Profile der anderen Stationen unterscheiden sich trotz der

unterschiedlichen Wassertiefe kaum. Insbesondere die drei im Herbst beprobten Stationen 37/16, 37/13 und 37/12 (Abb. 5.6 unten) weisen sehr ähnliche  $C_{org}$ -Tiefenverteilungen auf. Möglicherweise resultiert dies aus einer pulsartigen Versorgung mit Detritus, welcher durch die im Herbst verstärkte Vertikalkonvektion in der Eisrandzone schnell auf die Sedimentoberfläche gelangt.

In ausreichend reaktiven Sedimenten ist häufig eine exponentielle  $C_{org}$ -Abnahme zu beobachten (z.B. EMERSON et al., 1985). Nicht alle der hier vorgestellten  $C_{org}$ -Profile lassen eine derartige Abnahme erkennen, weshalb  $O_2$ - und  $C_{org}$ -Profile teilweise entkoppelt sind (vgl. Kapitel 5.6). Ursachen für die unterschiedlichen  $C_{org}$ -Akkumulationsraten seien hier lediglich aufgezählt. In Kapitel 6 wird die Problematik unter Einbeziehung der anderen Ergebnisse diskutiert.

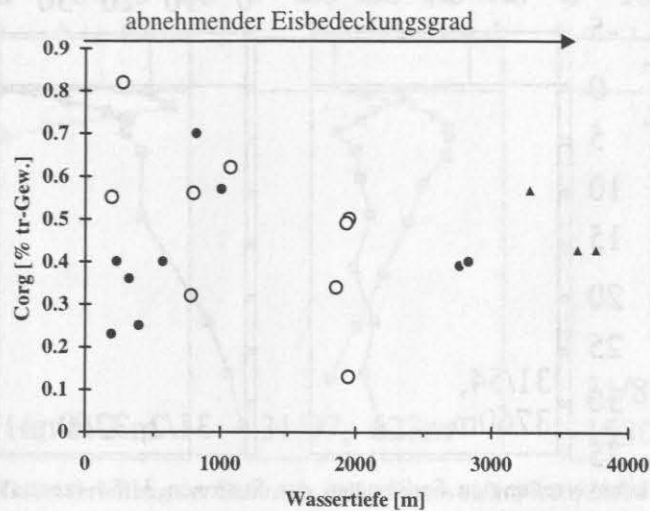
- sehr geringe  $C_{org}$ -Einträge
- hoher Anteil an schwer abbaubarem Material. Hierfür kann neben einem hohen Anteil an terrigenen Bestandteilen die Adsorption von  $C_{org}$  an Tonminerale verantwortlich sein (MÜLLER et al., 1988).
- sehr langsamer Abbau unter polaren Bedingungen
- unterschiedliche Bioturbationleistung



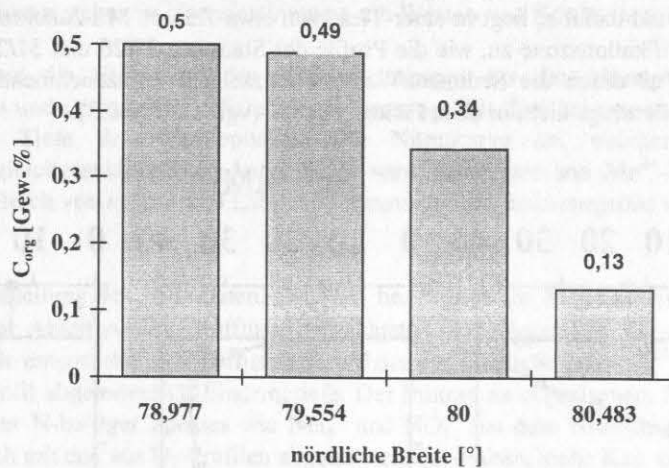
**Abbildung 5.6:**  $C_{org}$ -Tiefenverteilung in Oberflächensedimenten der Framstraße: Die im Sommer beprobten Stationen 31/92, 31/97 und 31/110 (oben) zeigen eine tendenzielle Abnahme des oberflächennahen  $C_{org}$ -Gehaltes, während die Profile der im Herbst beprobten Stationen 37/16, 37/13 und 37/12 nahezu gleich sind.

Vergleicht man die über den obersten Zentimeter gemittelten  $C_{org}$ -Gehalte der untersuchten Stationen (Abb. 5.7), so findet man kaum eine Korrelation mit der Wassertiefe. Die aufgezählten Phänomene sind hierfür teilweise verantwortlich. Das Verteilungsmuster wird außerdem vom Eisdeckungsgrad und Sonneneinstrahlung mitbestimmt. So sind die  $C_{org}$ -Gehalte der flachen Schelf-Stationen auf 75°N zum Teil niedriger als an tieferen Lokationen, weil der Eisdeckungsgrad hangaufwärts zunimmt. Die entsprechenden Werte sind aufgrund des Polynia-Einflusses höher. Die auf einem hangparallelen Transekt in 2000 m Tiefe beprobten Sedimente zeigen

eine deutliche Abhängigkeit von der geographischen Breite (Abb. 5.8), was mit der nach Norden abnehmenden Primärproduktion (abnehmende Sonneneinstrahlung) sowie der zunehmenden Eisbedeckung einhergeht.



**Abbildung 5.7:**  $C_{org}$ -Gehalt im Oberflächensediment des Europäischen Nordmeeres. Die Werte sind über den obersten Zentimeter gemittelt. Kreise bezeichnen Meßwerte aus der Framstraße, Punkte stehen für Werte vom OG-Schelf auf 75°N, während Dreiecke Werte aus eisfreien Regionen repräsentieren. Die bei 2000 m eingetragenen Werte wurden auf einem hangparallelen Transekt gemessen. Sie nehmen mit zunehmender geographischer Breite ab (s. Abb. 5.8).



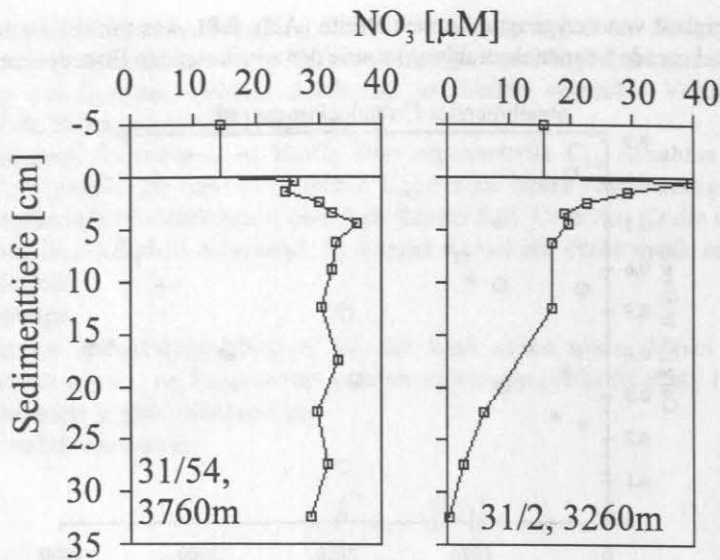
**Abbildung 5.8:**  $C_{org}$ -Anteil in Oberflächensedimenten der Framstraße in Abhängigkeit von der geographischen Breite. Die Stationen liegen alle in einer Wassertiefe von ca. 2000 m. Eisbedeckungsgrad und Primärproduktion nehmen nach Norden hin zu bzw. ab. Die Werte sind über den obersten Zentimeter gemittelt.

### 5.3 Nitrat im Porenwasser

An den meisten der untersuchten Stationen wurde das Porenwasser in einem Autoanalyzer auf Nährstoffe untersucht. Im Rahmen dieser Arbeit soll im wesentlichen nur auf die Tiefenverteilung der Nitratkonzentration eingegangen werden. Neben der Abschätzung des  $C_{org}$ -Flusses aus dem Konzentrationsgradienten an der Sedimentoberfläche kann einigen Profilen die Lage der Grenzfläche oxisch/suboxisch d.h. der Tiefenhorizont festgelegt werden, auf dem keine Nitrifikation mehr stattfindet (mathematisch gesehen der Wendepunkt der Nitratkurve). Unter der Annahme diesen Horizont mit der Tiefe maximaler Sauerstoffeindringung ( $z_n$ ) gleichsetzen zu können, dienen die Nitratmessungen als Ergänzung bzw. Referenz der in Kapitel 5.6 diskutierten Sauerstoffmessungen.

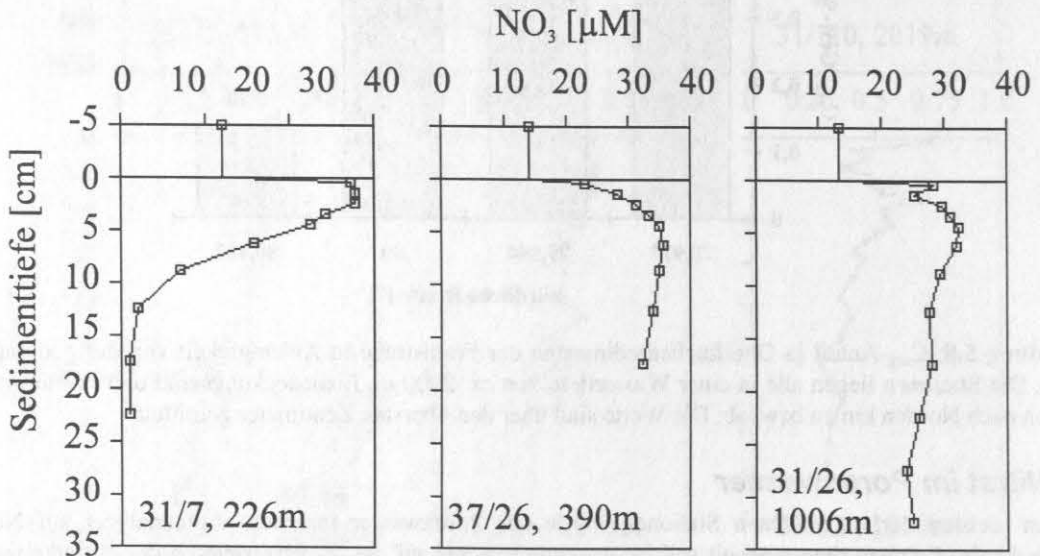
In Abbildung 5.9 ist die Nitrat-Tiefenverteilung der Stationen 31/54 (zentrale Grönlandsee) und 31/2 (zentrales Norwegenbecken) dargestellt. Während in der Grönlandsee ein für die Tiefsee typisches Profil gemessen wurde, zeigt die  $NO_3^-$ -Tiefenverteilung bei Station 31/2 einen untypischen Verlauf. Nach einem oberflächennahen Maximum fällt die Konzentration mit zunehmender Tiefe rasch ab.





**Abbildung 5.9:** Nitrat-Tiefenverteilung in Sedimenten der Stationen 31/54 (zentrale Grönlandsee) und 31/2 (zentrales Norwegenbecken).

Die Abbildung 5.10 zeigt den Tiefenverlauf der Nitratkonzentration im Oberflächensediment der drei Stationen 31/7, 37/26 und 31/26 am ostgrönländischen Kontinentalhang auf  $75^\circ\text{N}$ . Der Konzentrationsverlauf der flachen Station ist gekennzeichnet durch ein ausgeprägtes Zwischenmaximum dicht unter der Sedimentoberfläche. Der Wendepunkt der Kurve und damit  $z_n$  liegt in einer Tiefe von etwa 7.5 cm. Mit zunehmender Wassertiefe nimmt die Mächtigkeit der Nitrifikationszone zu, wie die Profile der Stationen 37/26 und 31/26 belegen. Entsprechend nimmt auch der Nitratfluß durch die Sediment/Wasser-Grenzschicht mit zunehmender Wassertiefe ab. Eine positive Korrelation ist allerdings nicht in allen Fällen gegeben (vgl. Tabelle 5.3).



**Abbildung 5.10:** Nitratverteilung in Sedimenten des ostgrönländischen Kontinentalhanges auf  $75^\circ\text{N}$  (Stationen 31/7, 37/26 und 31/26)

Obwohl die Bodenwasserkonzentration an  $\text{NO}_3^-$  in der Framstraße wie auf  $75^\circ\text{N}$  um  $14\mu\text{M}$  liegt, sind die Werte für den Nitratfluß durch die Sediment/Wasser-Grenzschicht bei vielen Stationen deutlich niedriger. Die Mächtigkeit der Nitrifikationszone im Oberflächensediment korreliert teilweise wie bei den in Abbildung 5.11 abgebildeten Stationen mit der Wassertiefe. Eine derartige Korrelation findet man bei den Flüssen nicht. So sind die Nitratflüsse der abgebildeten Stationen 37/16, 31/97 und 31/87 mit  $19.7$ ,  $14.4$  und  $15.1 \text{ mmolm}^{-2}\text{a}^{-1}$  trotz der unterschiedlichen Profile ähnlich.

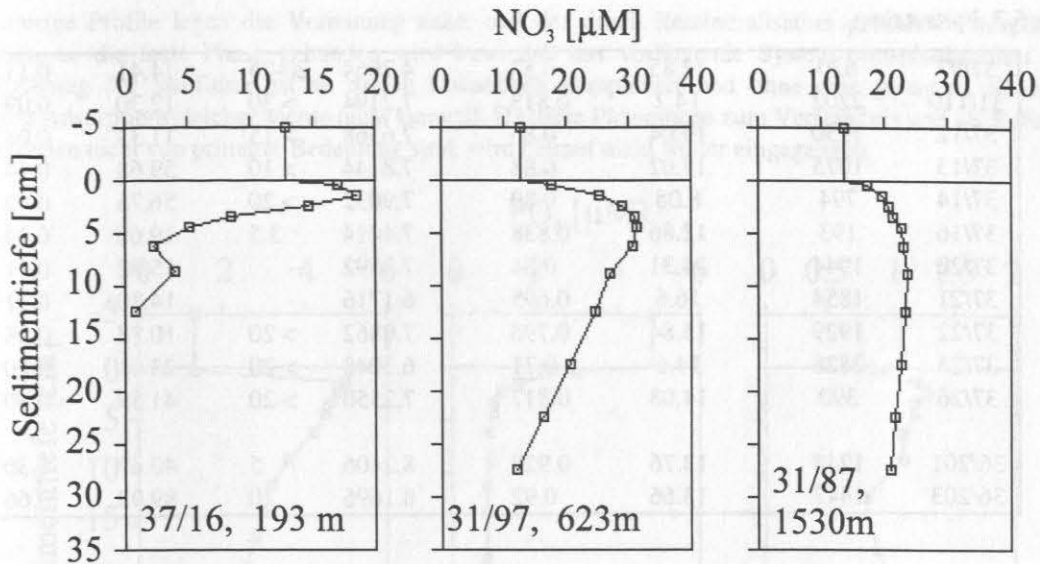


Abbildung 5.11: Nitrat-Tiefenverteilung der Stationen in der Framstraße 37/16, 31/97 und 31/87.

Insgesamt lassen sich die Nitratflüsse des Ostgrönlandschelfs kaum in ein einheitliches Muster einfügen. Es besteht kein Zusammenhang zwischen Wassertiefe und Stofffluß. Dafür zeichnen vor allem die relativ niedrigen Stoffflüsse der flachen Stationen verantwortlich. Zudem liegen die  $C_{\text{org}}$ -Flüsse der beiden tiefen Stationen 31/24 und 31/6 aufgrund ihrer Oberflächenmaxima besonders hoch. Die Stoffflüsse der Schelf-Stationen auf 75°N korrelieren eher mit dem Grad der Eisbedeckung bzw. ihrer relativen Lage zum Eisrand. Die relativ niedrigen Bodenwasserkonzentrationen stehen in Übereinstimmung mit Werten von KOLTERMANN und LÜTHJE (1989) und LEVITUS (1982).

In Tabelle 5.3 sind die Ergebnisse der Flußberechnungen aus den Nitratprofilen, sowie die dabei verwendeten Porositäten und Diffusionskoeffizienten zusammengefaßt. Der bei manchen Stationen eingetragene Wert  $z_n^{\text{NO}_3}$  gibt die Tiefe des Wendepunktes der Nitratkurve an, welcher der Tiefe maximaler Sauerstoffeindringung gleichgesetzt werden kann.  $z_n^{\text{NO}_3}$  wird neben der aus  $\text{Mn}^{2+}$ -Profilen abgeleiteten  $\text{O}_2$ -Eindringtiefe beim Vergleich von *in situ*- und Labor- $\text{O}_2$ -Messungen als Referenzgröße verwendet (Kapitel 6.1).

**Tabelle 5.3:** Zusammenstellung der Nitratdaten.  $[\text{NO}_3]_{\text{BW}}$  bezeichnet die  $\text{NO}_3$ -Konzentration im Bodenwasser,  $\phi_{\Delta z}$  die Porosität des zur Ableitung der Stoffflüsse betrachteten Tiefenintervalls,  $D_{\text{NO}_3}^{\text{Sed}}$  den der Temperatur, Porosität und Salzgehalt entsprechenden Diffusionskoeffizienten im Sediment,  $z_n^{\text{NO}_3}$  steht für die in einigen Fällen aus dem Nitratprofil abgeleitete  $\text{O}_2$ -Eindringtiefe. Der Eintrag an organischem Material  $F_{\text{Corg}}$  wurde ohne Berücksichtigung anderer N-haltiger Spezies wie  $\text{NH}_4^+$  und  $\text{NO}_2^-$  aus dem Nitratfluß berechnet und ist daher fehlerbehaftet. (Vergleich mit den aus  $\text{O}_2$ -Profilen abgeleiteten  $C_{\text{org}}$ -Flüsse, siehe Kap. 6.1)

Station	Wassertiefe [m]	$[\text{NO}_3]_{\text{BW}}$ [µM]	$\phi_{\Delta z}$ [-]	$D_{\text{NO}_3}^{\text{Sed}}$ [ $\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ] $10^6$	$z_n^{\text{NO}_3}$ [cm]	$F_{\text{NO}_3}$ [ $\text{mmol m}^{-2} \text{a}^{-1}$ ]	$F_{\text{Corg}}$ [ $\text{mol C m}^{-2} \text{a}^{-1}$ ]
31/2	3260	15.9	0.83	7.3704	-	111.18	0.81
31/6	2792	14.9	0.8	7.1040	-	99.09	0.72
31/7	226	12.21	0.55	4.8840	7.5	46.82	0.34
31/9	1560	14.29	0.73	6.4824	> 25	51.18	0.37
31/14	320	12.5	0.58	5.1504	> 20	22.75	0.17
31/16	830	12.9	0.761	6.7577	> 25	34.97	0.26
31/17	189	14.6	0.532	4.7242	9	111.81	0.82
31/20	813	13.98	0.73	6.4824	> 25	54.09	0.40
31/24	2770	14.5	0.695	6.1716	> 20	47.52	0.35
31/25	780	12.8	0.65	5.7720	> 20	20.77	0.15
31/26	1006	13.39	0.69	6.1272	> 35	15.48	0.11
31/54	3760	14.53	0.722	6.4114	> 35	57.38	0.42
31/84	260	11.5	0.753	6.6866	1-2	-1.27	-
31/87	1530	13.9	0.75	6.6600	> 30	15.13	0.11
31/89	777	13.19	0.53	4.7064	> 30	18.45	0.13
31/92	272	12.82	0.86	7.6368	1-2	3.23	0.02

Tabelle 5.3, Fortsetzung

31/97	620	12.85	0.53	4.7064	20-25	14.41	0.11
31/110	2202	14.2	0.813	7.2194	> 30	12.30	0.09
37/12	1950	19.04	0.86	7.6368	> 15	11.33	0.08
37/13	1075	17.02	0.88	7.8144	> 10	59.68	0.44
37/14	794	8.08	0.89	7.9032	> 20	56.76	0.42
37/16	193	12.86	0.838	7.4414	3.5	19.68	0.14
37/20	1944	14.31	0.84	7.4592	-	15.02	0.11
37/21	1854	16.6	0.695	6.1716	-	14.80	0.11
37/22	1929	15.84	0.798	7.0862	> 20	10.38	0.08
37/25	2828	14.6	0.71	6.3048	> 20	28.01	0.20
37/26	390	14.08	0.817	7.2550	> 20	41.39	0.30
36/201	1248	13.76	0.928	8.2406	5	40.67	0.30
36/203	1447	13.66	0.92	8.1696	20	89.93	0.66

### 5.4 Phosphat im Porenwasser

Neben der Nitratverteilung wurde auch Phosphat im Porenwasser gemessen. Die Bodenwasserkonzentration liegt meist um  $1 \mu\text{M}$ , was mit den von BALZER (1989), allerdings weiter südlich gemessenen und den in KOLTERMANN (1989) veröffentlichten Werten übereinstimmt. Einige im Herbst gemessene Bodenwasserkonzentrationen liegen dagegen wesentlich höher als die Literaturwerte.

Die Tiefenverteilung der Phosphatkonzentration im Porenwasser verläuft sehr unterschiedlich. Vor allem Stationen mittlerer Wassertiefe am ostgrönländischen Kontinentalhang zeigen einen Konzentrations-Tiefenverlauf, der ausgehend von einem niedrigen Bodenwasserwert (um  $1 \mu\text{M}$ ) durch die Zunahme der Phosphatkonzentration bis auf einen oftmals schon unterhalb 15 cm nahezu konstanten Wert (zwischen 2 und  $5 \mu\text{M}$ ) gekennzeichnet ist. In Abbildung 5.12 ist der Tiefenverlauf der  $\text{PO}_4^{3-}$ -Konzentration exemplarisch für drei Stationen dieses Typs (37/26, 31/87 und 31/97) dargestellt.

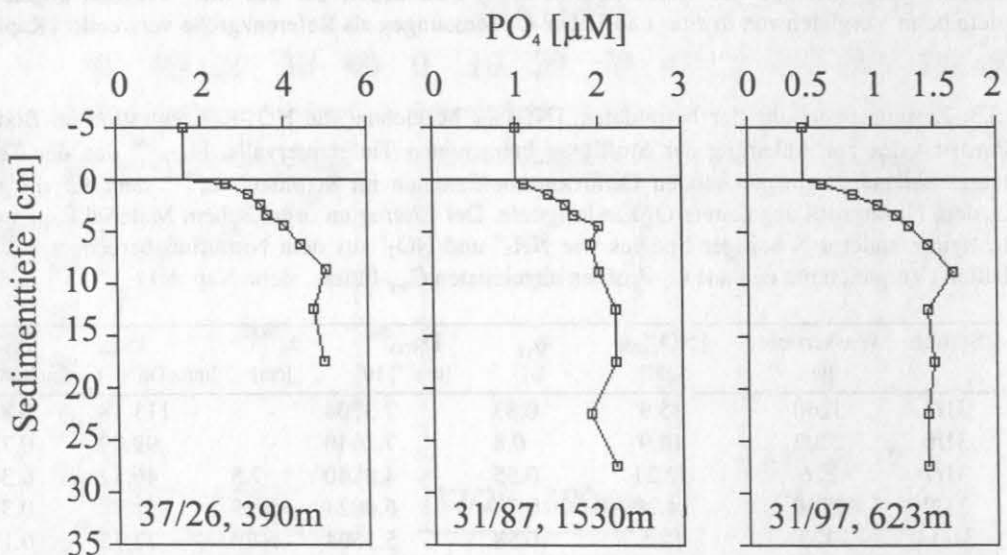
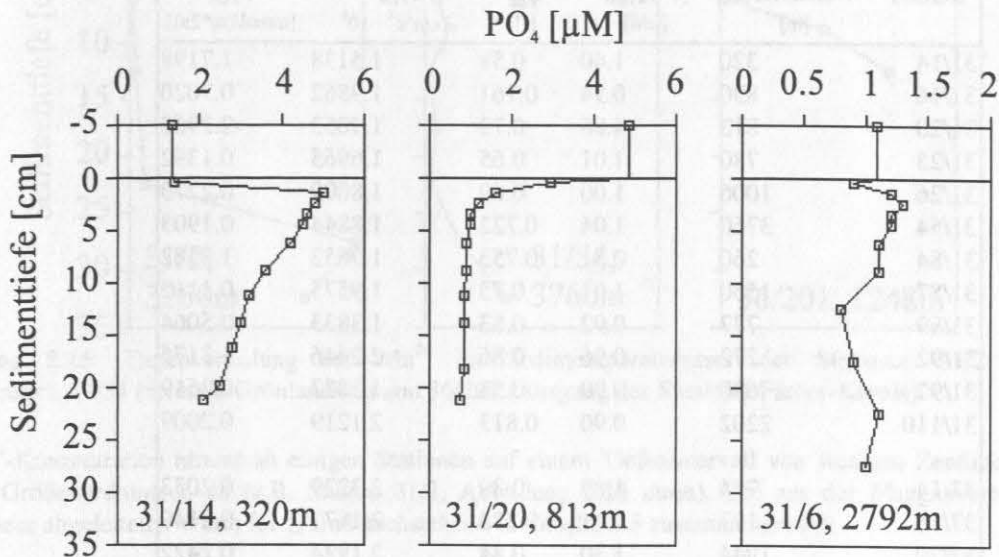


Abbildung 5.12: Phosphatprofile der Stationen 37/26 ( $75^\circ\text{N}$ ), 31/87 und 31/97 (Framstraße). Nach einem steilen Anstieg unter der Sedimentoberfläche pendelt sich die Konzentration rasch auf einen annähernd konstanten Wert ein.

Im Unterschied dazu nimmt die Phosphatkonzentration an einigen Stationen, teilweise ausgehend von einem relativ hohen Bodenwasserwert im Tiefenverlauf ab (in Abbildung 5.13 beispielhaft für die Stationen 31/14 und 31/20 dargestellt), was mit Fällungsreaktionen (z.B. Apatitbildung) erklärt werden kann. Zumeist erfolgt in diesen Fällen mit zunehmender Sedimenttiefe eine Annäherung an eine Grenzkonzentration um  $1 \mu\text{M}$ . In wenigen Fällen findet man, wie bei Station 31/6 (Abbildung 5.13), einen nahezu indifferenten Konzentrations-Tiefenverlauf, ebenfalls auf dem Niveau von  $1 \mu\text{M}$ .

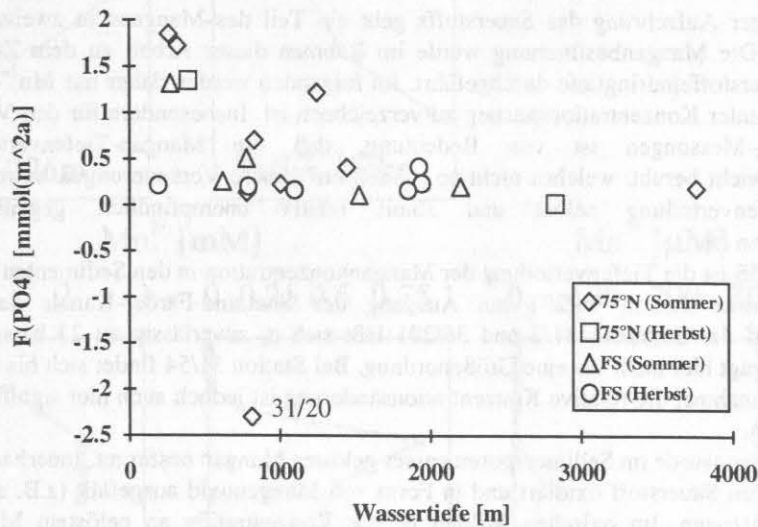


Derartige Profile legen die Vermutung nahe, daß das durch Remineralisation gebildete Phosphat durch Adsorption an die feste Phase gebunden wird bzw. daß das vorliegende System phosphatlimitiert ist. Die Quantifizierung der Stoffflüsse ist an diesen Lokationen kompliziert und ohne eine genauere Kenntnis der beteiligten Adsorptionsgleichgewichte nicht sinnvoll. Da diese Phänomene zum Verständnis und als Referenz der  $O_2$ -Messungen nicht von primärer Bedeutung sind, wird hierauf nicht weiter eingegangen.



**Abbildung 5.13:** Phosphatprofile der Stationen 31/14, 31/20 und 31/6. Der untypische Tiefenverlauf der  $PO_4^{3-}$ -Konzentration ist möglicherweise durch Reaktionen (z.B. Apatitbildung) bzw. Adsorptionsgleichgewichte mit der festen Phase bedingt, welche die durch Remineralisierung freigesetzten Phosphationen abfangen.

Aus den Oberflächengradienten der Phosphatprofile des in Abbildung 5.12 dargestellten Typs wurden die in Tabelle 5.4 zusammengestellten Remineralisierungsraten abgeleitet. Zur Berechnung wurden für Porosität und Sedimentdiffusionskoeffizient über das betrachtete Tiefenintervall integrierte Werte eingesetzt. In der Framstraße liegen die Werte generell unter den auf 75°N gemessenen Stoffflüssen (Abbildung 5.14).



**Abbildung 5.14:** Phosphatflüsse aufgetragen gegen die Wassertiefe.

**Tabelle 5.4:** Aus den Oberflächengradienten der Phosphatkonzentration ermittelten Freisetzungsraten  $F_{\text{PO}_4}$ .  $[\text{PO}_4]_{\text{BW}}$  bezeichnet die Bodenwasserkonzentration,  $\phi_{\Delta z}$  die über das betrachtete Tiefensegment  $\Delta z$  integrierte Porosität.  $D_{\text{PO}_4}^{\text{Sed}}$  ist der für die entsprechende Temperatur, Salinität und Druck korrigierte Sedimentdiffusionskoeffizient, integriert über  $\Delta z$ .

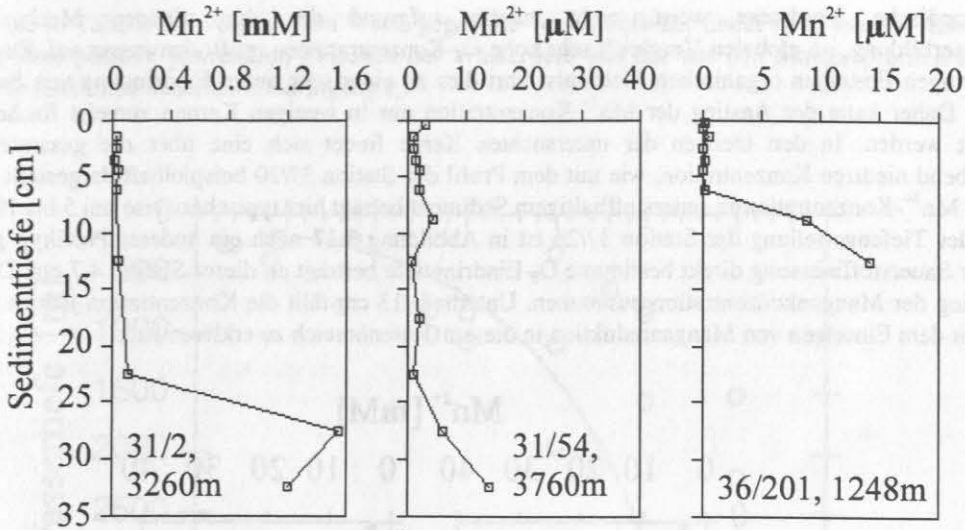
Station	Wassertiefe [m]	$[\text{PO}_4]_{\text{BW}}$ [ $\mu\text{M}$ ]	$\phi_{\Delta z}$ [-]	$D_{\text{PO}_4}^{\text{Sed}}$ $\text{cm}^2\text{s}^{-1} \cdot 10^6$	$F_{\text{PO}_4}$ [mmol/(m <sup>2</sup> a)]
31/14	320	1.40	0.58	1.5138	1.7198
31/16	830	0.94	0.761	1.9862	0.7020
31/20	813	4.86	0.73	1.9053	-2.2968
31/25	780	1.01	0.65	1.6965	0.1392
31/26	1006	1.00	0.69	1.8009	0.2273
31/54	3760	1.04	0.722	1.8844	0.1903
31/84	260	0.81	0.753	1.9653	1.8482
31/87	1530	1.01	0.75	1.9575	0.1112
31/89	777	0.92	0.53	1.3833	0.5064
31/92	272	0.96	0.86	2.2446	1.3175
31/97	620	0.90	0.53	1.3833	0.2619
31/110	2202	0.90	0.813	2.1219	0.2009
37/14	794	1.89	0.89	2.3229	0.2053
37/16	193	3.41	0.838	2.1872	0.2140
37/20	1944	1.30	0.84	2.1924	0.2422
37/21	1854	1.40	0.695	1.8140	0.1603
37/22	1929	1.52	0.798	2.0828	0.4207
37/25	2828	1.44	0.71	1.8531	0.0234
37/26	390	1.60	0.817	2.1324	1.3458
36/201	1248	1.26	0.928	2.4221	1.2230
36/203	1447	2.20	0.92	2.4012	0.4092

### 5.5 Mangan im Porenwasser

Erst nach vollständiger Aufzehrung des Sauerstoffs geht ein Teil des Mangans in zweiwertiger Form in die gelöste Phase über. Die Manganbestimmung wurde im Rahmen dieser Arbeit zu dem Zweck einer weiteren Referenz für die Sauerstoffeindringtiefe durchgeführt. Im folgenden werden daher nur  $\text{Mn}^{2+}$ -Profile vorgestellt, in denen ein signifikanter Konzentrationsanstieg zu verzeichnen ist. Insbesondere für den Vergleich der *in situ*-mit den Labor- $\text{O}_2$ -Messungen ist von Bedeutung, daß die Mangan-Tiefenverteilung auf einem Zweiphasengleichgewicht beruht, welches nicht so schnell auf äußere Veränderungen zu reagieren vermag wie die Sauerstoff-Tiefenverteilung selbst und somit relativ unempfindlich gegenüber Druck- und Temperaturänderungen ist.

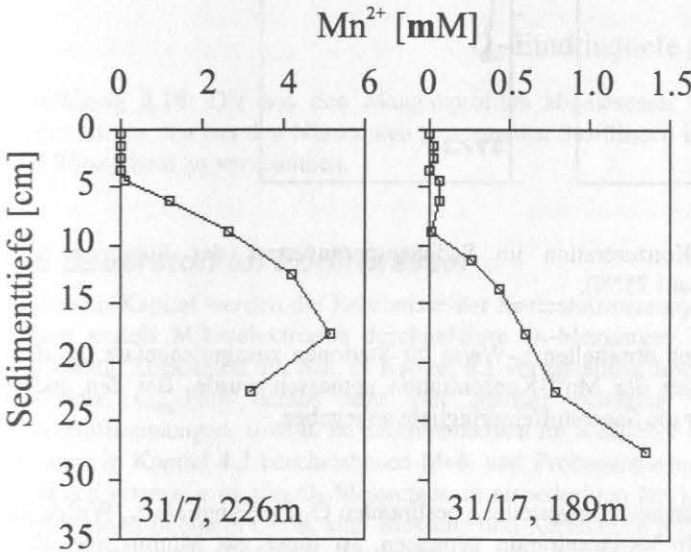
In Abbildung 5.15 ist die Tiefenverteilung der Mangankonzentration in den Sedimenten der Tiefseestationen 31/2 und 31/54 sowie Station 36/201 am Ausgang des Shetland-Färöer-Kanals dargestellt. Aus dem Konzentrationsverlauf der Stationen 31/2 und 36/201 läßt sich  $z_n$  zuverlässig zu 23 bzw. 6 cm ablesen. Die Manganzunahme beträgt hier mehr als eine Größenordnung. Bei Station 31/54 findet sich bis zum Ende des Kerns nur eine geringere Zunahme, die relative Konzentrationsänderung ist jedoch auch hier signifikant.  $z_n$  wird hier zu etwa 24 cm abgelesen.

Neben Nährstoffen wurde im Sedimentporenwasser gelöstes Mangan bestimmt. Innerhalb der oxischen Zone wird gelöstes  $\text{Mn}^{2+}$  von Sauerstoff oxidiert und in Form von Manganoxid ausgefällt (z.B. als  $\text{MnO}_2$ ) und somit dem Porenwasser entzogen. Im oxischen Milieu ist die Konzentration an gelöstem  $\text{Mn}^{2+}$  im Porenwasser dementsprechend vernachlässigbar klein.

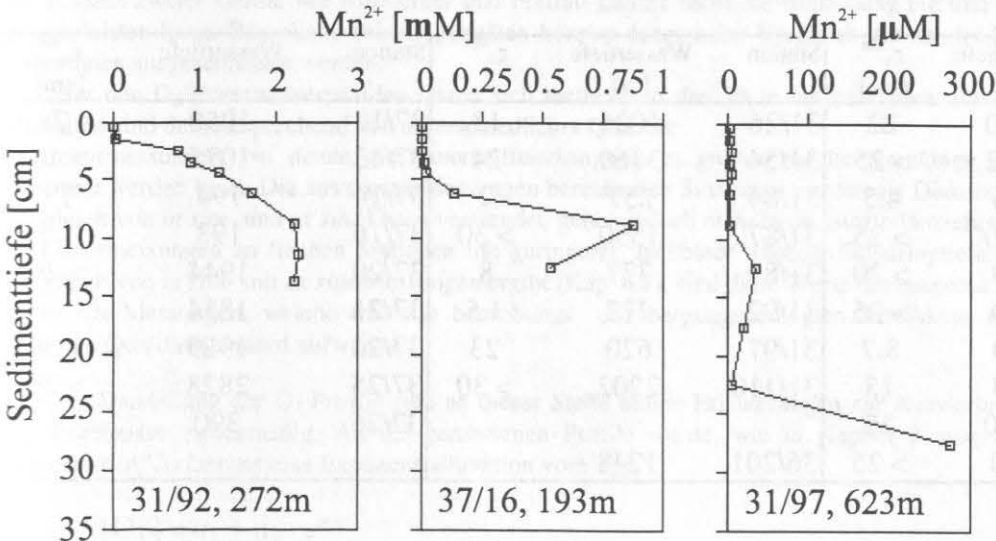


**Abbildung 5.15:** Tiefenverteilung des  $Mn^{2+}$  im Sedimentporenwasser der Stationen 31/2 (zentrale Norwegensee), 31/54 (zentrale Grönlandsee) und 36/201 (Ausgang des Shetland-Färöer-Kanals).

Die  $Mn^{2+}$ -Konzentration nimmt an einigen Stationen auf einem Tiefenintervall von wenigen Zentimetern über mehrere Größenordnungen zu (z.B. Station 31/7, **Abbildung 5.16 oben**). Die aus der Manganverteilung im Porenwasser abgeleiteten Werte für  $z_n$  sind nachstehend in **Tabelle 5.5** zusammengestellt.



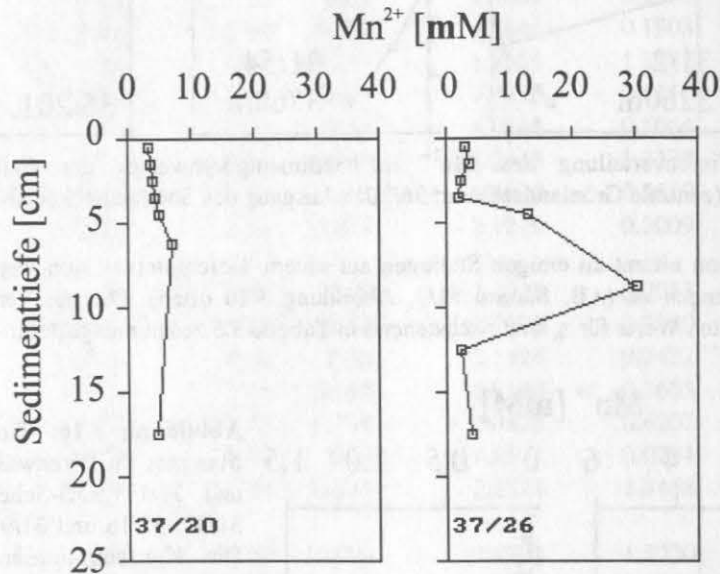
**Abbildung 5.16:** Tiefenverteilung gelösten Mangans im Porenwasser der Stationen 31/7 und 31/17 (OG-Schelf, 75°N, **oben**) und 31/92, 37/16 und 31/97 (Framstraße, **unten**). Die Konzentrationsänderungen gehen teils über mehrere Größenordnungen; man beachte die unterschiedlichen Konzentrations-einheiten.





Das Europäische Nordmeer weist, nicht zuletzt aufgrund des ihm eigenen Mechanismus der Tiefenwasserbildung, im globalen Vergleich sehr hohe  $O_2$ -Konzentrationen im Bodenwasser auf. Zusammen mit relativ geringen Einträgen organischen Materials führt dies zu einer sehr tiefen Eindringung von Sauerstoff ins Sediment. Daher kann der Anstieg der  $Mn^{2+}$ -Konzentration nur in wenigen Kernen zumeist flacher Stationen beobachtet werden. In den meisten der untersuchten Kerne findet sich eine über die gesamte Kernlänge gleichbleibend niedrige Konzentration, wie mit dem Profil der Station 37/20 beispielhaft dargestellt (Abbildung 5.17). Die  $Mn^{2+}$ -Konzentration in sauerstoffhaltigem Sediment beträgt hier typischerweise um 5 bis 10 mM.

Mit der Tiefenverteilung der Station 37/26 ist in Abbildung 5.17 noch ein anderer Profiltyp gezeigt: Die mittels der Sauerstoffmessung direkt bestimmte  $O_2$ -Eindringtiefe beträgt an dieser Station 4.7 cm. Dies fällt mit dem Anstieg der Mangankonzentration zusammen. Unterhalb 13 cm fällt die Konzentration jedoch wieder steil ab, was mit dem Einsetzen von Manganreduktion in diesem Tiefenbereich zu erklären ist.



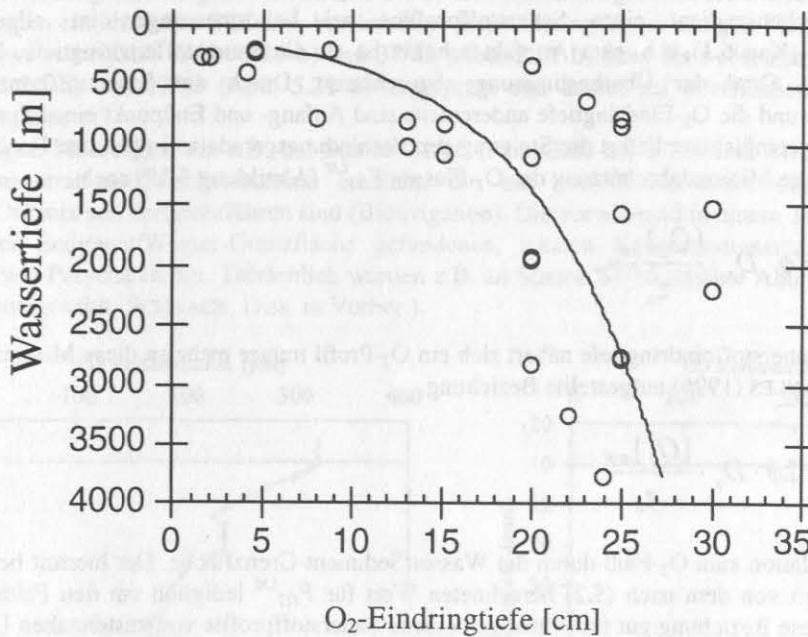
**Abbildung 5.17:** Tiefenverlauf der  $Mn^{2+}$ -Konzentration im Sedimentporenwasser der Stationen 37/20 (Framstraße) und 37/26 und 31/14 (OG-Schelf auf 75°N).

In Tabelle 5.5 sind die aus den Manganprofilen ermittelten  $z_n$ -Werte für Stationen zusammengefaßt, an denen innerhalb der beprobten Kernlänge ein Anstieg der  $Mn^{2+}$ -Konzentration gemessen wurde. Bei den anderen Stationen ist die Kernlänge als Minimalwert für die Sauerstoffeindringtiefe angegeben.

**Tabelle 5.5:** Zusammenstellung der aus der Mangantiefenverteilung bestimmten  $O_2$ -Eindringtiefe  $z_n$ . Wurde über die gesamte Kernlänge kein Anstieg der  $Mn^{2+}$ -Konzentration gemessen, ist diese als Minimalwert für  $z_n$  angegeben.

Station	Wassertiefe [m]	$z_n^{Mn}$ [cm]	Station	Wassertiefe [m]	$z_n^{Mn}$	Station	Wassertiefe	$z_n^{Mn}$ [cm]
31/2	3260	22	31/26	1006	13	37/12	1950	7
31/6	2792	> 25	31/54	3760	24	37/13	1075	> 15
31/7	226	4.5	31/84	257	2	37/14	794	13
31/9	1560	> 25	31/87	1530	> 30	37/16	193	4.5
31/14	320	> 20	31/89	777	8	37/20	1944	> 20
31/16	830	> 25	31/92	272	1.5	37/21	1854	
31/17	189	8.7	31/97	620	23	37/22	1929	> 20
31/20	813	15	31/110	2202	> 30	37/25	2828	> 20
31/24	2770	25				37/26	390	4
31/25	780	> 25	36/201	1248	6			

Trägt man die in Tabelle 5.5 vorgestellten Werte gegen die Wassertiefe auf findet sich, wie aus Abbildung 5.18 zu ersehen, eine positive Korrelation zwischen der Wassertiefe und der aus den Manganprofilen abgelesenen Werte für die maximale Sauerstoffeindringung  $z_n$ .



**Abbildung 5.18:** Die aus den Manganprofilen abgelesenen Werte für die Sauerstoffeindringtiefe  $z_n^{\text{Mn}}$ . Im Gegensatz zu den aus den Nitratdaten gewonnenen Stoffflüssen ist hier eher eine Korrelation zwischen Eindring- und Wassertiefe zu verzeichnen.

## 5.6 Sauerstoff im Porenwasser

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Sauerstoffmessungen vorgestellt. Im Unterschied zu Nitratprofilen liefern mittels Mikroelektroden durchgeführte  $\text{O}_2$ -Messungen Tiefenprofile von wesentlich höherer Vertikal-Auflösung. Zusammen mit den, in Kapitel 5.1 vorgestellten, hochauflösenden Porositätsdaten kann der diffusive  $\text{O}_2$ - bzw.  $C_{\text{org}}$ -Fluß daraus sehr viel genauer bestimmt werden. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Sauerstoffmessungen, sowohl an Sedimentkernen im Kühllabor des Forschungsschiffes (*ex situ*) als auch *in situ*, mit dem in Kapitel 4.3 beschriebenen Meß- und Probenahmegerät FLOORIAN, durchgeführt. Mit FLOORIAN gelangen erstmalig *in situ*- $\text{O}_2$ -Messungen in eisbedeckten Regionen. Durch die Kombination von Profiler und Kern-Einheit in einem Gerät, sind Messung und Kernnahme zeitgleich und räumlich dicht beieinander, während der Einsatz zweier Geräte wie Multicorer und Freifall-Lander nicht die Beprobung ein und derselben Lokation gewährleisten kann. Räumliche Inhomogenitäten können daher beim Vergleich der *in situ*-Messungen mit den Labordaten ausgeschlossen werden.

Bei den  $\text{O}_2$ -Porenwasserprofilen lassen sich methodisch drei Fälle unterscheiden; die daraus berechneten Flußraten sind dementsprechend von unterschiedlicher Qualität:

1. Labormessungen, bei denen die Sauerstoffeindringtiefe  $z_n$  größer als die Kernlänge ist und somit nicht bestimmt werden kann. Die aus diesen Messungen berechneten Stoffflüsse werden als Diskussionsgrundlage beim Vergleich von *in situ*- und *ex situ*-Daten verwendet, gehen jedoch nicht in die Stoffbilanzierung ein.
2. Labormessungen an flachen Stationen mit geringerer, meßbarer Sauerstoffeindringtiefe. Wie sich aus dem Vergleich von *in situ*- mit *ex situ*-Messungen ergibt (Kap. 6.1), sind diese Werte um maximal 30 % zu hoch.
3. *in situ*-Messungen, welche frei von beprobungs- und bergungsbedingten Artefakten sind und somit den höchsten Qualitätsstandard aufweisen.

Vor der Darstellung der  $\text{O}_2$ -Profile sind an dieser Stelle einige Erläuterungen zur Auswertung und Beurteilung der Ergebnisse zweckmäßig. An die gemessenen Profile wurde, wie in Kapitel 3 ausgeführt, mittels eines numerischen Verfahrens eine Exponentialfunktion vom Typ

$$[\text{O}_2] = a_1 + a_2 \cdot e^{a_3 \cdot z} \quad (5.1)$$

angepaßt, um den Gradienten der  $O_2$ -Konzentration  $[O_2]$  an der Sedimentoberfläche aus der Gesamtheit der Datenpunkte eines Profils bzw. aus dem obersten Segment desselben zu ermitteln. Die Anpassung wurde mittels des Pascal-Programmes `O2_FIT.PAS` (SCHLÜTER, unveröffentl. Programm) nach dem LEVENBERG-MARQUARDT-Verfahren (PRESS et al., 1992) optimiert. Der Fluß  $F_{O_2}$  wird aus der Ableitung dieser Funktion für die Tiefe  $z = 0$  berechnet (Gl. 3.11). Im Gegensatz zur Flußberechnung aus dem obersten Datenpunkt im Sediment und dem Bodenwasserwert werden damit durch Rauschsignale verursachte Fehler minimiert.

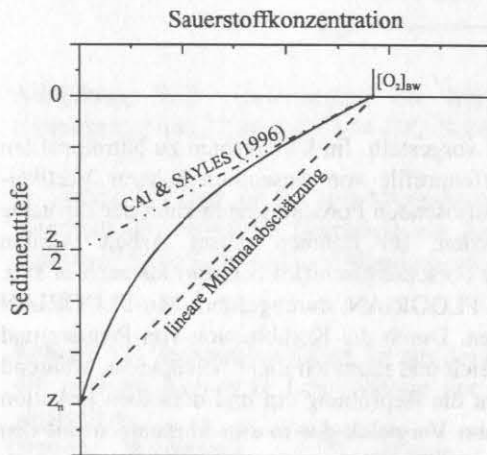
Da der Oberflächengradient eines Sauerstoffprofils bei Labormessungen im allgemeinen zur Überbestimmung neigt (Kap 6.1), d.h. eher Artefakt-behaftet ist als die Sauerstoffeindringtiefe, bietet letztere eine Möglichkeit, den Grad der Überbestimmung abzuschätzen. Durch die Sauerstoffkonzentration im Bodenwasser einerseits und die  $O_2$ -Eindringtiefe andererseits sind Anfang- und Endpunkt eines Sauerstoffprofils festgelegt. In starker Vereinfachung liefert die Steigung der Verbindungsgerade zwischen den Punkten ( $[O_2]_{BW} / 0$ ) und ( $0 / z_n$ ) eine lineare Minimalabschätzung des  $O_2$ -Flusses  $F_{O_2}^{LM}$  (Abbildung 5.19) nach

$$F_{O_2}^{LM} = \phi \cdot D_s \cdot \frac{[O_2]_{BW}}{z_n} \quad (5.2)$$

Mit wachsender Sauerstoffeindringtiefe nähert sich ein  $O_2$ -Profil immer mehr an diese Minimalabschätzung an. Die von CAI und SAYLES (1996) aufgestellte Beziehung

$$F_{O_2}^{CS} = 2\phi \cdot D_s \cdot \frac{[O_2]_{BW}}{z_n} \quad (5.3)$$

setzt  $z_n$  ebenfalls in Relation zum  $O_2$ -Fluß durch die Wasser/Sediment-Grenzfläche. Der hiermit berechnete Fluß  $F_{O_2}^{CS}$  unterscheidet sich von dem nach (5.2) berechneten Wert für  $F_{O_2}^{LM}$  lediglich um den Faktor 2. Wie die Autoren zeigen, gilt diese Beziehung gut für *in situ* gemessene Sauerstoffprofile von küstennahen Lokationen, da die in (5.3) enthaltene Annahme eines über die gesamte oxische Schicht konstanten  $C_{org}$ -Gehaltes und gleichbleibender Reaktivität bei stark bioturbirten Sedimenten zutrifft. In Abbildung 5.19 ist die lineare Minimalabschätzung (LM) sowie die Beziehung von CAI und SAYLES (CS) in das schematisierte  $O_2$ -Tiefenprofil eingezeichnet. Der oberflächennahe Konzentrationsgradient einiger Meßprofile wird in gleicher Weise mit der Steigung dieser Geraden verglichen.



**Abbildung 5.19:** Schema eines  $O_2$ -Profils. Für große  $O_2$ -Eindringtiefen nähert sich der Oberflächengradient des Profils immer mehr an die Geradensteigung  $-[O_2]_{BW}/z_n$  der Minimalabschätzung an. Nach einer auf dem Modell von BOULDIN (1968) basierenden Abschätzung von CAI und SAYLES (1996) schneidet eine Gerade mit der Steigung des Oberflächen-Konzentrationsgradienten die Tiefenachse in  $z_n/2$ . Durch Halbieren des  $z_n$ -Wertes läßt sich so der diffusive  $O_2$ -Fluß abschätzen.

### 5.6.1 *ex situ*-Sauerstoffprofile (Labormessungen)

Weite Bereiche mittlerer und großer Wassertiefe des ostgrönländischen Kontinentalhanges weisen, wie sich aus Porenwasser- $Mn^{2+}$ -, Nitrat und Sauerstoffprofilen ableiten läßt, sehr tiefgehend oxische Sedimente auf. Die Sauerstoffeindringtiefe ist an diesen Lokationen größer als die Länge der beprobten MUC-Kerne. Dementsprechend zeigen die in Abbildung 5.20 gezeigten  $O_2$ -Profile der am ostgrönländischen Kontinentalhang auf  $75^\circ N$  gelegenen Stationen 31/16, 31/9, 31/24 und 31/6 im unteren Bereich des Profils trotz einer hohen  $O_2$ -Konzentration eine sehr langsame Abnahme der Konzentration mit der Tiefe.

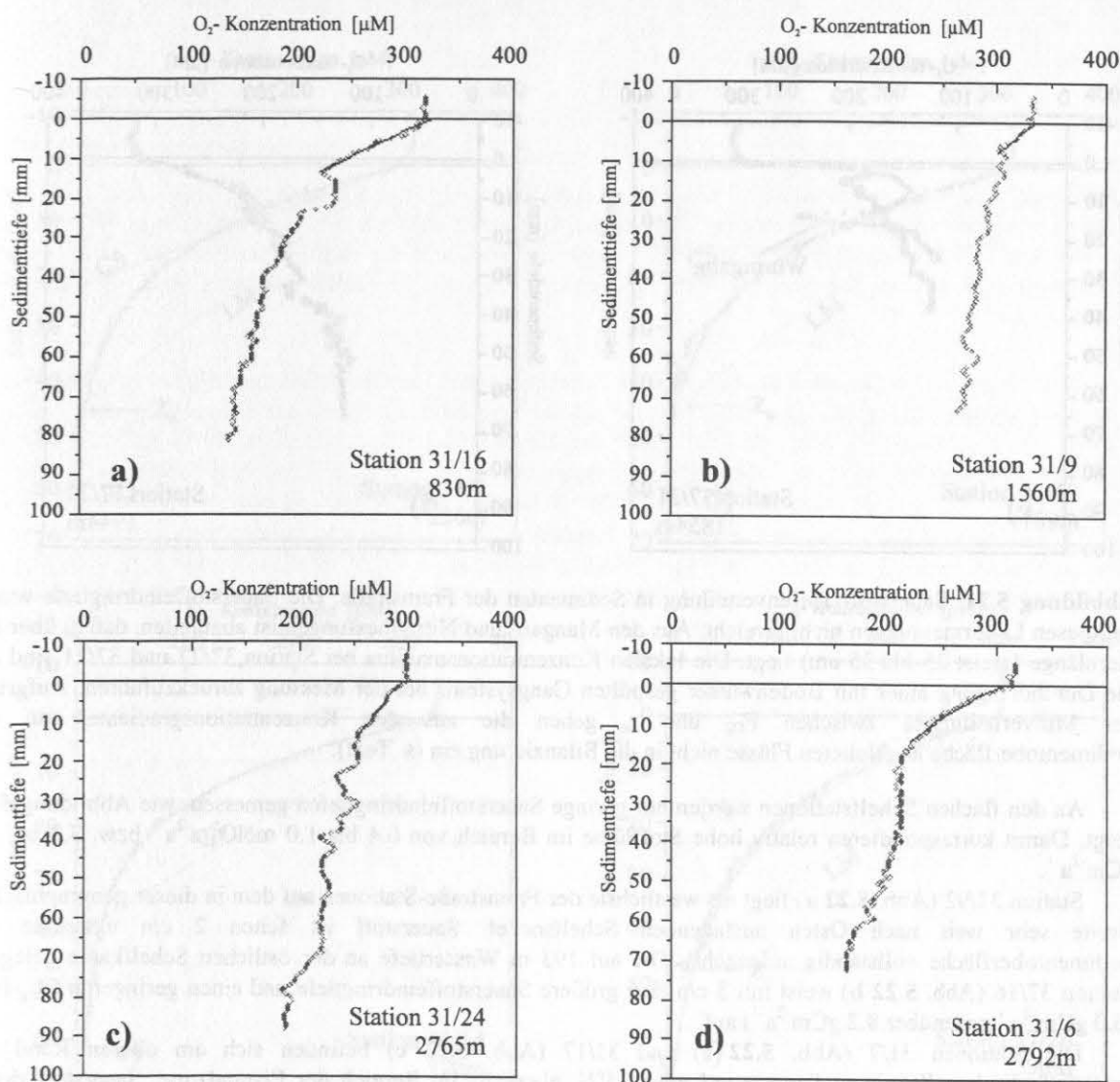
Die relativ steilen Konzentrationsgradienten nahe der Sediment/Wasser-Grenzschicht bzw. die daraus abzuleitenden Stoffflüsse stehen im Gegensatz zu der großen Sauerstoffeindringtiefe. Schließt man von diesem Grenzflächengradienten nach CAI und SAYLES (1996) invers auf die  $O_2$ -Eindringtiefe, so erhält man  $z_n$ -Werte, die nur ein Bruchteil dessen sind, was die Extrapolation einer an die  $O_2$ -Profile angepaßten Kurve liefern würde. Der Sauerstofffluß,  $F_{O_2}$ , steht bei diesen Labormessungen somit im Mißverhältnis zu  $z_n$ . Wie der Vergleich zwischen *in situ*- und *ex situ*-Daten ergibt (Kap 6.1), wird die  $O_2$ -Eindringtiefe im Gegensatz zum diffusiven Stofffluß im



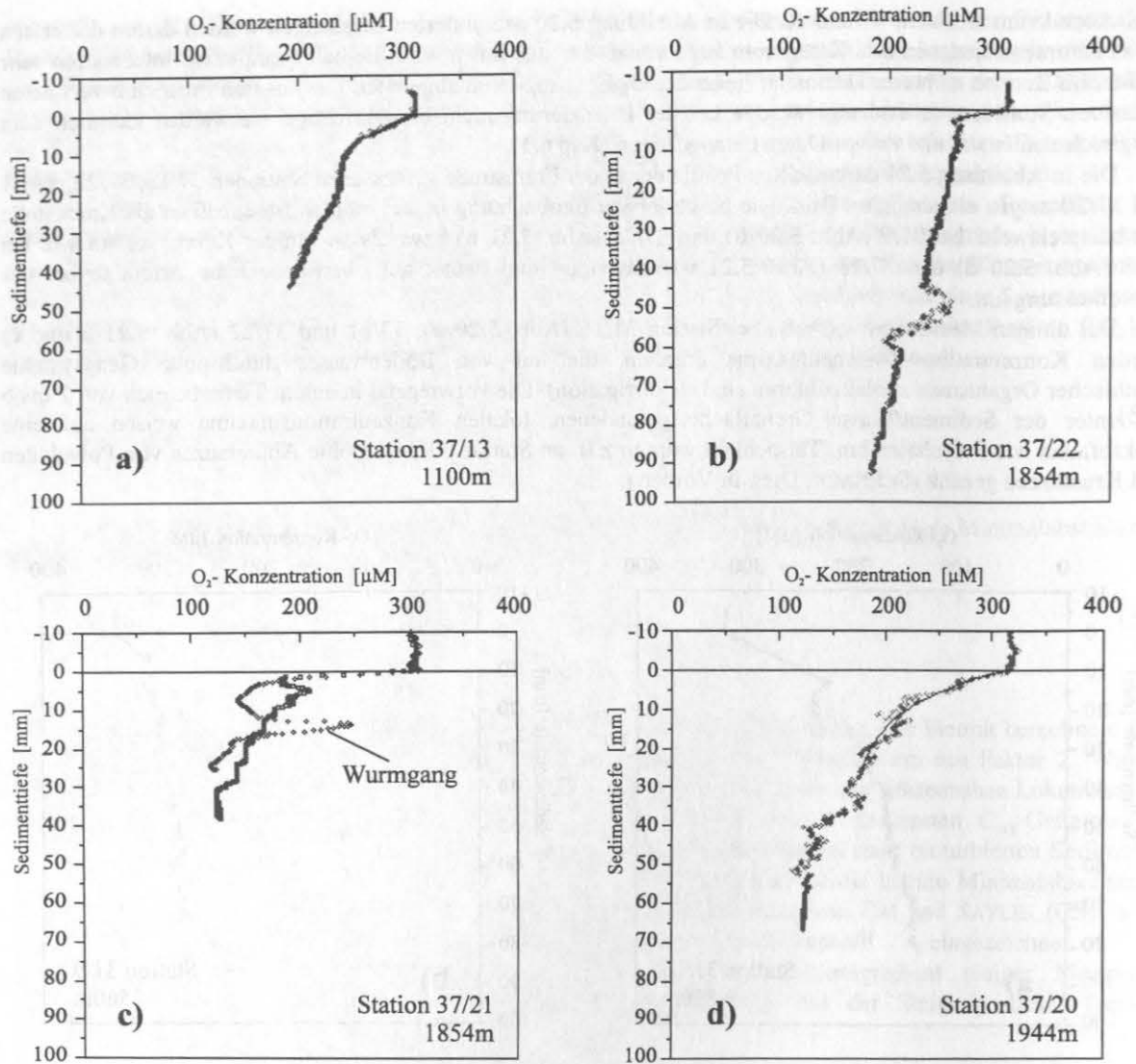
Laborkern kaum artifiziiell verändert. Die in Abbildung 5.20 präsentierten Messungen werden darum der ersten der oben unterschiedenen drei Kategorien zugeordnet, d.h. aus ihnen wird die halbquantitative Information sehr groß, im Bereich mehrerer Dezimeter liegender  $O_2$ -Eindringtiefen abgeleitet. Die aus den Profilen berechneten diffusiven Stoffflüsse (s. Anhang) werden bei der Bilanzierung nicht berücksichtigt, sie werden lediglich zum Vergleich von *in situ* und *ex situ*-Daten herangezogen (Kap 6.1).

Die in Abbildung 5.21 dargestellten Profile der in der Framstraße gemessenen Stationen 37/13, 37/22, 37/21 und 37/20 zeigen ein ähnliches Bild. Die beschriebene Beobachtung ist bei einigen Meßprofilen als Knickstelle wie beispielsweise bei 31/9 (Abb. 5.20 b) und 37/22 (Abb. 5.21 b) bzw. als s-förmiger Kurvenverlauf wie bei 31/6 (Abb. 5.20 d) und 37/13 (Abb. 5.21 a) ausgeprägt und deutet auf oberflächennahe Artefakte bei der Labormessung hin.

Bei einigen Messungen wie z.B. bei Station 31/16 (Abb. 5.20 a), 37/21 und 37/22 (Abb. 5.21 b und c) wurden Konzentrations-Zwischenmaxima erhalten, die auf von Bodenwasser durchspülte Gangsysteme benthischer Organismen zurückzuführen sind (Bioirrigation). Die vorwiegend in einem Tiefenbereich von 2 bis 6 cm unter der Sediment/Wasser-Grenzfläche gefundenen, lokalen Konzentrationsmaxima weisen auf eine Makrofauna wie Polychäten hin. Tatsächlich wurden z.B. an Station 31/16 erhöhte Abundanzen von Polychäten und Krustazeen gezählt (SCHNACK, Diss. in Vorber.).



**Abbildung 5.20:** *ex situ* gemessene Sauerstoff-Tiefenverteilung in Sedimenten des OG-Schelfes auf 75°N. Wie auch aus  $Mn^{2+}$ - und Nitrat-Messungen abzuleiten ist, sind die beprobten MUC-Kerne über ihre gesamte Länge oxisch, d.h.  $z_n > 30$  cm. Aufgrund des Mißverhältnisses zwischen  $F_{O_2}$  und  $z_n$  gehen die aus den Konzentrationsgradienten an der Sedimentoberfläche abgeleiteten Flüsse nicht in die Bilanzierung ein (s. Text).



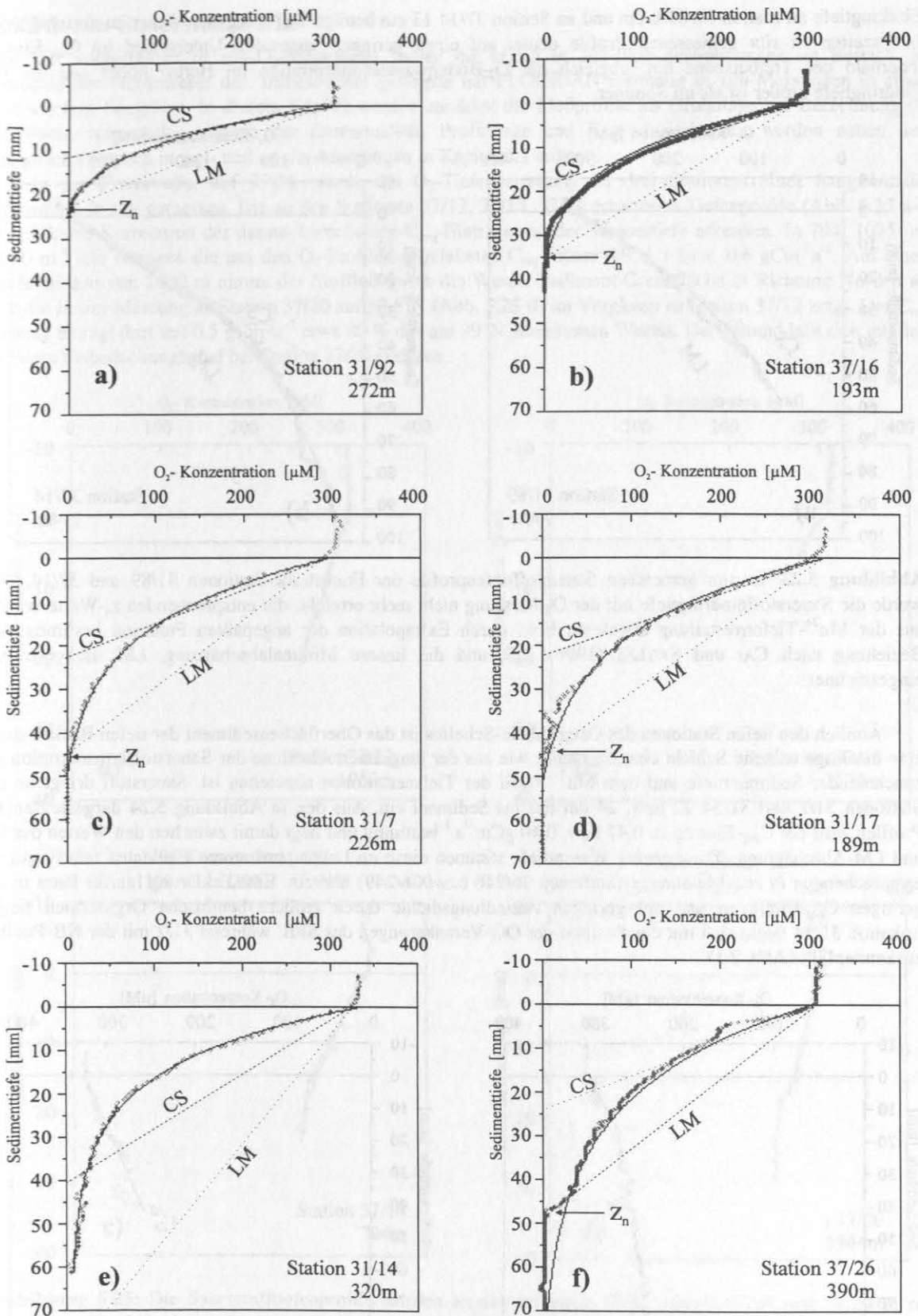
**Abbildung 5.21:** Sauerstoff-Tiefenverteilung in Sedimenten der Framstraße. Die Sauerstoffeindringtiefe wurde bei diesen Labormessungen nicht erreicht. Aus den Mangan- und Nitratmessungen ist abzuleiten, daß  $z_n$  über der Kernlänge (meist 25 bis 35 cm) liegt. Die lokalen Konzentrationsmaxima bei Station 37/22 und 37/21 sind auf die Durchdringung eines mit Bodenwasser gespülten Gangsystems bei der Messung zurückzuführen. Aufgrund des Mißverhältnisses zwischen  $F_{O_2}$  und  $z_n$  gehen die aus den Konzentrationsgradienten an der Sedimentoberfläche abgeleiteten Flüsse nicht in die Bilanzierung ein (s. Text).

An den flachen Schelfstationen werden nur geringe Sauerstoffeindringtiefen gemessen, wie Abbildung 5.22 zeigt. Damit korrespondieren relativ hohe Stoffflüsse im Bereich von  $0.4$  bis  $1.0 \text{ molO}_2\text{m}^{-2}\text{a}^{-1}$  bzw.  $3.3$  bis  $8.2 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ .

Station 31/92 (Abb. 5.22 a) liegt als westlichste der Framstraße-Stationen auf dem in dieser geographischen Breite sehr weit nach Osten ausladenden Schelfsockel. Sauerstoff ist schon 2 cm unterhalb der Sedimentoberfläche vollständig aufgezehrt. Die auf 193 m Wassertiefe an der östlichen Schelfkante gelegene Station 37/16 (Abb. 5.22 b) weist mit 3 cm eine größere Sauerstoffeindringtiefe und einen geringeren  $C_{\text{org}}$ -Fluß ( $6.0 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  gegenüber  $8.2 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ ) auf.

Die Stationen 31/7 (Abb. 5.22 c) und 31/17 (Abb. 5.22 e) befinden sich am oberen Rand des ostgrönländischen Kontinentalhanges auf etwa  $75^\circ\text{N}$ , ebenfalls im Bereich der Eisrandzone. Sauerstoff dringt hier bei ähnlicher Wassertiefe etwa doppelt so tief ins Sediment ein wie in der Framstraße. Der  $C_{\text{org}}$ -Eintrag beträgt auf  $75^\circ\text{N}$  nur knapp  $4.5 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ .

Die Stationen 31/14 und 37/26 (Abb. 5.22 e und 5.22 f) liegen unweit der Stationen 31/7 und 31/17 am oberen Kontinentalhang. Hier wurde die Sauerstoffeindringtiefe zu 8 bzw. 4.7 cm und der  $C_{\text{org}}$ -Eintrag zu 5.5 bzw.  $3.3 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  bestimmt. Wie die Messungen zeigen, unterliegen die Stoffflüsse in diesem Schelfbereich großen Variabilitäten. Die nach CAI und SAYLES (1996) approximierten Sauerstoffflüsse an den Stationen 31/92 und 37/26 annähernd gleich groß wie die aus den Profilen ermittelten Werte, an den übrigen Stationen liegen sie darunter (vgl. Tab. 5.6 und Abb. 5.22).

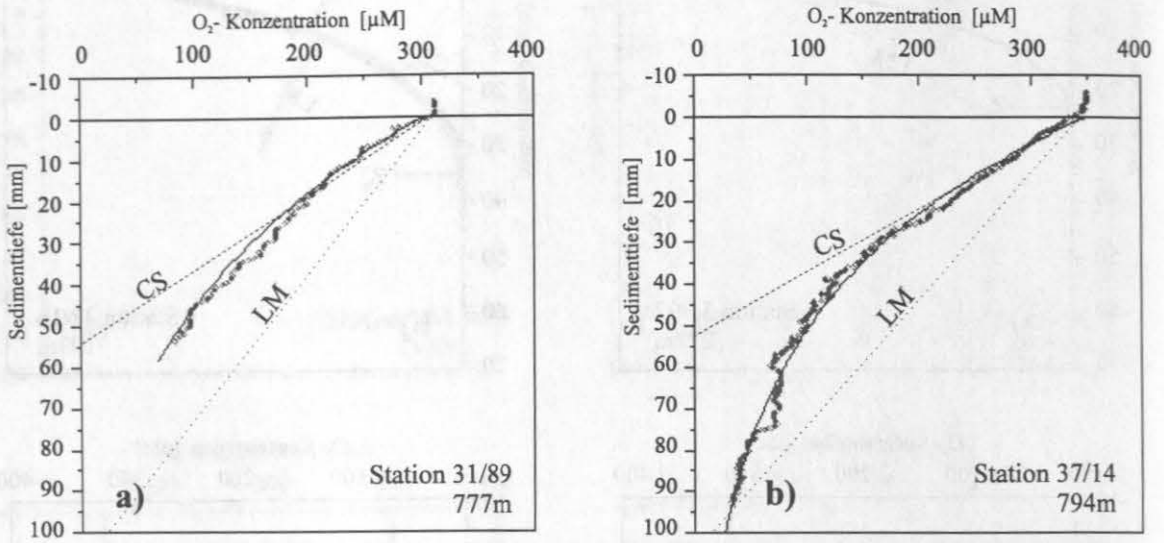


**Abbildung 5.22:** *ex situ* gemessene Sauerstofftiefenprofile der flachen Schelfstationen 31/92, 37/16 (Framstraße), 31/7, 31/17, 31/14 und 37/26 (OG-Schelf, 75°N). Die Beziehung nach CAI und SAYLES (1996), CS und die lineare Minimalabschätzung, LM ist gestrichelt eingezeichnet (entsprechende Flußwerte, s. Tab. 5.6).

An den zwei 2.4 nm auseinander liegenden Framstraße-Stationen 31/89 und 37/14 (Abb. 5.23) sind die Stoffflüsse mit 1.2 bzw. 1.85 molCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> ähnlich. Auch die aus der Kurvenanpassung extrapolierten Werte der O<sub>2</sub>-Eindringtiefe gleichen sich mit 10.8 bzw. 10.5 cm annähernd, wogegen die aus dem Mn<sup>2+</sup>-Profil abgeleitete

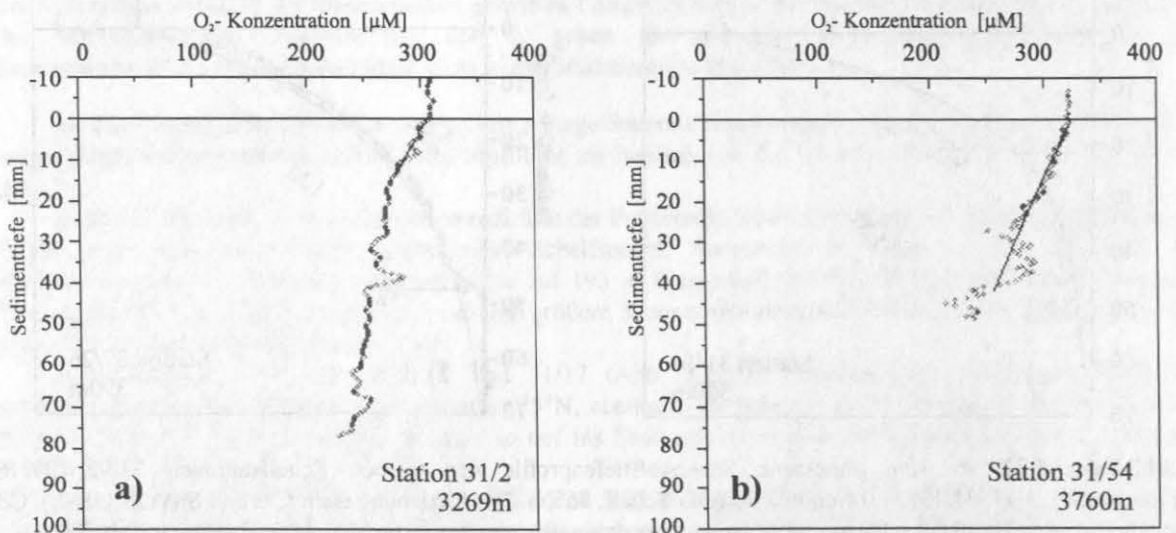


Eindringtiefe an Station 31/89 8 cm und an Station 37/14 13 cm beträgt. Der Vergleich dieser zu verschiedenen Jahreszeiten *ex situ* gemessenen Profile deutet auf einen geringen saisonalen Unterschied im  $C_{org}$ -Eintrag innerhalb der Treibeiszone hin, obgleich die  $O_2$ -Bodenwasserkonzentration im Herbst höher und die  $O_2$ -Eindringtiefe größer ist als im Sommer.



**Abbildung 5.23:** *ex situ* gemessene Sauerstofftiefenprofile der Framstraße-Stationen 31/89 und 37/14. Hier wurde die Sauerstoffeindringtiefe mit der  $O_2$ -Messung nicht mehr erreicht, die entsprechenden  $z_n$ -Werte wurden aus der  $Mn^{2+}$ -Tiefenverteilung abgelesen bzw. durch Extrapolation der angepaßten Funktion bestimmt. Die Beziehung nach CAI und SAYLES (1996), CS, und die lineare Minimalabschätzung, LM, ist gestrichelt eingezeichnet.

Ähnlich den tiefen Stationen des Ostgrönland-Schelfes ist das Oberflächensediment der tiefen Becken durch eine mächtige oxische Schicht charakterisiert, wie aus der langsamen Abnahme der Sauerstoffkonzentration mit zunehmender Sedimenttiefe und dem  $Mn^{2+}$ -Profil der Tiefseestationen abzuleiten ist. Sauerstoff dringt an den Stationen 31/2 und 31/54 22 bzw. 24 cm tief ins Sediment ein. Aus den in Abbildung 5.24 dargestellten  $O_2$ -Profilen wird der  $C_{org}$ -Eintrag zu 0,47 bzw. 0,40  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  bestimmt und liegt damit zwischen den Werten der CS- und LM-Abschätzung. Trotz großer Wassertiefe stimmen diese im Labor bestimmten Flußdaten relativ gut mit entsprechenden *in situ*-Messungen (Stationen 36/246 bzw. 36/249) überein. Eine Erklärung hierfür kann in den geringen  $C_{org}$ -Einträgen und der geringen Besiedlungsdichte durch größere benthische Organismen liegen. Lokation 31/54 deckt sich mit der Position der OG-Verankerungen des SFB, während 31/2 mit der NB-Position zusammenfällt (Abb. 2.1).

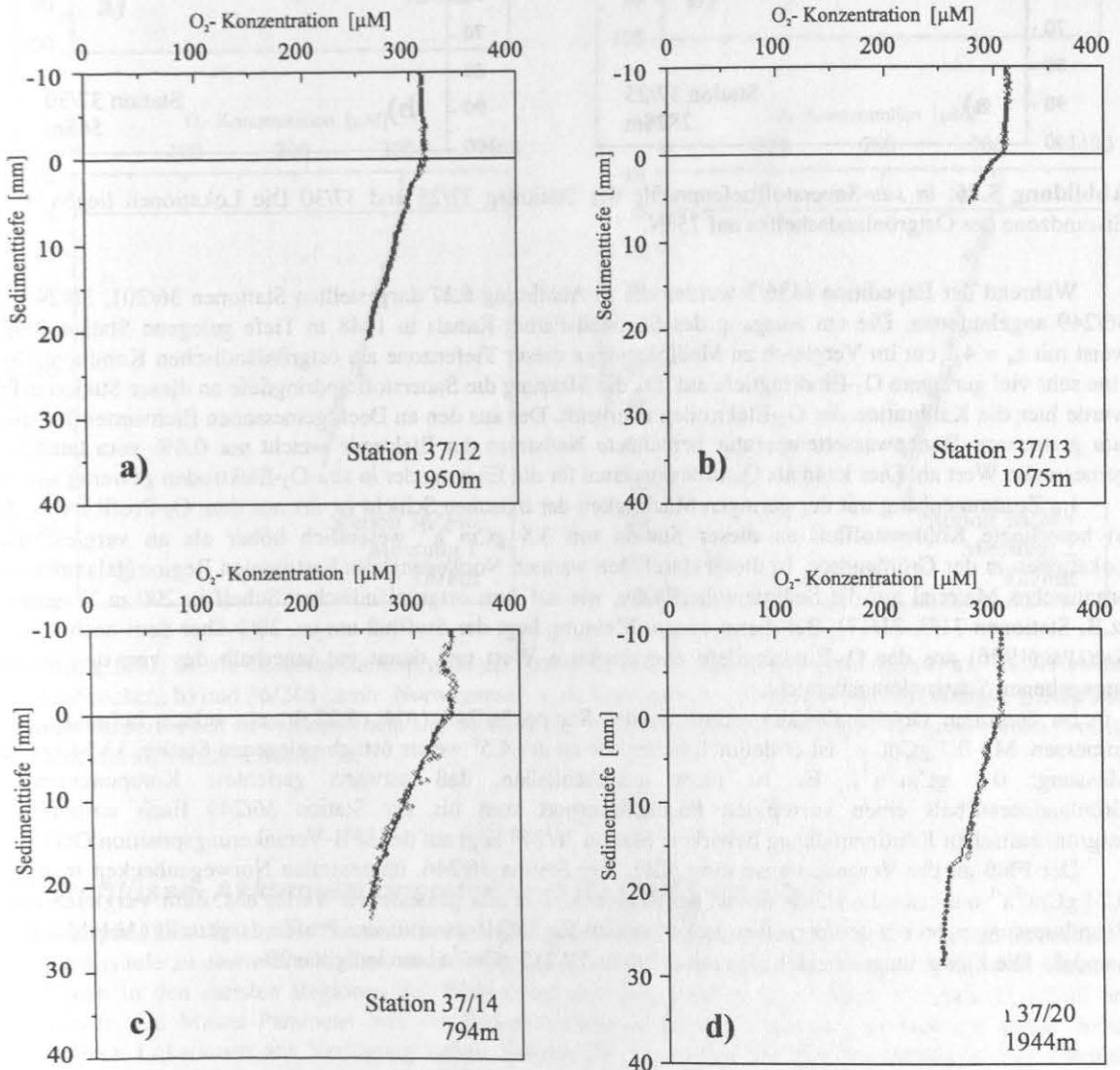


**Abbildung 5.24:** *ex situ* gemessene Sauerstofftiefenprofile der Stationen 31/2 (zentrales Norwegenbecken) und 31/54 (zentrale Grönlandsee). Die Mächtigkeit der oxischen Schicht beträgt hier 22 bzw. 24 cm.

### 5.6.2 *in situ*-Sauerstoffprofile

Die hier vorgestellten *in situ*-O<sub>2</sub>-Messungen stellen die ersten *in situ*-Fluß-Bestimmungen im Bereich des Europäischen Nordmeeres dar. Insbesondere gelangen mit FLOORIAN erstmalig *in situ*-Messungen in einem eisbedeckten Seegebiet. In diesem Kapitel werden zunächst die Meßprofile als Grundlage zur Berechnung der Stoffflüsse vorgestellt. Aspekte der Datenqualität, Profillänge und Reproduzierbarkeit werden neben dem Vergleich zwischen *in situ*- und *ex situ*-Messungen in Kapitel 6.1 erörtert.

In der Framstraße, auf 79°N, wurde die O<sub>2</sub>-Tiefenverteilung an drei Stationen eines hangnormalen Transektes *in situ* gemessen. Die an den Stationen 37/12, 37/13, 37/14 erhaltenen Tiefenprofile (Abb. 5.25 a-c) lassen keine Korrelation der daraus berechneten C<sub>org</sub>-Einträge mit der Wassertiefe erkennen. In 794, 1075 und 1950 m Tiefe betragen die aus den O<sub>2</sub>-Profilen abgeleiteten C<sub>org</sub>-Flüsse 0,9, 1,1 bzw. 0,6 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>. Auf einem Tiefenniveau von 2000 m nimmt der Stofffluß durch die Wasser/Sediment-Grenzfläche in Richtung Norden ab, wie die *in situ*-Messung an Station 37/20 auf 80,5°N (Abb. 5.25 d) im Vergleich zu Station 37/12 zeigt. Der C<sub>org</sub>-Eintrag beträgt dort mit 0,5 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> etwa 80 % des auf 79°N gemessenen Wertes. Der Befund läßt sich mit dem höheren Eisdeckungsgrad bei Station 37/20 erklären.

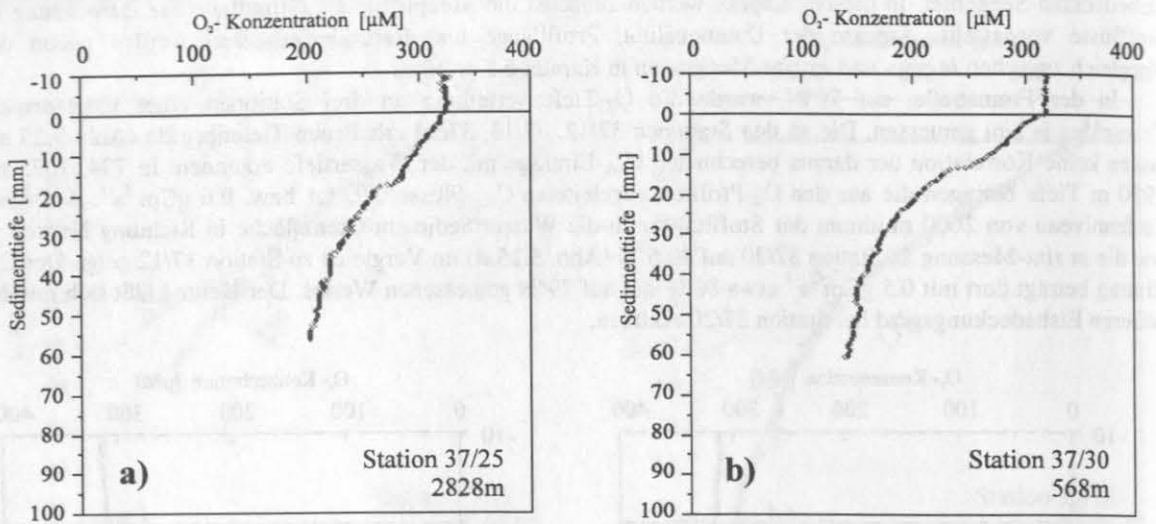


**Abbildung 5.25:** Die Sauerstofftiefenprofile wurden an den Stationen 37/12, 37/13, 37/14 und 37/20 *in situ* gemessen. Die Lokationen liegen im Treibeisgürtel der Framstraße. Zugunsten einer hohen Vertikal-Auflösung wurden hier relativ kurze Profile gemessen.

Auf 75°N wurde die Tiefenverteilung der O<sub>2</sub>-Konzentration an zwei Lokationen *in situ* gemessen (Abb. 5.26). Aus dem Sauerstoffprofil der in 568 m Wassertiefe gelegenen Station 37/30 (Abb. 5.26 b) wurde ein Fluß von 1,0 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> berechnet. Dieser Wert ist geringfügig höher als auf 79°N in knapp 800 m Tiefe.

Am Fuß des ostgrönländischen Kontinentalhanges wird in knapp 3000 m Wassertiefe etwa soviel organischer Kohlenstoff ins Sediment eingetragen wie auf 79°N in 2000 m Tiefe: Aus dem in Abbildung 5.26 a

gezeigten *in situ*-Sauerstoffprofil der Station 37/25 wird  $F_{\text{Corg}}$  zu  $0.5 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  bestimmt. Dies ist die Hälfte des in 568 m Tiefe gefundenen Wertes und entspricht etwa den in den Tiefseebecken der Norwegen- und Grönlandsee ermittelten Flüsse.



**Abbildung 5.26:** *in situ*-Sauerstofftiefenprofile der Stationen 37/25 und 37/30. Die Lokationen liegen in der Eisrandzone des Ostgrönlandschelfes auf 75°N.

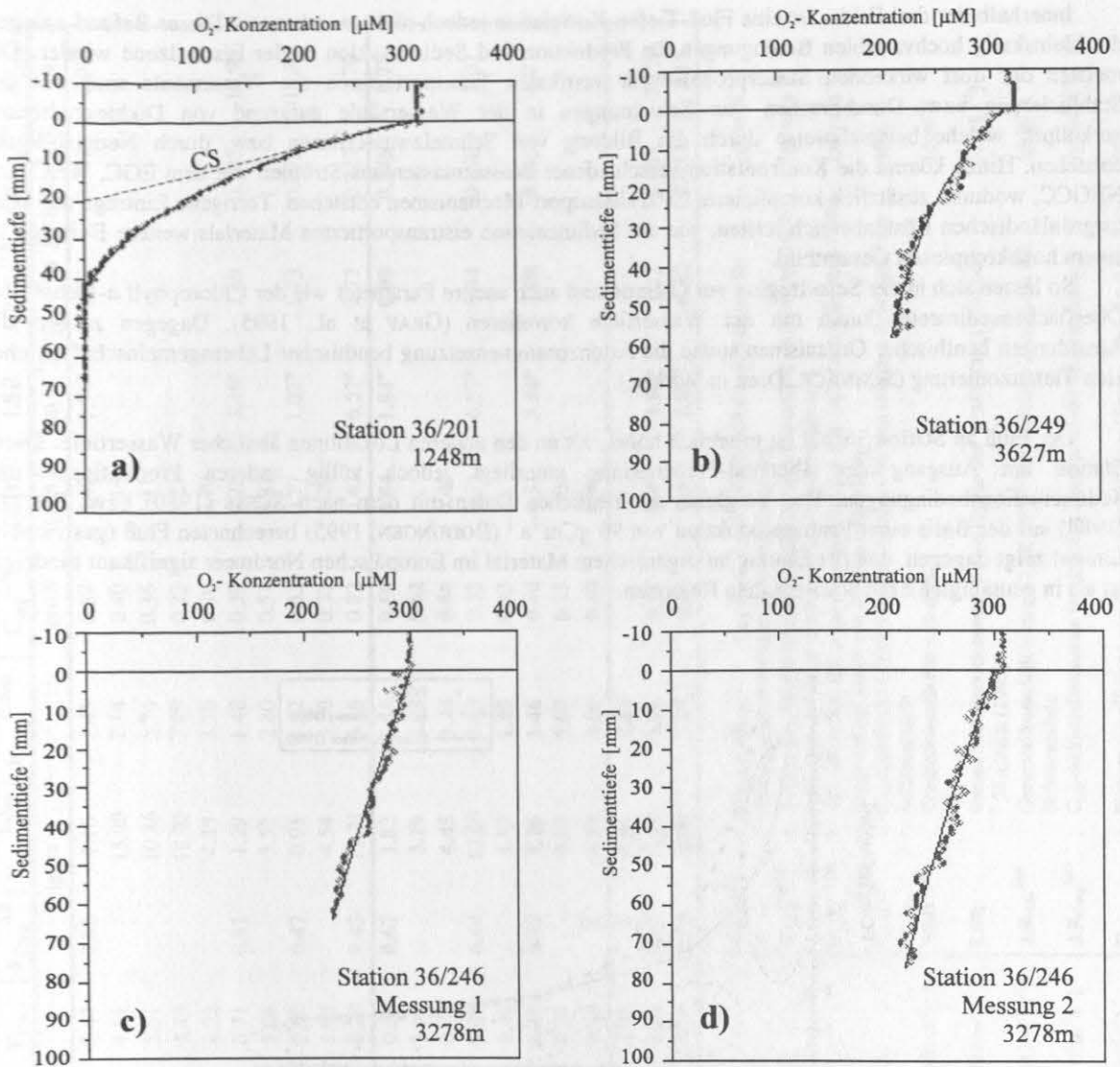
Während der Expedition M36/3 wurden die in Abbildung 5.27 dargestellten Stationen 36/201, 36/246 und 36/249 angelaufen. Die am Ausgang des Shetland-Färöer-Kanals in 1248 m Tiefe gelegene Station 36/201 weist mit  $z_n = 4.1 \text{ cm}$  im Vergleich zu Meßlokationen dieser Tiefenzone am ostgrönländischen Kontinentalhang eine sehr viel geringere O<sub>2</sub>-Eindringtiefe auf. Da die Messung die Sauerstoffeindringtiefe an dieser Station erfaßt, wurde hier die Kalibration der O<sub>2</sub>-Elektroden überprüft. Der aus den an Deck gemessenen Eichwerten für die *in situ* gemessene Bodenwassertemperatur berechnete Nullstrom der Elektrode weicht nur 0.6% vom tatsächlich gemessenen Wert ab. Dies kann als Qualitätsmerkmal für die Eichung der *in situ*-O<sub>2</sub>-Elektroden gewertet werden.

Im Zusammenhang mit der geringen Mächtigkeit der oxischen Schicht ist der aus dem O<sub>2</sub>-Profil (Abb. 5.27 a) berechnete Kohlenstofffluß an dieser Station mit  $3.5 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  wesentlich höher als an vergleichbaren Lokationen in der Grönlandsee. In dieser durch den warmen Norwegenstrom bestimmten Region gelangt so viel organisches Material auf die Sedimentoberfläche, wie auf dem ostgrönländischen Schelf in 200 m Wassertiefe (z.B. Stationen 31/7, 31/17). Bei dieser *in situ*-Messung liegt der Stofffluß um ca. 20% über dem nach CAI und SAYLES (1996) aus der O<sub>2</sub>-Eindringtiefe abgeschätzten Wert und damit gut innerhalb des von den Autoren angegebenen Schwankungsbereichs.

Im zentralen Grönlandbecken wurde an der Station 36/249 (Abb. 5.27 b) ein relativ hoher C<sub>org</sub>-Fluß gemessen. Mit  $0.7 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  ist er deutlich höher wie an der 4.5° weiter östlich gelegenen Station 31/54 (*ex situ*-Messung:  $0.4 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ ). Es ist nicht auszuschließen, daß ostwärts gerichtete Komponenten des Grönlandseewirbels einen verstärkten Partikeltransport vom bis zur Station 36/249 flach auslaufenden, ostgrönländischen Kontinentalhang bewirken. Station 36/249 liegt auf der SFB-Verankerungsposition OG7.

Der Fluß an der Verankerungsstation NB7, hier Station 36/246, im zentralen Norwegenbecken macht mit  $0.24 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  nur etwa die Hälfte des an der Station 31/2 *ex situ* gemessenen Wertes aus. Zum Vergleich zweier Einzelmessungen an ein und derselben Lokation sind für 36/246 zwei *in situ*-Profile dargestellt (Abbildung 5.27 c und d). Die Flüsse unterscheiden sich mit  $0.240$  und  $0.245 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  um lediglich 2%.





**Abbildung 5.27:** *in situ*-Sauerstofftiefenprofile der Stationen 36/201 (Shetland-Färöer-Rinne, **a**), 36/249 (westl. Grönlandbecken, **b**) und 36/246 (zentr. Norwegensee, **c**, **d**) Von Station 36/246 sind zwei Messungen gezeigt, um die Reproduzierbarkeit zu verdeutlichen. Der Stofffluß der beiden im Abstand von ca. 10 cm gemessenen Profilen unterscheidet sich lediglich um 2 %.

### 5.7 Stoffflüsse, Akkumulationsraten und $O_2$ -Eindringtiefen

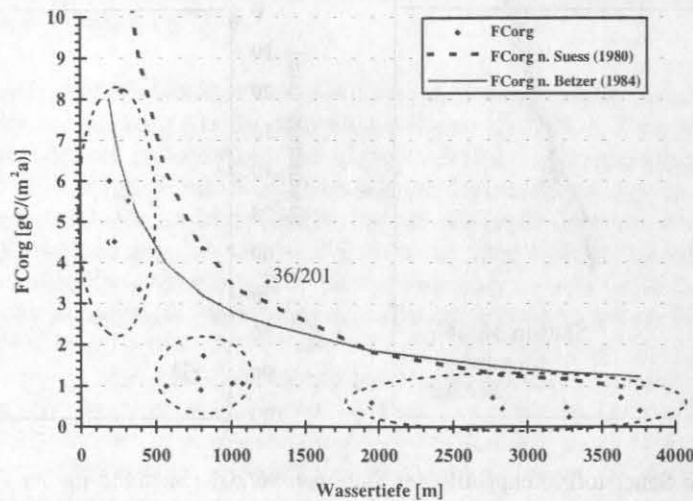
Dieses Kapitel faßt die aus den Sauerstoffmessungen gewonnenen Flußdaten zusammen. Aufgrund des schon in der Wassersäule zu einem erheblichen wenn nicht zum größten Teil ablaufenden Abbaus organischen Materials findet man in den meisten Regionen des Weltozeans eine gegenläufige Korrelation zwischen  $C_{org}$ -Fluß und Wassertiefe. Da Master-Parameter wie die Sedimentationsrate nicht für alle der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Lokationen zur Verfügung stehen, werden die Ergebnisse der Flußberechnungen hier ebenfalls gegen die Wassertiefe aufgetragen (Abb. 5.28). Zunächst erkennt man eine tendenzielle Abnahme der Flußwerte mit zunehmender Wassertiefe. Die berechneten Werte lassen sich in drei Felder gruppieren:

- Bei geringen Wassertiefen liegen die Flüsse zwischen  $3$  und  $9 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ , wobei der höchste Wert der am weitesten östlich gelegenen Station 31/92 zukommt, welche schon im Einzugsgebiet der NEWP liegt.
- In mittleren Wassertiefen (500 bis 1100 m) betragen die  $C_{org}$ -Flüsse am ostgrönländischen Kontinentalhang ca.  $1$  bis  $2 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ .
- In größerer Wassertiefe (an 2000 m) liegen die  $C_{org}$ -Einträge unter  $1 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ .

Innerhalb der drei Felder ist eine Fluß-Tiefen-Korrelation jedoch nicht zu erkennen. Dieser Befund spiegelt die kleinskalig hochvariablen Bedingungen für Produktion und Sedimentation in der Eisrandzone wieder. Die meisten der dort wirkenden Steuerprozesse für vertikalen Transport durch die Wassersäule sind mit der Stabilisierung bzw. Durchbrechen von Schichtungen in der Wassersäule aufgrund von Dichtegradienten verknüpft, welche beispielsweise durch die Bildung von Schmelzwasserlinsen bzw. durch Neueisbildung entstehen. Hinzu kommt die Konfrontation verschiedener Wassermassen aus Strömen wie dem EGC, WSC und NEGCC, wodurch zusätzlich komplizierte Lateraltransport-Mechanismen entstehen. Terrigene Einträge aus dem ostgrönländischen Küstenbereich leisten, wie die Sedimentation eistransportierten Materials weitere Beiträge zu einem hochkomplexen Gesamtbild.

So lassen sich in der Schelfregion vor Ostgrönland auch andere Parameter wie der Chlorophyll *a*-Gehalt des Oberflächensedimentes kaum mit der Wassertiefe korrelieren (GRAF et al., 1995). Dagegen zeigen die Abundanzen benthischer Organismen sowie die Artenzusammensetzung benthischer Lebensgemeinschaften eher eine Tiefenzonierung (SCHNACK, Diss. in Vorber.).

Der Fluß an Station 36/201 ist erheblich höher, als an den anderen Lokationen ähnlicher Wassertiefe. Diese Station am Ausgang der Shetland-Färöer-Rinne unterliegt jedoch völlig anderen Produktions- und Sedimentationsbedingungen. Der Vergleich der restlichen Daten mit dem nach SUESS (1980) bzw. BETZER (1984) auf der Basis einer Primärproduktion von  $90 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  (BODUNGEN, 1995) berechneten Fluß (gestrichelte Linien) zeigt dagegen, daß der Eintrag an organischem Material im Europäischen Nordmeer signifikant niedriger ist als in gemäßigten bzw. äquatornahen Regionen.



**Abbildung 5.28:**  $C_{\text{org}}$ -Einträge in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Die aus dem Oberflächengradienten der  $O_2$ -Konzentration errechneten Werte lassen sich in Felder gruppieren (gestrichelte Ellipsen). Innerhalb dieser Gruppen ist kaum ein Zusammenhang zwischen Fluß und Wassertiefe erkennbar. Ursache hierfür sind u.a. kleinskalige Variabilitäten der Produktions- und Sedimentationsbedingungen, die aus der Eisrandsituation sowie dem komplexen Strömungssystem vor Ostgrönland resultieren. Zum Vergleich wurden die  $C_{\text{org}}$ -Flüsse für die entsprechenden Wassertiefen nach SUESS (1980) und BETZER (1984) berechnet, wobei eine Primärproduktion von  $90 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  (BODUNGEN, 1995) zugrundegelegt wurde.

In Tabelle 5.6 sind die Ergebnisse der Flußberechnungen zusammengefaßt. Neben den aus dem oberflächennahen Konzentrationsgradienten berechneten Sauerstoff- und  $C_{\text{org}}$ -Flüssen sind die Flußabschätzungen nach CAI und SAYLES (1996), SUESS (1980) und BETZER (1984) zum Vergleich aufgeführt. Aus den Ergebnissen der  $C_{\text{org}}$ - und Dichte-Bestimmung wurde für Lokationen mit bekannter Sedimentationsrate (PAETSCH, 1991 und WAGNER, 1993) auch  $C_{\text{org}}$ -Akkumulationsrate und Erhaltungswahrscheinlichkeit berechnet.

**Tabelle 5.6:** Übersicht über die aus den Sauerstoffprofilen abgeleiteten Flußdaten. Auf *in situ*-Messungen beruhende Werte sind fett gedruckt.

Station	Tiefe	[O <sub>2</sub> ] <sub>BW</sub>	z <sub>n</sub>	z <sub>n</sub> <sup>CS</sup>	F <sub>O<sub>2</sub></sub>	F <sub>O<sub>2</sub></sub> <sup>CS</sup>	F <sub>O<sub>2</sub></sub> <sup>LM</sup>	F <sub>Corg</sub>	F <sub>Corg</sub>	F <sub>Corg</sub> <sup>AR</sup>	F <sub>Corg</sub> <sup>ExSue</sup>	F <sub>Corg</sub> <sup>ExBetz</sup>	C <sub>org</sub> <sup>1cm</sup>	TRD <sup>1cm</sup>	LSR	AR <sub>bulk</sub> <sup>1cm</sup>	AR <sub>Corg</sub> <sup>1cm</sup>	E <sub>Corg</sub>
	[m]	[µM]	[cm]	[cm]	[molO <sub>2</sub> m <sup>-2</sup> a <sup>-1</sup> ]			[molCm <sup>-2</sup> a <sup>-1</sup> ]		[gCm <sup>-2</sup> a <sup>-1</sup> ]			gew%	[gcm <sup>-3</sup> ]	[cm ka <sup>-1</sup> ]	[gcm <sup>-2</sup> ka <sup>-1</sup> ]	[gCm <sup>-2</sup> a <sup>-1</sup> ]	%
31/2	3260	314.1	22 <sup>a</sup>	29.1	0.06	0.08	0.04	0.04	0.47	0.52	1.16	1.45	0.57	0.42	1.96 <sup>p</sup>	0.82	0.047	8.98
31/7	226		3.8	3.2	0.55	0.39	0.19	0.38	4.51		15.20	7.14	0.40	1.19				
31/14	320	327.7	8 <sup>a</sup>	2.6	0.67	0.22	0.11	0.46	5.51		10.86	5.74	0.36	1.11				
31/17	189	317.67	4.3	3.1	0.54	0.39	0.20	0.37	4.49		18.05	7.99	0.23	1.21				
31/20	813	303.5	15 <sup>a</sup>	7.7	0.21	0.01	0.01	0.14	1.72		4.35	3.20	0.70	0.79				
31/24	2765	281.26	25 <sup>a</sup>	17.4	0.09	0.06	0.03	0.06	0.71	0.81	1.29	1.48	0.39	0.78	3.46 <sup>p</sup>	2.69	0.105	12.99
31/26	1006	312.84	13 <sup>a</sup>	12.9	0.13	0.13	0.06	0.09	1.06		3.52	2.80	0.57	0.81				
31/54	3760	327.8	24 <sup>a</sup>	36.1	0.05	0.07	0.04	0.03	0.40	0.47	0.95	1.22	0.43	0.77	1.02 <sup>w</sup>	1.73	0.075	15.84
31/89	777	311.45	8.9	11.6	0.14	0.21	0.10	0.10	1.17		4.54	3.29	0.32	1.20				
31/92	272	299.3	2.5	1.6	0.99	1.07	0.53	0.68	8.20	8.43	12.71	6.36	0.82	0.42	6.57 <sup>p</sup>	2.77	0.227	2.70
<b>37/12/is</b>	<b>1950</b>	<b>312.3</b>	<b>7<sup>a</sup></b>	<b>23.1</b>	<b>0.07</b>	<b>0.24</b>	<b>0.12</b>	<b>0.05</b>	<b>0.59</b>	<b>0.67</b>	<b>1.82</b>	<b>1.85</b>	<b>0.50</b>	<b>0.54</b>	<b>1.84<sup>w</sup></b>	<b>0.99</b>	<b>0.049</b>	<b>8.77</b>
<b>37/13/is</b>	<b>1075</b>	<b>318.3</b>	<b>&gt;15<sup>a</sup></b>	<b>12.8</b>	<b>0.13</b>			<b>0.09</b>	<b>1.05</b>		<b>3.29</b>	<b>2.68</b>	<b>0.62</b>					
<b>37/14/is</b>	<b>794</b>	<b>348.4</b>	<b>13<sup>a</sup></b>	<b>17.3</b>	<b>0.11</b>	<b>0.14</b>	<b>0.07</b>	<b>0.07</b>	<b>0.89</b>		<b>4.45</b>	<b>3.24</b>	<b>0.56</b>	<b>0.40</b>				
37/16	193	298.6	3.5	2.2	0.73	0.35	0.18	0.50	5.99	6.44	17.69	7.89	0.55	0.52	6.57 <sup>p</sup>	3.44	0.190	3.07
<b>37/20/is</b>	<b>1944</b>	<b>325.6</b>	<b>&gt;20<sup>a</sup></b>	<b>27.6</b>	<b>0.06</b>		<b>0.03</b>	<b>0.04</b>	<b>0.49</b>		<b>1.83</b>	<b>1.85</b>	<b>0.13</b>					
<b>37/25/is</b>	<b>2828</b>	<b>323.4</b>	<b>&gt;25<sup>a</sup></b>	<b>18.8</b>	<b>0.05</b>			<b>0.04</b>	<b>0.45</b>	<b>0.49</b>	<b>1.26</b>	<b>1.46</b>	<b>0.40</b>	<b>0.31</b>	<b>3.46<sup>p</sup></b>	<b>1.08</b>	<b>0.043</b>	<b>8.77</b>
37/26/l	390	315.2	4.7	4.1	0.40	0.42	0.21	0.28	3.34		8.95	5.07	0.25	1.09				
<b>37/30/is</b>	<b>568</b>	<b>314.9</b>	<b>-</b>	<b>13.6</b>	<b>0.12</b>			<b>0.24</b>	<b>0.08</b>	<b>0.99</b>	<b>6.19</b>	<b>4.00</b>	<b>0.40</b>	<b>0.96</b>				
<b>36/201/is</b>	<b>1248</b>	<b>307.8</b>	<b>4.1</b>	<b>3.4</b>	<b>0.43</b>	<b>0.38</b>	<b>0.19</b>	<b>0.29</b>	<b>3.53</b>		<b>3.01</b>	<b>2.65</b>						
<b>36/246/is</b>	<b>3278</b>	<b>298.5</b>	<b>-</b>	<b>43.2</b>	<b>0.03</b>			<b>0.02</b>	<b>0.24</b>	<b>0.31</b>	<b>1.15</b>	<b>1.44</b>	<b>0.57</b>	<b>0.57</b>	<b>1.96<sup>p</sup></b>	<b>1.12</b>	<b>0.064</b>	<b>20.78</b>
<b>36/249/is</b>	<b>3627</b>	<b>321.9</b>	<b>-</b>	<b>17.0</b>	<b>0.09</b>			<b>0.06</b>	<b>0.71</b>	<b>0.73</b>	<b>0.98</b>	<b>1.25</b>	<b>0.43</b>	<b>0.51</b>	<b>1.02<sup>w</sup></b>	<b>0.52</b>	<b>0.023</b>	<b>3.15</b>

**Legende:**

- [O<sub>2</sub>]<sub>BW</sub> : Sauerstoffkonzentration im Bodenwasser [µM]
- z<sub>n</sub> : Sauerstoffeindringtiefe <sup>a</sup>; aus Mn<sup>2+</sup>-Profil [cm]
- z<sub>n</sub><sup>CS</sup> : Abschätzung der Sauerstoffeindringtiefe aus F<sub>O<sub>2</sub></sub> nach CAI und SAYLES (1996) [cm]
- F<sub>O<sub>2</sub></sub> : diffusiver O<sub>2</sub>-Fluß durch die Sed./Wasser-Grenzfläche, Wert aus statistischer Kurvenanpassung an die Daten [molO<sub>2</sub>m<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- F<sub>O<sub>2</sub></sub><sup>CS</sup> : Abschätzung des O<sub>2</sub>-Flusses aus dem gemessenen z<sub>n</sub> nach CAI und SAYLES (1996) [molO<sub>2</sub>m<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- F<sub>O<sub>2</sub></sub><sup>LM</sup> : lineare Minimalabschätzung des O<sub>2</sub>-Flusses aus der Steigung einer Gerade durch die Punkte ([O<sub>2</sub>]/0) und (0/z<sub>n</sub>) [molO<sub>2</sub>m<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- F<sub>Corg</sub> : aus F<sub>O<sub>2</sub></sub> berechneter C<sub>org</sub>-Fluß durch die Sed./Wasser-Grenzfläche (excl. Akkumulationsrate) [molCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- F<sub>Corg</sub> : F<sub>Corg</sub> in anderer Einheit [gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]

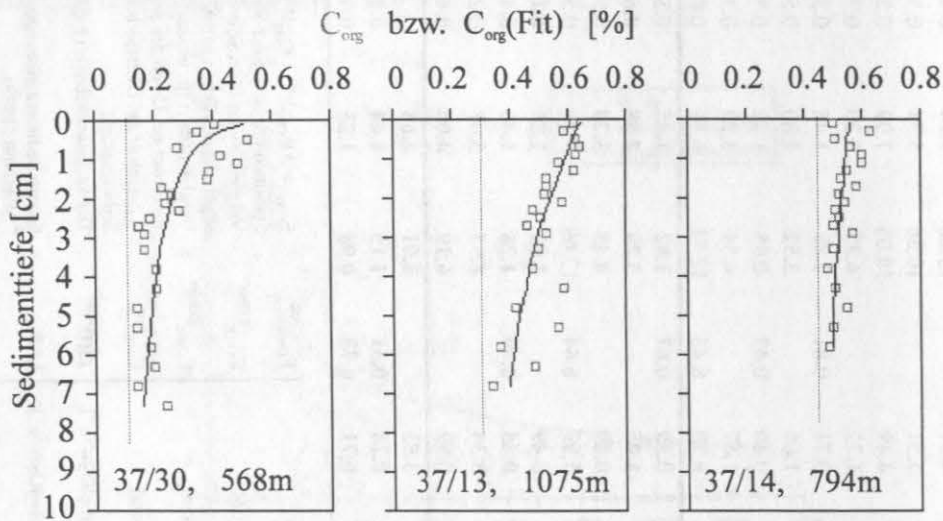
- F<sub>Corg</sub><sup>AR</sup> : F<sub>Corg</sub> + AR<sub>Corg</sub><sup>1cm</sup> C<sub>org</sub>-Fluß einschließlich Akkumulation (nur für Stationen mit bekannter Sedimentationsrate) [gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- F<sub>Corg</sub><sup>ExSue</sup> : Vergleichswert für wassertiefenabhängigen Exportfluß nach SUESS (1980, abgeleitet aus Daten gemäßigter und niederer Breiten) [gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- F<sub>Corg</sub><sup>ExBetz</sup> : Vergleichswert für wassertiefenabhängigen Exportfluß nach BETZER (1984, abgeleitet aus Daten des Äquatorialpazifiks) [gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- C<sub>org</sub><sup>1cm</sup> : C<sub>org</sub>-Gehalt des Oberflächensedimentes über den obersten Zentimeter der Sedimentsäule gew. %
- TRD<sup>1cm</sup> : Trockenraumdichte = (1-φ)·ρ<sub>sed</sub> [gcm<sup>-3</sup>]
- LSR : lineare Sedimentationsrate, wo verfügbar aus <sup>p</sup>:PAETSCH (1991) oder <sup>w</sup>:WAGNER (1993) [cm ka<sup>-1</sup>]
- AR<sub>bulk</sub><sup>1cm</sup> : Gesamtakkumulationsrate = LSR·TRD<sup>1cm</sup> im obersten Zentimeter der Sedimentsäule [gcm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- AR<sub>Corg</sub><sup>1cm</sup> : C<sub>org</sub>-Akkumulationsrate im obersten Zentimeter der Sedimentsäule [gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup>]
- E<sub>Corg</sub> : Einbettungseffizienz von C<sub>org</sub> im Oberflächensediment, berechnet für Kerne mit bekannter Sedimentationsrate aus AR<sub>Corg</sub><sup>1cm</sup> und F<sub>Corg</sub><sup>AR</sup> [%]



### 5.8 Tiefenverteilung der $C_{org}$ -Abbauraten

In diesem Kapitel werden aus Sauerstoff- und Porositätsprofilen berechnete Tiefenprofile der  $C_{org}$ -Abbauraten  $R$  vorgestellt. Zusammen mit der  $C_{org}$ -Tiefenverteilung werden daraus entsprechende  $k$ -Werte abgeleitet. Ein wichtiges Ergebnis dieser Berechnungen ist die rasche Abnahme der Raten mit zunehmender Sedimenttiefe. Neben der sich mit zunehmender Sedimenttiefe ändernden  $C_{org}$ -Qualität übt die Porosität einen relativ großen Einfluß auf die auf das Sedimentvolumen bezogenen Abbauraten aus.

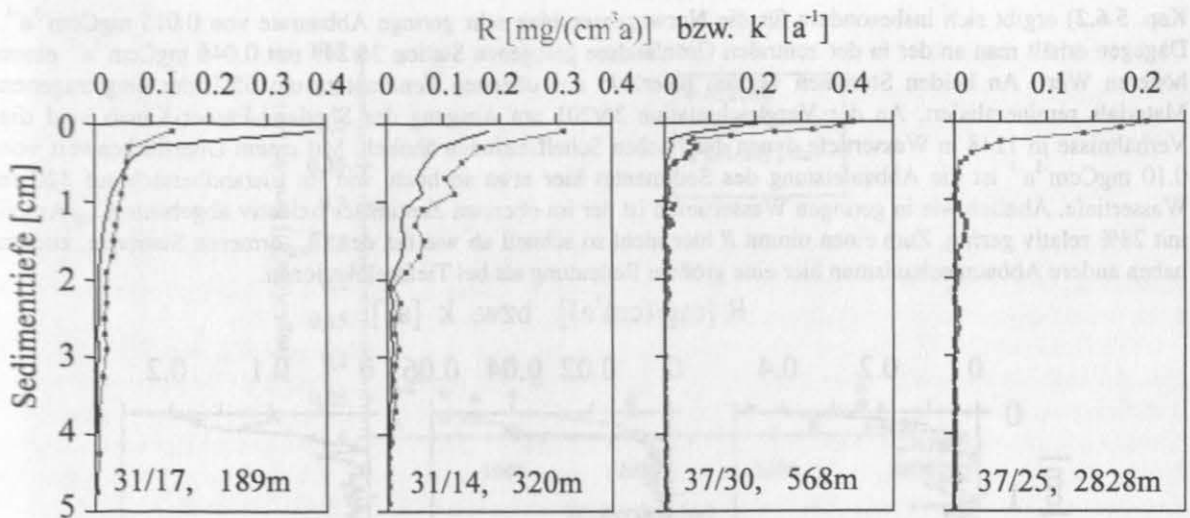
Wie der Gradient der  $O_2$ -Konzentration (1. Ableitung des Tiefenprofils) proportional zum diffusiven Stofffluß ist (Gl. 3.11), so besteht zwischen der Krümmung der  $[O_2]$ -Kurve (2. Ableitung) und der  $O_2$ -Zehrungsrate ebenfalls Proportionalität (Gl. 3.15). Aus den an die  $O_2$ -Tiefenverteilung angepaßten Funktionen wurden zunächst unter Verwendung der gemessenen Porositätsprofile nach Gleichung 3.17 Tiefenprofile der  $O_2$ -Zehrungsrate errechnet. Mit Hilfe des stöchiometrischen Faktors (Gl. 3.18) wurden daraus  $C_{org}$ -Abbauraten bestimmt. Die Raten beziehen sich auf das Totalvolumen des (feuchten) Sedimentes und sind in Einheiten von  $mgCcm^{-3}a^{-1}$  angegeben. Anhand einer an die  $C_{org}$ -Tiefenverteilung angepaßten Kurve (Abbildung 5.29) wurde unter Abzug des aus den  $C_{org}$ -Profilen abgeschätzten refraktären  $C_{org}$ -Anteils für jedes Tiefen-Niveau die kinetische Abbaukonstante  $k$  berechnet, wobei ein Abbau erster Ordnung zugrundegelegt wurde. Der wahre Anteil an abbaubarem organischem Material kann aus den pyrometrisch bestimmten  $C_{org}$ -Profilen nur grob abgeschätzt werden. Die errechneten  $k$ -Werte sind darum ebenfalls Schätzgrößen.



**Abbildung 5.29:** Kurvenanpassung an  $C_{org}$ -Tiefenprofile. Die gestrichelte Gerade gibt den aus dem Tiefenverlauf des Profils abgeschätzten Anteil an residuellem Kohlenstoff an.

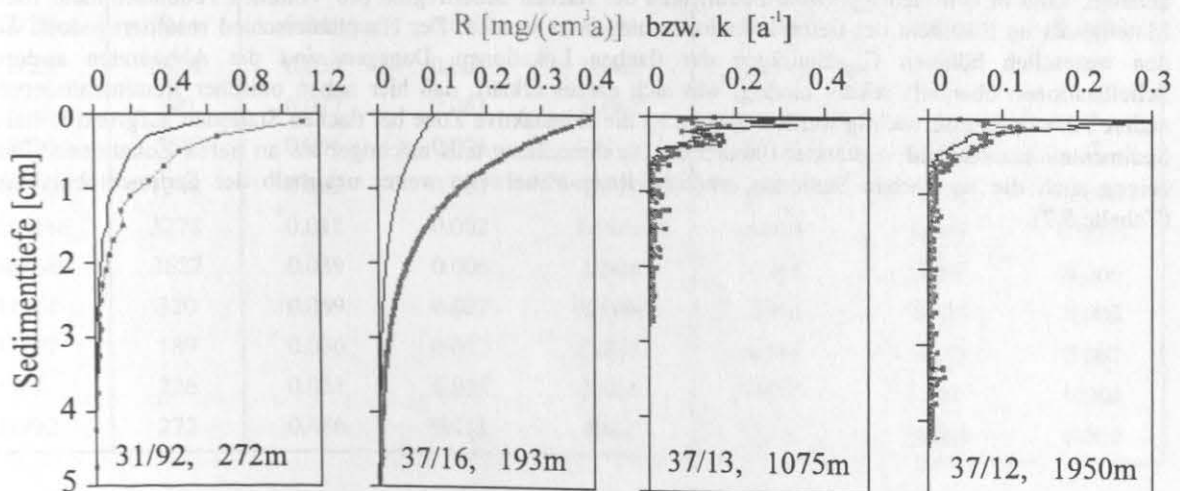
Generell nehmende  $C_{org}$ -Abbauraten mit zunehmender Sedimenttiefe ab, wobei der Verlauf häufig eher einer logarithmischen als einer exponentiellen Abnahme ähnelt. Sehr charakteristisch ist vor allem bei den Sedimenten tieferer Lokationen eine sehr rasche Abnahme von  $R$  dicht unterhalb der Sedimentoberfläche. Der Hauptanteil reaktiven organischen Materials wird somit im Grenzflächenbereich remineralisiert, wie auch der Vergleich der über die obersten drei 1 cm starken Sedimenthorizonte gemittelten Werte zeigt (Tabelle 5.7).

Im Oberflächensediment des Ostgrönlandschelfes auf 75°N zeigt die Abbauraten mit zunehmender Wassertiefe eine abnehmende Tendenz. An den flachen Stationen 31/17 und 31/14 werden im obersten Zentimeter der Sedimentsäule jährlich 0.06 bzw. 0.17  $mgC$  pro  $cm^3$  oxidativ abgebaut (Abb. 5.30). Innerhalb einer 1 cm starken Oberflächenschicht von  $1 m^2$  Fläche ergibt sich eine jährliche Abbauleistung von 0.6 bzw. 1.7  $gC$ . Vergleicht man dies mit dem auf diese Fläche bezogenen  $C_{org}$ -Eintrag, so erfolgt an Station 31/17 ca. 13% des Abbaus durch oxische Mineralisation innerhalb des obersten Zentimeters. An Station 31/14 liegt dieser Anteil bei 30%. Zusammen mit dem  $C_{org}$ -Tiefenverlauf ergibt sich für diesen Horizont an beiden Stationen eine kinetische Konstante von etwa  $0.1 a^{-1}$ . An den tiefer gelegenen Lokationen sind die Abbauraten deutlich geringer. Mittelt man über den obersten Zentimeter, so ergibt sich z.B. für Station 37/30 ein  $R$  von  $0.074 mgCcm^{-3}a^{-1}$  und bei 37/25 von  $0.045 mgCcm^{-3}a^{-1}$ . In Relation zum  $C_{org}$ -Eintrag macht dies jedoch schon 75 bzw. über 90% aus. Hieraus wird die mit zunehmender Wassertiefe wachsende Bedeutung der oxischen Remineralisierung deutlich.



**Abbildung 5.30:** Tiefenverteilung der  $C_{org}$ -Abbauraten  $R$  bzw. der Abbaukonstante  $k$  im Oberflächensediment des Ostgrönlandschelfes bei  $75^{\circ}N$ . Charakteristisch ist die rasche Abnahme der Abbauraten dicht unterhalb der Sedimentoberfläche. (Man beachte die unterschiedlichen Skalen.)

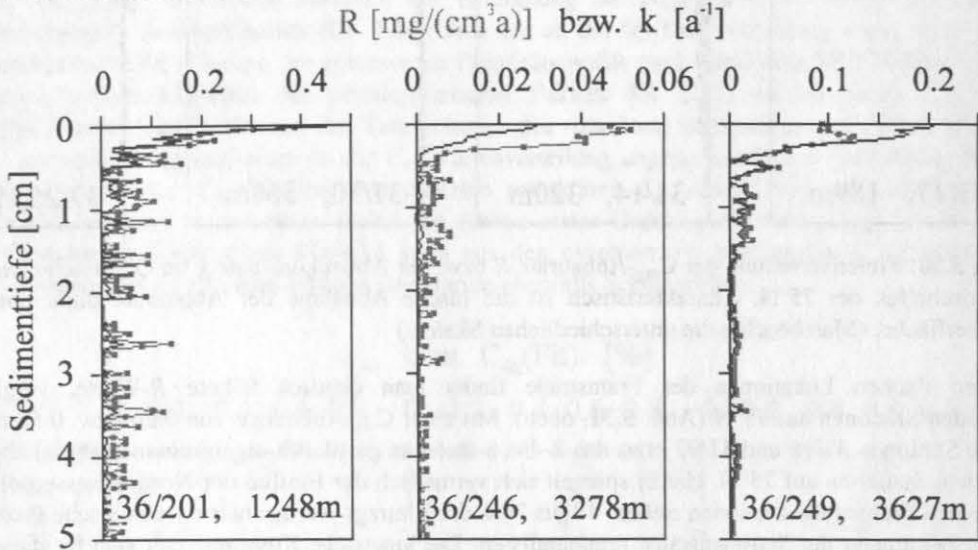
An den flachen Lokationen der Framstraße findet man deutlich höhere  $R$ -Werte, verglichen mit entsprechenden Stationen auf  $75^{\circ}N$  (Abb. 5.31, oben). Mit einer  $C_{org}$ -Abbauraten von 0.26 bzw. 0.58  $mgC_{org}^{-3}a^{-1}$  wird an den Stationen 37/16 und 31/92 etwa das 2- bis 8-fache an partikulär-organischem Material abgebaut wie an den flachen Stationen auf  $75^{\circ}N$ . Hierin spiegelt sich vermutlich der Einfluß der Nordostwasserpolyनिया, unter dem die flachen Framstraße-Stationen stehen. 40 bis 70% der Eintrags werden hier durch oxische Prozesse allein im obersten Zentimeter der Sedimentsäule remineralisiert. Die kinetische Konstante läßt sich für diesen Bereich zu 0.07 bzw. 0.27  $a^{-1}$  angeben. Mit zunehmender Wassertiefe findet man auch in der Framstraße abfallende  $C_{org}$ -Abbauraten. Beispielhaft sind in Abbildung 5.31 (unten) die Raten-Tiefenprofile der Stationen 37/12 und 37/13 dargestellt. Dort betragen die über den obersten Zentimeter der Sedimentsäule gemittelten  $R$ -Werte 0.047 bzw. 0.063  $mgC_{org}^{-3}a^{-1}$ . Dicht an der Oberfläche befindet sich das reaktivste Material, wie aus dem Oberflächenmaximum der  $k$ -Verteilung geschlossen werden kann. Im Zusammenspiel mit der im Tiefenverlauf rasch abnehmenden Porosität ergibt sich für die Rate der maximale Wert erst etwas unterhalb der Oberfläche. Wie am südlicher gelegenen Teil des Ostgrönlandschelfes sind die Abbauraten auch in der Framstraße tendenziell von der Wassertiefe abhängig.



**Abbildung 5.31:** Tiefenverteilung der  $C_{org}$ -Abbauraten  $R$  bzw. der Abbaukonstante  $k$  im Oberflächensediment der Framstraße. Charakteristisch ist auch hier die rasche Abnahme der Abbauraten dicht unterhalb der Sedimentoberfläche. (Man beachte die unterschiedlichen Skalen.) Der Berechnung von  $R$  und  $k$  an Station 37/16 liegt die Kurvenanpassung einer e-Funktion an die Porositätsdaten zugrunde.

In den Tiefseesedimenten des Europäischen Nordmeeres wird das organische Material am langsamsten abgebaut, wie der Tiefenverlauf von  $R$  und  $k$  an den Stationen 36/246 und 36/249 verdeutlicht. (Abb. 5.32). Entsprechend der annähernd linearen Abnahme der  $O_2$ -Konzentration mit der Tiefe an Station 36/246 (Abb. 5.27,

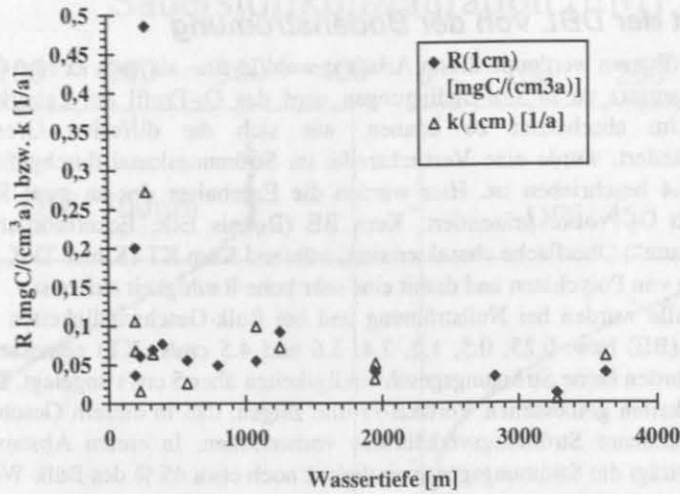
Kap. 5.6.2) ergibt sich insbesondere für die Norwegensee eine sehr geringe Abbaurrate von  $0.015 \text{ mgCcm}^{-3}\text{a}^{-1}$ . Dagegen erhält man an der in der zentralen Grönlandsee gelegenen Station 36/249 mit  $0.046 \text{ mgCcm}^{-3}\text{a}^{-1}$  einen höheren Wert. An beiden Stationen werden innerhalb des obersten Zentimeters um 65% des eingetragenen Materials remineralisiert. An der Vergleichsstation 36/201 am Ausgang des Shetland-Färöer-Kanals sind die Verhältnisse in 1248 m Wassertiefe denen der flachen Schelfstationen ähnlich. Mit einem Oberflächenwert von  $0.10 \text{ mgCcm}^{-3}\text{a}^{-1}$  ist die Abbauleistung des Sedimentes hier etwa so hoch, wie im Eisrandbereich auf 320 m Wassertiefe. Ähnlich wie in geringen Wassertiefen ist der im obersten Zentimeter oxidativ abgebaute  $C_{\text{org}}$ -Anteil mit 28% relativ gering. Zum einen nimmt  $R$  hier nicht so schnell ab wie bei den  $C_{\text{org}}$ -ärmeren Stationen, zudem haben andere Abbaumechanismen hier eine größere Bedeutung als bei Tiefseelokationen.



**Abbildung 5.32:** Tiefenverlauf der  $C_{\text{org}}$ -Abbauraten im Oberflächensediment von Station 36/201 (Shetland-Färöer-Kanal), 36/246 (Norwegenbecken) und 36/249 (Grönlandbecken). Das „Rauschsignal“ in den Profilen resultiert aus Schwankungen des Porositäts-Gradienten, welcher in der dritten Potenz eingeht.

Setzt man die über den obersten Zentimeter gemittelten Abbauraten in Beziehung zur Wassertiefe, so ergibt sich ein ähnliches Muster wie beim Auftragen der  $C_{\text{org}}$ -Flußdaten gegen die Wassertiefe (Abb. 5.33). Im Vergleich zu den Werten mancher Schelfstationen sind die Raten im Oberflächensediment der tiefen Lokationen sehr gering. Dies gilt analog für die Abbaukonstante  $k$ . Da die Abbaurrate in starkem Maße von der Porosität abhängt, kann in den niedrigporösen Sedimenten der flachen Schelfregion pro Volumen Feuchtsediment mehr Material als im Sediment der tiefen Lokationen umgesetzt werden. Der Hauptunterschied resultiert jedoch aus den wesentlich höheren  $C_{\text{org}}$ -Einträgen der flachen Lokationen. Dagegen sind die Abbauraten anderer Schelfstationen ebenfalls relativ niedrig, was sich daraus erklärt, daß hier neben oxischer Remineralisierung andere Abbauprozesse wichtig werden. Zudem ist die abbauliche Zone bei flachen Stationen aufgrund höherer Sedimentationsraten und verstärkter bioturbater Durchmischung teils mächtiger als an tiefen Lokationen. Dies zeigen auch die an flachen Stationen erhöhten Raten-Mittelwerte weiter unterhalb der Sedimentoberfläche (Tabelle 5.7).





**Abbildung 5.33:** Über den obersten Zentimeter der Sedimentsäule gemittelte Werte der  $C_{org}$ -Abbauraten  $R$  und Abbaukonstante  $k$  in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Da der größte Teil des oxischen  $C_{org}$ -Abbaus an den meisten Stationen innerhalb der Oberflächenzone stattfindet, ist dieser Mittelwert für die Gesamtreaktivität des Sedimentes charakteristisch.

**Tabelle 5.7:**  $C_{org}$ -Abbauraten und Abbaukonstanten im Oberflächensediment des Europäischen Nordmeeres gemittelt über den 1., 2., und 3. Zentimeter der Sedimentsäule (von oben). Für die Stationen 37/25 und 37/26 liegen keine  $C_{org}$ -Daten vor.

Station	Tiefe [m]	$R_{1,cm}$ $R_{2,cm}$ $R_{3,cm}$			$k_{1,cm}$ $k_{2,cm}$ $k_{3,cm}$		
		[mgCcm <sup>-3</sup> a <sup>-1</sup> ]			[a <sup>-1</sup> ]		
37/12	1950	0.04	0.003	0.002	0.051	0.002	0.001
37/13	1075	0.055	0.007	0.004	0.099	0.007	0.003
37/14	794	0.049	0.009	0.006	-	-	-
37/16	193	0.2	0.069	0.024	0.068	0.026	0.01
37/20	1944	0.041	0.003	0.001	0.031	0.0014	0.0002
37/25	2828	0.034	0.004	0.002	-	-	-
37/26	390	0.077	0.081	0.042	-	-	-
37/30	568	0.056	0.003	0	0.026	0.002	0
36/201	1248	0.092	0.025	0.016	0.072	0.011	0.006
36/246	3278	0.012	0.002	0.0005	0.005	0.001	0.0001
36/249	3627	0.039	0.006	0.004	0.06	0.007	0.006
31/14	320	0.069	0.027	0.009	0.064	0.015	0.005
31/17	189	0.036	0.017	0.011	0.106	0.015	0.007
31/7	226	0.061	0.015	0.008	0.016	0.007	0.004
31/92	272	0.486	0.111	0.036	0.273	0.065	0.024

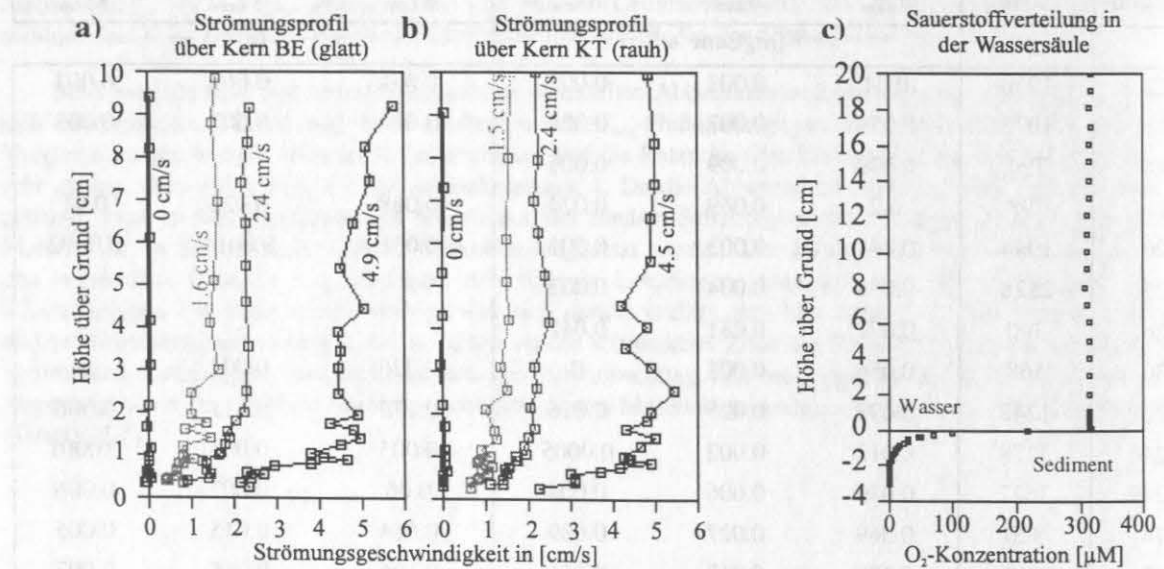
### 5.9 Abhängigkeit der DBL von der Bodenströmung

Zur Berechnung von Stoffflüssen werden in dieser Arbeit sowohl *in situ*- als auch *ex situ*-O<sub>2</sub>-Messungen verwendet (vgl. Kap. 6). Im Gegensatz zu *in situ*-Bedingungen wird das O<sub>2</sub>-Profil am Laborkern im strömungsfreien Zustand gemessen. Um abschätzen zu können, wie sich die diffusive Grenzschicht, DBL, unter Laborbedingungen verändert, wurde eine Versuchsreihe im Strömungskanal durchgeführt, deren Konzept und Aufbau in Kapitel 4.6.4 beschrieben ist. Hier werden die Ergebnisse der an zwei Kernen unterschiedlicher Rauigkeit gemessenen O<sub>2</sub>-Profile präsentiert. Kern BE (Boknis Eck, Eckernförder Bucht) ist durch eine gleichmäßig ebene („glatte“) Oberfläche charakterisiert, während Kern KT (Kieler Tief, Kieler Außenförde) eine hohe Besiedlungsdichte von Polychäten und damit eine sehr hohe Rauigkeit aufweist.

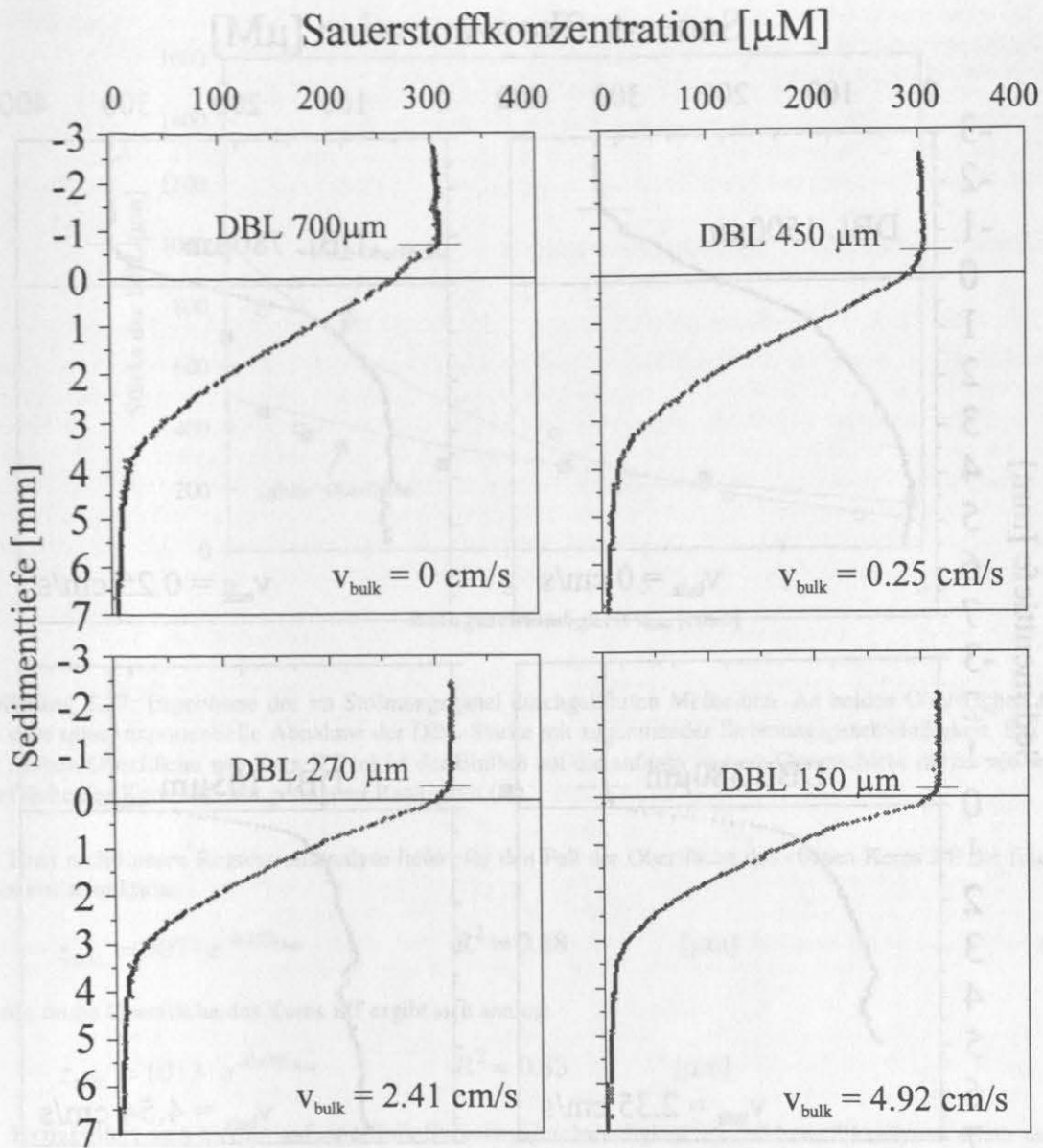
Die Sauerstoffprofile wurden bei Nullströmung und bei Bulk-Geschwindigkeiten  $v_{\text{bulk}}$  von 0,25, 0,6, 1,5, 2,4, 3,4 und 4,9 cm/s (BE) bzw. 0,25, 0,5, 1,6, 2,4, 3,6 und 4,5 cm/s (KT) gemessen. Wegen zunehmender Partikelresuspension wurden keine Strömungsgeschwindigkeiten über 5 cm/s angelegt. Die bei den angegebenen Strömungsgeschwindigkeiten gemessenen Vertikal-Profile zeigen, daß in diesem Geschwindigkeitsbereich über beiden Kernen noch laminare Strömungsverhältnisse vorherrschen. In einem Abstand von 3 mm über der Sedimentoberfläche beträgt die Strömungsgeschwindigkeit noch etwa 45 % des Bulk-Wertes. In Abbildung 5.34 a und b sind exemplarisch die Strömungsprofile von vier Geschwindigkeitseinstellungen dargestellt.

Bei den in dieser Versuchsreihe eingesetzten Kernen handelt es sich um hochreaktive Sedimente, wie die geringe Sauerstoffeindringung und die steilen Konzentrationsgradienten zeigen. Der durch die DBL diffundierte Sauerstoff wird in den obersten 4 mm der Sedimentsäule vollständig verbraucht. Dies bedingt annähernd diffusionslimitierte Verhältnisse, welche zum Studium der DBL besonders geeignet sind. Die Sauerstoffprofile wurden bei unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten mit einer Vertikalaufösung von 25 µm an ein und demselben Punkt gemessen. Die Lage der Sediment/Wasser-Grenzfläche wurde mit Hilfe eines Binokulars festgestellt.

An der ebenen Oberfläche des Kernes BE bildet sich bei stagnierenden Verhältnissen eine DBL von ca. 700 µm Stärke aus (Abb. 5.35). Mit zunehmender Bodenströmung wird die Dicke der DBL geringer, bis ihre Stärke bei einer Bulk-Geschwindigkeit von fast 5 cm/s nur noch 150 µm, also 21 % der ursprünglichen Dicke beträgt.



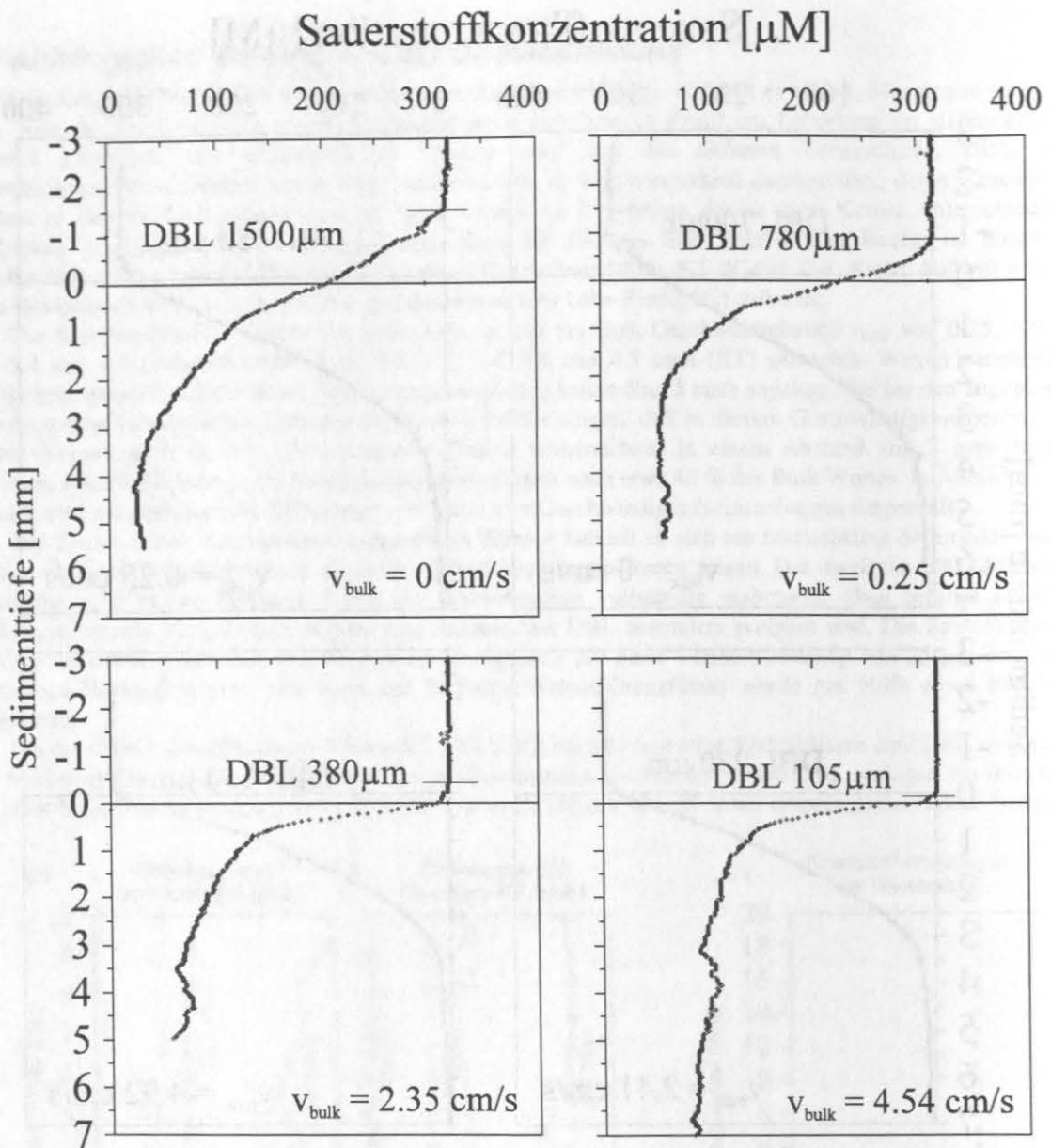
**Abbildung 5.34:** Vertikalprofile der Strömungsgeschwindigkeit bei unterschiedlichen Bulk-Geschwindigkeiten (a und b) und der O<sub>2</sub>-Konzentration bei ca. 4 cm/s (c) über den Versuchskernen. Während die Strömungsverteilung näherungsweise parabolisch verläuft, ist die O<sub>2</sub>-Konzentration innerhalb der Wassersäule konstant.



**Abbildung 5.35:** Sauerstoff-Tiefenverteilung im Oberflächensediment des Kernes BE (ebene Oberfläche) bei unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten. Die Profile wurden mit einer Vertikalauflösung von  $25\mu\text{m}$  gemessen. Mit der Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit von 0 auf  $4.9 \text{ cm/s}$  nimmt die Stärke der DBL auf 21 % des Anfangswertes ab.

Analog zu der an Kern BE durchgeführten Meßreihe wurde mit Kern KT verfahren. Die  $\text{O}_2$ -Profile wurden bei ähnlichen Strömungsgeschwindigkeiten gemessen (Abb. 5.36). Aufgrund der höheren Oberflächenrauigkeit bildet sich anfangs eine wesentlich dickere DBL aus: Unter stehendem Wasser wurde die Stärke der Grenzschicht zu  $1.5 \text{ mm}$  bestimmt. Wie in Abbildung 5.36 am Beispiel dreier weiterer  $\text{O}_2$ -Profile gezeigt, nimmt die Schichtdicke beim Anwachsen der Strömungsgeschwindigkeit auf  $4.5 \text{ cm/s}$  im Bulk und  $2.4 \text{ cm/s}$   $3 \text{ mm}$  über der Oberfläche auf  $105 \mu\text{m}$  ab. Dies macht nur noch 7 % des unter Nullströmung gemessenen Wertes aus. Die stärkere Abnahme der DBL-Dicke ist möglicherweise auf eine bei diesen Strömungsbedingungen beginnende oberflächennahe Wirbellbildung zurückzuführen, welche mit dem Strömungsprofil nicht aufzulösen ist (Abb. 5.34). Bemerkenswert ist bei den an Kern KT gemessenen Profilen, daß die  $\text{O}_2$ -Konzentration innerhalb der hier vermessenen Sedimenttiefe mit zunehmender Strömungsgeschwindigkeit ansteigt. Dies weist auf eine strömungsbedingte, effektive „Belüftung“ des Oberflächensedimentes durch die Gangstrukturen benthischer Organismen hin welche eine  $\text{O}_2$ -Anreicherung im Sediment bewirken. Die Meßdaten dieser im Strömungskanal durchgeführten Versuchsreihen sind in Tabelle 5.7 zusammengefaßt.



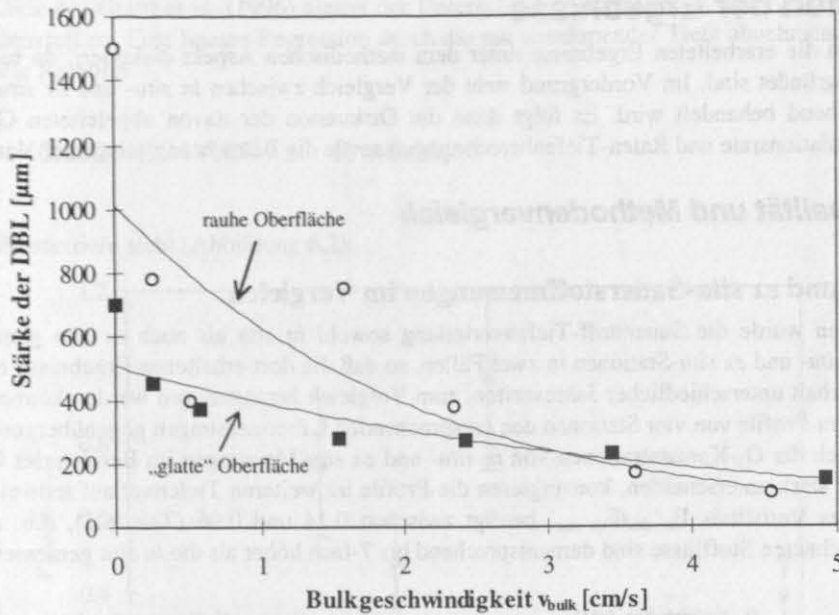


**Abbildung 5.35:** Sauerstoff-Tiefenverteilung im Oberflächensediment des Kernes KT (Polychäten-Rasen an der Oberfläche) bei unterschiedlichen Strömungsgeschwindigkeiten. Die Profile wurden mit einer Vertikalauflösung von  $25\mu\text{m}$  gemessen. Mit der Zunahme der Strömungsgeschwindigkeit von 0 auf 4.5 cm/s nimmt die Stärke der DBL auf 7 % des Anfangswertes ab.

Die Datensätze beider Meßreihen (Tab. 5.7) ergeben eine quasi-exponentielle Abnahme der DBL-Stärke mit zunehmender Strömungsgeschwindigkeit, wobei der Einfluß auf die raue Oberfläche größer ist (Abb. 5.37). Über die Geschwindigkeiten von Bodenströmungen am ostgrönländischen Kontinentalhang liegen bislang keine Meßdaten vor. Angesichts des Zusammenwirkens von Strömen wie EGC und WSC wird jedoch angenommen, daß die Verhältnisse den am Barentssee-Kontinentalhang beobachteten (BLAUME, 1992) entsprechen. Dort sind Strömungsgeschwindigkeiten über 5 cm/s typisch, in diskreten Ergebnissen werden sogar über 30 cm/s erreicht.

**Tabelle 5.7:** Übersicht der im Strömungskanal erhaltenen Versuchsergebnisse.  $v_{\text{bulk}}$  bezeichnet die Bulk-Geschwindigkeit,  $v_{3\text{mm}}$  den 3mm über der Sedimentoberfläche gemessenen Wert und  $z_{\text{DBL}}$  die Stärke der DBL.

	Kern BE (ebene Oberfläche)							Kern KT (Polychätenrasen)						
$v_{\text{bulk}}$ [cm/s]	0	0.25	0.58	1.54	2.42	3.44	4.92	0	0.25	0.51	1.58	2.35	3.60	4.54
$v_{3\text{mm}}$ [cm/s]	0	0.07	0.15	0.69	1.10	1.85	2.29	0	0.05	0.13	0.41	0.81	1.94	2.38
$z_{\text{DBL}}$ [ $\mu\text{m}$ ]	700	450	370	280	270	230	150	1500	780	400	750	380	170	105



**Abbildung 5.37:** Ergebnisse der im Strömungskanal durchgeführten Meßreihen. An beiden Oberflächen findet man eine quasi-exponentielle Abnahme der DBL-Stärke mit zunehmender Strömungsgeschwindigkeit. Bei einer sehr rauhen Oberfläche wie Kern KT (○) ist der Einfluß auf die anfangs dickere Grenzschicht stärker als bei der Oberfläche des Kerns BE mit geringerer Rauigkeit (■).

Eine nichtlineare Regressionsanalyse liefert für den Fall der Oberfläche des ebenen Kerns BE die folgende Exponentialfunktion:

$$z_{\text{DBL}} = 507 \cdot e^{-0.255v_{\text{bulk}}} \quad R^2 = 0.88 \quad [\mu\text{m}] \quad (5.4)$$

Für die raue Oberfläche des Kerns KT ergibt sich analog:

$$z_{\text{DBL}} = 1013 \cdot e^{-0.478v_{\text{bulk}}} \quad R^2 = 0.83 \quad [\mu\text{m}] \quad (5.5)$$

Extrapoliert man hiermit auf eine Bulk-Strömungsgeschwindigkeit von 10 bzw. 20 cm/s, so erhält man an einer ebenen Sedimentoberfläche einen  $z_{\text{DBL}}$ -Wert von 40 bzw. 3  $\mu\text{m}$ , während die DBL-Stärke an der rauhen Oberfläche auf 8 bzw. 0.1  $\mu\text{m}$  abfällt. Allerdings nimmt die Strömung bei einer Erhöhung der Geschwindigkeit zunehmend turbulenten Charakter an, wofür die hier abgeleiteten Beziehungen immer weniger Gültigkeit haben. Desweiteren wirkt sich eine mit steigender Salinität zunehmende Viskosität auf das Verhalten der diffusiven Grenzschicht aus. Dennoch liefert der Versuch den Hinweis, daß die im Laborkern unter stagnierenden Bedingungen gemessenen DBL-Stärken signifikant größer sind als unter *in situ*-Bedingungen, was zur Unterbestimmung der aus dem Konzentrationsgradienten in der DBL bestimmten Flüsse führen würde. Der Versuch erklärt zudem, warum die DBL bei den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten *in situ*-O<sub>2</sub>-Messungen nicht aufgelöst werden konnte. Im Umkehrschluß legen diese Ergebnisse die Vermutung nahe, daß an den *in situ*-Meßlokationen erhöhte Bodenströmungen auftreten. Aus den genannten Gründen wurden die Flußberechnungen im Rahmen dieser Arbeit nicht aus dem Gradienten der Sauerstoffkonzentration an der Wasser/Sediment-Grenzfläche sondern aus einer statistischen Kurvenanpassung berechnet, welche die Meßdaten des ganzen O<sub>2</sub>-Profils bzw. dessen obersten Abschnitt berücksichtigt

## 6 Diskussion der Ergebnisse

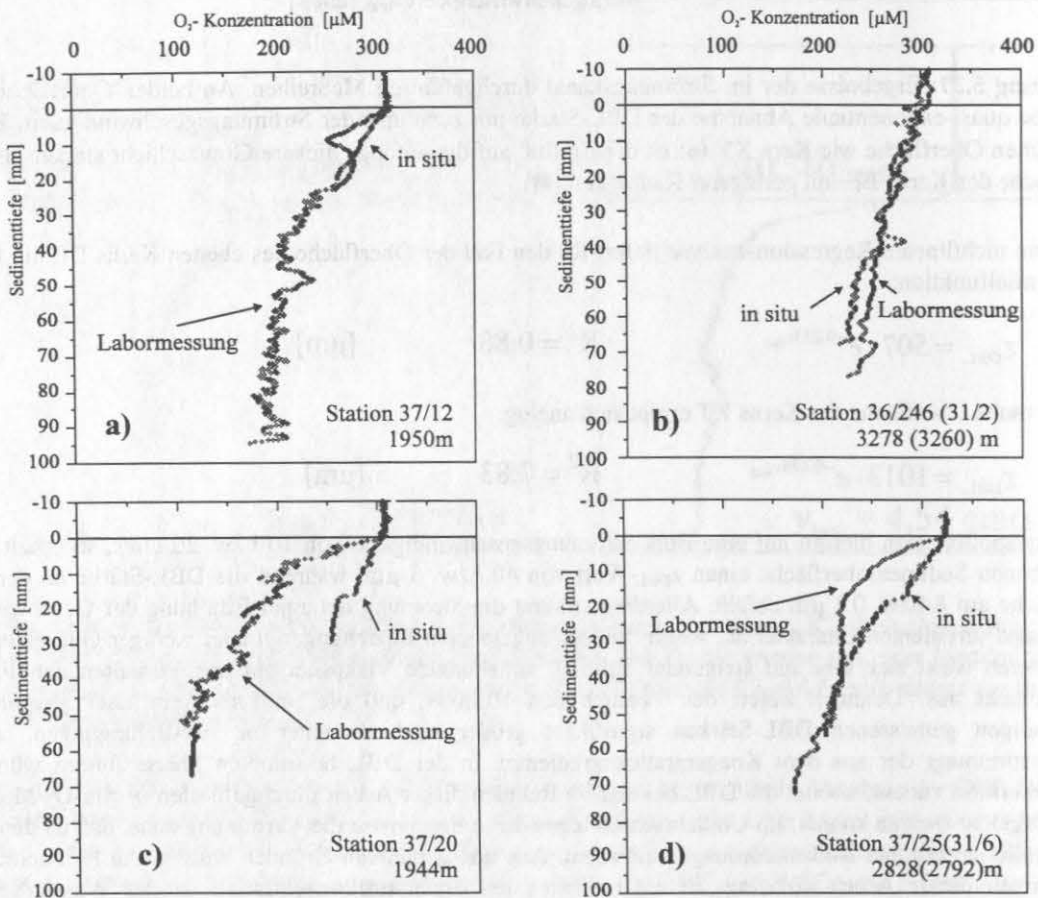
Zunächst werden die erarbeiteten Ergebnisse unter dem methodischen Aspekt diskutiert, da hierin signifikante Unterschiede begründet sind. Im Vordergrund steht der Vergleich zwischen *in situ*- und *ex situ*-O<sub>2</sub>-Messungen, welcher nachstehend behandelt wird. Es folgt dann die Diskussion der davon abgeleiteten Größen wie C<sub>org</sub>-Eintrag, Akkumulationsrate und Raten-Tiefenberechnungen sowie die Betrachtung saisonaler Variabilitäten.

### 6.1 Datenqualität und Methodenvergleich

#### 6.1.1 *in situ*- und *ex situ*-Sauerstoffmessungen im Vergleich

An fünf Stationen wurde die Sauerstoff-Tiefenverteilung sowohl *in situ* als auch *ex situ* gemessen. Daneben koinzidieren *in situ*- und *ex situ*-Stationen in zwei Fällen, so daß die dort erhaltenen Ergebnisse ebenfalls, jedoch unter dem Vorbehalt unterschiedlicher Jahreszeiten, zum Vergleich herangezogen werden können. In Abbildung 6.1 sind die *in situ*-Profile von vier Stationen den entsprechenden Labormessungen gegenübergestellt.

Während sich die O<sub>2</sub>-Konzentrationen von *in situ*- und *ex situ*-Messungen im Bereich der Grenzfläche und damit die Flüsse stark unterscheiden, konvergieren die Profile im weiteren Tiefenverlauf teilweise wieder (Abb. 6.1 a, b, d). Das Verhältnis  $F_{in\ situ}/F_{ex\ situ}$  beträgt zwischen 0.14 und 0.96 (Tab. 6.1), d.h. die aus *ex situ*-Messungen berechneten Stoffflüsse sind dementsprechend bis 7-fach höher als die *in situ* gemessenen Werten.



**Abbildung 6.1:** Vergleich zwischen *in situ* und *ex situ*-O<sub>2</sub>-Profilen an den Stationen 37/12 und 20 (Framstraße, a) und c) sowie zwischen Station 36/246 (*in situ*) und 31/2 (*ex situ*, 0.7 nm Distanz, b) bzw. Station 37/25 (*in situ*) und 31/6 (*ex situ*, 2.4 nm Distanz, d).

**Tabelle 6.1:** Verhältnis der aus *in situ*- und *ex situ*-Sauerstoffmessungen abgeleiteten Stoffflüsse

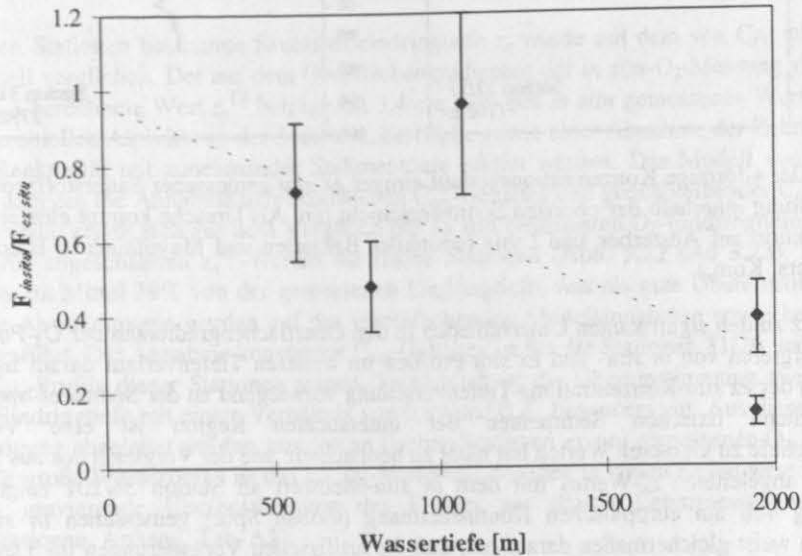
Station	37/30	37/14	37/13	37/20	37/12	Mittel
$F_{in\ situ}/F_{ex\ situ}$	0.73	0.48	0.96	0.14	0.39	0.54
Wassertiefe [m]	568	794	1075	1944	1950	



Im Mittel machen die *in situ*-Flüsse 54% des *ex situ*-Wertes aus, wobei die Standardabweichung mit 32% beträchtlich ist. Wie bei GLUD et al. (1996) nimmt der Unterschied zwischen  $F_{in\ situ}$  und  $F_{ex\ situ}$  mit zunehmender Wassertiefe tendenziell zu. Eine lineare Regression durch die mit zunehmender Tiefe abnehmenden Werte für  $F_{in\ situ}/F_{ex\ situ}$  ergibt die Relation

$$\frac{F_{in\ situ}}{F_{ex\ situ}} = 0.962 - 3.34 \cdot 10^{-4} \cdot z \quad R = 0.46; \quad (6.1)$$

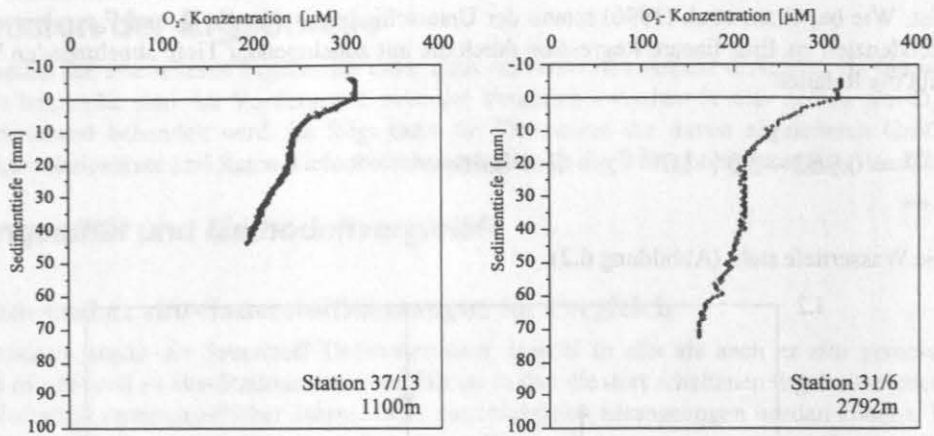
in der  $z$  für die Wassertiefe steht (Abbildung 6.2).



**Abbildung 6.2:** Für die Stationen 37/12, 37/13, 37/14, 37/20 und 37/30 gebildetes Verhältnis  $F_{in\ situ}/F_{ex\ situ}$ . An diesen Lokationen wurde *in situ* und *ex situ* gemessen. Tendenzuell nimmt das Verhältnis mit zunehmender Wassertiefe ab. Die Korrelation ist mit  $R = 0.46$  jedoch sehr schlecht. Der Fehler der  $F_{in\ situ}/F_{ex\ situ}$ -Werte wurde auf 25% abgeschätzt. Die Daten von GLUD et al. (1996) zeigen eine geringere Tiefenabhängigkeit.

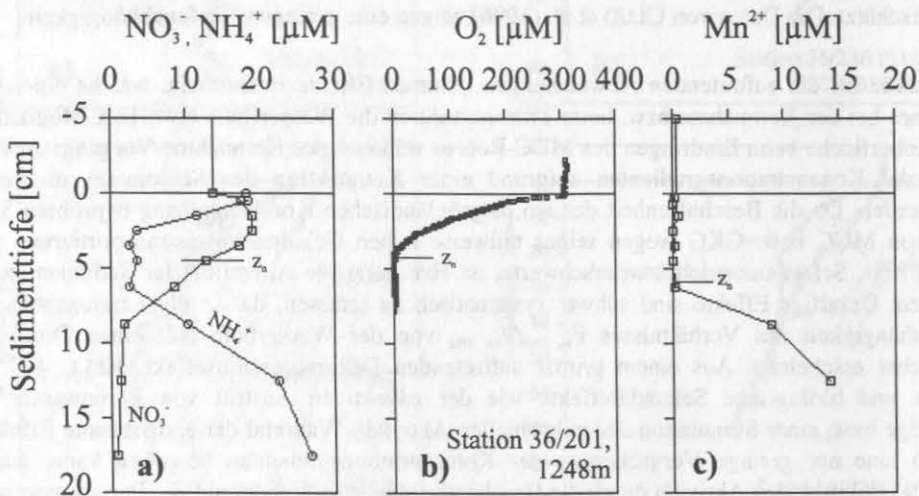
Als Ursache für die auftretenden Abweichungen kommen Effekte in Betracht, welche eine Alteration des Sedimentkernes bei der Kernnahme bzw. beim Transport durch die Wassersäule bewirken. Möglicherweise wird die Sedimentoberfläche beim Eindringen des MUC-Rohres während des Kernnahme-Vorgangs so verändert, daß oberflächennahe Konzentrationsgradienten aufgrund einer Kompaktion des Sedimentes in diesem Bereich vergrößert werden. Da die Beschaffenheit des am ostgrönländischen Kontinentalhang beprobten Sediments das Eindringen von MUC bzw. GKG wegen seines teilweise hohen Gehaltes an eistransportiertem Grobmaterial (Dropstones) bzw. Schwammnadelfilzen erschwerte, ist eine derartige Alteration der Sedimentoberfläche nicht auszuschließen. Derartige Effekte sind schwer systematisch zu erfassen, da sie nicht tiefenabhängig sind. Die deutliche Abhängigkeit des Verhältnisses  $F_{in\ situ}/F_{ex\ situ}$  von der Wassertiefe läßt einen Druckeffekt jedoch wahrscheinlicher erscheinen. Aus einem primär auftretenden Dekompressionseffekt (KELL, 1975) resultieren physikalische und biologische Sekundäreffekte wie der advektiven Austritt von Porenwasser, relativ zum Sedimentgefüge bzw. einer Stimulation der mikrobiellen Aktivität. Während der erstgenannte Effekt nach GLUD et al. (1994) eine nur geringe Vergrößerung der Konzentrationsgradienten bewirken kann, wirkt sich eine Stimulation der mikrobiellen Aktivität durch die Druckentlastung gravierender auf die Porenwasserprofile von  $O_2$  und Nitrat aus. Absterben und Lysis barophiler Organismen stellt demnach reaktives organisches Material zur Verfügung, welches zu einer erhöhten  $O_2$ -Zehrung führt. Daneben bewirkt die Dekompression möglicherweise eine Desorption von partikulär gebundenem Ammonium, was sowohl die Nitrifikationsrate als auch die  $O_2$ -Zehrung erhöht (JAHNKE et al., 1989). Neben den zumeist überbestimmten *ex situ*- $O_2$ -Flüssen weist der s-förmige Verlauf einiger *ex situ*- $O_2$ -Profile (Abb. 6.3) auf eine durch derartige Effekte verstärkte Zehrung innerhalb der obersten Sedimentsäule hin. GRAF et al. (1995) begründen eine mögliche Überbestimmung der benthischen Respirationsrate in Sedimenten des Europäischen Nordmeeres ebenfalls mit Dekompressionseffekten.

Anders als bei GLUD et al. (1994), deren Arbeitsgebiet im Äquatorialatlantik durch hohe Wassertemperaturen charakterisiert ist, spielen Temperatureffekte, die auf der Erwärmung der Kerne während des Transports durch die Wassersäule beruhen, angesichts konstant niedriger Wassertemperaturen in unserem Untersuchungsgebiet keine Rolle.



**Abbildung 6.3:** Der s-förmige Konzentrationsverlauf einiger *ex situ* gemessener Sauerstoffprofile weist auf eine verstärkte  $O_2$ -Zehrung innerhalb der obersten Sedimentschicht hin. Als Ursache kommt eine erhöhte mikrobielle Aktivität als Reaktion auf Absterben und Lysis barophiler Bakterien und Meiofauna in Betracht (GLUD et al, 1994; HELDER, pers. Kom.).

Im Gegensatz zu den signifikanten Unterschieden in den Oberflächengradienten der  $O_2$ -Porenwasser-Profile deutet das Konvergieren von *in situ*- und *ex situ*-Profilen im weiteren Tiefenverlauf darauf hin, daß artifizielle Veränderungen in der *ex situ*-Konzentrations-Tiefenverteilung vorwiegend an der Sedimentoberfläche auftreten. Bei den tiefgehend oxischen Sedimenten der untersuchten Region ist eine Verschiebung der Sauerstoffeindringtiefe zu kleineren Werten hin nicht zu beobachten, wie der Vergleich des aus Labor-Nitrat- und Mangan-Profilen abgeleiteten  $z_n$ -Wertes mit dem *in situ*-Meßwert an Station 36/201 zeigt (Abb 6.4). Die Gegenüberstellung von am europäischen Kontinentalhang (Goban Spur) gemessenen *in situ*- und *ex situ*-Sauerstoffprofilen weist gleichermaßen darauf hin, daß die artifiziellen Veränderungen im Tiefenverlauf von *ex situ*- $O_2$ -Profilen vorwiegend an der Sediment/Wasser-Grenzschicht auftreten und damit starke Auswirkungen auf die Bestimmung des diffusiven  $O_2$ -Flusses haben, wohingegen die  $O_2$ -Eindringtiefe nicht signifikant verändert wird (HELDER, pers. Kom.).



**Abbildung 6.4:** Porenwasserprofile von  $NH_4^+$ ,  $NO_3^-$  a), *in situ*- $O_2$  b) und  $Mn^{2+}$  c) im Oberflächensediment von Station 36/201. Die aus den Tiefenprofilen von Nitrat (Wende-punkt) und Mangan (Knickstelle) im Porenwasser abgeleitete Sauerstoffeindringtiefe  $z_n$  steht in Übereinstimmung mit dem *in situ* gemessenen  $z_n$ -Wert. Die hohe Ammonium-Konzentration an der Sedimentoberfläche ist auf die intermediäre  $NH_4^+$ -Bildung bei der Nitrifikation zurückzuführen. Über diese Zwischenstufe wird organischer Stickstoff weiter zu  $NO_2^-$  und  $NO_3^-$  umgesetzt (SUESS et al., 1980). Der Vergleich des  $NO_3^-$ - und  $NH_4^+$ -Profils verdeutlicht, daß die Bestimmung von  $C_{org}$ -Flüssen aus dem Gradienten der  $NO_3^-$ -Konzentration zu fehlerhaften Ergebnissen führen kann.

Bei den *in situ* gemessenen Daten ist natürlich nicht mit den oben beschriebenen Effekten zu rechnen. Besonderes Augenmerk muß bei dieser Methode dagegen auf die Eichung der Elektroden gerichtet werden. Da die Sauerstoffeindringtiefe nur in einem Fall bei der Messung erreicht wurde, muß das Nullsignal (Signal bei  $[O_2]$

= 0) aus der zuvor an Bord durchgeführten Eichung berechnet werden. Die Elektroden zeigen eine lineare Temperaturabhängigkeit, über die auf die eventuell von der Eichtemperatur abweichende *in situ*-Temperatur (mit FLOORIAN gemessen) zurückgerechnet werden muß. An Station 36/201 wurde die Sauerstoffeindringtiefe bei der *in situ*-Messung erreicht (Abb. 6.4). Das unter Berücksichtigung der Temperatur-Korrektur berechnete Nullsignal liegt für diese Lokation knapp 1% unter dem *in situ* gemessenen Wert. Für die anderen *in situ*-Stationen wurde die Steigung der Eichgeraden analog berechnet. Die geringe Abweichung zwischen berechnetem und Meßwert läßt auf eine zuverlässige Eichung, auch an den Stationen schließen, an denen die O<sub>2</sub>-Eindringtiefe größer als die Profillänge ist.

Dementsprechend zeigen zwei während des selben Einsatzes parallel gemessene Profile einen sehr ähnlichen Verlauf. Die an Station 36/246 aus Parallelmessungen bestimmten C<sub>org</sub>-Flüsse unterscheiden sich lediglich um 2%.

Die an flachen Stationen bestimmte Sauerstoffeindringtiefe  $z_n$  wurde mit dem von CAI und SAYLES (1996) vorgestellten Modell verglichen. Der aus dem Oberflächengradienten der *in situ*-O<sub>2</sub>-Messung von Station 36/201 nach Gleichung 5.3 berechnete Wert  $z_n^{CS}$  beträgt mit 3.4 cm 83% des *in situ* gemessenen Wertes. Dies kann mit einer höheren mikrobiellen Aktivität an der Sedimentoberfläche sowie einer Abnahme der Zehrungsrate bzw. von C<sub>org</sub>-Gehalt und Reaktivität mit zunehmender Sedimenttiefe erklärt werden. Das Modell von CAI und SAYLES (1996) impliziert dagegen die Annahme tiefenkonstanten C<sub>org</sub>-Gehaltes und gleichbleibender C<sub>org</sub>-Reaktivität.

Ein ähnliches Bild ergibt sich aus dem Vergleich der *ex situ* bestimmten O<sub>2</sub>-Eindringtiefe mit den nach CAI und SAYLES (1996) abgeschätzten  $z_n^{CS}$ -Werten für flache Stationen (Abb. 5.22 und 5.23). Hier betragen die berechneten Werte im Mittel 79% von der gemessenen Eindringtiefe, was als gute Übereinstimmung angesehen werden kann. Die Abweichungen werden auf die vereinfachenden Modellannahmen sowie beprobungsbedingte Artefakte zurückgeführt. Die Annahme konstanten C<sub>org</sub>-Gehaltes ist für die Stationen 31/26 und 37/26 annähernd erfüllt, wie die C<sub>org</sub>-Profile dieser Stationen zeigen. Tatsächlich ist die Übereinstimmung zwischen berechneter und gemessener Eindringtiefe mit einem Verhältnis von 0.99 und 0.87 besonders gut. Aus diesem Vergleich kann somit die Berechtigung abgeleitet werden, aus den an flachen Stationen *ex situ* gemessenen O<sub>2</sub>-Profilen Stoffflüsse zu bestimmen. Für große Wassertiefen ist das  $z_n^{CS}/z_n$ -Verhältnis dagegen in vielen Fällen wesentlich niedriger als 1, was auf die gravierende Überbestimmung des Flusses aus diesen Labormessungen hinweist (nicht berücksichtigte Stationen, Anhang, Tab. A1).

Mit den im Strömungskanal durchgeführten Untersuchungen zur Strömungsabhängigkeit der DBL wurde festgestellt, daß diese im Vergleich zu *in situ*-Bedingungen unter den stagnierenden Verhältnissen eines Laborkerns signifikant anwächst. Schon bei einer Bulk-Strömungsgeschwindigkeit von 5 cm/s nimmt die Stärke der DBL auf unter 200 µm ab. Dies erklärt, weshalb eine diskrete DBL mit *in situ*-Messungen auch bei hoher Vertikalauflösung nicht erfaßt werden kann. Zudem ist ein Bereich rein diffusiven Transportes vermutlich nicht aus dem Verlauf der hier betrachteten O<sub>2</sub>-Profile separierbar, weil die Sauerstoffaufnahme dieser stark oxidischen Sedimente eher reaktions- als diffusionslimitiert ist; der Konzentrationsgradient also unterhalb der DBL nicht steiler wird.

### 6.1.2 Porosität

Bei der Berechnung von diffusiven Stoffflüssen durch die Wasser/Sediment-Grenzschicht geht die Porosität  $\phi$  linear ein. Zur Berechnung von Akkumulationsraten wird statt dessen der Volumenanteil festen Materials im Sediment  $1-\phi$  eingesetzt. Insbesondere bei hohen  $\phi$ -Werten an der Phasengrenzfläche ist die Qualität der Porositäts-Bestimmung somit entscheidend. Eine Änderung von  $\phi$  von 0.9 auf 0.95 ändert  $(1-\phi)$  um den Faktor zwei. Bei der an fast allen Stationen durchgeführten Bestimmung der Porosität aus dem Salzgehalt und der Dichte gefriergetrockneter Sedimentproben wurden in den obersten Millimetern unterhalb der Wasser/Sediment-Grenzschicht deutlich niedrigere  $\phi$ -Werte erhalten als aus den *in situ*-Widerstandsmessungen. Wenige Millimeter unterhalb der Grenzfläche konvergiert der aus beiden Methoden erhaltene Porositätsverlauf zu sehr guter Übereinstimmung (z.B. Abb. 5.1). Im Bodenwasser beträgt der Formationsfaktor und die daraus abgeleitete Porosität 1. Der mittels Widerstandselektrode gemessene Übergang zu geringeren  $\phi$ -Werten innerhalb des Sedimentes erfolgt möglicherweise weicher als in der Realität, da die Elektrode einen ihrer Geometrie entsprechenden Hof erzeugt (ARCHER et al. 1989). Eine geringfügige Überbestimmung der Oberflächenwerte ist daher möglich. Im Vergleich zur  $\phi$ -Bestimmung aus Sedimentproben haften der *in situ*-Methode jedoch die geringeren Fehler an: Vor der Entnahme von Unterkernen für die hochauflösende Segmentierung muß das Überstandswasser entfernt werden. Hierbei kann eine Entwässerung der Grenzschicht nicht ganz vermieden werden. Hinzu kommt eine Kompaktion, besonders der obersten Schicht, beim Eindringen des Kernrohres.

Zur Minimierung des Porositätsfehlers wurde daher zur Berechnung von diffusiven Flüssen die *in situ*-Werte, wenn gemessene Werte vorlagen, über das zur Berechnung des Konzentrationsgradienten betrachtete Tiefenintervall (meist 0.5 bis 1.0 mm) integriert. An den übrigen Stationen wurde der aus allen *in situ*-Messungen gebildete Mittelwert zur Berechnung der Flüsse verwendet. Bei der Bestimmung der C<sub>org</sub>-Akkumulation wurde sowohl der C<sub>org</sub>-Gehalt als auch  $\phi$  über den obersten Zentimeter der Sedimentsäule gemittelt.



### 6.1.3 Bioturbation

O<sub>2</sub>-Mikroprofile sind Punktmessungen. Wie die an einigen Stationen erhaltenen O<sub>2</sub>-Profile zeigen (z.B. 37/21 und 37/22, Abb. 5.33), kann der Konzentrationsverlauf ein lokales Konzentrationsmaximum aufweisen, welches durch in Bauten irrigiertes Bodenwasser erzeugt wird (GLUD et al. 1996). Messungen mit diesem Merkmal wurden nicht zur Stoffbilanzierung herangezogen. Sie liefern jedoch Informationen über die Beteiligung und Tiefenlage von non local mixing-Prozessen am Transport gelöster Spezies.

Diffusionsanaloges Vermischen von Sedimentmischung wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht berücksichtigt. BALZER (1989) leitet aus <sup>137</sup>Cs-Messungen D<sub>B</sub>-Werte zwischen 1.7·10<sup>-9</sup> und 2.8·10<sup>-9</sup> cm<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> für das Lofotenbecken ab. Nach GRAF et al. (1995) liegt der Bioturbationskoeffizient am Norwegischen Kontinentalhang und Vøringplateau sogar bei 2.3·10<sup>-7</sup> cm<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>. Dagegen ist D<sub>B</sub> am ostgrönländischen Kontinentalhang mit Werten zwischen 2·10<sup>-9</sup> und 6·10<sup>-8</sup> cm<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> (BERG, Diss. in Vorbereitung) jedoch deutlich geringer. Mit Werten von 8.9·10<sup>-6</sup> bzw. 9.3·10<sup>-6</sup> cm<sup>2</sup>s<sup>-1</sup> ist die Porenwasserdiffusion von Nitrat bzw. Sauerstoff um 1.5 bis 3.5 Größenordnungen schneller. Das bedeutet, daß der Einfluß nichtgerichteter Bioturbation im allgemeinen zu Recht vernachlässigt werden kann.

### 6.1.4 Nitratmessungen

Die aus Porenwasser-Nitrat-Profilen abgeleiteten C<sub>org</sub>-Flüsse F<sub>Corg</sub><sup>NO<sub>3</sub></sup> durch die Wasser/Sediment-Grenzfläche sind bis auf einige Stationen geringer und mittlerer Wassertiefe (z.B. 31/14, 31/92 36/201) meist erheblich höher als die aus O<sub>2</sub>-Messungen bestimmten Werte für F<sub>Corg</sub><sup>fit</sup>. Besonders groß ist die Diskrepanz an Tiefseelokationen wie 31/20, 31/24, 31/54 und 37/25, an denen F<sub>Corg</sub><sup>NO<sub>3</sub></sup> das 2- bis 12-fache des Wertes von F<sub>Corg</sub> beträgt (bei 31/2 sogar das 20-fache). Die große Diskrepanz wird vor allem mit dem Anteil an PON erklärt, welcher im ersten Schritt der Nitrifikation zu Ammonium umgesetzt wurde (Suess et al., 1980) und somit nicht im Nitratprofil erfaßt ist (Abbildung 6.4). Der Oberflächengradient der Nitratkonzentration entspricht daher nicht der dem Eintrag an PON. Daraus resultiert eine Fehlbestimmung der Flußraten. Der Wendepunkt in der Nitratkurve, welcher die Grenze zwischen Nitrifikations- und Denitrifikationszone indiziert und darum als Tiefe maximaler O<sub>2</sub>-Eindringung angesehen wird, wird von der Ammoniumkonzentration nicht beeinflusst, da sie in diesem Bereich ihr Minimum erreicht. Dies belegt die im allgemeinen gute Übereinstimmung zwischen der aus dem Nitrat- und Manganprofil abgeleiteten Sauerstoffeindringtiefe. Somit kann aus den Profilen z<sub>n</sub> abgeleitet werden, wohingegen die Flußdaten nicht zur Bilanzierung verwendet werden.

## 6.2 Eintrag von organischem Material ins Oberflächensediment

In Kapitel 5 wurden die Ergebnisse der einzelnen Meßparameter vorgestellt. Nach der Erörterung der Datenqualität in Kapitel 6.1 folgt hier und in den anschließenden Kapiteln die Diskussion der Ergebnisse im geographisch-regionalen Kontext. In Abbildung 6.5 ist die regionale Verteilung der aus den Sauerstoffmessungen bestimmten C<sub>org</sub>-Flüsse durch die Wasser/Sediment-Fläche kartiert. An Stationen, für die die C<sub>org</sub>-Akkumulationsrate bestimmt werden konnte, ist diese in den eingetragenen Flüssen enthalten. Da AR<sub>Corg</sub> meist weniger als 15% des Gesamtflusses an C<sub>org</sub> ausmacht und damit in der Größenordnung des Fehlers liegt, wirkt sich dies kaum auf die Vergleichbarkeit mit den anderen Stationen aus.

Die geringsten C<sub>org</sub>-Einträge im Bereich von 0.3 bis 0.7 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> wurden an den Tiefseestationen des Norwegen- und Grönlandbeckens gefunden. In Richtung Osten nehmen die Werte mit abnehmender Wassertiefe zu. Die auf den flachen Schelfstationen bestimmten Flüsse betragen 4.5 bis 5.8 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> auf 75°N bzw. 6.3 und 8.4 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> in der Framstraße. Als Ursache für die hohen Einträge dieser Region wird neben der geringen Wassertiefe die Nähe zur Eisrandzone angenommen, in der durch kleinskalige Vertikalkonvektion ein schneller Materialtransport zum Boden stattfinden kann. Bei den Stationen 32/92 und 37/16 bewirkt der Einfluß der Nordostwasserpolynia (NEWP) mit ihren besonderen Produktionsbedingungen möglicherweise eine zusätzliche Erhöhung des POM-Flusses.

Wie die Auftragung der Flüsse gegen die Wassertiefe verdeutlicht (Kap. 5.7, Abb. 5.28), lassen sich die Stationen am ostgrönländischen Kontinentalhang in drei Gruppen unterteilen: Neben den flachen Schelfstationen mit ihren hohen C<sub>org</sub>-Flüssen und den durch sehr geringen C<sub>org</sub>-Eintrag gekennzeichneten Tiefseestationen grenzen sich die Hang-Lokationen mittlerer Wassertiefe mit ihren POM-Einträgen ab. Bei diesen Stationen, welche in besonderer Weise der stark fluktuierenden Eisrandsituation unterliegen, besteht kein ausgeprägter Zusammenhang der Flüsse mit der Wassertiefe, d.h. der Partikeleintrag wird hier von anderen Parametern wie beispielsweise dem Einfluß der MIZ gesteuert.

Die am ostgrönländischen Kontinentalhang gefundenen C<sub>org</sub>-Einträge, liegen erheblich unterhalb der Werte, die entsprechend der Wassertiefe z.B. nach SUSS (1980) oder BETZER et al. (1984) auf der Grundlage einer Primärproduktion von 90 bzw. 85 gCm<sup>-2</sup>a<sup>-1</sup> für die Norwegen- bzw. Grönlandsee (BODUNGEN et al., 1995) berechnet werden können (Abbildung 5.37, Kap. 5.7). Da die genannten Beziehungen nicht für eine Polarregion, sondern für Breiten unter 56° (SUSS, 1980) bzw. für den Äquatorialbereich (BETZER, 1984) aufgestellt wurden,

verdeutlicht der Vergleich mit den Meßdaten insbesondere den Einfluß polarer Bedingungen wie Eisbedeckung und verminderter Lichtverhältnisse.

In der östlichen Framstraße und am Barentssee-Kontinentalhang sind die von HULTH et al. (1994) aus Labor- $O_2$ -Messungen ermittelten  $C_{org}$ -Flüsse signifikant höher als am ostgrönländischen Kontinentalhang. Vermutlich sind die saisonal wesentlich geringere Eisbedeckung und der Einfluß des relativ warmen Westspitzbergenstromes dafür verantwortlich, daß die Stoffflüsse in der östlichen Framstraße und am Barentssee-Kontinentalhang gegenüber der Ostgrönland-Region erhöht sind. So gelangt beispielsweise an der Station 19/70, vor der Südspitze Spitzbergens auf  $76^\circ N$  (HULTH et al., 1996) viermal so viel organischer Kohlenstoff auf die Sedimentoberfläche als an der auf dem Ostgrönlandschelf auf  $75^\circ N$  gelegenen Station 31/14, obgleich beide Lokationen mit 318 bzw. 320 m auf gleicher Wassertiefe liegen. Ein Vergleich zwischen den auf 550 bzw. 568 m Wassertiefe liegenden Stationen 19/100 ( $80^\circ N$ ) und der Framstraße-Station 31/89 ( $79^\circ N$ ) ergibt einen Faktor fünf. Mögen auch die Labordaten von HULTH et al. (1999), insbesondere der tiefen Stationen, zur Überbestimmung tendieren (vgl. Kap. 6.1), so ist aus dem Vergleich der Daten ersichtlich, daß die  $C_{org}$ -Einträge im östlichen Teil des Europäischen Nordmeeres deutlich höher sind, als auf der grönländischen Seite. HEBBELN und WEFER (1991) erhielten aus Daten von Sinkstofffallen in der Framstraße ein analoges Muster. Die Autoren unterteilen die Framstraße in West-Ost-Richtung in fünf Zonen:

- geschlossene Eisbedeckung über dem Ostgrönlandstrom mit sehr geringem POM-Fluß
- lockere Eisdecke über dem Ostgrönlandstrom mit geringfügig erhöhtem POM-Fluß
- Eisrandzone (MIZ) mit sehr hohem Partikelfluß
- eisfreie Zone über dem Westspitzbergenstrom mit hohem Partikelfluß
- saisonale Eisbedeckung und MIZ über dem Westspitzbergenstrom mit sehr hohem POM-Fluß

## $C_{org}$ -Einträge ins Oberflächensediment

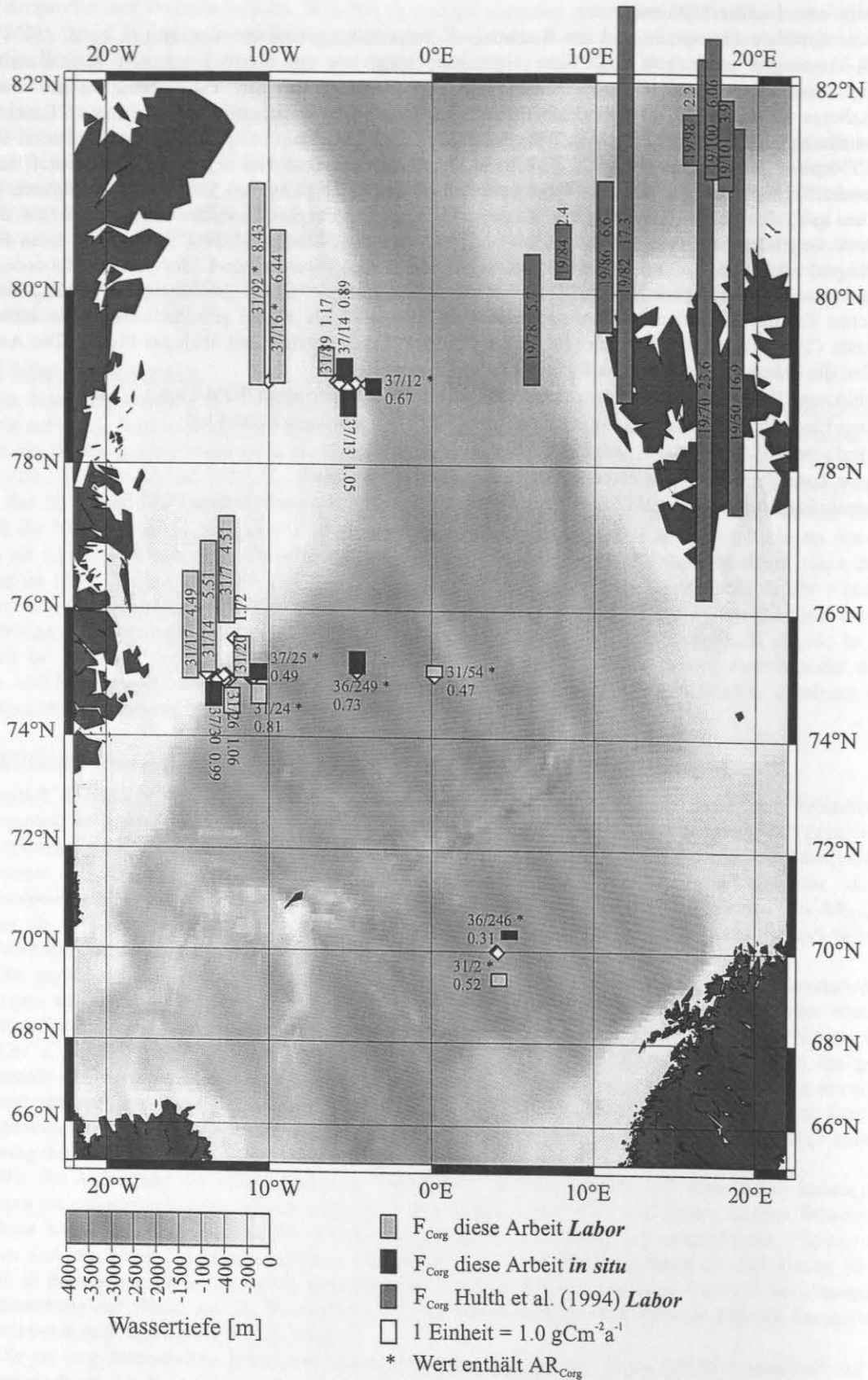


Abbildung 6.5: Regionale Verteilung der  $C_{org}$ -Einträge ins Sediment des Europäischen Nordmeeres. Mit \* gekennzeichnete Werte enthalten die Akkumulationsrate (Stationen mit bekannter Sedimentationsrate).



### 6.3 Benthopelagische Kopplung und saisonale Variabilität

Bei der Angabe der Stoffflüsse wurde die Einheit  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  in erster Linie gewählt, um sie auf einfache Weise mit Literaturdaten vergleichen zu können. Zweifellos unterliegt die Region bezüglich Primärproduktion und Export und damit auch bezüglich benthischer Stoffflüsse starken saisonalen Variabilitäten (z.B. ANTOINE, 1996 und BODUNGEN, 1995). Es ist zu erwarten, daß die Hochrechnung von Sommer- bzw. Herbst-Daten auf Jahresumsätze zu überhöhten Werten führt. Dies muß bei einer Bilanzierung der Stoffumsätze berücksichtigt werden.

Die meßtechnische Auflösung des saisonalen Aspekts wird nicht zuletzt auch durch die Beprobungsfrequenz und der Zugänglichkeit der untersuchten Region limitiert. Unter dem Vorbehalt von Variabilitäten anderer Steuerparameter können beispielsweise die Stationspaare 31/92-37/16 (Framstraße, 79°N), 31/24-37/25 (Fuß des OG-Kontinentalhanges, 75°N), 31/20-37/30 (OG-Schelf, 75°N) und 31/2-36/246 (zentrales Norwegenbecken, 70°N) zum Vergleich der Sommer- mit der Herbstsituation herangezogen werden. Der für Station 31/20 *ex situ* bestimmte Fluß wird mit dem an der 2.2 nm entfernten Station 37/30 ermittelten  $F_{\text{in situ}}/F_{\text{ex situ}}$ -Verhältnis (= 0.73) korrigiert. Die Flüsse der tiefen *ex situ*-Stationen 31/24 und 31/2 können nicht korrigiert werden, da die Regressionsgerade in Abbildung 6.2 (Gleichung 6.1) nicht zu deren Wassertiefe extrapoliert werden sollte. Letztere werden daher als Maximalwerte betrachtet.

**Tabelle 6.2:** Vergleich von im Sommer bzw. im Herbst gemessenen  $C_{\text{org}}$ -Flüssen an Stationen mit identischer oder dicht benachbarter Position. Das gemittelte Verhältnis ergibt einen 1.45-fach höheren  $C_{\text{org}}$ -Eintrag im Sommer gegenüber Herbst. Da die  $O_2$ -Profile mit unterschiedlichen Methoden gemessen wurden, ist diese Maximalabschätzung mit Unsicherheiten behaftet.

Station	Sommer (Juli/August)		Verhältnis $F_{\text{So}}/F_{\text{He}}$	Tiefen- bereich [m]	Distanz d. Stat. [nm]	Herbst (September/Oktober)		
	$F_{\text{Corg}}^{\text{So}}$ [ $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ ]	Methode				Station	$F_{\text{Corg}}^{\text{He}}$ [ $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ ]	Methode
31/92	8.20	<i>ex situ</i>	1.37	200	29.5	37/16	5.99	<i>ex situ</i>
31/20	1.72	<i>ex s., korr.</i>	1.74	6-800	2.17	37/30	0.99	<i>in situ</i>
31/24	0.71	<i>ex situ</i>	≤1.58	2800	2.34	37/25	0.45	<i>in situ</i>
31/2	0.47	<i>ex situ</i>	≤1.96	3300	0.69	36/246	0.24	<i>in situ</i>

Die Gegenüberstellung der  $C_{\text{org}}$ -Flüsse dieser Sommer/Herbst- Stationspaare in Tabelle 6.2 ergibt in allen Fällen einen höheren Fluß im Sommer als im Herbst. Obwohl mit Unsicherheiten behaftet, erscheint die Erhöhung des  $C_{\text{org}}$ -Eintrages im Sommer gegenüber den im Herbst gemessenen Werten mit einem mittleren Faktor von 1.45 signifikant.

Der geringste saisonale Unterschied besteht bei den flachen Schelf-Stationen 31/92 und 37/16. Von den hier betrachteten Stationspaaren liegen sie am weitesten innerhalb des Eisgürtels. Obwohl die Absolutflüsse aufgrund der geringen Wassertiefe am höchsten sind, ist der saisonale Unterschied hier am schwächsten ausgeprägt. Als Ursache kann der über die helle Jahreshälfte annähernd konstante Eisrandbereich der Nordostwasserpolynya vermutet werden, in dessen Einflußbereich die Stationen liegen.

Das Stationspaar 31/20-37/30 am oberen Kontinentalhang zeigt ein noch deutlicheres Saisonalitätssignal. Im Norwegenbecken wurde im Sommer nahezu der doppelte Wert des „Herbst-Flusses“ gemessen. Auch wenn dieses Verhältnis aufgrund unterschiedlicher Methoden überhöht sein kann, ist dies ein deutlicher Hinweis auf saisonal variable Stoffflüsse in dieser Region bzw. in der Tiefsee generell.

Der Befund kann als Bestätigung für die Signalkopplung zwischen Pelagial und Benthos im Untersuchungsgebiet gewertet werden: BODUNGEN et al. (1995) leiten für die Grönlandsee aus Sinkstoffallden Daten ein ausgeprägtes Exportmaximum im Zeitraum von Mai bis Oktober ab, wobei zwischen Mai und Juli die höchsten Flüsse erreicht werden. Ähnliche Saisonalitätsmuster findet HONJO (1990) in der Framstraße und im Lofotenbecken. In der Grönlandsee sind die saisonalen Variabilitäten nach HONJO (1990) im vertikalen Partikeltransport geringer, wenngleich auch hier ein pulsartiges Maximum im Juli beobachtet wurde.

An den Tiefseestationen 31/2, 36/246 (Norwegensee), 31/54 und 36/249 (Grönlandsee) wurden nur sehr geringe  $C_{\text{org}}$ -Einträge gefunden (Abb. 6.5 und 6.6). Mit einem Gesamtfluß (incl.  $AR_{\text{Corg}}$ ) von 0.31 bis 0.52  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  gelangt in der zentralen Norwegensee weniger organisches Material auf die Sedimentoberfläche als in der zentralen Grönlandsee mit 0.47 bis 0.73  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  (Abb. 6.6a). Im Gegensatz hierzu findet man in der unteren Falle der NB-Verankerung mit 3.93  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  jedoch einen sehr viel höheren  $C_{\text{org}}$ -Fluß als in der untersten OG-Falle mit 0.36  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  (BODUNGEN et al., 1995). Die erhöhten Flüsse im Tiefenwasser der Norwegensee (Abb. 6.6b) sind möglicherweise auf eine partikelführende Zwischenschicht (intermediate nepheloid layer, INL) oder eine sehr mächtige Boden-nepheloidschicht zurückzuführen, zumal HONJO (1990) weiter westlich (70°N 2°W) in

2750 m Tiefe lediglich einen  $C_{org}$ -Fluß von  $0.53 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  findet. Offenbar wird das Material jedoch größtenteils lateral verdriftet, so daß am Boden nur 8 bis 13% des in 3000 m beobachteten Materials gemessen wird.

Allerdings geht in die mittels Sauerstoffmessungen im Porenwasser ermittelten Flußraten nur die innerhalb der Sedimentsäule stattfindende Respiration ein, der Abbau von organischem Material oberhalb der Sediment/Wasser-Grenzfläche durch epibenthische Organismen wird nicht erfaßt. GRAF et al. (1995) finden mittels Labor-Inkubationsversuchen an Sedimentkernen im Norwegen- und Grönlandbecken sehr ähnliche mittlere Remineralisierungsraten von  $6.9 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  bzw.  $6.2 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ . Im Gegensatz dazu beträgt der aus der Sauerstoff-Tiefenverteilung ermittelte  $C_{org}$ -Eintrag ins Sediment des Norwegenbeckens lediglich 70% des im Grönlandbecken gemessenen Wertes. Abgesehen von einer möglichen Überbestimmung der im Labor bestimmten Remineralisierungsraten deutet das umgekehrte Größenverhältnis auf einen effektiveren epibenthischen Abbau von POM in der Norwegensee hin, während der Abbau organischen Materials im Grönlandbecken vorwiegend unter der Sedimentoberfläche erfolgt.

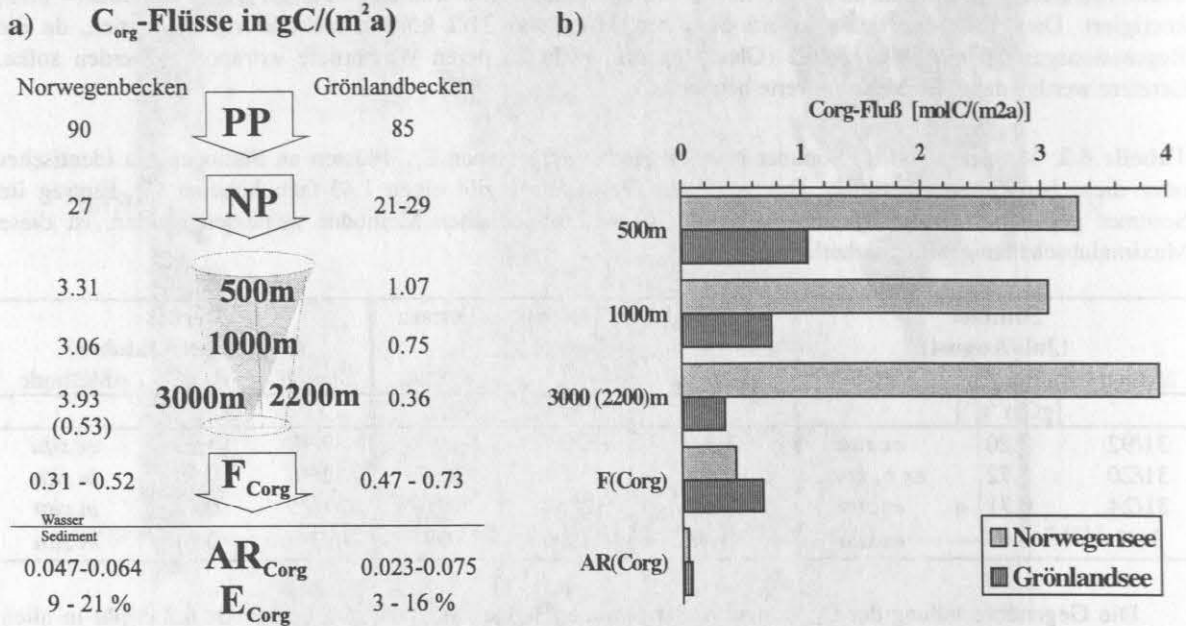
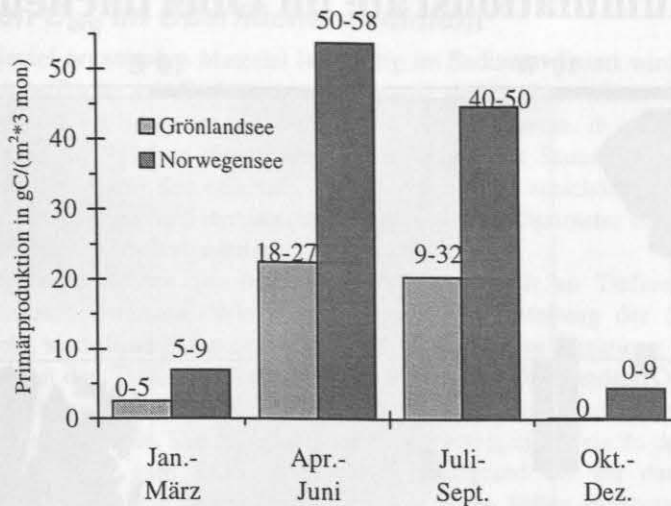


Abbildung 6.6: Vertikalflüsse an partikulär-organischem Material im Norwegen- und Grönlandbecken. Wassersäule-Daten aus BODUNGEN et al. (1995) und HONJO (1990, eingeklammelter Wert)

Verwendet man die von SUESS (1980) erstellte Beziehung invers zur Berechnung der Primärproduktion aus dem benthischen  $C_{org}$ -Fluß und der Wassertiefe, so erhält man aus den in dieser Arbeit vorgestellten Daten für die gesamte Ostgrönlandsee einen mittleren PP-Wert von ca.  $33 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ , wobei die flache, teils eisbedeckte Schelfregion mit  $28 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  deutlich hinter der Produktion der tieferen Lokationen mit  $54 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  zurücksteht. Für die eisfreien tiefen Becken (Grönland- und Norwegensee) ergibt sich aus den  $O_2$ -Messungen eine Primärproduktion von  $41 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ , was etwa der Hälfte des von BODUNGEN et al. (1995) angegebenen Jahresmittelwertes entspricht. Der Vergleich mit saisonal differenzierenden Primärproduktionsraten aus Satellitenmessungen (ANTOINE et al., 1996) zeigt in den Sommermonaten, verglichen mit der Abschätzung aus den benthischen Flüssen, sehr viel höhere Werte, während die Produktion in den Wintermonaten sehr stark zurückgeht (Abb. 6.7). Das aus den Satellitendaten bestimmte Jahresmittel für die Grönlandsee liegt mit 27 - 64  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  jedoch eher im Bereich der nach SUESS (1980) invers abgeschätzten Produktion. Für die Norwegensee erhält man mit einem Jahresmittel von 95 - 126  $\text{gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$  eine schlechtere Übereinstimmung, was als Hinweis auf einen geringeren Kopplungsgrad zwischen pelagischen und benthischen Prozessen gewertet werden kann.



**Abbildung 6.7:** Saisonale Entwicklung der Primärproduktion in der Norwegen- und Grönlandsee aus Fernerkundungsdaten von ANTOINE et al. (1996).

#### 6.4 Akkumulationsraten

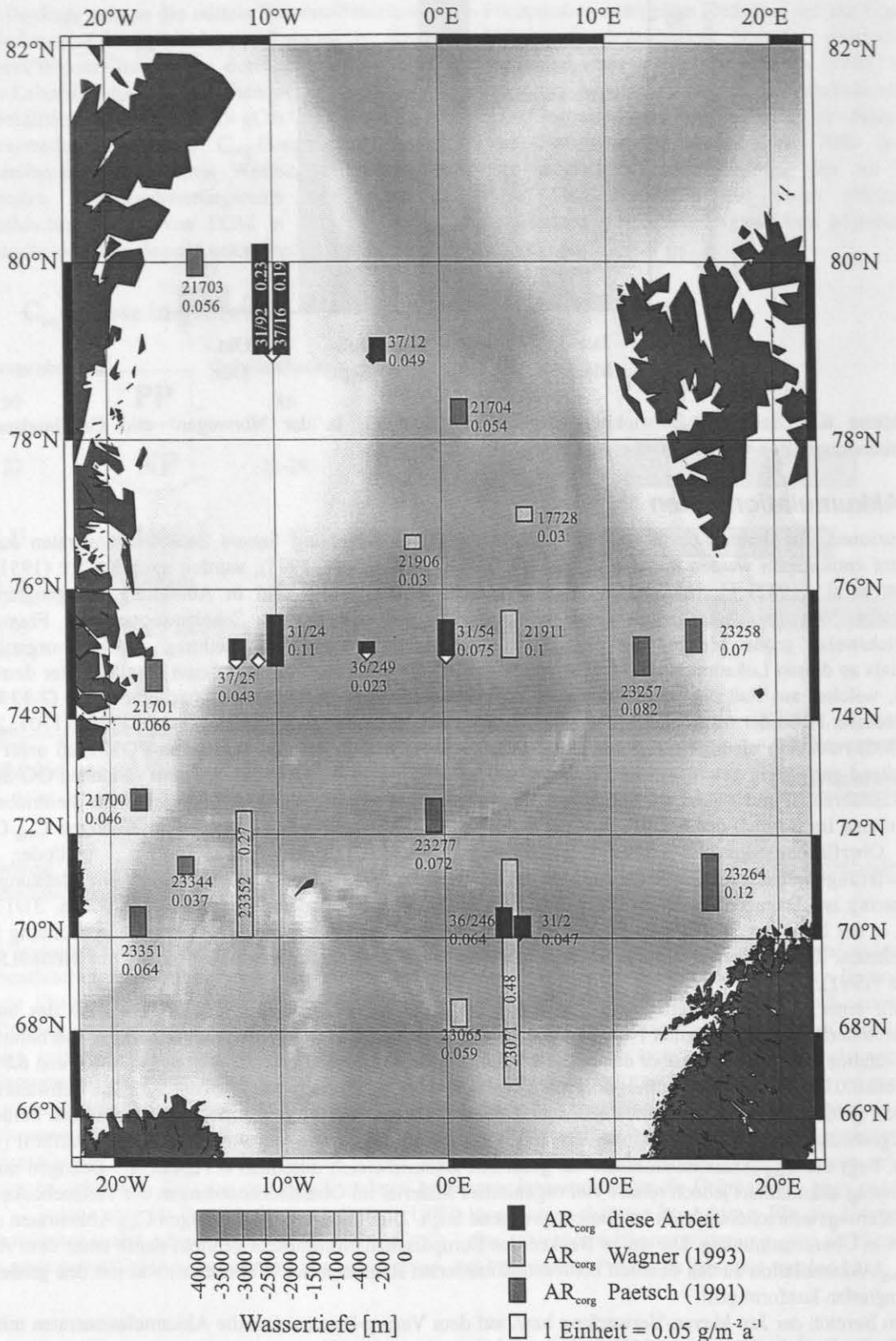
An Stationen, für deren Koordinaten bzw. für deren nahe Umgebung lineare Sedimentationsraten aus der Literatur entnommen werden konnten (PAETSCH, 1991 und WAGNER, 1993), wurden nach KOCZY (1951) und THIEDE et al. (1982)  $C_{org}$ -Akkumulationsraten berechnet. Die Werte sind in Abbildung 6.8 geographisch dargestellt. Wie daraus zu ersehen ist, akkumulieren auf den flachen Schelfstationen der Framstraße vergleichsweise große Mengen an organischem Kohlenstoff. Vom Gesamteintrag partikulär-organischen Materials an diesen Lokationen macht dies jedoch nur 2.7 bis 4.5% aus und liegt damit deutlich unter dem  $C_{org}$ -Anteil, welcher am Fuß des ostgrönländischen Kontinentalhanges im Sediment überliefert wird (7-13%). In unmittelbarer Nähe der ostgrönländischen Küste finden sich nach PAETSCH (1991, Kerne 21703, 21701, 21700 und 23351) deutlich niedrigere Akkumulationsraten, was vermutlich auf den geringeren POM-Fluß unter einer weitgehend ganzjährig geschlossenen Eisdecke (Kerne 21700, 21701 und 23351 auf dem südlichen OG-Schelf) zurückzuführen ist und zudem auf den hohen Verwertungsgrad von organischem Material durch die reiche Epi- und Infauna im Bereich der NEWP. Aus der niedrigen  $C_{org}$ -Akkumulationsrate und dem niedrigen  $C_{org}$ -Gehalt des Oberflächensediments kann geschlossen werden, daß der Eintrag und/oder die Überlieferungswahrscheinlichkeit für organisches Material in der Küstenregion mit hohem Eisbedeckungsgrad sehr gering ist. Dagegen nimmt der  $C_{org}$ -Fluß, wie beispielsweise an den Stationen 31/92, 37/16, 31/17 und 31/14, in der Nähe der Schelfkante ein Maximum an, um hangabwärts, sowie auch westwärts in Richtung Küste abzunehmen. Dieser Befund stimmt überein mit dem oben erwähnten West-Ost-Modell von HEBBELN und WEFER (1991).

Mit einer  $C_{org}$ -Akkumulationsrate von 0.047 bis 0.064  $gCm^{-2}a^{-1}$  werden etwa 9 bis 21% des auf die Sedimentoberfläche der zentralen Norwegensee gelangenden POM in tiefere Sedimentschichten überliefert. Die Akkumulationsrate liegt damit über den in der zentralen Grönlandsee bestimmten Werten (Abb. 6.6 und 6.8). Mit 0.023 bis 0.075  $gCm^{-2}a^{-1}$  akkumuliert dort mit 3 bis 16% des  $C_{org}$ -Eintrags weniger Material. Die Schwankungen sind dort größer, was sich vermutlich aus dem größeren Abstand der Meßlokationen gegenüber den beiden im Norwegenbecken untersuchten Stationen erklärt. Wie auch die Daten von WAGNER (1993) und PAETSCH (1991) zeigen, liegt die  $C_{org}$ -Akkumulationsrate im gesamten Beckenbereich unterhalb 0.1  $gCm^{-2}a^{-1}$ . Bezogen auf den  $C_{org}$ -Eintrag akkumuliert jedoch relativ viel organisches Material im Oberflächensediment der Tiefseebecken; die Überlieferungswahrscheinlichkeit ist dementsprechend hoch. Dies steht mit den niedrigen  $C_{org}$ -Abbauraten dieser Region in Übereinstimmung. Die tiefen Becken des Europäischen Nordmeeres gehören damit unter dem Aspekt der  $C_{org}$ -Akkumulation zu den deutlich kohlenstofflimitierten Regionen des Weltozeans, was mit den großen  $O_2$ -Eindringtiefen konform geht.

Im Bereich der Jan-Mayen-Verwerfung bzw. auf dem Vøring-Plateau sind die Akkumulationsraten mit 0.27 bzw. 0.47  $gCm^{-2}a^{-1}$  (WAGNER, 1993) bedeutend höher als in den Becken, was einerseits mit der geringeren Wassertiefe an diesen Lokationen zusammenhängen mag (vgl. Stationen 31/92 und 37/16). zudem macht sich hier jedoch der abnehmende Einfluß polarer Wassermassen bemerkbar. Dementsprechend fand BALZER (1989) relativ hohe Stoffflüsse auf dem Vøring-Plateau. Zusammen mit den aus Fernerkundungsdaten gewonnenen Primärproduktionskarten (BERGER, 1989 und ANTOINE, 1996) weisen die hohen Akkumulationsraten auf wesentlich reichere Produktions- und Sedimentationsbedingungen am südlichen Ausgang des Europäischen Nordmeeres hin.



## $C_{org}$ -Akkumulationsrate im Oberflächensediment



**Abbildung 6.8:**  $C_{org}$ -Akkumulationsraten im Europäischen Nordmeer. Die in dieser Arbeit berechneten Werte integrieren über den obersten Zentimeter der Sedimentsäule und beruhen auf hochauflösenden Porositäts- und  $C_{org}$ -Messungen.  $AR_{Corg}$  wurde nur für Lokationen berechnet, für die Literaturwerte der Sedimentationsrate verfügbar sind.

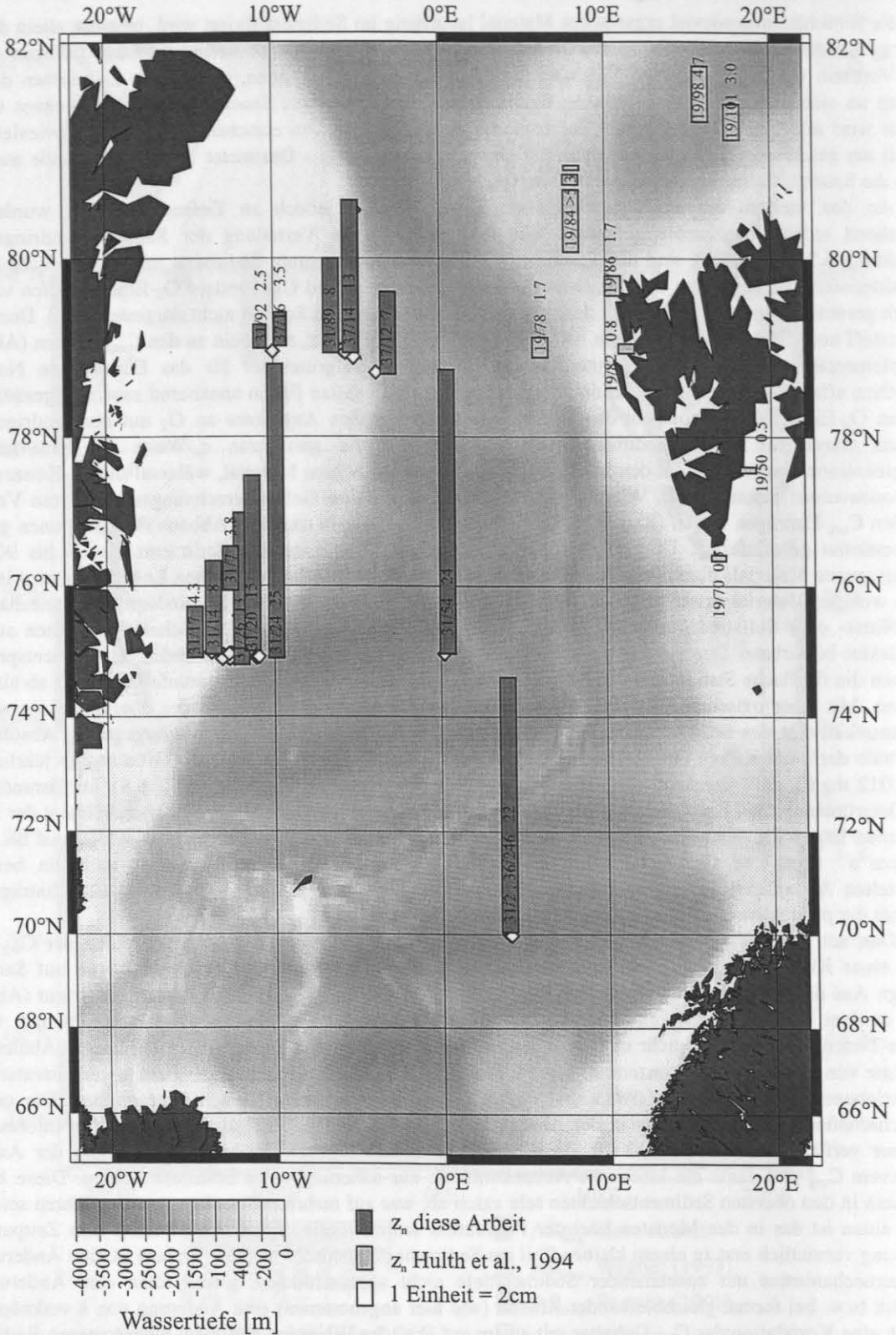
## 6.5 Abbauraten von $C_{org}$ im Oberflächensediment

Für die Einschätzung, wieviel organisches Material langfristig im Sediment fixiert wird, ist nicht allein der  $C_{org}$ -Eintrag auf die Sedimentoberfläche von Bedeutung. Abbauraten stellen eine weitere wichtige Information über den Verbleib von Kohlenstoff im Sediment dar. Um abschätzen zu können, in welchen Zeiträumen der  $C_{org}$ -Abbau an sich abläuft, sind im Rahmen dieser Arbeit Abbauraten aus Sauerstoffprofilen berechnet worden. Damit wird allerdings nur der Anteil des oxischen Abbaus erfaßt. Um einschätzen zu können, wieviel dieser Anteil am gesamten  $C_{org}$ -Abbau innerhalb der obersten Zentimeter bis Dezimeter der Sedimentsäule ausmacht, kann die Sauerstoffeindringtiefe betrachtet werden.

An den meisten der untersuchten Stationen, insbesondere jedoch an Tiefseelokationen, wurden sehr tiefgehend oxische Sedimente gefunden. Wie die geographische Verteilung der Sauerstoffeindringtiefe in Abbildung 6.7 verdeutlicht, sind diese Sedimente teils durch eine mehrere Dezimeter mächtige oxische Schicht charakterisiert. So wurden an den Tiefseestationen der Norwegen- und Grönlandsee  $O_2$ -Eindringtiefen von über 20 cm gemessen, wobei Stationen, an denen  $z_n$  nicht bestimmt werden konnte, nicht dargestellt sind. Dort dringt Sauerstoff noch tiefer ins Sediment ein. Die regionale Verteilung von  $z_n$  ergibt ein zu den  $C_{org}$ -Flüssen (Abb. 6.5) komplementäres Bild. Durch die gute Sauerstoffversorgung aufgrund der für das Europäische Nordmeer typischen effektiven Vertikalkonvektion ist das Bodenwasser in vielen Fällen annähernd sauerstoffgesättigt. Die großen  $O_2$ -Eindringtiefen spiegeln das Zusammenspiel des großen Angebotes an  $O_2$  mit den niedrigen  $C_{org}$ -Flüssen durch die Wasser/Sediment-Grenzfläche wieder. Die geringeren  $z_n$ -Werte im Sediment der Hanglokationen korrelieren mit den höheren Einträgen an organischem Material, während die  $O_2$ -Konzentration im Bodenwasser kaum variiert. Wie auch die Ergebnisse der Raten-Tiefen-Berechnungen und deren Vergleich mit den  $C_{org}$ -Einträgen zeigen (Kap. 5.8), ist die Näherung eines rein oxischen Abbaus für Lokationen größerer Wassertiefen gerechtfertigt. Dort werden schon im obersten Zentimeter der Sedimentsäule 60 bis 90% des eingetragenen Materials durch oxische Abbauprozesse remineralisiert. An den flachen Lokationen wird in dieser Zone weniger Material oxisch abgebaut. Dies deutet auf die wachsende Bedeutung anderer Abbaumechanismen wie Nitrat- oder Sulfatreduktion hin. Allerdings gelangt organisches Material in Schelf-Sedimenten aufgrund verstärkter bioturbater Durchmischung und höherer  $C_{org}$ -Einträge häufig tiefer ins Sediment. Dementsprechend nehmen die für flache Stationen bestimmten Abbauraten mit zunehmender Sedimenttiefe langsamer ab als in der Tiefsee. Mit einer oxischen Abbauleistung von 75% des  $C_{org}$ -Eintrages innerhalb der obersten 3 cm wird die Gesamtreaktivität des Sedimentes auch bei der flachen Station 31/92 noch gut wiedergegeben. Absolut wird innerhalb der 1 cm starken Oberflächenschicht der tiefen Becken der Norwegen- und Grönlandsee jährlich 0.04 bis 0.012 mg  $C_{org} \text{ cm}^{-3}$  abgebaut, was pro  $\text{m}^2$  0.4 bis 0.12 g Kohlenstoff entspricht (Abb. 6.8). Im Eisrandbereich des Ostgrönländischen Kontinentalhanges finden sich ähnliche Abbauraten. Im Oberflächensediment der flachen Stationen liegen die Werte nur teilweise darüber. An den Framstraße-Stationen liegt  $R$  jedoch mit bis zu 0.5  $\text{mgCcm}^{-3}\text{a}^{-1}$  über eine Größenordnung über den Tiefseewerten. Der Wert übersteigt auch die bei 75°N ermittelten Abbauraten um Faktor zwei bis drei. Hierin zeigt sich, analog zu den hohen  $C_{org}$ -Einträgen, der Einfluß der produktiven Nordostwasserpolyनिया sehr deutlich.

Den aus Raten-Tiefenprofilen abgeschätzten  $k$ -Werten liegt die Annahme zugrunde, daß der  $C_{org}$ -Abbau nach einer Kinetik erster Ordnung bezüglich des Kohlenstoffs bzw. nullter Ordnung bezogen auf Sauerstoff erfolgt. Aus den hohen  $O_2$ -Bodenwasserkonzentrationen und der tiefen  $O_2$ -Eindringung ins Sediment (Abb. 6.7) wird evident, daß Sauerstoff kein limitierender Faktor sein kann, zumal die Zehrung gering ist und, wie die Raten-Tiefenprofile zeigen, dicht unter der Sedimentoberfläche erfolgt. Dagegen ist eine lineare Abhängigkeit der Rate von der Kohlenstoffkonzentration nicht zwingend. Die 1-G-Kinetik wurde als ein in der Literatur häufig beschriebener Ansatz (z.B. GOLOWAY und BENDER, 1982 und EMERSON, 1985) übernommen. Die größeren Unsicherheiten bestehen vielmehr in der Abschätzung des reaktiven  $C_{org}$ -Anteils. Solange keine Informationen darüber verfügbar sind, wie groß der Anteil an adsorbiertem organischem Material ist, kann der Anteil an reaktivem  $C_{org}$  und damit die kinetische Abbaukonstante nur näherungsweise bestimmt werden. Diese  $k$ -Werte nehmen in den obersten Sedimentschichten sehr rasch ab, was auf mehrere Ursachen zurückzuführen sein kann: Zum einen ist das in den Monaten höchster Produktion sedimentierte organische Material zum Zeitpunkt der Messung vermutlich erst zu einem kleinen Teil ins Sediment eingemischt worden. Zudem ist eine Änderung des Abbaumechanismus mit zunehmender Sedimenttiefe nicht auszuschließen. Damit kann eine Änderung der Kinetik bzw. bei formal gleichbleibender Kinetik (wie hier angenommen) eine Änderung von  $k$  verknüpft sein. Durch eine Korrelation des  $C_{org}$ -Gehaltes mit einem auf ähnliche Weise ins Sediment eingetragenen Radiotracer von vergleichbarer Halbwertszeit (z.B.  $^{230}\text{Th}$ ) könnte überprüft werden, ob die Annahme eines  $C_{org}$ -Abbaus nach erster Ordnung gerechtfertigt ist (MÜLLER et al., 1988), sofern derartige Messungen in der erforderlichen hohen Auflösung an der Sedimentoberfläche praktikabel sind. Möglicherweise läßt sich zudem der Anteil des adsorbierten organischen Materials, welcher der Remineralisierung nur schwer zugänglich ist, mit dem Gehalt an Adsorbentien wie Tonmineralen (z.B. Illiten) korrelieren und durch eine Gegenüberstellung von  $C_{org}$ -Gehalt und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Anteil bestimmen (MÜLLER et al., 1988). Damit könnten aus der  $C_{org}$ -Tiefenverteilung exaktere Werte für den abbaubaren  $C_{org}$ -Anteil erhalten werden.

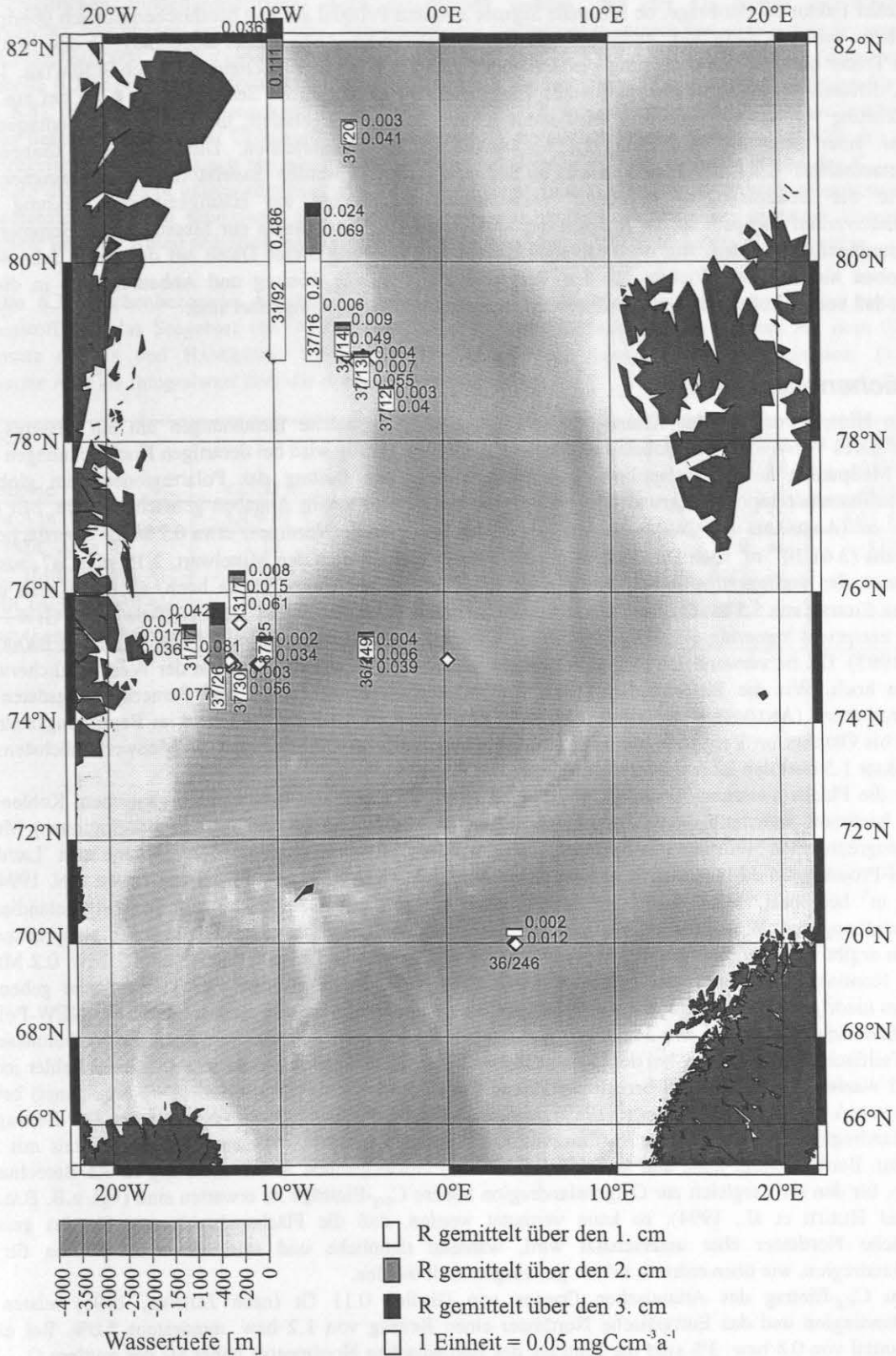
## Sauerstoffeindringtiefe im Oberflächensediment



**Abbildung 6.7:** Regionale Verteilung der  $O_2$ -Eindringtiefe  $z_n$  im Oberflächensediment des Europäischen Nordmeeres. Hier sind nur aus Porenwasserdaten ermittelte  $z_n$ -Werte eingezeichnet. An etlichen Lokationen übersteigt  $z_n$  die Kernlänge.



# $C_{org}$ -Abbauraten im Oberflächensediment



**Abbildung 6.8:** Regionale Verteilung von  $C_{org}$ -Abbauraten im Europäischen Nordmeer. In die Karte sind die aus den obersten drei Sedimentschichten gemittelten  $R$ -Werte eingetragen.

Ein wichtiger Aspekt bei der Diskussion von Abbauraten ist der Aspekt der Zeitskalen. Wie z.B. von MARTIN und BENDER (1988) in einer Modellrechnung aufgezeigt wird, ist die Abbauleistung des Sedimentes ein wesentlicher Faktor bei der Frage, ob saisonale Signale aus dem Pelagial auf den benthischen Bereich übertragen werden bzw. wie stark diese dort „gedämpft“ werden. Umgekehrt ist es von großer Bedeutung, ob eine Methode bzw. ein Tracer die saisonale Auflösung wiederzugeben vermag. Wie Modellrechnungen (nach SCHLÜTER, 1996) ergaben, diffundiert Sauerstoff innerhalb eines Tages selbst in niedrigporöse Sedimente ca. 4 cm tief ein. Der durch Zehrung verbrauchte Sauerstoff wird somit schnell genug nachgeliefert, um steady state-Bedingungen, auch bei einer schnellen Änderung des  $C_{org}$ -Angebots, zu gewährleisten. Die  $O_2$ -Profile können als „Momentaufnahme“ des Reaktionsgeschehens im Sediment aufgefaßt werden. Sauerstoffmessungen eignen sich somit für die Dokumentation saisonaler Variabilitäten gut, sofern die Häufigkeit der Messung dem Saisonalitätsverlauf angepaßt ist. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnten nur Messungen im Sommer und Herbst durchgeführt werden. Auf die Problematik einer Hochrechnung dieser Daten auf das ganze Jahr wurde bereits oben hingewiesen. Wichtig für den Vergleich zwischen  $C_{org}$ -Eintrag und Abbauraten ist in diesem Kontext, daß beide Größen aus Sauerstoffprofilen abgeleitet und damit kompatibel sind.

## 6.6 Flächenbilanzierung

Vor dem Hintergrund globaler Klimaveränderungen gibt es zahlreiche Bemühungen um ein besseres und vollständigeres Verständnis des globalen Kohlenstoffkreislaufs. Häufig wird bei derartigen Hochrechnungen über wenige Meßpunkte hinaus extrapoliert. Insbesondere über den Beitrag der Polarregionen zum globalen Kohlenstoffhaushalt können aufgrund fehlender Daten bislang nur wenig Angaben gemacht werden. Mit etwa  $2.55 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  (AAGAARD und CARMACK, 1989) trägt das Europäische Nordmeer etwa 0.7% zur Oberfläche des Weltozeans ( $3.61 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$  nach DIETRICH et al., 1975) bei. Rechnet man den Mittelwert,  $2.15 \text{ gCm}^{-2}\text{a}^{-1}$ , aus den im Rahmen der vorliegenden Arbeit bestimmten  $C_{org}$ -Einträge auf diese Fläche hoch, so erhält man einen jährlichen Eintrag von  $5.5 \text{ Mt } C_{org}$  auf die Sedimentoberfläche dieser Region ( $1 \text{ Mt} = 1 \cdot 10^6 \text{ t} = 1 \cdot 10^{-3} \text{ Gt} = 1 \cdot 10^{12} \text{ g}$ ). Dies entspricht immerhin 1.8% der jährlich im Weltozean sedimentierenden  $0.3 \text{ Gt}$  an POM (DE BAAR und SUESS, 1993). Da die verwendeten Daten im Sommer und Herbst ermittelt wurden, ist der Wert möglicherweise etwas zu hoch. Wie die Sinkstoffdaten von BODUNGEN et al. (1995) und Fernerkundungsdaten der Primärproduktion (ANTOINE et al., 1996, Abb. 6.7) jedoch zeigen, sind die Stoffflüsse im Beprobungszeitraum von Juli bis Oktober im Vergleich zum Frühsommer schon stark rückläufig, so daß die Meßwerte höchstens um einen Faktor 1.5 über den Jahresmittelwerten liegen.

Für die Fläche zwischen  $70$  und  $82^\circ\text{N}$  bzw.  $20$  und  $0^\circ\text{W}$  wurde der Eintrag an organischem Kohlenstoff genauer bestimmt. Innerhalb dieses Seegebietes liegen 18 Meßlokationen (davon 7 *in situ*-Stationen) Mittels eines geographischen Informations-Systems, GIS, wurde unter Verwendung der flächentreuen Lambert-Azimalprojektion die Meeresfläche auf der Basis des GEBCO-Datensatzes (JONES und HAMILTON, 1994) zu  $6.9 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$  berechnet. Mit  $3.4 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$  entfällt etwa die Hälfte dieser Fläche auf den ostgrönländischen Kontinentalhang mit Wassertiefen von weniger als  $1500 \text{ m}$ . Unter Berücksichtigung der entsprechenden Stationen ergibt sich ein jährlicher  $C_{org}$ -Eintrag von  $1.4 \text{ MtCa}^{-1}$  für die Gesamtefläche und  $1.2$  bzw.  $0.2 \text{ MtCa}^{-1}$  für den Kontinentalhang bzw. die tiefen Stationen (Tab. 6.3). In das Budget der Tiefsee fläche gehen die besonders niedrigen  $C_{org}$ -Einträge der nördlichen  $2000\text{m}$ -Stationen ein, wohingegen die durch die NEW-Polynia beeinflussten Schelf-Stationen den Mittelwert der flachen Region anheben. Darum mögen die Verhältnisse der beiden Teilflächen verzerrt sein, bei der Gesamtefläche dieses Seegebietes kompensieren sich diese Fehler jedoch zum Teil wieder. Die mittels GIS berechnete Fläche (im folgenden als Ostgrönlandregion bezeichnet) beträgt 27% der von AAGAARD und CARMACK (1989) angegebene Fläche des Europäischen Nordmeeres. Der Beitrag der Ostgrönlandregion zum  $C_{org}$ -Eintrag im Europäischen Nordmeer entspricht diesem Flächenverhältnis mit 25% fast genau. Berücksichtigt man, daß keine Flußdaten vom Norwegischen Kontinentalhang in die Berechnungen eingehen, für den im Vergleich zur Ostgrönlandregion höhere  $C_{org}$ -Einträge zu erwarten sind (vgl. z.B. BALZER, 1989 und HULTH et al., 1994), so kann vermutet werden, daß die Flächenabschätzung für das gesamte Europäische Nordmeer eher unterschätzt wird, während räumliche und saisonale Variabilitäten für die Ostgrönlandregion, wie oben erörtert, relativ gut ausgemittelt werden.

Zum  $C_{org}$ -Eintrag des Atlantischen Ozeans von jährlich  $0.11 \text{ Gt}$  (nach JAHNKE, 1996) leisten die Ostgrönlandregion und das Europäische Nordmeer einen Beitrag von  $1.2$  bzw. mindestens  $5.0\%$ . Bei einem Flächenanteil von  $0.8$  bzw.  $3\%$  sind die Einträge des Europäischen Nordmeeres höher als der mittlere  $C_{org}$ -Fluß des Atlantiks.

Mit  $0.08 \text{ MtCa}^{-1}$  akkumulieren auf  $3.43 \cdot 10^{11} \text{ m}^2$  vier Fünftel des im Obeflächensediment der Ostgrönlandregion verbleibenden  $C_{org}$  am Kontinentalhang, während unterhalb  $1500 \text{ m}$  auf einer Fläche ähnlicher Größe nur  $0.02 \text{ MtCa}^{-1}$  im Oberflächensediment überliefert werden. Dementsprechend liegt die Einbettungseffizienz in der Tiefsee mit  $10\%$  über dem Wert des Kontinentalhanges ( $7\%$ ); im gesamten Europäischen Nordmeer werden sogar nur  $4\%$  des POM ins Sediment eingebettet.

Obwohl die Ostgrönlandregion lediglich ein Viertel der Gesamtfläche des Europäischen Nordmeeres ausmacht, akkumulieren dort mit  $0.1 \text{ MtCa}^{-1}$  43% des insgesamt überlieferten Materials. Daraus und aus der unterschiedlichen Einbettungseffizienz kann geschlossen werden, daß der  $C_{\text{org}}$ -Abbau im Westen des Europäischen Nordmeeres langsamer bzw. weniger effektiv verläuft als in seinem von atlantischen Wassermassen bestimmten östlichen Teil. Zu einer analogen Aussage kommt man auch beim Vergleich der  $C_{\text{org}}$ -Abbauraten. Die in Tabelle 6.3 angegebenen Werte sind über die obersten 3 cm integriert. Wie die Raten-Tiefenprofile zeigen (Kap. 5.8), ist diese Oberflächenschicht für die gesamte oxische Remineralisierung der Sedimente repräsentativ. An den tiefen Lokationen der Grönlandsee werden in dem 3 cm starken Oberflächenshorizont 80% des jährlich eingetragenen Materials oxisch remineralisiert, während auf dem Schelf nur rund die Hälfte des  $C_{\text{org}}$ -Abbaus innerhalb dieser Schicht oxisch abgebaut wird. Wie die geringe Sauerstoffeindringtiefe veranschaulicht, werden hier offensichtlich auch suboxische und anoxische Abbaumechanismen wichtig. Im gesamten Europäischen Nordmeer liegt der Anteil oberflächennah remineralisierten Materials mit 60% ebenfalls relativ niedrig.

**Tabelle 6.3:** Flächenbezogene Abschätzung von Eintrag, Akkumulation und Remineralisation organischen Kohlenstoffs für das Seegebiet von  $70\text{-}82^\circ\text{N}$  und  $0\text{-}20^\circ\text{W}$ . Die Flächenberechnung beruht auf dem GEBCO-Datensatz (JONES und HAMILTON, 1994) und der flächentreuen Lambert-Azimutal-Projektion. Die  $C_{\text{org}}$ -Abbauraten  $R$  ist als Integralwert über die obersten 3 cm angegeben.

Bereich	Ostgrönlandregion 70-82°N und 0-20°W			Europäisches Nordmeer gesamt	Atlantischer Ozean gesamt
	<1500 m	> 1500 m	gesamt		
Tiefenzone					
Fläche A in [m <sup>2</sup> ]	$3.43 \cdot 10^{11}$	$3.50 \cdot 10^{11}$	$6.93 \cdot 10^{11}$	$2.55 \cdot 10^{12}$ <sup>a)</sup>	$8.41 \cdot 10^{13}$ <sup>b)</sup>
$F_{\text{Corg}}$ [MtC·A <sup>-1</sup> ·a <sup>-1</sup> ]	1.18	0.20	1.37	5.50	110 <sup>c)</sup>
$AR_{\text{Corg}}$ [MtC·A <sup>-1</sup> ·a <sup>-1</sup> ]	0.08	0.02	0.10	0.23	
$R$ [MtC(A·3cm) <sup>-1</sup> ·a <sup>-1</sup> ]	0.60	0.16	0.76	3.21	

<sup>a)</sup> AAGAARD und CARMACK (1989) <sup>b)</sup> DIETRICH et al. (1975) <sup>c)</sup> JAHNKE (1996)



## 7 Ausblick

Die dieser Arbeit zugrundeliegenden, im Sommer und Herbst erhobenen Daten deuten auf die Übertragung saisonaler Muster von der Wassersäule auf den benthischen Bereich hin. Es ist darum zu erwarten, daß sich die Bedingungen des polaren Winters ebenfalls deutlich im Oberflächensediment abzeichnen. Für weiterführende Untersuchungen der Saisonalen Variabilität im Europäischen Nordmeer sowie für eine genauere Bilanzierung von Stoffflüssen durch die Wasser/Sediment-Grenzschicht ist eine zusätzliche Probenahme im Winter und Frühjahr erforderlich. Praktisch wird dies durch die Unzugänglichkeit der Ostgrönlandregion stark eingeschränkt. Als Ergänzung zu den Expeditionen ARK X/1 im Sommer 1994 und ARK XI/2 im Herbst 1995 ist jedoch im Frühjahr 1997 die Teilnahme an der Forschungsreise ARK XIII/1 mit FS „POLARSTERN“ zum ostgrönländischen Kontinentalhang geplant. Der bestehende Datensatz kann dann möglicherweise um Meßdaten vom Zeitraum vor den großen Sedimentationsereignissen erweitert werden.

Das im Rahmen dieser Arbeit entwickelte Meß- und Beprobungssystem FLOORIAN eignet sich aufgrund seiner Abmessungen auch gut zum Einsatz auf kleineren Forschungsschiffen, die aus logistischen Gründen eher ein wiederholtes Anlaufen bestimmter Stationen eisfreier Regionen ermöglichen. Für 1997 ist konkret geplant, in Kooperation mit dem *Institute of Marine Research* der Universität Bergen *in situ*-O<sub>2</sub>-Messungen am Norwegischen Kontinentalhang durchzuführen. Mit RV „JOHAN HJORT“ sollen dieselben Lokationen in allen vier Quartalen des Jahres beprobt werden.

Der *in situ*-Profilier FLOORIAN ist technisch für den Einsatz von pH-Elektroden vorbereitet. Es ist geplant, das System mit ISFET-pH-Sensoren auszurüsten, welche in Abmessung und Form noch an das Gerät bzw. die Meßbedingungen angepaßt werden müssen. Da der pH-Wert in sehr vielen frühdiagenetischen Reaktionen eine wichtige Rolle spielt, eröffnet seine *in situ*-Messung weitere Möglichkeiten zur Beschreibung geochemischer Prozesse an der Sediment/Wasser-Grenzfläche.

In der vorliegenden Arbeit konnte gezeigt werden, daß Bodenströmungen die Stärke der diffusiven Grenzschicht nachhaltig beeinflussen. O<sub>2</sub>-*in situ*-Messungen mit noch höherer Vertikalauflösung ermöglichen zusammen mit anderen Größen wie *in situ*-Viskosität und Oberflächenrauigkeit genauere Rückschlüsse auf die Bodenströmungsbedingungen. Aufgrund der begrenzten Standzeit des Gerätes am Grund ist auch die Vertikalauflösung des O<sub>2</sub>-Profilers limitiert. Mit dem Einbau des Profilfers in ein freisinkendes Landersystem könnte die Meßzeit wesentlich verlängert und damit die Auflösung deutlich verbessert werden. Dies kann jedoch nur als Option für eisfreie Regionen angesehen werden. Nach Möglichkeit soll der Profiler derart modifiziert werden, daß die Meßprofile an der Wasser/Sediment-Grenzschicht mit erhöhter und im weiteren Tiefenverlauf mit abnehmender Vertikalauflösung gemessen werden. Diese Technik würde die Meßzeit ohne Informationsverlust stark reduzieren.

Die pyrometrische Bestimmung des C<sub>org</sub>-Gehaltes erfaßt neben dem Anteil an reaktivem Kohlenstoff auch refraktäres Material. Zur qualifizierteren Bestimmung des Anteils an reaktivem C<sub>org</sub> kann der Vergleich der C<sub>org</sub>-Profile mit dem Tiefenverlauf des Tonmineral- bzw. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehaltes in Beziehung gebracht werden, um so die Fraktion des an Tonminerale sorbierten, nicht reaktiven Kohlenstoffs zu erkennen. Möglicherweise kann das Verständnis für Kopplung bzw. Entkopplung zwischen O<sub>2</sub>- und C<sub>org</sub>-Profilen hiermit erweitert werden.

Nach dem bisher zur Verfügung stehenden Datenmaterial liegen die Bioturbationskoeffizienten um bis zu drei Größenordnungen unter den Diffusionskoeffizienten. Eine bioturbate Durchmischung des Sedimentes wurde darum in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Aufgrund der großen räumlichen Variabilitäten im Sediment des Ostgrönlandschelfes kann Bioturbation jedoch lokal sowie auch saisonal von größerer Bedeutung sein als hier angenommen. Darum sollen nach Möglichkeit noch <sup>210</sup>Pb-Messungen an Sedimentproben dieser Region durchgeführt werden. Im Rahmen des SFB 313 gewonnene Ergebnisse benthos-biologischer Untersuchungen sollen zur Erweiterung des Verständnisses von Transportmechanismen an der Sediment-Wassergrenzfläche miteinbezogen werden.

Die Wechselwirkungen der einzelnen, frühdiagenetisch wirksamen Mechanismen könnten schließlich mit einem Modell simuliert werden, um zu erkennen. Hierfür bietet diese Arbeit eine Datenbasis. Die Anknüpfung eines solchen Modells an die sporadischen Sedimentationsereignisse aus der Wassersäule, wie sie für die durch die Eisrandsituation dominierte Ostgrönlandregion typisch sind, gestaltet sich wegen der großen räumlichen Variabilitäten nicht einfach. Möglicherweise kann die benthopelagische Kopplung anhand von Fallbeispielen rechnerisch dargestellt werden. Für die Modellierung eines Jahresganges erscheint der Norwegische Kontinentalhang als besser geeignet, weshalb die Erhebung eines entsprechenden Datensatzes in dieser Region erfolgen soll.

Bei der Bilanzierung des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufes sind polare Regionen seither kaum berücksichtigt worden. Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen am Beispiel des Europäischen Nordmeeres und insbesondere des Ostgrönlandschelfes, welche Bedeutung derartigen Regionen für globale Stoffkreisläufe zukommt. So kann diese Arbeit als Baustein für die Erweiterung Globaler C<sub>org</sub>-Bilanzierungen auf polare Regionen verwendet werden.

## 8 Literaturverzeichnis

- AAGAARD, K. und E.C. CARMACK (1989) The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, **94** (C10), 14485-14498.
- ALLER, R.C. (1982) The Effects of Macrobenthos on Chemical Properties of Marine Sediment and Overlying Water. In: MCCALL, P.L. und M.J.S. TEVESZ (Hrsg.), *Animal-Sediment Relations*, 53-102, Plenum Press, New York.
- ANDERSON, L.G., G. BJÖRK, O. HOLBY, E.P. JONES, G. KATTNER, K.P. KOLTERMANN, B. LILJEBLAD, R. LINDEGREN, B. RUDELS und J. SWIFT (1994) Water masses and circulation in the Eurasian Basin: Results from the Oden 91 Expedition. *J. Geophys. Res.* **99** C2, 3273-3283.
- ANDERSON, L.A. und SARMIENTO, J.L. (1994) Redfield ratios of remineralisation determined by nutrient data analysis. *Global Biogeochem. Cycles*, **8**(1), 65-80.
- ANDREWS, D. und A. BENNET (1981) Measurements of diffusivity near the sediment-water interface with a fine-scale resistivity probe. *Geochim. Cosmochim. Acta* **45**, 2169-2175.
- ANDRULEIT, H. (1995) Coccolithophoriden im Europäischen Nordmeer: Sedimentation und Akkumulation; sowie ihre Entwicklung während der letzten 15000 Jahre. *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **59**, 110 S.
- ANTOINE, D., J.-M. ANDRÉ und A. MOREL (1996) Oceanic primary production - 2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochem. Cycles*, **10**, 57-69.
- ARCHER, D., S. EMERSON und C. REIMERS (1989) Dissolution of calcium in deep-sea sediments: pH and O<sub>2</sub> microelectrode results. *Geochim. Cosmochim. Acta* **53**, 2831-2845.
- ARCHER, D. und A. DEVOL (1992) Benthic oxygen fluxes on the Washington shelf and slope: A comparison of in situ microelektrode and chamber flux measurements. *Limnol. Oceanogr.*, **37**(3), 614-629.
- ARCHIE, G.E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Am. Inst. Mech. Eng. Trans.*, **146**, 54-61.
- ATKINS, E.R., JR und G.H. SMITH (1961) The significance of particle shape in formation resistivity factor-porosity relationships. *J. Petrol. Techn.* **13**, 285-291.
- ATLAN, Y., C. BARDON, L. MINSSIEUX, M. QUINT und P. DELVAUX (1968) Conductivité en milieu poreux argileux. Interprétation des diagraphies. Troisième colloque de l'association de recherche sur les techniques de forage et de production, 10-14 Juin, 1968, *Pau. Comm.* **31**.
- BALZER, W. (1989) Chemische Reaktionen und Transportprozesse in oberflächennahen Sedimenten borealer und polarer Meeresgebiete. Habilitationsschrift, Univ. Kiel, 312 S.
- BAUERFEIND, E., B.V. BODUNGEN, W. KOEVE, und K. ARNDT (1994) Particle Flux and composition of sedimenting matter in the Greenland Sea. *J. Mar. Systems*, **5**, 411-423.
- BENOIT, J.M., T. TORGERSEN und J. O'DONNELL (1991) An advection/diffusion Model for <sup>222</sup>Rn transport in near-shore sediments inhabited by sedentary polychaetes. *Earth Planet. Sci. Letters*, **105**, 463-473.
- BERNER, R.A. (1980) Early diagenesis. A Theoretical approach. Princeton University Press, 241 S.
- BETZER, P.R., W.J. SHOWERS, E.A. LAWS, C.D. WINN, G.R. DiTULLIO und P.M. KROOPNICK (1984) Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **31**, 1-11.
- BIRD, R.B., W.E. STEWART und E.N. LIGHTFOOT (1960) Transport Phenomena. Wiley.

- BLAUME, F. (1992) Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster. *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **36**, 150S.
- BODUNGEN, B. VON, A. ANTIA, E. BAUERFEIND, O. HAUPT, I. PEEKEN, R. PEINERT, S. REITMEIER, C. THOMSEN, M. VOSS, M. WUNSCH, U. ZELLER und B. ZEITSCHER (1995) Pelagic processes and vertical flux of particles: an overview over a long-term comparative study in the Norwegian Sea and Greenland Sea. *Geol. Rundschau*, **84**, 11-27.
- BOUDREAU, B.P. (1986) Mathematics of tracer mixing in sediments: I. Spatially-dependent, diffusive mixing. *American Journal of Science*, **286**, 161-198.
- BOUDREAU, B.P. (1987) A steady-state diagenetic model for dissolved carbonate species and pH in the porewater of oxic and suboxic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 1985-1996.
- BOUDREAU, B.P. und N.L. GUINASSO (1982) The influence of a diffusive sublayer on accretion, dissolution, and diagenesis at the seafloor. In: FANNING, K.A. und F.T. MANHEIM (Hrsg.), *The dynamic environment of the ocean floor*. Lexington.
- BOULDIN, D.R. (1968) Models for describing the diffusion of oxygen and other mobile constituents across the mud-water interface. *J. Ecol.*, **56**, 77-87.
- BROECKER, W.S. und T.-H. PENG (1982): *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Geol. Obs., Columbia University, 660S.
- CAI, W.-J. und F.L. SAYLES (1996) Oxygen penetration depths and fluxes in marine sediments. *Mar. Chem.*, **52**, 123-131.
- CANFIELD, D.E. (1993) Organic Matter Oxidation in Marine Sediments. In: WOLLAST, R., F.T. MACKENZIE und L. CHOU (Hrsg.), *Interactions of C, N, P, and S Biogeochemical Cycles and Global Change*. *NATO ASI Series*, Springer, Heidelberg.
- CAPPELLEN, P. VAN, J.-F. GAILLARD und C. RABOUILLE (1993) Biogeochemical Transformations in Sediments: Kinetic Models of Early Diagenesis. In: WOLLAST, R., F.T. MACKENZIE und L. CHOU (Hrsg.), *Interactions of C, N, P, and S Biogeochemical Cycles and Global Change*. *NATO ASI Series*, Springer, Heidelberg.
- DADE, W.B. (1993) Near-bed turbulence and hydrodynamic control of diffusional mass transfer at the sea floor. *Limnol. Oceanogr.*, **38**(1), 52-69.
- DE BAAR, H.J.W. und SUESS, E. (1993) Ocean carbon cycle and climate change - An introduction to the Interdisciplinary Union Symposium. *Global Plant. Change*, **8**, 7-11.
- DIETRICH, G., K. KALLE, W. KRAUSS und G. SIEDLER (1975) *Allgemeine Meereskunde: Eine Einführung in die Ozeanographie*. Gebr. Borntraeger, Berlin, 593S., 8 Tafeln.
- EISMA, D. und S.J. VAN DER GAAST (1983) Terrigenous Late Quaternary Sediment Components North and South of the Scotland-Greenland Ridge and in the Norwegian Sea. In: BOTT, M.H.P., S. SAXOV, M. TALWANI und J. THIEDE (Hrsg.), *Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge, New Methods and Concepts*. Plenum, New York & London, 607-636.
- EMERSON, S., R. JAHNKE und D. HEGGIE (1984) Sediment-water exchange in shallow water estuarine sediments. *J. Mar. Res.*, **42**, 709-730.
- EMERSON, S., K. FISCHER, C. REIMERS und D. HEGGIE (1985) Organic carbon dynamics and preservation in deep-sea sediments. *Deep-Sea Res.* **32**, 1-21.
- FORSTER S. (1985) Was bedeutet "Sauerstoffzehrung" bei marinen Sedimenten? Diplomarbeit, C.A. Universität, Kiel.



- FROELICH, P.N., G.P. KLINKHAMMER, M.L. BENDER, N.A. LUEDTKE, R.C. HEATH und P. DAUPHIN (1979) Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: Suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1075-1090.
- GLUD R.N., J.K. GUNDERSEN, B.B. JØRGENSEN, N.P. REVSBECH und H.D. SCHULZ (1994) Diffusive and total oxygen uptake of deep-sea sediments in the eastern South Atlantic Ocean: in situ and laboratory measurements. *Deep-Sea Research*, **41** No. 11/12, 1767-1788.
- GOLOWAY, F. und M. BENDER (1982) Diagenetic models of interstitial nitrate profiles in deep-sea suboxic sediments. *Limnol. Oceanogr.* **27**(4), 624-638.
- GRAF, G., S.A. GERLACH, P. LINKE, W. QUEISSER, W. RITZRAU, A. SCHELTZ, L. THOMSEN und U. WITTE (1995) Benthic-pelagic coupling in the Greenland-Norwegian Sea and its effect on the geological record. *Geolog. Rundschau*, **84**, 49-58.
- GUINASSO, N.L., JR. und D.R. SCHINK (1975) Quantitative estimates of biological mixing rates in abyssal sediments. *J. Geophys. Res.*, **80**, 3032-3043.
- HALES, B., S. EMERSON und D. ARCHER (1994) Respiration and dissolution in the sediments of the western North Atlantic: estimates from models of *in situ* microelectrode measurements of porewater oxygen and pH. *Deep-Sea Res.*, 695-719.
- HEBBELN, D. und G. WEFER (1991) Effects of the ice coverage and ice-rafted material on sedimentation in Fram Strait. *Nature*, **350**, 409-411.
- HOLBY, O. (1992) Elektod Tillverkning. unveröffentl. Manuskript.
- HOPKINS, T.S. (1988) The GIN sea. SACLANTCEN-Report **SR-124**
- HULTH, S., T.H. BLACKBURN und P.O.J. HALL (1994) Arctic sediments (Svalbard): consumption and microdistribution of oxygen. *Mar. Chem.*, **46**, 293-316.
- JAHNKE, R.A. (1996) The global ocean flux of particulate organic carbon: Areal distribution and magnitude. *Global Biochem. Cycles*, **10**(1), 71-88.
- JAHNKE, R.A., S.R. EMERSON und J.W. MURRAY (1982) A model of oxygen reduction, denitrification, and organic matter mineralisation in marine sediments. *Limnol. Oceanogr.* **27**, 610-623.
- JAHNKE, R.A., S.R. EMERSON, C.E. REIMERS, J. SCHUFFERT, K. RUTTENBERG und D. ARCHER (1989) Benthic recycling of biogenic debris in the eastern tropical Atlantic Ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 2947-2960.
- JØRGENSEN, B.B. und D.J. DES MARAIS (1990) The diffusive boundary layer of sediments: Oxygen microgradients over a microbial mat. *Limnol. Oceanogr.*, **35**(6), 1343-1355.
- JØRGENSEN, B.B. und N.P. REVSBECH (1985) Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediments and detritus. *Limnol. Oceanogr.*, **30**(1), 111-122.
- JONES, M.T., A.R. KARBOR und P. WEATHERALL (1994) Supporting Volume to the GEBCO Digital Atlas. *Brit. Oceanogr. Datacenter*, Birkenhead, UK.
- KELL, G.S. (1975) Density, thermal expansivity, and 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. Engineer. Data*, **20**, 97-105.
- KELLOGG, T.B. (1975) Late Quarternary Climatic Changes in the Norwegian and Greenland Seas. In: WELLER, G. und S. BOWLING (Hrsg.), *Climate of the Arctic*. Geophysics Institute, Univ. of Alaska, Fairbanks, 3-36.
- KOCZKY, F.f. (1951) Factors determining the element concentration in sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **1**, 61-73.

- KOLTERMANN, K.P. und H. LÜTHJE (1989) Hydrographischer Atlas der Grönland- und Nördlichen Norwegensee (1979-1987), *Dt. Hydr. Inst. Hamburg*, Nr. **2328**, 274S.
- LEGUTKE, S. (1989) Modell-Untersuchungen zur Variabilität im Strömungssystem des Europäischen Nordmeers - Diss. Univ. Hamburg., *Ber. Meeres- und Klimaforschung*, **4**, 212S.
- LERMAN, A. (1979) *Geochemical Processes. Water and Sediment Environment*. Wiley - Interscience, New York, 418S.
- LEVITUS, S (1982) Atlas of the World Ocean, NOAA Prof.Paper, **13**, US Govt. Print. Office, Washington DC, 173 S.
- LI, Y.-H. und S. GREGORY (1974) Diffusion of ions in sea water and in deep-sea sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, pp.703-714.
- MANHEIM, F.T. und L.S. WATERMAN (1974) Diffusimetry (diffusion constant estimation) on sediment cores by resistivity probe. *Int. Rep. DSDP*, **22**, 663-670.
- MARTIN, J.H., G.A. KNAUER, D.M. KARL und W.W. BROENKOW (1987) VERTEX: Carbon Cycling in the Northeast Pacific. *Deep-Sea Res.*, **34**, 267-285.
- MARTIN, W.R., M. BENDER, M. LEINEN und J. ORCHARDO (1991) Benthic organic carbon degradation and biogenic silica dissolution in the central equatorial Pacific. *Deep-Sea Res.*, **38** (12), 1481-1516.
- MICHELS, K. (1995) Strömungssortierung quartärer Sedimente des Europäischen Nordmeeres: Analyse von Sinkgeschwindigkeits-Verteilungen. *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **55**, 165S.
- MORAWITZ, W.M.L (1995) Three-Dimensional Evolution of the Temperature Field in the Greenland Sea During 1988-1989 and its Relationship to Deep Convection. Ph.D.Thesis, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego, 114S.
- MÜLLER, P.J. (1977) C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, 765-776.
- MÜLLER, P.J., HARTMANN, M. und E. SUESS (1988) The Chemical Environment of Pelagic Sediments. In: HALBACH, P. et al. (Hrsg.) *The Manganese Nodule Belt of the Pacific Ocean*. Enke Verlag, Stuttgart, 68-90.
- PAETSCH, H. (1991) Sedimentation im Europäischen Nordmeer: Radioisotopische, geochemische und tonmineralogische Untersuchungen spätquartärer Ablagerungen. *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **29**, 102 S.
- PAWLOWICZ, R., J.L. LYNCH, W.B. OWENS, P.F. WORCESTER, W.M.L. MORAWITZ und P.J. SUTTON (1995) The Thermal Evolution of the Greenland Sea gyre in 1988-1989. *J. Geophys. Res.*, **100**, 4727-4750.
- PERRY, R.K., H.S. FLEMMING, N.Z. CHERKIS und R.H. FEDEN (1985) Bathymetry of the Arctic Ocean (Karte). National Research Laboratory, Washington, D.C.
- PRESS, W.H., B.P. FLANNERY, S.A. TEUKOLSKY und W.T. VETTERLING (1992) *Numerical Recipes in Pascal*. Cambridge University Press.
- QUADFASEL, D., J.-C. GASCARD und K.P. KOLTERMANN (1987) Large-Scale Oceanography in Fram Strait during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. *J. Geophys. Res.*, **92**, C7, 6719-6728.
- REDFIELD, A.C. (1958) The biological control of chemical factors in the environment. *Am.J.Sci.* **46**, 206-226.
- REEBURGH, W.S. (1983) Rates of biogeochemical processes in anoxic sediments. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **11**, 269-298.

- REIMERS C.E. (1987) An in situ microprofiling instrument for measuring interfacial pore water gradients: methods and oxygen profiles from North Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **34**, 2019-2035.
- REVSBECH N.P. und B.B. JØRGENSEN (1986) Microelectrodes: Their Use in Microbial Ecology. *Adv. Microb. Ecol.* **Vol 9**, 293-352.
- SANTSCHI, P., P. HÖHENER, G. BENOIT und M. BUCHHOLTZ-TEN BRINK (1990) Chemical processes at the sediment-water interface. *Mar. Chem.*, **30**, 269-315.
- SCHLÜTER, M. (1996) Einführung in geomathematische Verfahren und deren Programmierung. Enke Verlag, Stuttgart, 326 S., 1Disk.
- 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 S.
- SOETAERT, K., P.M.J. HERMAN und J.J. MIDDELBURG (1996) A model of early diagenetic processes from shelf to abyssal depths. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 1019-1040.
- SUESS, E. (1980) Particulate organic carbon flux in the oceans: surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, 260-263.
- SUESS, E., P.J. MÜLLER, H.S. POWELL und C.E. REIMERS (1980) A closer look at nitrification in pelagic sediments. *Geochem. J.*, **14**, 129-137.
- TENGBERG, A., F. DE BOVEE, P. HALL, W. BERELSON, D. CHADWICK, G. CICERI, P. CRASSOUS, A. DEVOL, S. EMERSON, J. GAGE, R. GLUD, F. GRAZIOTTINI, J. GUNDERSEN, D. HAMMOND, W. HELDER, K. HINGA, O. HOLBY, R. JAHNKE, A. KHRIPOUNOFF, S. LIEBERMANN, V. NUPPENAU, O. PFANNKUCHE, C. REIMERS, G. ROWE, A. SAHAMI, F. SAYLES, M. SCHURTER, D. SMALLMAN, B. WEHRLI und P. DE WILDE (1995) Benthic chamber and profiling landers in oceanography - A review of design, technical solutions and functioning. *Prog. Oceanog.* **35**, 253-294.
- THIEDE, J., E. SUESS und P.J. MÜLLER (1982) Late Quaternary fluxes of major sediment components to the sea floor at the Northwest African Continental Slope. In: VON RAD, U. et al. (Hrsg.), *Geology of the Northwest Continental Margin*. Springer Verlag, Berlin, 605-631.
- TRANGELED, S. (1974) Oceanography of the Norwegian and Greenland Seas and Adjacent Areas. Vol II, *SACLANT ASW Res. Centre Memorandum SM-47*, Italy.
- TUREKIAN, K.K., J.K. COCHRAN und D.J. DEMASTER (1978) Bioturbation in deep-sea deposits: Rates and consequences. *Oceanus*, **21**, 34-41.
- ULLMAN, W.J. und R.C. ALLER (1982) Diffusion coefficients in nearshore marine sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **27**, 552-556.
- VINJE, T.E. (1977) Sea Ice Conditions in the European Sector of the Marginal Seas of the Arctic, 1966-75. Norsk Polarinstitut Årbok, 163-174.
- VOGT, P.R. (1986) Seafloor Topography, Sediments, and Paleoenvironments. In: HURDLE, B.G. (Hrsg.), *The Nordic Seas*, Springer-Verlag New York Inc., 237-410.
- WAGNER, T. (1993) Organisches Material in pelagischen Sedimenten: Glaziale/Interglaziale Variationen im Europäischen Nordmeer. *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **42**, 138 S.
- WEEKS, W. (1986) Physical properties of the ice cover of the Greenland Sea. CRRELSR-82-28, Hanover, NH, US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory.
- WEINELT, M. (1993) Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen. *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **41**, 106 S.
- WOLLENBURG, I. (1993) Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. *Ber. Polarforsch.*, **127**.



## 9 Danksagung

Hiermit danke ich Herrn Prof. Dr. Erwin Suess für die Themenstellung und die fachliche Betreuung der Arbeit. Sein Vorbild als Wissenschaftler wirkte auf mich stets inspirativ und motivierend.

Bei Herrn Prof. Dr. Jan Duinker bedanke ich mich herzlich für die Betreuung der Arbeit von Seiten der Chemie und die Übernahme des Erstgutachtens.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Michael Schlüter für seine fachlich kompetente Mitbetreuung der Arbeit, für die freundschaftlich-kollegiale Zusammenarbeit bei gemeinsamen Projekten und Expeditionen sowie für die vielen guten Gespräche und Anregungen, die wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Für die fruchtbare Zusammenarbeit mit vielen Kollegen des SFB 313 und des GEOMAR-Forschungszentrums bin ich sehr dankbar. Dieser interdisziplinäre Austausch war eine besonders wichtige und bereichernde Erfahrung in meinem bisherigen beruflichen Werdegang.

Vor diesem Hintergrund bedanke ich mich stellvertretend bei Prof. Dr. Gerd Graf, Dr. Klaus Wallmann, Dr. Gerd Bormann, Dr. Jörg Maaßen, Dr. Will Ritzrau, Dr. Rolf Peinert, Dr. Hermann Fohrmann, Dipl.-Biol. Stefan Berg, Dipl.-Geol. Arnim Flüge und Dipl.-Biol. Klaus Schnack für viele wertvolle Gespräche und Informationen.

Für ihren Einsatz im Labor und bei praktischen Arbeiten zu Wasser und zu Land danke ich Angela Lunau, Bettina Domeier, Wolfgang Queiser, Eric Steen und Thomas Körner.

Sehr dankbar bin ich außerdem für die sehr gute Zusammenarbeit mit Jan Paulsen, Dipl.-Geol. Hinrich Schäfer, Dipl.-Chem. Matthias Häckel, Dipl.-Biol. Michael Friedrichs, Dipl.-Geol. Jens Greinert und Dipl.-Ing. Bernd Krip Ganz.

Ohne die gute Kooperation mit den Schiffsbesatzungen von FS „Polarstern“, FS „Meteor“, FK „Littorina“ und FS „Alkor“ während der Expeditionen wäre es nicht gelungen, die dieser Arbeit zugrundeliegenden Felddaten zu erheben bzw. das hierfür entwickelte Gerät zu optimieren. Mein Dank gilt hier der jeweiligen Schiffsführung, Besatzung und Fahrtleitung.

Weiterhin möchte ich mich bei Dr. Thomas Martin (AWI) für die Satellitenaufnahmen bedanken. Für die Starthilfe beim Bau der Sauerstoffelektroden danke ich den Kollegen des MPI, Bremen. Bei Herrn Jöhnk von der Zentralwerkstatt Physik der Uni Kiel bedanke ich mich für die schnelle und exakte Anfertigung von Elektrodensteckern.

Für die herzliche Aufnahme an der „Waterkant“ danke ich meinen Kieler Freunden, den Familien Ahrens, Brüske, Fricke, Martens und Winter, Hartmut Zeising und Ellen Butzbach. In vielen Alltagsangelegenheiten sowie während einer Krankheit erfuhr ich von ihnen tatkräftige Hilfe und Freundschaft.

Für ihre liebevolle Teilnahme und Unterstützung während meiner ganzen Ausbildung möchte ich meinen Eltern besonders herzlich danken.

Schließlich danke ich Gott für seine Führung und Hilfe in dieser Lebensphase.

Diese Arbeit wurde durch die Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des SFB 313 an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel gefördert.

## 10 Anhang

## Liste der verwendeten Symbole

$\phi$	: Porosität
$\omega$	: Sedimentationsrate
$\eta$	: dynamische Viskosität
$\phi_{\Delta z}$	: Porosität, gemittelt über $\Delta z$
$\rho_{sed}$	: Dichte des trockenen Sediments
$a_1, a_2, a_3$	: Fitparameter bei der Kurvenanpassung an $O_2$ -Profile
$AR_{bulk}^{1cm}$	: Akkumulationsrate = $LSR \cdot TRD^{1cm}$ im obersten Zentimeter der Sedimentsäule
$AR_{Corg}^{1cm}$	: $C_{org}$ -Akkumulationsrate im obersten Zentimeter der Sedimentsäule
$B_{Bio}$	: Biodiffusionskoeffizient
$C_i$	: Konzentration der Spezies $i$
$C_{org}$	: prozentualer $C_{org}$ -Gehalt bezogen auf die Trockenmasse des Sedimentes
$[C_{org}]$	: $C_{org}$ -Konzentration bezogen auf das Volumen des feuchten Sedimentes
$C_{org}^{1cm}$	: $C_{org}$ -Gehalt des Oberflächensedimentes im obersten Zentimeter der Sedimentsäule
$C_{org}^{deg}$	: Gehalt an abbaubarem $C_{org}$ , bezogen auf die Trockenmasse des Sedimentes
$[C_{org}^{deg}]$	: Konzentration an abbaubarem $C_{org}$ , bezogen auf das Feuchtvolumen des Sedimentes $C_{org}^{deg}$
$D_i$	: molekularer Diffusionskoeffizient der Spezies $i$
$D_{i,S}$	: Diffusionskoeffizient der Spezies $i$ im Sediment
$D_{O_2}^0$	: molekularer Diffusionskoeffizient von $O_2$
$D_{NO_3}^{Sed}$	: Diffusionskoeffizient von Nitrat im Sediment
$D_{PO_4}^{Sed}$	: Diffusionskoeffizient von Phosphat im Sediment
$E_{Corg}$	: Einbettungseffizienz von $C_{org}$ im Oberflächensediment, berechnet für Kerne mit bekannter Sedimentationsrate aus $AR_{Corg}^{1cm}$ und $F_{Corg}^{AR}$
$f$	: Formationsfaktor
$F_{Bio}$	: biogener Eintrag von partikulärem Material ins Sediment
$F_{Corg}$	: aus $F_{O_2}$ berechneter $C_{org}$ -Fluß durch die Sed./Wasser-Grenzfläche
$F_{Corg}^{AR}$	: $F_{Corg} + AR_{Corg}^{1cm} \cdot C_{org}$ -Fluß einschließlich Akkumulation (nur für Stationen mit bekannter Sedimentationsrate)
$F_{Corg}^{ExBetz}$	: Vergleichswert für wassertiefenabhängigen Exportfluß nach BETZER (1984)
$F_{Corg}^{ExSue}$	: Vergleichswert für wassertiefenabhängigen Exportfluß nach SUESS (1980)
$F_{ex situ}$	: aus <i>ex situ</i> -Messung abgeleiteter Sauerstofffluß durch die Sediment/Wasser-Grenzschicht
$F_{in situ}$	: aus <i>in situ</i> -Messung abgeleiteter Sauerstofffluß durch die Sediment/Wasser-Grenzschicht
$F_{O_2}$	: diffusiver $O_2$ -Fluß durch die Sed./Wasser-Grenzfläche, Wert aus statistischer Kurvenanpassung an die Daten
$F_{O_2}^{CS}$	: Abschätzung des $O_2$ -Flusses aus dem gemessenen $z_n$ nach CAI und SAYLES (1996)
$F_{O_2}^{LM}$	: lineare Minimalabschätzung des $O_2$ -Flusses aus der Steigung einer Gerade durch die Punkte $([O_2]_{BW}/l)$ und $(0/z_n)$
$i$	: Spezies im Porenwasser
$j$	: Spezies in der festen Sedimentphase
$k$	: kinetische Abbaukonstante
LSR	: lineare Sedimentationsrate nach PAETSCH (1991) oder WAGNER (1993)
$m$	: empirisch bestimmter Exponent in der Beziehung zwischen Formationsfaktor und Porosität
$n$	: Zahl eines Tiefensegmentes
$[NO_3]_{BW}$	: Nitratkonzentration im Bodenwasser
$[O_2]_{BW}$	: Sauerstoffkonzentration im Bodenwasser
$[PO_4]_{BW}$	: Phosphatkonzentration im Bodenwasser
$R$	: Reaktionsrate
$r$	: Partikelradius
$R_{BW}$	: elektrischer Widerstand im Bodenwasser
$R_{Corg}$	: $C_{org}$ -Abbaurrate
$R_{O_2}$	: $O_2$ -Zehrungsrate
$R_{Sed}$	: elektrischer Widerstand im Sediment
$t$	: Zeit

### Symbolliste Fortsetzung

$TRD^{1cm}$	:	Trockenraumdichte = $(1-\phi) \cdot \rho_{sed}$
$z$	:	Sedimenttiefe
$z_n$	:	Sauerstoffeindringtiefe
$z_n^{CS}$	:	Abschätzung der Sauerstoffeindringtiefe aus $F_{O_2}$ nach CAI und SAYLES (1996)
$z_n^{Mn}$	:	aus dem $Mn^{2+}$ -Porenwasserprofil abgeleitete $O_2$ -Eindringtiefe
$z_n^{NO_3}$	:	aus dem Nitratprofil abgeleitete $O_2$ -Eindringtiefe

**Tabelle A1:** unberücksichtigte  $O_2$ -Labor-Messungen und daraus berechnete  $C_{org}$ -Einträge

Station	Tiefe	$[O_2]_{BW}$	$z_n$	$z_n^{CS}$	$F_{O_2}$	$F_{Corg}$	$F_{Corg}$	$F_{Corg}^{ExSue}$	$F_{Corg}^{ExBetz}$
	[m]	[ $\mu M$ ]	[cm]	[cm]	[ $molO_2 \cdot m^{-2} \cdot a^{-1}$ ]	[ $molCm^{-2} \cdot a^{-1}$ ]	[ $gCm^{-2} \cdot a^{-1}$ ]	[ $gCm^{-2} \cdot a^{-1}$ ]	[ $gCm^{-2} \cdot a^{-1}$ ]
31/6	2792	317.4	>25 <sup>a</sup>	7.4	0.236	0.162	1.946	1.275	1.473
31/9	1560	340.9	>25 <sup>a</sup>	14.5	0.130	0.089	1.071	2.276	2.123
31/16	830	317.7	>25 <sup>a</sup>	7.5	0.234	0.161	1.930	4.257	3.155
31/25	780	310.4	>25 <sup>a</sup>	4.7	0.363	0.250	2.995	4.527	3.281
31/87	1530	328.8	>30 <sup>a</sup>	20.4	0.089	0.132	1.585	2.321	2.149
31/110	2202	347.6	>30 <sup>a</sup>	8.7	0.221	0.152	1.822	1.615	1.710
37/12/1	1950	312.3	7	9.0	0.191	0.131	1.577	1.823	1.845
37/13/1	1075	318.3	>15 <sup>a</sup>	12.7	0.138	0.095	1.142	3.295	2.682
37/14/1	794	348.4	13 <sup>a</sup>	8.4	0.174	0.119	1.433	4.448	3.244
37/20/1	1944	325.6	>20 <sup>a</sup>	4.3	0.417	0.287	3.443	1.829	1.849
37/21	1854	307.1		0.4	4.274	2.941	35.297	1.917	1.905
37/22	1929	310.5	>20	2.6	0.665	0.458	5.495	1.843	1.858
37/30/1	568	314.9		8.7	0.171	0.118	1.412	6.191	4.004

Die dieser Arbeit zugrunde liegenden Daten sind am Sonderforschungsbereich 313 hinterlegt und können dort eingesehen werden. Im Rahmen der Abschlußphase des SFB 313 soll möglicherweise eine Datenbank angelegt werden, in die diese Datensätze aufgenommen werden.



*Inst. f. Meereskunde, Kiel*



000000297556