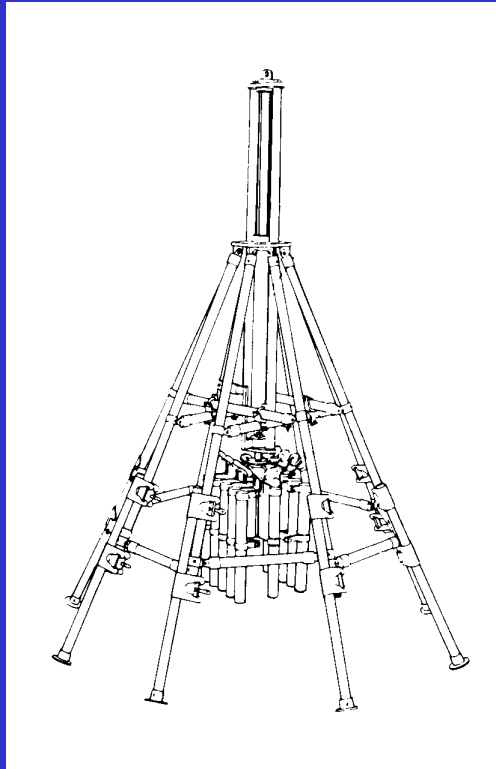


Charakterisierung des Benthals des nordwestlichen
Kontinentalhangs der Iberischen Halbinsel:
Biogeochemische Stoffflüsse



Diplomarbeit

Institut für Aquatische Ökologie i. Gr.

Universität Rostock

eingereicht von: Uli Franke
Gutachter: Prof. G. Graf
Prof. B. v. Bodungen

Rostock im Februar 2000

Inhaltsverzeichnis

1 EINLEITUNG	1
2 MATERIAL & METHODEN	3
2.1 UNTERSUCHUNGSGEBIET	3
2.2 PROBENNAHME UND ANALYTIK	6
2.2.1 Probennahme	6
2.2.2 Korngrößenanalyse	7
2.2.2.1 Naß-Siebung	7
2.2.2.2 Modularer Teilchen-Analysator GALAI-CIS-1®	8
2.2.3 Analyse des Sedimentwassergehaltes	9
2.2.4 C/N-Messung	10
2.2.4.1 Messung des organischen Kohlenstoffs (Corg) und Stickstoffs (N)	10
2.2.4.2 Bestimmung des Gesamt-Kohlenstoffs (Cges)	11
2.2.5 ATP-Messung	12
2.2.6 Bestimmung der Sauerstoffzehrung	14
2.3 STATISTIK	16
3 ERGEBNISSE	17
3.1 KORNGRÖßENANALYSE	17
3.1.1 Naß-Siebung	17
3.1.2 Modularer Teilchen-Analysator	19
3.2 ANALYSE DES SEDIMENTWASSERGEHALTS	21
3.3 ATP-MESSUNG	21
3.4 C/N-MESSUNG	25
3.4.1 Kohlenstoff-Gehalt (% Cges & % Corg)	25
3.4.2 Stickstoff-Gehalt	27
3.4.3 C/N-Verhältnisse	29
3.5 BESTIMMUNG DER SAUERSTOFFZEHRUNG	29
4 DISKUSSION	33
4.1 KORNGRÖßENVERTEILUNGEN UND STRÖMUNGSGVERHÄLTNISSE	33
4.2 VERTEILUNG DES PARTIKULÄREN KOHLENSTOFFS	35

4.3 ABSCHÄTZUNG DER LABILITÄT BZW. DER „FRISCHE“ DES ORGANISCHEN MATERIALS	37
4.4 VERTEILUNG DER BIOMASSE (ATP-KONZENTRATIONEN)	42
4.5 SAUERSTOFFZEHRUNG	44
4.5.1 Messungen in situ und an Bord	44
4.5.2 „Patchiness“	45
4.5.3 Saisonalität	46
4.5.4 Korrelation von Sauerstoffzehrung und Biomasse	47
4.6 EMPIRISCHE SAUERSTOFFZEHRUNGS-MODELLE	47
4.6.1 Vergleich von überregionalen Modellen	49
4.6.2 Vergleich von regionalen sowie überregionalen Modellen	52
4.7 KOHLENSTOFFBEDARF GEGENÜBER KOHLENSTOFFEINTRAG	55
4.7.1 Kohlenstoffflüsse berechnet nach Sinkstofffallen-Daten	56
4.7.2 Kohlenstofffluß zum Sediment ermittelt durch das Chl.a-Inventar	58
4.8 BILANZIERUNGSVERSUCH DER UNTERSUCHTEN TRANSEKTE	59
5 ZUSAMMENFASSUNG	63
6 LITERATUR	65
ANHANG	I-X

1 Einleitung

Durch hohe Produktivität stellen Schelfgebiete eine wichtige Quelle von gelöstem und partikulärem Material für den offenen Ozean dar. Die hohe Produktivität resultiert unter anderem aus dem Transfer von nährstoffreichem Tiefenwasser durch Auftrieb am Kontinentalhang und der Schelfkante (BISCAYE *et al.* 1994; VAN WEERING *et al.*, 1998a). Die höchsten Primärproduktionsraten sind typischerweise vor der Schelfkante des Kontinentalschelfs anzutreffen (WALSH, 1991). Die gegenwärtigen Kontinentalschelfe machen ca. 7-8 %, die Kontinentalhänge zwischen 200 und 2000 m nochmals 8 % der globalen Ozeanoberfläche aus (Wollast, 1991). Zusammengenommen produzieren diese beiden Gebiete aber 20-50 % des globalen marinen partikulären Kohlenstoffs (THOMSEN, 1998; WOLLAST, 1991).

Es stellte sich heraus, daß der benthische Kohlenstoff-Bedarf auf dem Schelf geringer ist als der Eintrag von organischem Material. WALSH *et al.* (1981) und WALSH (1991) postulierten daher, daß das Gros des organischen Kohlenstoffs der Primärproduktion des Schelfs zum Kontinentalhang und in die Tiefsee exportiert werde. Am Kontinentalhang entstünden Gebiete mit erhöhtem Kohlenstoffgehalt, sogenannte Akkumulations- oder Depositionsgebiete. Die Menge des Kohlenstoffs, die in Schelf- und Kontinentalhang-Sedimenten gespeichert ist, ist allerdings nicht genau bekannt, und Schätzungen variieren sehr stark (VAN WEERING *et al.*, 1998a).

Während der groß angelegten Untersuchungsprogramme SEEP-I und -II (Shelf-Edge Exchange Processes) zur Überprüfung dieser Export-Hypothese entlang der nordamerikanischen Atlantikküste (Mittelatlantische Bucht zwischen 37°-41° N und 70°-75° W) stellte sich heraus, daß nur 5-10 % der Primärproduktion aus diesem Gebiet exportiert wird (BISCAYE *et al.*, 1988; BISCAYE *et al.*, 1994). Dennoch wurde ein Akkumulationsgebiet von relativ refraktärem organischem Material (ANDERSON *et al.*, 1994) in mittlerer strömungsberuhigter Kontinentalhanglage (1000-1500 m) lokalisiert (BISCAYE *et al.* 1988; ROWE *et al.*, 1994). Ähnliche Akkumulationsgebiete wurden z.B. im Golf von Lion im Rahmen des ECOMARGE-Programms (ECOsystèmes de MARGE continentale) gefunden (MONACO *et al.*, 1990). Die Resultate dieser Programme zeigten, daß nicht ein einzelnes Modell für die in Bezug auf Topographie, Hydrodynamik und biologische Reaktionsmuster sehr unterschiedlichen „Schelf-Kontinentalhang-Systeme“ erstellt werden kann (VAN WEERING *et al.* 1998a). Diese Szenarien könnten die Ergebnisse von Feldstudien Benthos-Pelagischer-Kopplung an Kontinentalhängen erklären, welche zeigten, daß die primär vertikale Sedimentation von organischem Material, ermittelt durch Sedimentfallen-Analysen, das benthische Kohlenstoffbudget nicht hinreichend balancieren kann und

lateralen Eintrag von organischem Kohlenstoff mit eingerechnet werden muß (BISCAYE *et al.*, 1994; GRAF *et al.*, 1995; JAHNKE *et al.*, 1990; MONACO *et al.*, 1990).

Um die Rolle des nordwesteuropäischen Kontinentalhangs im globalen Kohlenstoff-kreislauf zu untersuchen, wurden die OMEX-Programme-I und -II (Ocean Margin EXchange) durch die Europäische Union initiiert. Das OMEX-I Gebiet der Keltischen See (47-50° N, Goban Spur, Porcupine Sea-Bight, Meriadzek Terrace) besitzt einen sehr breiten Schelf (VAN WEERING *et al.*, 1998b). Eine Bilanzierung des Kohlenstoff-Bedarfs und -Eintrags war mit Hilfe von hangabwärts gerichteten lateralen Transportprozessen innerhalb der Bodengrenzschicht (Wasserschicht, die sich die letzten Meter über dem Meeresboden befindet) und Resuspensionsvorgängen möglich (THOMSEN, 1998).

Das OMEX-II Gebiet liegt vor der Iberischen Halbinsel. Diese Region besitzt einen sehr schmalen, steilen und von zahlreichen Tiefsee-Canyons durchschnittenen Kontinentalhang (LOPÉZ-JAMAR *et al.*, 1992; VAN WEERING *et al.*, 1998a) und ist geprägt durch saisonalen Wechsel von Auftrieb- und Abtrieb-Ereignissen (BLANTON *et al.*, 1987; FRAGA, 1981; HUTHNANCE, 1995; MILLER *et al.*, 1999; TENOR *et al.*, 1995).

Zur Charakterisierung des nordwestlichen Kontinentalhangs der Iberischen Halbinsel in der Winterzeit wurden im Rahmen des OMEX-II Programms in dieser Diplomarbeit Sediment-Parameter wie Korngröße, Sedimentwassergehalt, Kohlenstoff und Stickstoff sowie ATP bestimmt. Desweiteren erfolgte die Messung der Sauerstoffzehrung im Überstandswasser von Sedimentkernen.

Es wurden folgende Fragestellungen bearbeitet:

- Existiert ein Akkumulationsgebiet am Kontinentalhang der Iberischen Halbinsel ?
- Kann Saisonalität für das Gebiet der Iberischen Halbinsel aufgezeigt werden ?
- Existieren Unterschiede von *in situ* und an Bord gemessenen Sauerstoffzehrungen, muß zwischen globalen, Atlantik- und Pazifik-Zehrungsmodellen differenziert werden und wie passen die hier gemessenen Sauerstoffzehrungen in diese Modelle ?
- Fokussiert der Nazaré-Canyon den Export von auf dem Schelf produziertem Material in die Tiefsee und welche Bedeutung kommt dabei dem Lateraltransport zu ?

2 Material & Methoden

2.1 Untersuchungsgebiet

Die Proben für die vorliegende Arbeit wurden während des Fahrtabschnitts M43/II (28.12.98-14.1.99) mit dem Forschungsschiff METEOR auf der Fahrt von Las Palmas (Kanarische Inseln) nach Cádiz (Spanien) gewonnen. Dies geschah im Rahmen des multidisziplinären Gemeinschaftsprojektes OMEX-II (Ocean Margin EXchange; Zeitraum 1997-2000) der Europäischen Union. Probennahmegebiete waren das OMEX-II Untersuchungsgebiet vor Vigo (41°N-42°30`N, 08°W-11°W) sowie das OMEX-II Canyon Gebiet (Nazaré-Canyon). Die Lage und Tiefe der für diese Arbeit relevanten Stationen ist in Abbildung 1 dargestellt.

Das Untersuchungsgebiet ist gekennzeichnet durch einen relativ schmalen Kontinental-Schelf, die 200 m-Tiefenlinie liegt ca. 10-30 km vom Land entfernt (LÓPEZ-JAMAR *et al.*, 1992). Der Kontinentalhang ist sehr steil und wird von zahlreichen Tiefsee-Canyons eingeschnitten. Lokal tritt intensiver Auftrieb mit starker saisonaler Variabilität auf (van WEERING *et al.*, 1998).

Auftrieb ist eine häufige Erscheinung an den Westküsten der Kontinente, mit Ausnahme von Australien. Diese Auftriebsgebiete zählen zu den produktivsten Meeresgebieten überhaupt. Der Auftrieb am europäischen Kontinentalhang ist am stärksten vor der Iberischen Halbinsel ausgeprägt (HUTHNANCE, 1995). Im gesamten Bereich der Iberischen Halbinsel zwischen 36° und 44° N ist Auftrieb oft zwischen April und Oktober zu beobachten (BLANTON *et al.*, 1987; FIÚZA *et al.*, 1982; WOOSTER *et al.*, 1976), da in dieser Zeit die klimatischen Voraussetzungen für diese Erscheinung gegeben sind (FRAGA, 1981). So sorgt das saisonale Wanderungsmuster des Azorenhochs in dieser Zeit für meist küstenparallele Winde aus nördlicher Richtung (BLANTON *et al.*, 1987; LÓPEZ-JAMAR *et al.*, 1992). Bedingt durch den Ekman-Transport erfährt die vom Wind getriebene Haupt-Wasserströmung eine Ablenkung im rechten Winkel zur Windrichtung. Die Ablenkung in der nördlichen Hemisphäre erfolgt nach rechts, in der südlichen Hemisphäre nach links. Somit entsteht an der Iberischen Halbinsel zwischen April und Oktober eine ablandige Strömung, die für den Auftrieb von 2-6° C kühlerem, nährstoffreichem Nordost-Atlantischem-Zentral-Wasser aus 50-700 m Tiefe führt (BLANTON *et al.*, 1987; FRAGA, 1981). Die Stärke und Saisonalität des Auftriebs hängt neben den Windverhältnissen stark von der geographischen Verlagerung der nordatlantischen anticyclischen Gyre (WOOSTER *et al.*, 1976), und der örtlichen Küstentopographie ab (BLANTON *et al.*, 1987). Neben dem Auftrieb treten auch Abtrieb-Ereignisse auf. Diese sind im Dezember und Januar am stärksten und werden durch Winde aus südlicher Richtung und die daraus resultierende

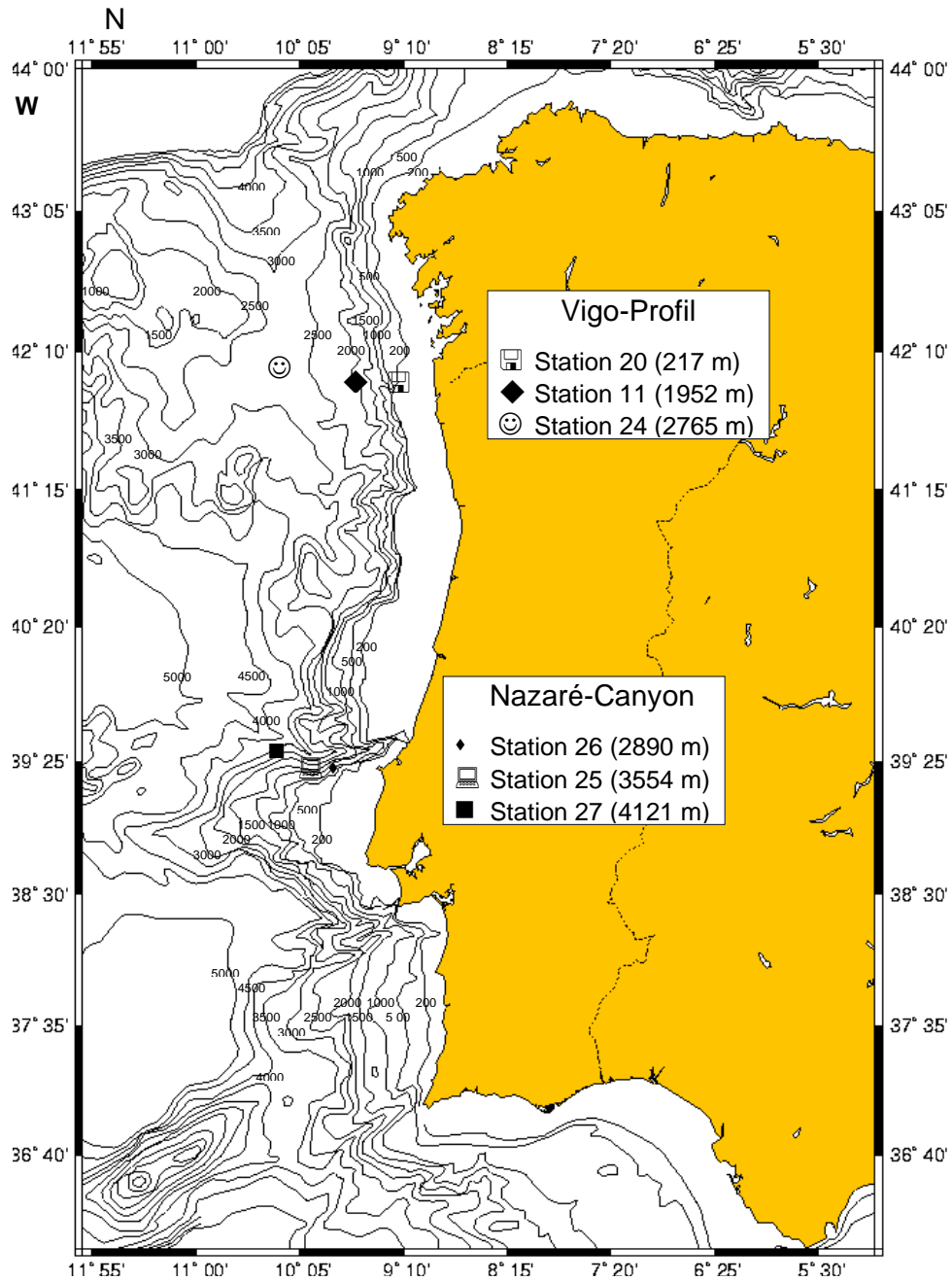


Abb. 1 Lage und Tiefe der Stationen, die im Rahmen dieser Arbeit beprobt wurden. Modifizierte Karte, die mit Hilfe des USGS Bathymetry (Isobarth) Extractors erstellt wurde (<http://crusty.er.usgs.gov/bathy/>).

aufländige Haupt-Wasserströmung verursacht (BLANTON *et al.*, 1987; TENORE *et al.*, 1995). In der vorliegenden Arbeit wurden zwei unterschiedliche hangnormale Transekte mit je drei Stationen beprobt. Zum einen fand die Untersuchung des Vigo-Profiles statt, wobei dort Proben vom Kontinentalschelf in 217 m Tiefe und am Kontinentalhang in 1952 m sowie in 2765 m Tiefe gewonnen wurden. Das Besondere an diesem Transekt ist, daß die tiefste Station am Fuß eines flacheren Plateaus liegt und unter dem Einfluß der sehr produktiven Ría de Vigo steht. Rías sind geflutete tektonische Täler an der Galizischen Küste (TILSTONE *et al.* 1994). Zum anderen wurde der Nazaré-Canyon untersucht, ein Tiefsee-Canyon, der praktisch am Strand beginnt und sich auch landeinwärts als Tal fortsetzt (SEIBOLD und BERGER, 1993). Der obere Abschnitt des Canyons ist steil und V-förmig, das stark mäandrierende Canyon-Bett ist sehr schmal und von Felswänden eingefäßt. Der südliche Hang des mittleren Abschnitts ist durchfurcht von steilen, tiefen Einschnitten und Rinnen, die Hangkante ist gerundet. Der nördliche Hang im mittleren Abschnitt ist weniger stark zerklüftet und besitzt eine kammartige Hangkante. Der untere Abschnitt des Canyons ist abgeflacht und aufgefächert, harte Sedimenthorizonte treten hier zutage (VANNEY und MOUGENOT, 1990).

Starke Reflexionen des Echolots, bedingt durch den steilen und engen oberen Abschnitt des Canyons, sowie die schwere See machten die Tiefenbestimmung und die gefahrlose Probennahme in diesem Teil des Canyons unmöglich. Daher konnte die Probennahme im Nazaré-Canyon erst ab einer Wassertiefe von ca. 2900 m in ca. 20 km Entfernung zur Küste erfolgen. Bei diesem Transekt wurden Proben des Kontinentalhangs aus 2890 m, 3554 m und aus 4121 m Tiefe geborgen.

Die für diese Arbeit verwendeten Proben stammen aus Oberflächensedimenten sowie vom Überstandswasser der folgenden, in Tabelle 1 aufgelisteten Stationen:

Tab. 1 Stationen mit Koordinaten und Wassertiefen

	Station	Koordinaten	Wassertiefe (m)
Vigo-Profil	20	42° 09,0' N 009° 18,7' W	217
	11	42° 10,5' N 009° 36,0' W	1952
	24	42° 09,0' N 010° 29,9' W	2765
Nazaré-Canyon	26	39° 29,0' N 009° 45,1' W	2890
	25	39° 29,7' N 009° 55,5' W	3554
	27	39° 34,0' N 010° 10,9' W	4121

2.2 Probennahme und Analytik

2.2.1 Probennahme

Folgende Sediment-Parameter wurden im Rahmen dieser Diplomarbeit untersucht:

- Korngrößen
- Sedimentwassergehalt
- ATP-Gehalt
- Gesamt-Kohlenstoffgehalt (C_{ges}), organischer Kohlenstoffgehalt (C_{org}), Stickstoffgehalt (N) sowie das organische Kohlenstoff-Stickstoff-Verhältnis (C/N)

Des Weiteren erfolgte eine Bestimmung der Sauerstoffzehrung der Sedimentkerne, gemessen als Sauerstoffabnahme im Überstandswasser.

Die Sedimentproben wurden mit Hilfe eines Großkastengreifers (0,5 m x 0,5 m) (HESSLER/SANDIA USNEL box-corer) oder eines Multicorers (BARNETT *et al.*, 1984) gewonnen. Die Probennahme zu dieser Jahreszeit wurde durch schlechtes Wetter, starke Stürme und hohe See sehr erschwert. Die Probenausbeute war daher meist sehr gering. Direkt nach der Bergung des Sediments wurden die Sedimentkerne des Multicorers für die ATP-, die C/N- und die Sedimentwassergehalts-Bestimmung in einen Kühlraum (4 °C) überführt. Dort erfolgte die Unterteilung der Kerne in insgesamt 7 Sediment-Horizonte (0-0,5 cm, 0,5-1 cm, 1-2 cm, 2-3 cm, 5-7 cm und 7-9 cm). Vor der Entnahme der Unterproben für Parallel-Bestimmungen der Sedimentparameter wurde jeder einzelne Horizont durch Umrühren homogenisiert.

Die Entnahme des Sediments zur Bestimmung der Korngröße (die obersten 9 cm des Sediments) erfolgte als Mischprobe mit Hilfe eines Spatels aus dem Großkastengreifer. Diese Vorgehensweise war notwendig, da für jede Naß-Siebung ca. 100 g Feuchtsediment erforderlich sind und aufgrund der wenigen Proben nicht genug Sediment für eine schichtweise Beprobung vorhanden war. Die Proben wurden bis zur Analyse im Institut für Aquatische Ökologie i.Gr. in Rostock unbehandelt in Cautex-Flaschen aufbewahrt.

Die Sedimentkerne für die Bestimmung der Sauerstoffzehrung wurden direkt nach der Bergung mit Deckeln luftdicht verschlossen und möglichst erschütterungsfrei in eine luftgekühlte Hälterungstruhe überführt (GRAF *et al.* 1995).

2.2.2 Korngrößenanalyse

Zunächst wurde eine Naß-Siebung durchgeführt. Da jedoch bei 2/3 der Proben das Sediment feiner als das feinste Sieb (63 µm) war und verloren ging, wurde zusätzlich eine Analyse mit dem laser-optischen modularen Teilchen-Analysator GALAI-CIS-1® der Firma LASER-OPTIK-TECHNOLOGIE/L.O.T. Darmstadt am Institut für Ostseeforschung Warnemünde durchgeführt.

Die Benennung der Korngrößenklassen wurde nach TGL 23984 (DDR-Norm für klassische Lockersedimente in Anlehnung an DIN 4022, PFEIFER, KURZE und MATHÉ, 1981) vorgenommen und ist in Tabelle 2 dargestellt.

Tab. 2 Benennung der Korngrößenklassen nach TGL 23984

Korngröße (µm)	Korngrößenbezeichnung
2000-1000	Feinkies
1000-500	Grobsand
500-250	Mittelsand
250-125	Feinsand
125-63	sehr feiner Sand
63-20	Grobschluff
20-6,5	Mittelschluff
6,5-2	Feinschluff
< 2	Ton

2.2.2.1 Naß-Siebung

Der Siebsatz bestand aus Sieben der Maschenweiten 2 mm, 1 mm, 0,5 mm, 0,25 mm, 125 µm und 63 µm. Zunächst wurde das Gewicht der leeren Siebe bestimmt (Waage: Satorius® MC1 LC 620 S, Genauigkeit: 0,001 g). Ca. 100 g Feuchtsediment wurden abgewogen und mittels langsam fließendem Wasser aus einem Wasserschlauch und schüttelnden Bewegungen so lange gesiebt, bis das abfließende Wasser klar war. Nach dem Sieben wurden die Siebe von der Unterseite mit Alufolie verschlossen und über Nacht im Trockenschrank bei 60° C getrocknet. Die Siebe wurden erneut gewogen und das Sedimentgewicht ermittelt. Die Sedimentanteile, die sich beim Trocknen zersetzten und in die Folie fielen, wurden ebenfalls gewogen und zu dem Gewicht des Sediments der „durchfallenen“ Siebe addiert. Der Anteil <63 µm wurde per Subtraktion vom Ausgangsgewicht ermittelt.

Die mittlere Korngröße (Median der Partikeldurchmesser bei 50 % Sediment-Trockengewichtsanteilen = Q 50) wurde durch kumulative Auftragung der Sediment-Trockengewichtsanteile einer Siebung graphisch ermittelt. Die Kumulative Auftragung erfolgte beginnend mit den großen Korngrößen (GRAY, 1984).

2.2.2.2 Modularer Teilchen-Analysator GALAI-CIS-1®

Die herkömmliche Korngrößenbestimmung von sehr feinem Sedimentmaterial (<math>< 63 \mu\text{m}</math>) wird in der Regel mittels Sedimentationsröhren vorgenommen (GRAY, 1984), wobei die Analyse der Partikelsinkgeschwindigkeit in Äquivalenzdurchmesser umgerechnet wird (SCHOLLE *et al.*, 1996). Dieses Verfahren ist jedoch sehr langwierig. Man benötigt beispielsweise mehr als 16 Stunden, um Partikelgrößen von $1 \mu\text{m}$ zu messen (GRAY, 1984). Aus diesem Grund wurde die deutlich schnellere Methode der Teilchenanalyse mit dem modularen Teilchen-Analysator GALAI-CIS-1 durchgeführt.

Das weniger zeitaufwendige Meßverfahren der Laser-Analyse beruht auf einem rotierenden Neon-Helium-Laserstrahl, der Schattenwürfe der sich in der Meßebeine befindenden Partikel erzeugt und aus Schattenumriß und -dauer über einen Pulseditor die Partikelgröße bestimmt (SCHOLLE *et al.*, 1996). Die Korngrößenanalyse mit dem Teilchen-Analysator erfolgte am Institut für Ostseeforschung Warnemünde.

Meßprinzip und Bestandteile der Laser-Apparatur sind in Abbildung 2 dargestellt (entnommen: SCHOLLE *et al.*, 1996).

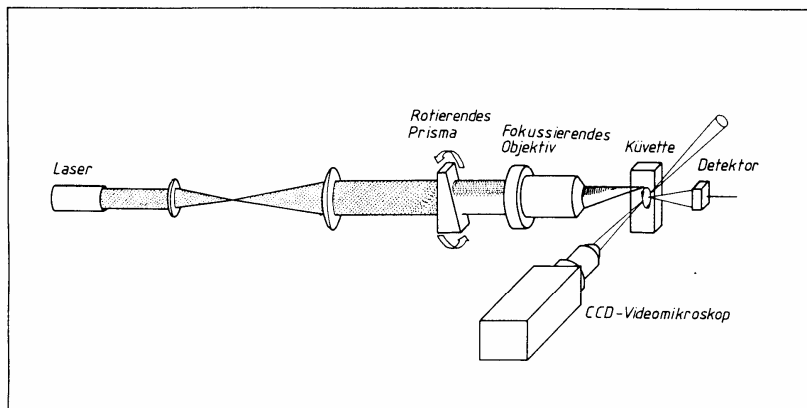


Abb. 2 Das Meßprinzip des modularen Teilchen-Analysators GALAI-CIS-1. Umgezeichnet nach L.O.T. I (1988), Abbildungsquelle: SCHOLLE *et al.* 1996.

Mit dem Teilchen-Analysator wurden die gleichen Misch-Sedimentproben untersucht wie bei der Naß-Siebung. Zusätzlich erfolgte eine Korngrößenbestimmung einzelner Sedimentschichten (0-0,5 cm, 0,5-1 cm, 1-2 cm, 2-3 cm, 3-5 cm, 5-7 cm und 7-9 cm) aus verbliebenen Sediment-Resten der C/N-Analyse. Mit Hilfe dieser Vorgehensweise konnten Ergebnisse über die Korngrößenverteilung innerhalb des Sediments erlangt werden. Diese schichtweise Untersuchung war möglich, da für die Laser-Analyse nur geringe Sedimentmengen benötigt werden (ca. 0,5 g Trockensediment), für die Naß-Siebung jedoch ca. 100 g Feuchtsediment.

Da grobes Material die Küvette des Teilchen-Analysators leicht verstopft, und der Meßbereich des Gerätes zwischen 150 µm und 0,5 µm liegt, wurde das Sediment aller Stationen vor dem Ansetzen der Meßlösung mit einem 125 µm-Sieb gesiebt.

Für die Analyse wurden 0,5 g getrocknetes Sediment abgewogen und mit ca. 40 ml Aqua dest. versetzt. Nachdem ca. 10 ml 30 %iges technisches Wasserstoffperoxid (H₂O₂) zugesetzt wurden, wurde die Lösung für 15 min in ein Ultraschallbad gegeben. Anschließend wurden 1-3 ml gesättigte Calgon-Lösung zugegeben, die Lösung geschüttelt und für 12-24 h ruhen gelassen. Vor der eigentlichen Messung wurde die Lösung mit einem Magnetrührer durchmischt und soweit mit Aqua dest. verdünnt, daß der geräteinterne Konzentrationswert des Lasers erreicht wurde. Dabei betrug die Durchlaufgeschwindigkeit durch die Durchfluß-Küvette ca. 1-2 Tropfen pro Sekunde.

2.2.3 Analyse des Sedimentwassergehaltes

Mittels abgeschnittener Spritzen wurden insgesamt 3 Unterproben à 2-3 ml pro Station und Sedimenthorizont von jedem der drei parallelen Sedimentkerne für die Analyse des Sedimentwassergehaltes entnommen und in Kunststoffiegeln bei -20 °C eingefroren. An Station 27 war nur ein Sedimentkern vorhanden, so daß an dieser Station nur eine Bestimmung des Sedimentwassergehalts möglich war.

Die eingefrorenen Proben wurden in den geschlossenen Tiegeln aufgetaut, das äußere Kondenswasser an den geschlossenen Tiegeln über Nacht bei Raumtemperatur im Exsikkator entfernt und das Feuchtgewicht (Waage: Satorius® MC 210P, Genauigkeit: 0,01 mg) der Proben ermittelt.

Danach wurden die Proben 48 h bei 60° C im Trockenschrank getrocknet und das Trockengewicht bestimmt. Nach Abzug der vor der Reise ermittelten Leergewichte der Tiegel erfolgte die Ermittlung des Sedimentwassergehaltes in Volumenprozent (Vol. %) nach Formel (2):

$$\text{Vol.}\% = \frac{(\text{FG} - \text{TG}) / \text{DichteSeewasser}}{(\text{FG} - \text{TG}) / \text{DichteSeewasser} + \text{TG} / \text{DichteSediment}} \times 100 \quad (2)$$

FG = Feuchtgewicht des Sediments
 TG = Trockengewicht des Sediments
 Dichte des Seewassers bei 35 ‰ und 20° C = 1,025 g/cm³ (SIEDLER, 1975)
 Dichte des Sediments gesetzt gleich der Dichte von Quarz = 2,65 g/cm³

Das Sediment wurde nun für die C/N-Messung bei 60° C im Trockenschrank bis zur Weiterverarbeitung aufbewahrt.

2.2.4 C/N-Messung

2.2.4.1 Messung des organischen Kohlenstoffs (C_{org}) und Stickstoffs (N)

Die Bestimmung des Kohlenstoff- bzw. Stickstoff-Gehaltes der Proben erfolgte in einem Elementar-Analyser (C/N-Analyser) (Carlo Erba/NC 2500[®]). Im C/N-Analyser wird das Probenmaterial bei ca. 1000 °C verbrannt. Die Verbrennungsprodukte (CO, CO₂, N₂, NO_x und H₂O) gelangen in den Reduktions- und Oxidationsofen, in dem die Oxide des Stickstoffs zu N₂ reduziert werden, und CO oxidiert und durch Magnesiumperchlorat vom Wasser befreit wird. Eine Gas-Chromatographie-Säule trennt den Stickstoff vom Kohlenstoffdioxid. Als Trägergas wird Helium mit 99,998 %iger Reinheit benutzt. Kalibriert wird der C/N-Analyser mit Acetanilid-Standard. Dieser besitzt einen Stickstoff-Gewichts-Anteil von 10,36 % und einen Kohlenstoff-Gewichts-Anteil von 71,09 %.

Mittels abgeschnittener Spritzen wurden insgesamt 3 Unterproben à 2-3 ml pro Station und Sedimenthorizont von jedem der drei parallelen Sedimentkerne für die C/N- Bestimmungen genommen und in Kunststoffiegeln bei -20 °C eingefroren. Da an Station 27 nur ein Sedimentkern vorhanden war, wurden drei parallele Messungen aus dieser einen Unterprobe vorgenommen.

Das getrocknete Sediment wurde durch Zerreiben mit dem Pistill im Mörser homogenisiert.

Die Bearbeitung der Proben und die Durchführung der C/N-Analyse erfolgten nach einer modifizierte Methode nach VERARDO *et al.* (1990):

Zur Ermittlung des organischen Kohlenstoffgehalts (C_{org}) wurden 18-50 mg des Sediments (Waage: Satorius® M2P, Genauigkeit: 0,001 mg), je nach Stickstoff- und Kohlenstoffgehalt, in ein Silberschiffchen (IVA Analysetechnik®, \varnothing 5 mm, Höhe 9 mm) eingewogen. Um den anorganischen Kohlenstoffanteil zu eliminieren, wurde das Sediment mit ansteigenden Konzentrationen von HCl, beginnend mit 50 μ l 0,25 N, dann mit 50 μ l 1 N und 50 μ l 4 N HCl, jeweils solange angesäuert, bis das Sediment nicht mehr schäumte. Abschließend wurde das Sediment einmal mit 50 μ l 9 N HCl versetzt. Vor der ersten Ansäuerung wurde das Sediment befeuchtet, um einen Probenverlust durch Übersäumen zu verhindern. Zwischen den weiteren Ansäuerungsschritten wurde das Sediment bei 70° C auf einem Heizblock (Techne® DRI-BLOCK) für 15 Minuten getrocknet. Vor der Messung im C/N-Analyser wurden die Proben über Nacht bei 60° C im Trockenschrank getrocknet.

2.2.4.2 Bestimmung des Gesamt-Kohlenstoffs (C_{ges})

Der Gesamt-Kohlenstoffgehalt setzt sich zusammen aus dem organischen (C_{org}) und dem anorganischen Kohlenstoffanteil (C_{anorg}).

$$C_{ges} = C_{anorg} + C_{org}$$

Zur Ermittlung des C_{ges} wurden je nach Stickstoff- und Kohlenstoffgehalt 18-50 mg Sediment in Zinnschiffchen (IVA Analysetechnik®, \varnothing 5 mm, Höhe 9 mm) eingewogen und im C/N-Analyser ohne vorheriges Ansäuern gemessen.

Für die Bestimmung des Verhältnisses von Kohlenstoff- zu Stickstoff (C/N) wurden die molaren Verhältnisse verwendet.

Normalerweise wird nicht differenziert zwischen organischem und anorganischem bzw. Gesamt-Stickstoff (z.B. ANDERSON *et al.*, 1994; LOHSE *et al.*, 1998). Für die Berechnung des C/N-Verhältnisses von organischem Material ist es jedoch wichtig nur organische Kohlenstoff- und Stickstoffwerte zu verwenden. Ob die Gleichsetzung des organischen Stickstoffs mit dem Gesamt-Stickstoff im Sediment, wie sie zur Zeit gebräuchlich ist, zu großen Ungenauigkeiten bzw. Fehlern führt, soll folgendes Rechenbeispiel klären:

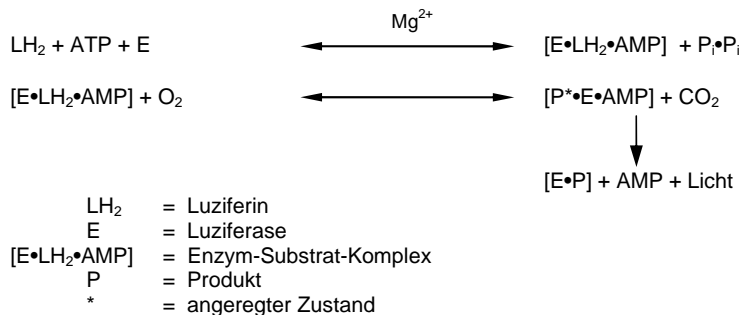
Geht man von Nitrat- und Nitrit-Konzentrationen im Porenwasser des Sediments von 20-200 μ mol dm^{-3} (z.B. BALZER *et al.*, 1998; JAHNKE *et al.*, 1992; LOHSE *et al.*, 1998; REIMERS und SMITH, 1986) und Ammonium-Konzentrationen von 5-1500 μ mol dm^{-3} (z.B. FLOREK und ROWE, 1983; JAHNKE *et al.*, 1989; REIMERS und SMITH, 1986), aus und setzt Sedimentwassergehalte von 100 % und Sedimentdichten von 2,65 g/cm^{-3} voraus, so

ergeben sich anorganische Stickstoffgehalte von ca. 0,15-8,9 $\mu\text{g N g}^{-1}$ für marine Sedimente. Gesamt-Stickstoff-Konzentrationen mariner Sedimente liegen in einem Bereich von 0,1-3,8 mg N g^{-1} Sediment (z.B. ANDERSON *et al.*, 1988; LOHSE *et al.*, 1998; SMITH *et al.*, 1983). Da diese etwa 1000-fach größer sind als die anorganischen Stickstoffkonzentrationen, kann der anorganische Stickstoff mariner Sedimente vernachlässigt und der organische Stickstoff gleich dem Gesamt-Stickstoff gesetzt werden.

2.2.5 ATP-Messung

Die ATP-Messung beruht auf einer Biolumineszenz-Reaktion. Dies ist eine Reaktion, bei der ein Substrat, hier Luziferin, durch das katalysierende Enzym Luziferase unter Quantenemission oxidiert wird. Für diese Reaktion wird unter optimalen Bedingungen genau ein ATP-Molekül pro entstehendem Photon benötigt (SELIGER und MCELROY, 1960). Dabei ist die emittierte Lichtmenge direkt proportional zur ATP-Konzentration. Es ist somit möglich, durch Zugabe dieses Substrat-Enzym-Gemisches zu einer Probe und durch Messung des entstehenden Lichtblitzes auf die Menge des in der Probe enthaltenen ATP zu schließen. Das hier verwendete Luziferin-Luziferase-System (Firefly Lantern Extract = FLE) entstammt dem amerikanischen Leuchtkäfer *Photinus pyralis*. Der Lichtblitz kann mit Hilfe eines ATP-Photometers oder eines Luminometers gemessen werden.

Die lichterzeugende Reaktion kann wie folgt dargestellt werden (DELUCA und MCELROY, 1974):



Voraussetzung für die Bestimmung der ATP-Konzentration ist jedoch die Bestimmung der Wiederfundrate des ATPs. Bei der ATP-Extraktion aus dem Sediment geht ein gewisser Teil des ATPs durch Adsorption an das Sediment verloren (Graf, 1979). Zur Bestimmung der Wiederfundrate wird eine bekannte Menge ATP zu dem zu untersuchenden Sediment zugegeben und genau wie die zu untersuchenden Proben behandelt. Die Wiederfundrate (W) in % berechnet sich nach Formel (3):

$$W(\%) = \frac{ATP_{\text{Sediment + Zusatz}} - ATP_{\text{Sediment}}}{ATP_{\text{Zusatz}}} \times 100 \quad (3)$$

Da der ATP-Verlust abhängig ist vom Sedimenttyp, muß bei jeder ATP-Bestimmung auch die Wiederfundrate bestimmt werden.

Von jedem der 7 Horizonte der drei parallelen Sedimentkerne jeder Station wurden insgesamt 5 Unterproben mittels abgeschnittener Spritzen à 1 ml für die ATP-Messung entnommen. An Station 27 mußten alle 5 Parallelen pro Sedimenthorizont aus dem einen zur Verfügung stehenden Kern entnommen werden.

Die Probenaufarbeitung an Bord der Meteor erfolgte nach PFANNKUCHE *et al.* (1987). Das Sediment wird bei dieser Methode zunächst mit einem Phosphatpuffer versetzt. Dabei werden potentielle Bindungstellen des Sedimentes für ATP durch den Puffer abgesättigt, dies führt nach BULLEID (1978) zu einer geringeren Adsorption des ATPs an das Sediment. Die Proben werden anschließend in einem Glycinpuffer für 30 min. bei 90° C im Wasserbad inkubiert. Das Sediment wird verworfen und der Überstand bei -20° C eingefroren.

Für die Ermittlung der Wiederfundraten wurde aus jedem Tiefenhorizont der 3 Sedimentkerne eine Unterprobe à 1 ml Sediment entnommen und mit Phosphatpuffer abgesättigt. Im Gegensatz zur Bearbeitung der restlichen Proben wurde 1 ml einer ATP-Lösung (500 nmol ATP/l) zugegeben. Danach wurde verfahren wie oben beschrieben.

Zunächst sollte die ATP-Bestimmung am Institut für Aquatische Ökologie i.Gr. in Rostock nach der Methode von WITZEL (1979) mit Modifikationen von GRAF (1979) erfolgen. Es stellte sich jedoch heraus, daß durch das Mischen dieser beiden Methoden keine Ergebnisse erzielt werden konnten. Im Januar diesen Jahres ergab sich kurzfristig die Möglichkeit, die Proben an das Institut Geomar in Kiel zu schicken und dort durch Frau Kähler nach der Methode von PFANNKUCHE *et al.* (1987) messen zu lassen.

Bei dieser Methode, bei der auch die Konzentrationen von ADP und AMP der Probe ermittelt werden, wird jedoch im Gegensatz zu der Methode nach WITZEL (1979) mit

Modifikationen nach GRAF (1979) nicht zwischen den Wiederfundraten von ATP, ADP und AMP unterschieden. Es werden drei verschiedenen Wiederfundraten ermittelt:

1) für ATP, 2) für die Umwandlungsreaktion von ADP zu ATP mit Hilfe des Enzyms Pyruvatkinase und 3) für die Umwandlungsreaktion von AMP über ADP zu ATP mit Hilfe der Enzyme Myokinase und Pyruvatkinase, wobei die Wiederfundraten für die unterschiedlichen Umwandlungsreaktionen aus der für die ATP-Wiederfundraten-Bestimmung zugesetzten Menge ATP errechnet werden (siehe oben). Diese drei Wiederfundraten werden dann zu einer Mischwiederfundrate gemittelt. Die Wiederfundraten der drei Nukleotide unterscheiden sich nach Graf (1979) jedoch erheblich. So ist die Wiederfundrate je nach Sedimenttyp für ATP und ADP meist wesentlich geringer als die für AMP. Die Wiederfundraten des ADPs liegen oft zwischen 60 und 80 %, die von ATP variieren sehr stark zwischen Werten von unter 10 % bis 70 %. Die Wiederfundrate von AMP liegt oft zwischen 70 und 100 %. Es ist daher unerlässlich, die Wiederfundrate für jedes Nukleotid getrennt zu bestimmen.

Die ATP-Konzentrationen des Sediments wurden als biochemischer Biomasseparameter verwendet. Zur Umrechnung der ATP-Konzentration in Kohlenstoff wurde ein C/ATP-Verhältnis von 200 vorausgesetzt (GERLACH, 1978). Für die Berechnung der Biomasse wurde die ATP-Konzentration in dieser Arbeit mit der ATP-Wiederfundrate anstatt mit der Mischwiederfundrate bestimmt.

2.2.6 Bestimmung der Sauerstoffzehrung

Die Messung der Sauerstoffzehrung von Sedimentlebensgemeinschaften der Tiefsee stellt die gebräuchlichste Methode dar, um deren Stoffwechselaktivität zu bestimmen. Voraussetzung für die Anwendung dieser Methode ist die Annahme, daß der gesamte Energieverbrauch der Organismen indirekt über den Sauerstoffverbrauch gemessen werden kann (SMITH und HINGA, 1983; GLUD *et al.*, 1994). Es wurden diverse Techniken entwickelt, um den Sauerstoffverbrauch zu messen. Im allgemeinen werden ein Stück Sediment und das sich darüber befindende Wasser umschlossen. Der Sauerstoffverbrauch wird entweder *in situ* oder an Bord des Schiffes gemessen (FLOREK und ROWE, 1983; SMITH und HINGA, 1983; GLUD *et al.* 1994). Der Sauerstoffverbrauch kann nun im Überstandswasser mittels Sauerstoffelektrode oder dem WINKLER-Verfahren gemessen werden. Eine andere Möglichkeit stellt das Aufnehmen eines Sauerstoffgradienten im Sediment mit Hilfe von Mikrosauerstoffelektroden dar. Aus dem Gradienten der Sauerstoffkonzentration wird der Sauerstofffluß im Sediment berechnet. In dieser Arbeit wurde die Sedimentkern-Inkubation an Bord des Schiffs angewandt.

Soweit wie möglich wurden je drei Sedimentkerne pro Station für die Sauerstoffzehrungsbestimmung verwendet. Die Sedimentkerne wurden mit dem Überstandswasser in eine luftgekühlte Hälterungstruhe überführt, mit Rührdeckeln luftdicht und luftblasenfrei verschlossen und bei 4° C (Stationen 11, 24, 25, 26 und 27) bzw. bei 12° C (Station 20) nahe der *in situ* Temperatur gehältert (GRAF *et al.*, 1995). 1-2 h nach dem Überführen in die Hälterungstruhe sowie in Abständen von 12-34 h (technisch bedingte Inkubationszeit-Unterschiede) wurden Proben des Überstandswassers für die Messung der Sauerstoffkonzentration abgenommen. Die Sauerstoffmessung erfolgte nach dem Winkler-Verfahren mit einem Sauerstoffmeßstand der Firma Metrom durch eine "Visuelle Endpunkt-Titration" (GRASSHOFF, 1983), wobei das Volumen der WINKLER-Flaschen zwischen 57 und 60 cm³ lag. Bei allen Stationen, außer an Station 27, wurden zwei Sauerstoffzehrungswerte ermittelt, die zu einem Endwert addiert wurden. Ausgeführt wurde die Titration von Frau Philipp an Bord der Meteor. In Tabelle 3 sind die Inkubationszeiten der Sedimentkerne der einzelnen Stationen dargestellt.

Tab. 3 Zeitpunkte der Beprobung des Überstandswassers der Sedimentkerne für die Winkler-Titration.

Station	Zeitpunkte der Probennahme (h)
11	0 / 24 / 44
20	0 / 24 / 50
24	0 / 24 / 41
25	0 / 26 / 30
26	0 / 34 / 56
27	0 / 12

Die so gewonnenen Sauerstoffzehrungsdaten ($\text{mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) wurden zunächst umgewandelt in $\text{mg O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und anschließend nach Formel (4) (FLOREK und ROWE, 1983) in Kohlenstoffäquivalente umgerechnet. Hierbei wurde von der Annahme eines respiratorischen Quotienten von 0,85 ausgegangen und vorausgesetzt, daß die Nahrung

aus gleichen Anteilen von Kohlenhydraten, Proteinen und Lipiden besteht (HARGRAVE, 1973; ROWE *et al.* 1994):

$$C_{[\text{remineralisiert}]} (\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}) = O_{2[\text{Verbrauch}]} (\text{mg m}^{-2} \text{d}^{-1}) * 12/32 * RQ \quad (4)$$

RQ = Respiratorischer Quotient (0,85)
 12/32 = 12mgC/32mgO₂, stöchiometrisches Verhältnis von Kohlenstoff und Sauerstoff bei der Oxidation von organischem Material [CH₂O+O₂ → CO₂ + H₂O]

Umrechnungen:

1 ml O₂ = 44,615 μmol O₂
 1 ml O₂ = 1,427 mg O₂
 1 mg O₂ = 0,7007 ml O₂

2.3 Statistik

Als statistischer Test wurde der nichtparametrische KRUSKAL-WALLIS-Test (Programm: GraphPad Prism[®]) für die Sedimentparameter verwendet. Als Voraussetzung genügen drei Parallelen aus mindestens drei Gruppen.

Bei den Sedimentparametern wurden die Stationen untereinander mit Hilfe des KRUSKAL-WALLIS-TEST verglichen. Zusätzlich war zu untersuchen, ob sich die Sedimenthorizont-Daten jeder einzelnen Station verglichen. Hierbei wurde der DUNNS-MULTIVARIABLE-TEST dem KUSKAL-WALLIS-TEST nachgeschaltet. Die Varianz wurde mit Hilfe von 95 % Konfidenzintervallen dargestellt.

Bei den Sauerstoffzehrungs-Daten wurden die Daten der Stationen des Vigo-Profiles untereinander, sowie die Daten der Station 25 des Nazaré-Canyons mit den drei Proben des Vigo-Profiles verglichen. Da bei den Stationen 26 und 27 nur jeweils 2 Werte der Sauerstoffzehrung vorlagen, konnte bei diesen Stationen keine statistische Auswertung vorgenommen werden.

3 Ergebnisse

3.1 Korngrößenanalyse

3.1.1 Naß-Siebung

Die Ergebnisse der Korngrößenanalyse durch die Naß-Siebung sind in Abbildung 3 dargestellt. Es ist zu erkennen, daß sich die Station 20 des Vigo-Profiles und Station 27 des Nazaré-Canyons deutlich von den anderen Stationen unterscheiden. Diese beiden Stationen wiesen gröberes Material auf als die übrigen.

Im Vigo-Profil an Station 20 stellte die 63 µm Korngröße (Grobschluff) die größte Korngrößenfraktion mit 58 % dar. Die Größenfraktion der Korngröße <63 µm erreichte 23 %, der 125 µm Anteil (sehr feiner Sand) betrug 18 %. An den Stationen 11 und 24 überwogen die Korngrößen <63 µm mit 91 % (Station 11) und 68 % (Station 24). Der Anteil der Partikel >63 µm war an Station 24 höher als an Station 11, obwohl die Station 24 über 800 m tiefer lag.

Im Nazaré-Canyon waren die Korngrößenverteilungen der Stationen 26 und 25 sehr ähnlich. Der größte Anteil des Sediments hatte eine Körngröße von <63 µm (Station 26: 86 %, Station 25: 78 %). Der Grobschluff-Anteil (63 µm) war an Station 25 mit 8 % ca. doppelt so groß wie an Station 26. An der Station 27 überwog der Anteil an gröberem Sediment. 53 % des Sediments bestand aus Feinsand (250 µm), 31 % aus sehr feinem Sand (125 µm). Station 27 wies das sandigste Sediment der insgesamt 6 Stationen auf.

Der Median der Partikeldurchmesser (mittlere Korngröße = Q 50) des Sediments konnte nur an den Stationen 20 und 27 ermittelt werden, da bei den anderen Stationen der größte Prozentsatz des Sediments feiner als das 63 µm Sieb war und verloren ging. Da eine graphische Auswertung mittels kumulativer Auftragung erfolgte, um den Median der Partikeldurchmesser zu ermitteln, aber bei den Stationen 11, 24, 25 und 26 mehr als 70 % des Trockengewichts des Sediments <63 µm war, kann nur gefolgert werden, daß bei diesen Stationen der Median (mittlere Korngröße = Partikeldurchmesser bei 50 % Sediment-Trockengewichtsanteilen) <63 µm gewesen sein muß. Genauere Angaben sind mit dieser Methode nicht möglich.

Um die Fraktion des Sediments <63 µm zu charakterisieren, wurde die Partikelgrößen-Bestimmung mit dem Laser angewendet (siehe Kapitel 3.1.2). Die mittlere Korngröße des Sediments betrug an Station 20 92,2 µm und an Station 27 282,4 µm.

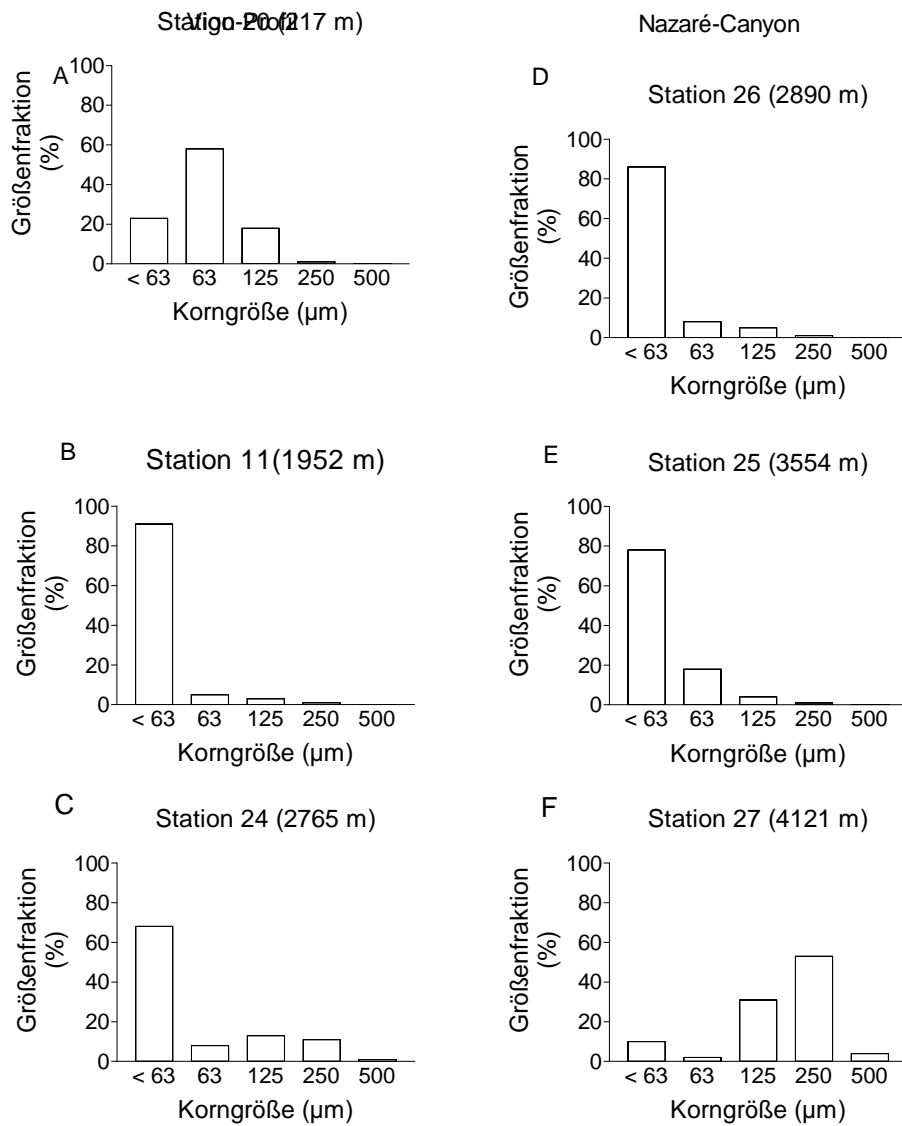


Abb. 3 Korngrößenverteilung bestimmt durch Naß-Siebung: Vigo-Profil (A-C), Nazaré-Canyon (D-F), aufgetragen ist die prozentuale Größenfraktion (%) gegen die Korngröße (µm).

3.1.2 Modularer Teilchen-Analysator

Die Ergebnisse des Laserverfahrens wurden als Volumen-Histogramme berechnet und dargestellt. Dabei zeigte sich, daß sich die 7 Horizonte (0-0,5 cm, 0,5-1 cm, 1-2 cm, 2-3 cm, 3-5 cm, 5-7 cm und 7-9 cm) der obersten 9 cm innerhalb einer Station bezüglich der Korngrößenverteilung kaum unterschieden. Es wurden daher der Mittelwert und die 95 % Konfidenzintervalle der einzelnen Korngrößenklassen aller 7 Horizonte der 6 Stationen gebildet und diese mit der Mischprobe (9 cm Oberflächen-Sediment als Unterprobe der Großkastengreifer genommen, s. Kapitel 2.2) verglichen. Auch hier zeigte sich eine sehr gute Übereinstimmung, so daß im Folgenden die Daten der Mischprobe jeder Station dargestellt wurden.

Abbildung 4 zeigt die Korngrößenverteilung des Sediments, die mit Hilfe des Laserverfahrens ermittelt wurde. Da das Sediment zuvor mit einem 125 µm Sieb gesiebt wurde, spiegelt das Ergebnis nur die Verteilung des Sediments <125 µm wider.

Weniger als 5 % des Sediments bestanden an allen 6 untersuchten Stationen aus Ton (Sediment <2 µm). Den größte Anteil stellte an allen Stationen die Schluff-Fraktionen (Fein-, Mittel- und Grobschluff).

Die Stationen 11 und 24 des Vigo-Profiles wiesen ein homogener verteiltes Sediment auf als die Stationen des Nazaré-Canyons. Der größte Sediment-Anteil der flachsten Station des Vigo-Profiles, Station 20 (217 m), bestand aus Grobschluff (20-63 µm: 44 %) und sehr feinem Sand (63-150 µm: 31 %). Station 11 (1952 m) wies das feinste Sediment auf. Die prozentualen Anteile des Grobschluffes (63-20 µm), des Mittelschluffes (20-6,5 µm) und des Feinschluffes (6,5-2 µm) lagen zwischen 36 und 25 %. An Station 24 (2765 m), der tiefsten Station des Vigo-Profiles, war wiederum gröberes Sediment-Material vorhanden. Der sehr feine Sand-Anteil, der Mittel- und der Feinschluff-Anteil lagen zwischen 21 und 24 %. Der Anteil an Grobschluff beträgt 31 %.

Die Sedimentverteilungen der drei Stationen des Nazaré-Canyons (Station 25, 26 und 27) unterschieden sich nicht so stark wie die der Stationen des Vigo-Profiles. Das feinste Material wies Station 26 (2890 m) auf. Dort waren 50 % des Sediments <63 µm. Der größte prozentuale Sediment-Anteil der drei Nazaré-Canyon-Stationen mit mindestens 43 % fiel der Grobschluff-Fraktion zu (Station 27: 55%, Station 26: 43 % und Station 25: 52 %). Die zweithäufigste Korngröße dieser drei Stationen war der Mittelschluff. An Station 26 betrug der Anteil 32 %, an den Stationen 25 und 27 etwas über 21 %. Nur an Station 25 (3554 m) war der Anteil an Feinsand mit 16 % mehr als doppelt so hoch wie an den Stationen 26 (2890 m) und 27 (4121 m).

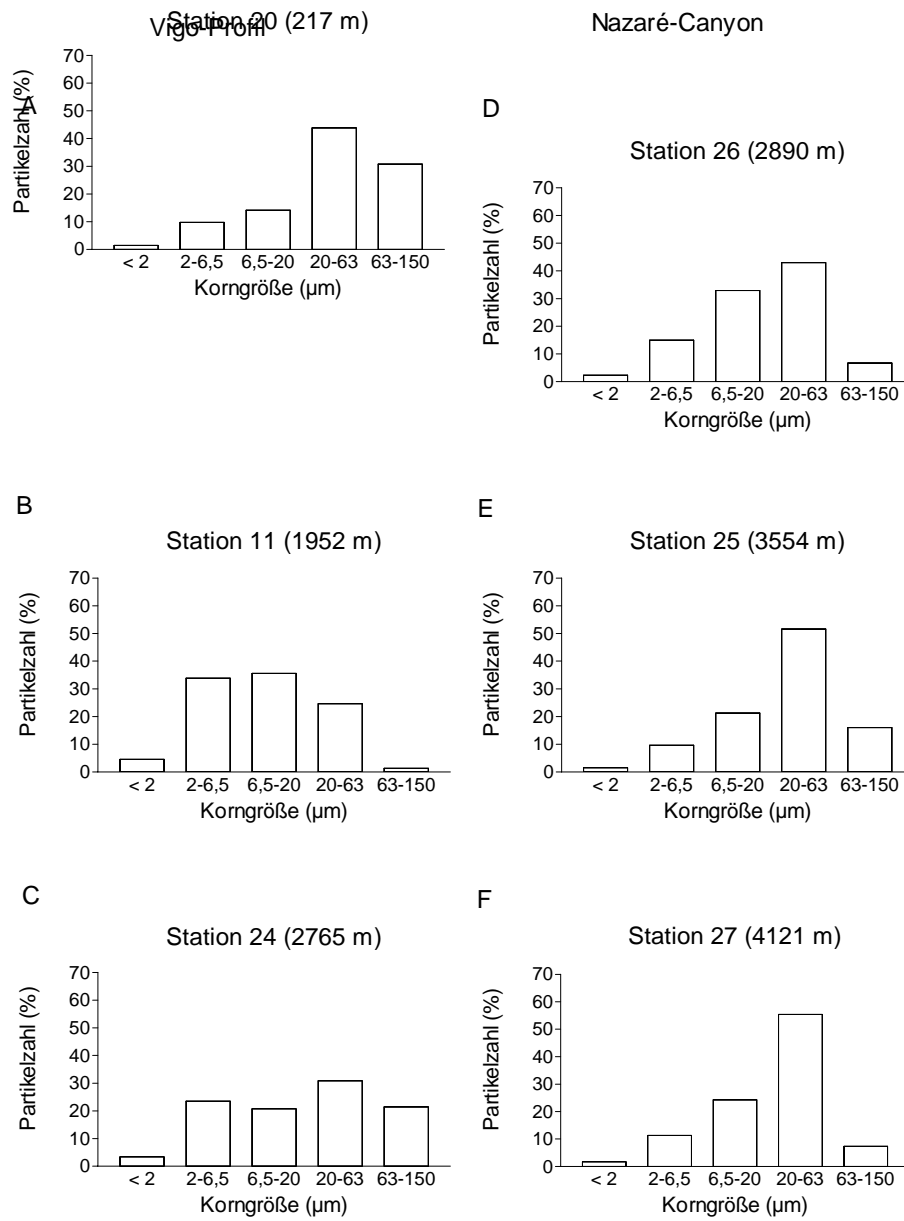


Abb. 4 Volumen-Histogramm bestimmt durch Laseranalyse: Vigo-Profil (A-C), Nazaré-Canyon (D-F), aufgetragen ist die Partikelzahl (%) gegen die Korngröße (µm).

3.2 Analyse des Sedimentwassergehalts

In Abbildung 5 sind die Ergebnisse der Sedimentwassergehaltsanalyse dargestellt. Alle Stationen unterscheiden sich voneinander bezüglich ihres Sedimentwassergehalts signifikant. Nur Stationen 26 wies keine signifikanten Unterschiede einzelnen Sedimentschichten auf. Für Station 27 lag nur eine Einzelprobe vor, so daß für diese Station keine statistische Analyse erfolgen konnte (Signifikanz-Niveaus im Anhang I).

Es war an allen Stationen, mit Ausnahme der Station 27, zu erkennen, daß der Wassergehalt des Sediments mit zunehmender Tiefe kontinuierlich abnahm. Nur Station 20 des Vigo-Profiles und Station 27 des Nazaré-Canyons unterschieden sich von den restlichen Stationen bezüglich des Sedimentwassergehalts. An den Stationen 11 und 26 lag der Wert der beiden oberen Sedimentschichten bei 85 bzw. 89 Vol. % und sank gleichmäßig bis auf 73 bzw. 75 Vol. % in 7-9 cm Tiefe ab. An den Stationen 24 und 25 betrug der Wassergehalt in der obersten Sedimentschicht 80 bzw. 81 Vol. % und sank auf Werte von 66 Vol. % und 65 Vol. % ab. Im Gegensatz dazu wiesen die Stationen 20 und 27 wesentlich niedrigere Wassergehalte im Sediment auf. So betrug der Wassergehalt der 0-0,5 cm-Schicht der Station 20 58 Vol. % und sank bis auf 49 Vol. % in 7-9 cm Tiefe.

An Station 27 betrug der Wassergehalt 59 Vol. % in der Oberflächen-Sedimentschicht (0-0,5 cm). In 2-3 cm Sedimenttiefe war der Gehalt auf 42 Vol. % gesunken, stieg dann erneut auf 54 Vol. % in 3-5 cm Tiefe an und sank schließlich auf 45 Vol. % in 7-9 cm Tiefe.

3.3 ATP-Messung

Die ATP-Konzentrationen sind in Abbildung 6 dargestellt. Alle Stationen untereinander unterschieden sich signifikant voneinander. Nur an Station 26 sind keine signifikanten Unterschiede einzelner Sedimentschichten aufgetreten (Signifikanz-Niveaus im Anhang IV). Die ATP-Konzentrationen im Sediment nahmen an allen Stationen, mit Ausnahme der Station 26, mit zunehmender Sedimenttiefe ab.

Die ATP-Konzentrationen des Vigo-Profiles waren im Durchschnitt höher als die an den Stationen 25 und 27 des Nazaré-Canyons. An Station 26 des Nazaré-Canyons wurden die zweithöchsten Werte aller von uns beprobten Stationen gefunden. An allen Stationen des Vigo-Profiles war eine Abnahme der ATP-Konzentration unterhalb der Oberflächenschicht (Stationen 20, 217 m; Station 24, 1952 m) bzw. der zweiten Sedimentschicht (Station 11, 1952 m) festzustellen. Besonders stark ausgeprägt war diese Abnahme an Station 11. Dort sank die ATP-Konzentration von ca. 650 pmol cm^{-3} in den beiden obersten Sedimentschichten auf 300 pmol cm^{-3} in der dritten Schicht, um dann ab der 2-3 cm Schicht

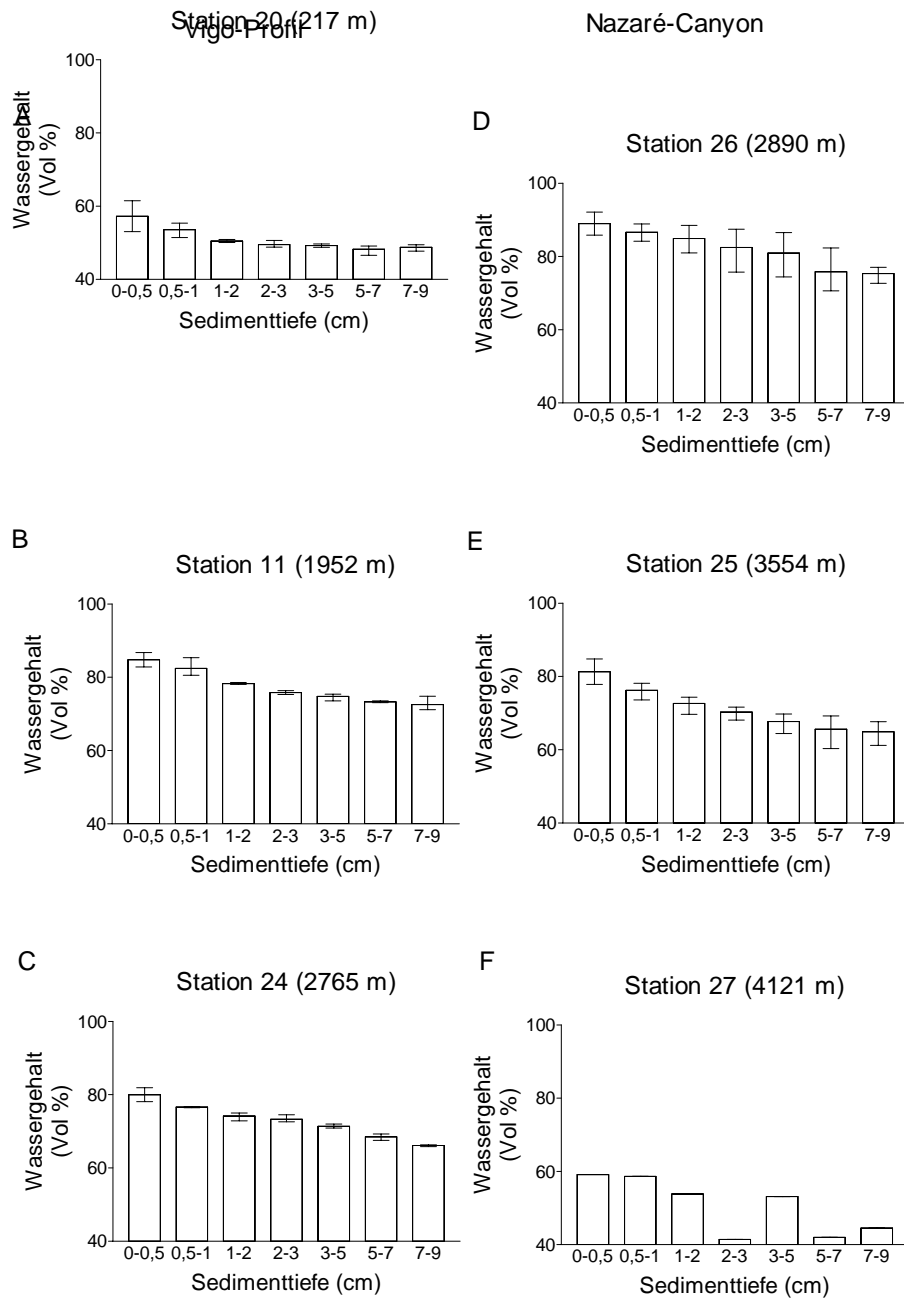


Abb. 5 Sedimentwassergehalte Vigo-Profil (A-C), Nazaré-Canyon (D-F): Der Wassergehalt (Vol. %) der einzelnen Stationen ist gegen die Sedimenttiefe (cm) aufgetragen. A-E: Dargestellt sind Mittelwerte (n = 3) sowie das 95 % Konfidenzintervall, F: Dargestellt ist eine Einzelmessung. Signifikanz-Niveaus sind im Anhang I angegeben.

relativ kontinuierlich von 80 auf 37 pmol cm⁻³ abzusinken. Die ATP-Konzentrationen der Stationen 20 und 24 sanken kontinuierlicher von 180 pmol cm⁻³ in der jeweiligen Oberflächenschicht auf Konzentrationen von 60 pmol cm⁻³ an Station 20, bzw. 33 pmol cm⁻³ an Station 24. Auffallend waren die für diese Tiefe sehr hohen ATP-Konzentrationen der Station 26 (2890 m) des Nazaré-Canyons. Dort wurden in allen Sediment-Horizonten, außer in der 2-3 cm-Sedimentschicht, ATP-Konzentrationen von ca. 280-230 pmol cm⁻³ gemessen. Die ATP-Konzentration der Station 25 (3554 m) sank dagegen kontinuierlich von der Oberfläche bis in 9 cm Tiefe von ca. 140 auf durchschnittlich 10 pmol cm⁻³. An Station 27 (4121 m) war ein steilerer Abfall der ATP-Konzentration unter der Oberflächenschicht zu verzeichnen. So verringerte sich die ATP-Konzentration von ca. 90 pmol cm⁻³ in der obersten Sedimentschicht auf Werte von 0,6 pmol cm⁻³ in der tiefsten Sedimentschicht.

In Tabelle 4 sind die aus den ATP-Konzentrationen errechneten Biomassen der Oberflächenschicht (0-1 cm) und das Biomassen-Inventar (0-9 cm) der einzelnen Stationen, bei einem C/ATP-Verhältnis von 200 (Gerlach, 1978), dargestellt.

Tab. 4 Biomassen der Oberflächensedimentschicht (0-1 cm) und das Biomassen-Inventar der gesamten beprobten Sedimentdicke (0-9 cm), berechnet aus den ATP-Konzentrationen bei einem C/ATP-Verhältnis von 200.

	Stationen	Tiefe (m)	Biomasse (0-1 cm) (gC m ⁻²)	Biomasse (0-9 cm) (gC m ⁻²)
Vigo-Profil:	20	217	0,33	0,97
	11	1952	1,44	2,24
	24	2765	0,28	0,69
Nazaré-Canyon:	26	2890	0,59	2,70
	25	3554	0,26	0,46
	27	4121	0,13	0,20

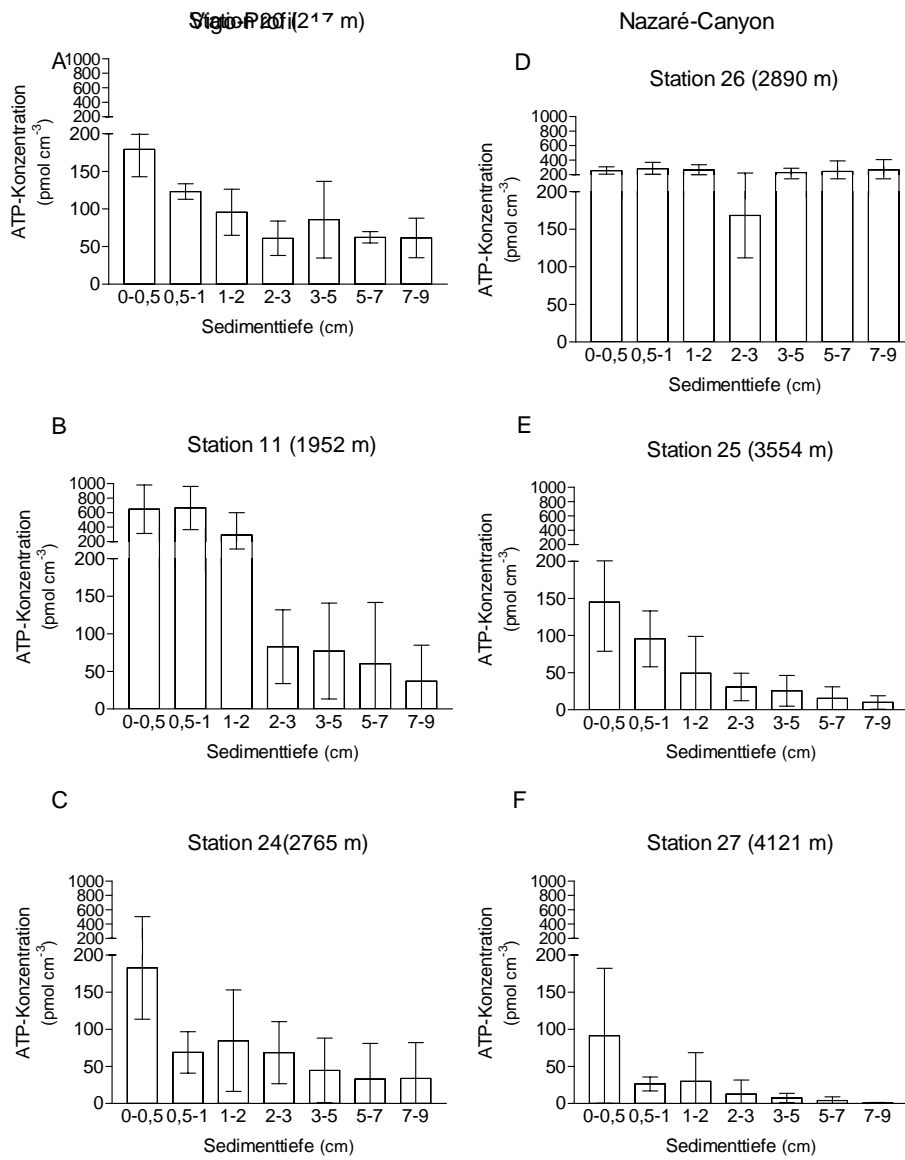


Abb. 6 Sediment-ATP-Konzentration, Vigo-Profil (A-C), Nazaré-Canyon (D-F): Die ATP-Konzentration (pmol cm⁻³) der einzelnen Stationen ist aufgetragen gegen die Sedimenttiefe (cm). A-F: Dargestellt sind 95 % Mittelwerte (n = 5) sowie das 95 % Konfidenzintervall. Alle Stationen untereinander unterscheiden sich signifikant. Signifikanz-Niveaus sind im Anhang IV angegeben.

3.4 C/N-Messung

3.4.1 Kohlenstoff-Gehalt (% C_{ges} & % C_{org})

In Abbildung 7 sind die Kohlenstoffgehalte (C_{ges} & C_{org}) dargestellt. Sowohl die Verteilung des C_{ges} -Gehaltes als auch die Verteilung des organischen Kohlenstoffs innerhalb der einzelnen Sedimenttiefen-Horizonte war mit Ausnahme der Stationen 27 und 11 sehr homogen. Nur die Stationen 25 und 26 unterschieden sich untereinander nicht signifikant bezüglich ihres C_{ges} - sowie ihres C_{org} -Gehalts. Es traten an den Stationen 11 und 27 signifikante Unterschiede des C_{ges} - und C_{org} -Gehalts einzelner Sedimentschichten auf (Signifikanz-Niveaus im Anhang II).

Der Gesamt-Kohlenstoff-Anteil der Stationen 11 und 24 des Vigo-Profiles war im Durchschnitt höher als an Stationen des Nazaré-Canyons. Der organische Kohlenstoff-Anteil war jedoch an den Stationen des Vigo-Profiles wesentlich geringer als an den Stationen des Nazaré-Canyons.

Bei dem Vergleich des C_{org} der Stationen untereinander waren wiederum alle Stationen außer die Stationen 25 und 26 signifikant verschieden.

C_{ges} nahm an den Stationen des Vigo-Profiles mit zunehmender Wassertiefe stark zu. Der C_{org} -Gehalt war an der mittleren Station 11 dieses Transekts am höchsten.

Im Gegensatz dazu verringerten sich die C_{ges} - und C_{org} -Anteile der Stationen des Nazaré-Canyons mit zunehmender Tiefe. Diese Änderung war zunächst sehr gering von Station 26 (2890 m) bis zur mittleren Station 25 (3554 m), dann aber stärker bis zur tiefsten Station 27 (4121 m).

Die C_{ges} -Werte der Stationen des Vigo-Profiles nahmen von der flachsten Station (Station 20: 2 %) bis zur mittleren Station um das Zweifache auf 4 % zu, um sich dann nochmals bis zur tiefsten Station auf 7,4 % zu erhöhen. Der C_{org} -Anteil der flachsten und der tiefsten Station des Vigo-Profiles lag bei durchschnittlich 0,3 bzw. 0,4 %. Das prozentuale C_{org} -Maximum lag an der mittleren Station und war mit 0,8 % ca. doppelt so hoch.

Der Durchschnitt der C_{ges} -Anteile der Nazaré-Stationen 25 und 26 lag bei 3 %, der organische Kohlenstoffanteil bei 1,7 % an Station 26 und 1,5 % an Station 25. Nur Station 27 wies stark unterschiedliche Kohlenstoffverteilungen in den einzelnen Sedimentschichten auf: Sowohl der C_{org} - als auch der C_{ges} -Gehalt sank, mit Ausnahme der 3-5 cm-Schicht, mit zunehmender Sedimenttiefe kontinuierlich ab. So sank der Gehalt an C_{ges} von 2 % in der obersten Sedimentschicht unter 0,5 % in der tiefsten Schicht. Der Anteil des C_{org} fiel von Oberflächenwerten von 1 % auf 0,08 % in der untersten Sedimentschicht ab.

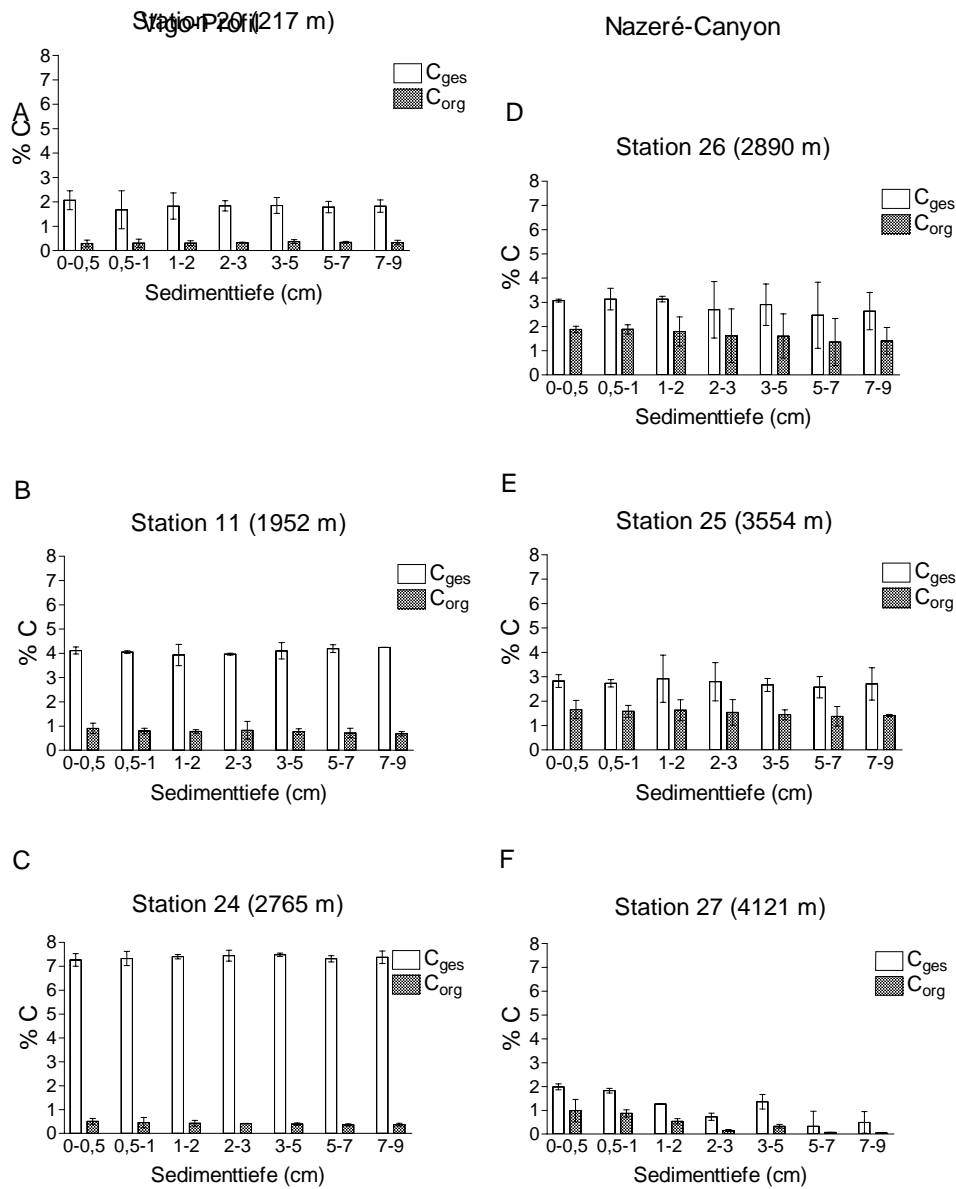


Abb. 7 Kohlenstoffgehalt (C_{ges} und C_{org}) Vigo-Profil (A-C), Nazaré-Canyon (D-F): aufgetragen ist der gewichtsprozentuale Kohlenstoffgehalt (% C) des Sediments gegen die Sedimenttiefe (cm). Dargestellt sind die Mittelwerte ($n = 3$) und das 95 % Konfidenzintervall. Nur die Stationen 25 und 26 unterscheiden sich voneinander nicht signifikant bezüglich ihres C_{ges} - und C_{org} -Gehaltes. Signifikanz-Niveaus sind im Anhang II angegeben.

Einzigste Ausnahme stellte die 3-5 cm-Sedimentschicht dar. Hier stiegen sowohl die C_{ges} - als auch die C_{org} -Gehalte leicht an.

Aus den C_{org} - und C_{ges} -Werten ergeben sich anorganische Kohlenstoffwerte ($C_{\text{anorg}} = C_{\text{ges}} - C_{\text{org}}$), die beim Vigo-Profil mit zunehmender Wassertiefe der Stationen von ca. 1,7 % auf 3 % und schließlich auf über 6,5 % anstiegen. Beim Nazaré-Canyon jedoch blieb der Gehalt an C_{anorg} bei allen Stationen bei ca. 1% gleich.

3.4.2 Stickstoff-Gehalt

Die prozentualen Stickstoff-Anteile sind in Abbildung 8 dargestellt. Sie unterschieden sich innerhalb der Sediment-Horizonte mit Ausnahme der Stationen 25 und 26 kaum voneinander. Alle Stationen waren untereinander signifikant verschieden bezüglich ihres Stickstoffgehalts. Lediglich Station 27 wies signifikante Unterschiede innerhalb einzelner Sedimentschichten auf (Signifikanz-Niveaus im Anhang III). Die prozentualen Stickstoff-Anteile an den Stationen des Vigo-Profiles waren weitgehend homogen innerhalb des Sediments verteilt und durchschnittlich geringer als die N-Werte der Stationen des Nazaré-Canyons. An der mittleren Station des Vigo-Profiles (Station 11) war deutlich ein N-Maximum zu erkennen. Dagegen nahm der Stickstoff-Gehalt der drei Stationen des Nazaré-Canyons mit zunehmender Tiefe der Stationen ab. An Station 27 sank der Stickstoff-Gehalt zusätzlich mit zunehmender Sedimenttiefe.

Im Vigo-Profil schwankten die Stickstoffgehalte der Stationen 20, 11 und 24 um Werte von 0,03 % 0,10 % und 0,50 %.

An den Stationen des Nazaré-Canyons wies die flachste Station (Station 26, 2890 m) den höchsten Stickstoffgehalt mit 0,22 % in der obersten und 0,15 % in der tiefsten Schicht auf. Der Gehalt an Stickstoff an der Station 25 schwankte zwischen 0,16 % und 0,12 %. An Station 27 betrug der N-Gehalt 0,08 % in den beiden obersten Schichten und fiel auf Werte von 0,03 % in der 2-3 cm-Schicht ab. In den beiden untersten Sedimentschichten war der Stickstoffgehalt bis unter die Nachweisgrenze des C/N-Analysers gesunken.

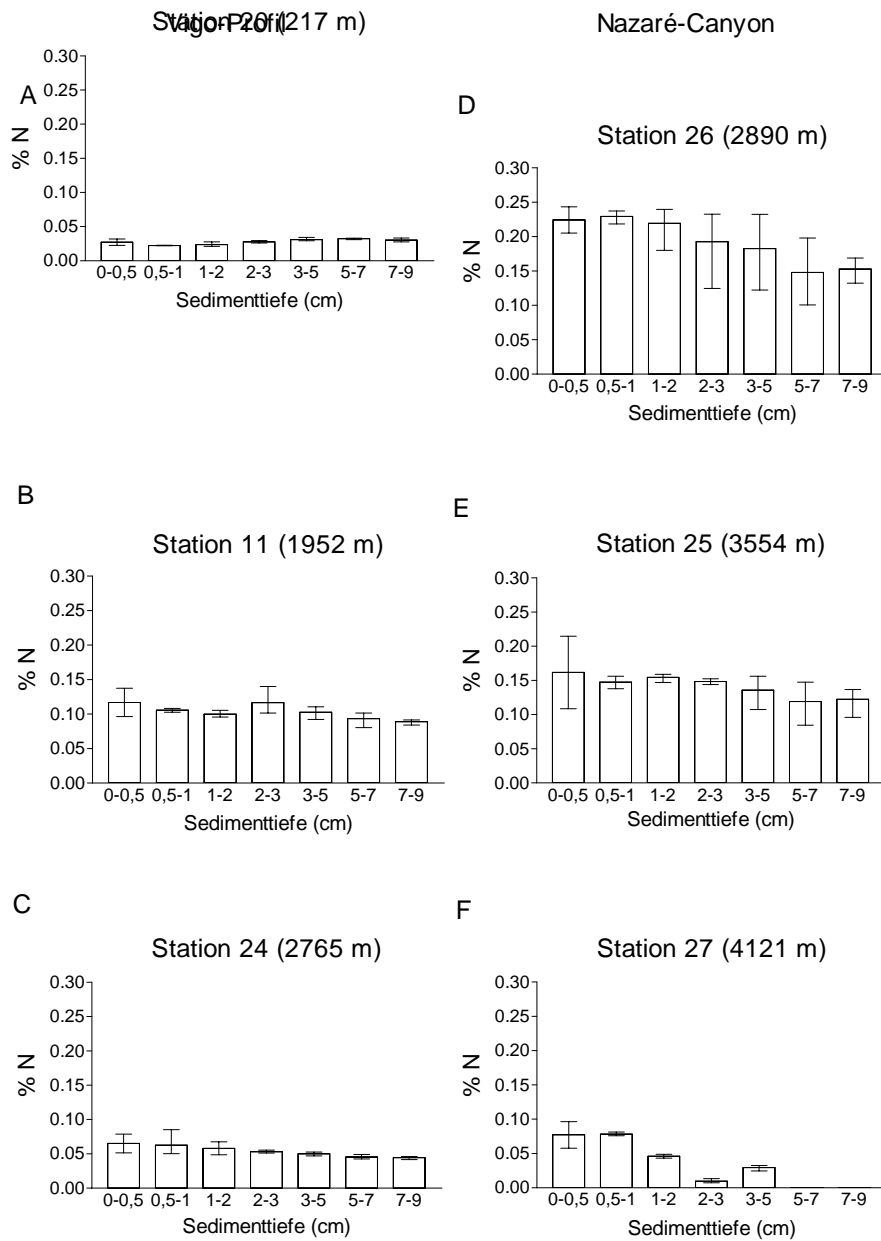


Abb. 8 Stickstoffverteilung: Vigo-Profil (A-C), Nazaré-Canyon (D-F), aufgetragen ist der gewichtsprozentuale Stickstoffanteil (% N) des Sediments gegen die Sedimenttiefe (cm). Dargestellt sind Mittelwerte (n = 3) und das 95 % Konfidenzintervall. Alle Stationen unterscheiden sich bezüglich ihres N-Gehaltes signifikant voneinander. Signifikanz-Niveaus sind im Anhang III angegeben.

3.4.3 C/N-Verhältnisse

Die organischen C/N-Verhältnisse, die als ein Maß für die „Frische“ bzw. die „Nährhaftigkeit“ des organischen Materials angesehen werden, zeigt Abbildung 9. Dargestellt sind die molaren C/N-Verhältnisse.

Beim Vergleich der Stationen untereinander waren die Stationen 11 und 24 sowie die Stationen 20 und 25 nicht signifikant voneinander verschieden. Nur an Station 27 traten signifikante Unterschiede einzelner Sedimentschichten auf. (Signifikanz-Niveaus im Anhang III).

Mit Ausnahme der beiden „flachsten“ Stationen 20 und 26 besaßen die Stationen des Nazaré-Canyons höhere C/N-Verhältnisse als die des Vigo-Profiles. Auffallend war, daß die C/N-Werte der Stationen des Vigo-Profiles mit zunehmender Stationstiefe sanken, die Werte der Stationen des Nazaré-Canyons jedoch mit zunehmender Stationstiefe anstiegen.

Die beiden tieferen Stationen des Vigo-Profiles wiesen C/N-Verhältnisse von durchschnittlich 9 auf. Nur die flachste Station (Station 20, 217 m) wies Werte von durchschnittlich 13 auf.

An den Stationen des Nazaré-Canyons wies nur die flachste Station (Station 26; 2890 m) C/N-Werte von 9,5 auf, die beiden tieferen Stationen zeigten höhere Werte. An Station 25 (3554 m) waren C/N-Werte von 11-12 zu erkennen. Nur an Station 27 unterschieden sich die C/N-Verhältnisse innerhalb des Sediments stärker. Die obersten drei Sedimentschichten und die 3-5cm-Schicht schwankten zwischen C/N-Werten von 13-15, das C/N-Verhältnis der 2-3 cm-Schicht betrug 19,4. Das C/N-Verhältnis der beiden untersten Schichten an Station 27 war wegen fehlender Stickstoffwerte nicht bestimmbar.

3.5 Bestimmung der Sauerstoffzehrung

Die Werte der Sauerstoffzehrungs-Messungen der Sedimentkerne sind in Abbildung 10 dargestellt. Die Zehrungen des Vigo-Profiles unterschieden sich nicht signifikant voneinander. Der Vergleich der drei Vigo Stationen mit der Station 25 des Nazaré-Canyons ergab einen signifikanten Unterschied (Signifikanz-Niveau im Anhang I). Mehr Stationen des Nazaré-Canyons konnten nicht für die statistischen Untersuchung benutzt werden, da für die Stationen 26 und 27 jeweils nur 2 Sauerstoffzehrungswerte vorlagen. Für statistische Methoden sind jedoch mindesten drei Parallelen notwendig.

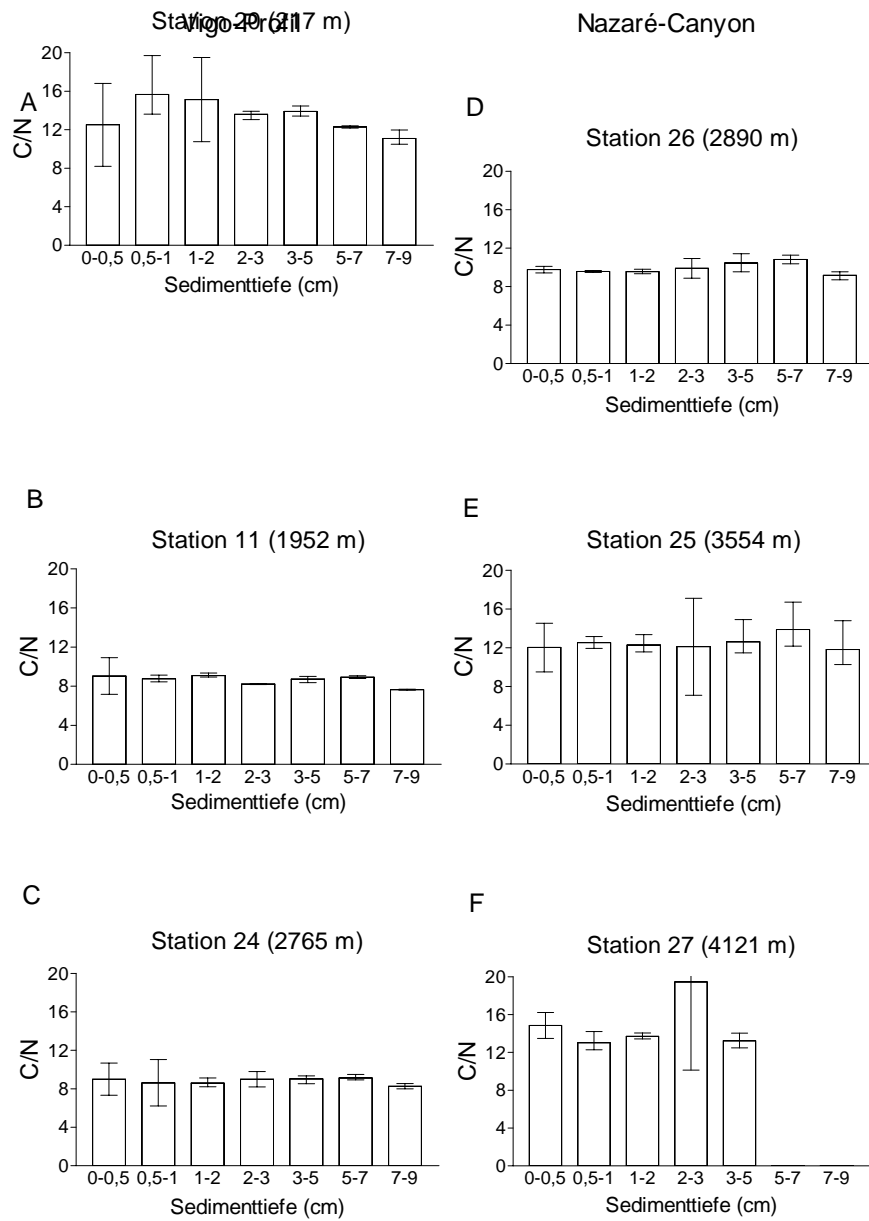


Abb. 9 molare C/N-Verhältnis: Vigo-Profil (A-C), Nazaré-Canyon (D-F), aufgetragen ist das C/N-Verhältnis des Sediments gegen die Sedimenttiefe (cm). Dargestellt sind Mittelwerte ($n = 3$) und das 95 % Konfidenzintervall. Die Stationen 11 und 24 sowie 20 und 25 unterscheiden sich untereinander nicht signifikant bezüglich ihres C/N-Verhältnisses. Signifikanz-Niveaus sind im Anhang III angegeben.

Die Sauerstoffzehrung entlang des Vigo-Profiles war an Station 20 in 217 m Wassertiefe mit $4,4 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ deutlich am höchsten. An der Station 11 in 1952 m Tiefe wurden $1,9 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ gemessen. Station 24 (2765 m) lag mit $2,3 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ etwas über den Werten der Station 11.

Die Sauerstoffzehrungswerte der drei Stationen im Nazaré-Canyon lagen an Station 25 mit $6,4 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in 3554 m Tiefe am höchsten von allen untersuchten Stationen. An Station 26 (2890 m) wurden Werte von $4,7 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ und an Station 27 in 4121 m Tiefe Werte von $0,8 \text{ mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ermittelt.

In Tabelle 5 sind die Ergebnisse der Umrechnungen der Sauerstoffzehrungs-Daten in Kohlenstoffäquivalenten dargestellt. Im Gegensatz zum Vigo-Transekt, wo an der Schelfstation 20 der Kohlenstoff-Bedarf mit $45 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ungefähr doppelt so hoch lag wie an den Stationen 11 und 24, stieg der Kohlenstoff-Bedarf des Nazaré-Canyons von ca. $48 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in 2890 m Wassertiefe (Station 26) auf $65 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an Station 25 in 3554 m Tiefe an. Danach fiel der Kohlenstoffbedarf auf einen Wert von $8 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ an Station 27 ab.

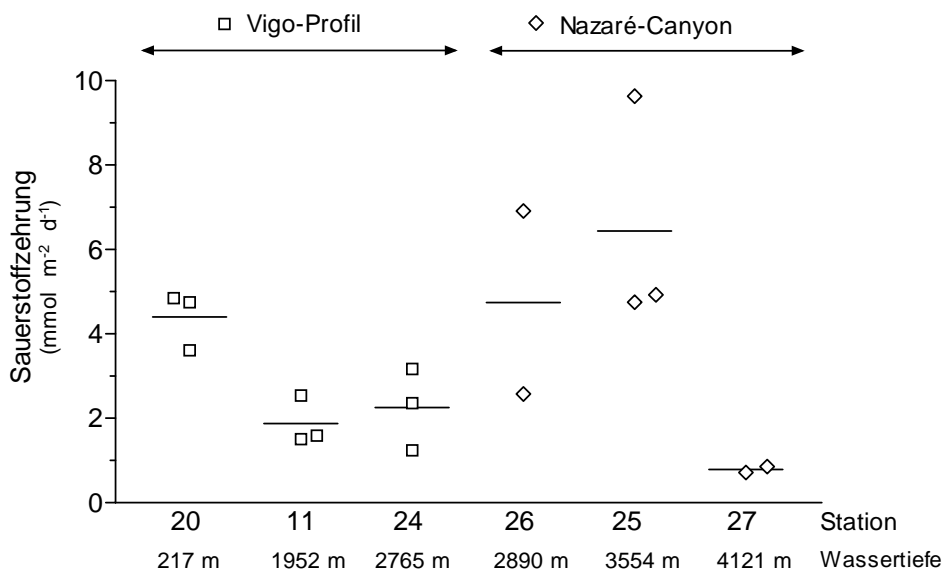


Abb. 10 Die Sauerstoffzehrung ($\text{mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) ist gegen die Stationen aufgetragen. Dargestellt sind die einzelnen Meßwerte sowie der Mittelwert (Querbalken). Vigo-Profil (Station 11, 20 & 24): Stationen unterscheiden sich nicht signifikant voneinander. Nazaré-Canyon (Station 25, 26 & 27): Station 25 unterscheidet sich signifikant von den Stationen des Vigo-Profiles. Signifikanz-Niveaus sind im Anhang I dargestellt.

Tab. 5 Kohlenstoff-Bedarf der einzelnen Stationen, errechnet aus der Sauerstoffzehrung bei Annahme eines Respiratorischen Quotienten von 0,85.

	Stationen	Tiefe (m)	Kohlenstoff-Bedarf (mgC m ⁻² d ⁻¹)
Vigo-Profil:	20	217	44,9
	11	1952	19,2
	24	2765	23,0
Nazaré-Canyon:	26	2890	48,4
	25	3554	65,7
	27	4121	8,1

4 Diskussion

4.1 Korngrößenverteilungen und Strömungsverhältnisse

Die gleichmäßige Verteilung der Korngrößen an allen Stationen bis in eine Tiefe von 9 cm, mit Ausnahme des Sedimentkerns der Station 27, lassen nach FLACH und HEIP (1996a) entweder auf sehr gleichmäßigen Eintrag von sedimentiertem Material oder aber auf hohe Bioturbationsraten schließen (FLACH und HEIP, 1996b; FLACH *et al.*, 1998). Untersuchungen zur Bioturbation in der Tiefsee mit Glasperlen verschiedener Größenklassen von WHEATCROFT (1992) im Pazifik zeigten jedoch, daß feine Partikel tiefer ins Sediment transportiert werden als größere. Der Autor begründet den selektiven Transport von feinen Partikeln damit, daß die Nahrung von Depositionsfressern auf der Oberfläche von partikulärem Material lokalisiert ist. Durch das größere Oberflächen/Volumen-Verhältnis kleiner Partikel enthalten diese mehr Nahrung und werden von Depositfressern bevorzugt. Bioturbation von Depositfressern müßte demnach homogener Sedimentpartikel-Verteilung entgegenwirken. Das Untersuchungsgebiet ist im Bereich eines saisonalen Auftriebsgebietes lokalisiert (z.B. BLANTON *et al.*, 1987; HUTHNANCE, 1995; van WEERING *et al.*, 1998a). Nach ANTOINE *et al.* (1996), der die Primärproduktion aus Satellitenaufnahmen berechnet hat - andere Winter-Primärproduktionsraten aus dem Untersuchungsgebiet sind nicht vorhanden (BODE *et al.*, 1994) -, sinkt die Primärproduktion von 400-550 mg C m⁻² d⁻¹ im Sommer auf 250-350 mg C m⁻² d⁻¹ im Herbst/Winter. Im Vergleich mit Winter-Primärproduktionsdaten aus dem offenen Ozean (100-150 mg C m⁻² d⁻¹) und Gebieten des Nordatlantiks wie z.B. Goban Spur (100-200 mg C m⁻² d⁻¹) liegen die 250-350 mg C m⁻² d⁻¹ im Gebiet der Iberischen Halbinsel deutlich über denen der anderen Seegebiete (ANTOINE *et al.* 1996). Es ist daher eher mit gleichmäßigen relativ hohen Sedimentationsraten zu rechnen, so daß spekuliert werden kann, ob die Bioturbationrate nicht ausreicht, um einen Partikelgrößenklassen-Gradienten im Sediment zu erzeugen.

Auffallend ist, daß das mit Abstand gröbste Sediment (Median: 282,4 µm) an der tiefsten der 6 untersuchten Stationen (Station 27) in einer Tiefe von 4121 m des Nazaré-Canyons aufgefunden wurde, und daß das Sediment der tiefsten Station des Vigo-Transekts (Station 24) in 2765 m Tiefe gröber war als das Sediment der rund 800 m höher liegenden Station 11. Die Korngröße nimmt nicht mit zunehmender Wassertiefe ab, wie dies unter anderem auch von FLACH und HEIP (1996a; 1996b) in der Region von Goban Spur, von ANDERSON *et al.* (1988) an der Nordost-Küste von Nord-Amerika im SEEP-I Gebiet und von ETCHEBER *et al.* (1999) im Golf von Biscaya nachgewiesen wurde. Verschiedene Erklärungsmöglichkeiten für die vorgefundenen Sedimentverteilungen bieten sich an:

a) PINGREE UND NEW (1991) haben nachweisen können, daß interne Wellen im Golf von Biscaya vom Schelf in einer Tiefe von ca. 385 m reflektiert werden und in einem Abstand von 58 km von der Reflexionsstelle entfernt in ca. 4200 m Wassertiefe auf dem Boden auftreffen. Mit dem Auftreffen verbundene Strömungserhöhungen in Bodennähe sind mit bis zu 10 cm s^{-1} gemessen worden. Station 27 würde in der richtigen Tiefe und im passenden Abstand zum Schelf liegen, um das grobe Sedimentmaterial mit dieser Theorie zu erklären, nicht aber Station 24, sie liegt mit 2765 m Wassertiefe nicht tief genug. Bedingt durch die andere Topographie des nordwestlichen Schelfs und Hangs der Iberischen Halbinsel im Vergleich zum Golf von Biscaya, kann allerdings nicht davon ausgegangen werden, daß dort interne Wellen in entsprechender Größe generiert werden. Ob das Auftreffen der internen Wellen auf dem Meeresboden im gleichen Abstand und in gleicher Tiefe erfolgt wie im Golf von Biscaya, ist ebenfalls ungewiß.

b) Zur Erklärung des feineren Materials der Station 11 im Vergleich zur Station 24 ist auch ein strömungsberuhigter mittlerer Hangteil im Tiefenbereich der Station 11 (1952 m) denkbar, wie dies z.B. in den Untersuchungsgebieten SEEP-I und -II in mittleren Hanglagen (1000-1500 m Tiefe) nachgewiesen wurde (ANDERSON *et al.*, 1988; BISCAE *et al.*, 1994; ROWE *et al.*, 1994). Den gleichen Effekt hätte eine lokale topographische Senke, in der sich feineres Material anreichern kann.

c) Nach DICKSON *et al.* (1985) verläuft die bodennahe Strömung vor der Iberischen Halbinsel in nördlicher, teils nordwestlicher oder nordöstlicher Richtung. Auch THOMSEN und VAN WEERING (1998) wiesen nordöstliche bodennahe Strömungen von über 6 cm s^{-1} entlang von Goban Spur bzw. Rockall Trough (Keltische See) nach. Man kann daher davon ausgehen, daß die Hauptbodenströmung entlang der Iberischen Halbinsel in nördlicher Richtung verläuft. VAN WEERING und DE STIGTER (1999) fanden bodennahe, durch Gezeiten bedingte Strömungen von $15\text{-}25 \text{ cm s}^{-1}$ in ca. 1500 m Wassertiefe ($42^{\circ} 39' \text{ N}$, $009^{\circ} 42' \text{ W}$) parallel zum Hang der Iberischen Halbinsel und gröberes, festeres Sediment zwischen der Galicia Bank und dem Iberischen Kontinentalhang. Dies wird nach den Autoren ebenfalls durch erhöhte Bodenströmungen verursacht. Auch wiesen sie Strömungserhöhungen während kurzer Perioden im Herbst nach, so daß mit maximalen Strömungen in den Wintermonaten gerechnet werden muß. VAN WEERING *et al.* (1998b) fanden ebenfalls gröbere Korngrößen in 1450 m als in 1000 m Tiefe im Goban Spur Gebiet, was mit stark erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten begründet wurde, die im Herbst/Winter bis zu 40 cm s^{-1} erreichen können (THOMSEN und VAN WEERING 1998). Da Station 24 des Vigo-Profiles am Fuße eines Plateaus (Galicia Bank) liegt, wäre es möglich, daß dort durch erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten feines Sediment wegtransportiert wird und sich gröberes Material anreichern kann.

d) Das sehr grobe Oberflächensediment der tiefsten Station 27 des Nazaré-Canyons könnte durch einen Turbidit bis in diese große Tiefe transportiert worden sein, und/oder das feine Material wurde durch Bodenströmungen verfrachtet.

Da keine Messungen der Bodenströmung während der Probennahme vorliegen, kann über die tatsächlichen Ursachen für die vorgefundenen Sedimentverteilungen keine definitive Aussage gemacht werden. Alle Erklärungsmöglichkeiten sind vorstellbar und es ist anzunehmen, daß die vorgefundenen Verteilungen durch die Kombination von Bodenströmungen und strömungsberuhigten Zonen entstanden sind. Dabei könnten auch interne Wellen eine Rolle spielen. Sehr wahrscheinlich wurde das für diese Wassertiefe (4121 m) sehr grobe Material an Station 27 durch einen Turbidit dorthin transportiert. Turbidite sind hangabwärts gerichtete Trübestömungen, die große Mengen oft auch terrigenen Materials in die Tiefe transportieren (EMBERY, 1960; SHEPARD und EINSELE; 1961, aus SMITH und HINGA, 1983). Es sind häufige Erscheinungen in Canyon-Systemen, wobei sehr hohe Strömungsgeschwindigkeiten auftreten können, die auch grobes Sediment bis in große Wassertiefen verfrachten können (z.B. HUTHNANCE, 1995; MONACO *et al.*, 1990).

4.2 Verteilung des partikulären Kohlenstoffs

Bei der hier angewandten Methode zur Bestimmung des organischen Kohlenstoffgehalts, bei der das Sediment mit Salzsäure angesäuert wird, können auch geringe Mengen organischen Kohlenstoffs zerstört werden (FLOREK und ROWE 1983). Bei der Alternativ-Methode, bei der die C_{ges} - und Karbonat-Gehalte bestimmt werden und aus der Differenz der organische Anteil berechnet wird, muß der C_{org} -Anteil zur Karbonat-Bestimmung verbrannt werden. Die Schwierigkeit dieser Methode liegt in der Temperaturwahl. Nach BYERS *et al.* (1978, aus FLOREK und ROWE, 1983) wird organischer Kohlenstoff bei 550° C zerstört und Karbonat durch Verbrennen bei 900-1100° C bestimmt. GIBBS (1977, aus FLOREK *et al.*, 1983) argumentiert dagegen, daß die Verbrennung von C_{org} bei Temperaturen unter 1000° C nur sehr unvollständig ist. Die Differenzierung zwischen organischem und anorganischem Kohlenstoff ist also bei allen Methoden nicht exakt und sehr vom Sedimenttyp abhängig. In stark karbonathaltigen Sedimenten wird der Fehler größer werden. Da das beprobte Sediment maximal 7 % anorganischen Kohlenstoff enthielt, im Gegensatz zu anderen Meeresgebieten wie z.B. Goban Spur, wo 20-70 % gemessen wurden (VAN WEERING *et al.*, 1998b), kann von einer relativ exakten Bestimmung des organischen Kohlenstoffs ausgegangen werden.

Die C_{org} -Werte des Sediments der mittleren Hang-Station 11 des Vigo-Profiles (1 % Trockengewicht) sind um den Faktor 3 gegenüber der Schelf- und der unteren Hang-Station (0,3 % und 0,4 %) erhöht. VAN WEERING und DE STIGTER (1999) fanden in den Jahren 1997-1999 (Sommer und Herbst) vergleichbare Werte im Bereich 42-44° N 09-12° W vor der Iberischen Halbinsel. So liegen auch die von ihnen gemessenen Oberflächen- C_{org} -Gehalte der sandigen Schelf-Sedimente in einem Bereich von 0,2-0,4 %. Die restlichen Oberflächen- C_{org} -Werte des Kontinentalhangs nahmen deutlich von 1,1 %, mit zunehmendem Abstand zum Schelf bzw. mit zunehmender Wassertiefe auf 0,5-0,6 % ab und sind somit leicht erhöht gegenüber den hier ermittelten Winterwerten. Es war weder bei den hier ermittelten Winter- noch bei den Sommer- und Herbstwerten von VAN WEERING und DE STIGTER (1999) eine Erhöhung des organischen Kohlenstoffs mit zunehmender Wassertiefe entlang des Kontinentalhangs auszumachen. Schelf-Sedimente weisen generell geringere Kohlenstoffkonzentrationen auf als Kontinentalhänge (z.B. BISCAYE *et al.*, 1994; LOHSE *et al.*, 1998). Daher ist die Erhöhung des C_{org} -Gehalts von Station 20 zu Station 11 auf den Unterschied zwischen Schelfstation und Hangstation zurückzuführen. Die Werte sind bedeutend geringer als die Werte des portugiesischen oberen Hangs und des Schelfs südlich von Lissabon (JOUANNEAU *et al.*, 1998), des SEEP -II Gebiets (ANDERSON *et al.*, 1994), des Golfs von Lion (MONACO *et al.*, 1990) und des Cape-Farret-Canyons in der Bucht von Biscaya (ETCHEBER *et al.*, 1999). Diese Gebiete stellen nach den Autoren Akkumulationsgebiete in mittleren Hanglagen dar. Akkumulationsgebiete weisen im Vergleich zu benachbarten Gebieten deutlich erhöhte organische Sediment-Kohlenstoffgehalte sowie stark erhöhte Mineralisationsraten auf (z.B. ANDERSON *et al.*, 1994; BISCAYE *et al.*, 1994; LOHSE *et al.* 1998).

Dagegen, daß es sich hier um ein Akkumulationsgebiet handelt, sprechen auch die nur geringfügig niedrigeren C_{org} -Werte in vergleichbaren Wassertiefen im Goban Spur Gebiet (FLACH und HEIP, 1996a; 1996b; LOHSE *et al.*, 1998; VAN WEERING *et al.*, 1998b), das kein Gebiet verstärkter Akkumulation darstellt (LOHSE *et al.*, 1998; VAN WEERING *et al.*, 1998b). Desweiteren wurde entlang des Vigo-Transekts keine Zunahme der Sauerstoffzehrungen mit größer werdender Wassertiefe beobachtet (siehe Kapitel, 4.5), wie es für Akkumulationsgebiete charakteristisch ist (ANDERSON *et al.*, 1994; BISCAYE *et al.*, 1994; LOHSE *et al.*, 1998). Ein Akkumulationsgebiet am Hang des Vigo-Transekts konnte also nicht nachgewiesen werden.

Die mit 2 % für diese Wassertiefen wesentlich höheren organischen Kohlenstoffgehalte des Sediments der beiden oberen Stationen des Nazaré-Canyons weisen dagegen auf ein lokales Akkumulationsgebiet oder zumindest auf stark erhöhten Eintrag von organischem Material hin.

Die starke Zunahme des anorganischen Kohlenstoffs (C_{anorg} ; Differenz aus C_{ges} und C_{org} , nach z.B. HEUSSNER *et al.* (1999) hauptsächlich CaCO_3) des Vigo-Transektivs von 1,7 % auf dem Schelf auf über 6,5 % in einer Tiefe von 2765 m spiegelt die relativ zu der Zufuhr von terrigenem Sediment steigende Bedeutung der Sedimentation von organischem Material aus dem Pelagial mit größer werdendem Abstand zum Kontinentalhang wider (ETCHEBER *et al.*, 1999; VAN WEERING *et al.*, 1998b). Nach PEINE (pers. Mitteilung) weist die Station 24 auch den höchsten Anteil von planktischen Foraminiferen auf. Der Eintrag von pelagischem CaCO_3 , produziert durch Plankter wie Coccolithophoriden und Foraminiferen, gewinnt mit zunehmendem Abstand zum Schelf und zunehmender Wassertiefe an Bedeutung (PEINERT pers. Mitteilung).

Der C_{anorg} -Gehalt der Nazaré-Canyon-Stationen liegt an allen drei Stationen bei ca. 1 %. Ein hoher Anteil terrigenen Sediments könnte den geringen Prozentatz von C_{anorg} bewirkt haben. Terrigenes Sediment könnte daher bis in große Tiefen von 4121 m von großer Bedeutung sein. Dies würde auf einen hangabwärts gerichteten Transport von Material im Canyon schließen lassen können (CREMER *et al.*, 1999). Die Bedeutung der Lysokline (Kompensationstiefe), unterhalb welcher das partikuläre CaCO_3 in Lösung geht, dürfte in den beprobten Wassertiefen noch keine große Rolle gespielt haben, da sie im Atlantik erst unterhalb von ca. 4200-4500 m Tiefe beginnt (ALLER, 1997).

4.3 Abschätzung der Labilität bzw. der „Frische“ des organischen Materials

Der C_{org} -Gehalt ist bei allen Stationen des Vigo-Transektivs bis in eine Tiefe von 9 cm sehr homogen verteilt. Dies wurde im SEEP-I und -II Gebiet ebenfalls nachgewiesen und könnte auf das Vorliegen von überwiegend refraktärem C_{org} hindeuten, das schlecht mineralisiert werden kann (ANDERSON *et al.*, 1988; ANDERSON *et al.*, 1994; ROWE *et al.*, 1988; VENKATESAN *et al.*, 1988).

Bei dem Vorfinden von labilem Material ist mit einer schnellen Abnahme von C_{org} mit zunehmender Sedimenttiefe zu rechnen, wie dies unter anderem von LOHSE *et al.* (1998) und VAN WEERING *et al.* (1998b) für Goban Spur beschrieben wurde, wobei die Probennahme nie im Winter erfolgte. Es besteht die Möglichkeit, daß im Winter das organische Material, das am Boden ankommt, sofort remineralisiert wird. Eine exponentielle Abnahme von C_{org} mit der Tiefe könnte nur dann nachgewiesen werden, wenn die Probennahme ungefähr zeitgleich mit dem Auftreffen des organischen Materials am Meeresboden stattfände. Zum einen könnte der labile Anteil des organischen Kohlenstoffs

sehr schnell an der Sediment-Wasser-Grenzfläche abgebaut worden sein, zum anderen die Auflösung der Beprobung im oberen Teil der Sedimentkerne unter der Sediment-Wasser-Grenze in 5 mm-Schritten nicht fein genug gewesen sein, um eine geringe Abnahme des organischen Kohlenstoffs und des Stickstoffs mit der Tiefe in diesem Bereich nachzuweisen (ANDERSON *et al.*, 1994; JAHNKE *et al.*, 1982).

HELDER und EPPING (1999) haben in Sommer- und Herbstmonaten am Iberischen Kontinentalhang im Bereich des Vigo-Transekts, bis auf die Schelf-Stationen, eine exponentielle Abnahme von C_{org} mit zunehmender Sedimenttiefe gemessen. Sie wiesen in ca. 2000 m Wassertiefe ab etwa 2 cm Sedimenttiefe C_{org} Hintergrundwerte von 0,6-0,7 % nach, in größeren Wassertiefen und am Schelf Werte von meist unter 0,5 % C_{org} . Die Sediment-Oberflächen-Werte lagen mit bis zu 1,5 % deutlich darüber. Die Werte des Vigo-Profiles würden demnach eher für refraktäres Material sprechen, da sie genau im Bereich dieser Hintergrundwerte liegen.

Dies könnte als Hinweis dafür dienen, daß im Sommer - im Gegensatz zum Winter - wesentlich größere Mengen Material exportiert werden und so die Saisonalität dieses Gebiets aufzeigen.

Die homogen verteilten molaren C/N-Verhältnisse von 8,6 und 9 bis in eine Tiefe von 9 cm an den Stationen 11 und 24 des Vigo-Profiles bestätigen die Annahme des eher refraktären Materials. FLACH und HEIP (1996b) haben ähnlich gleichmäßige Verteilungen von C/N-Verhältnissen innerhalb des Sediments im Goban-Spur-Gebiet nachweisen können. Sie erklären dies mit einer hohen Vergrabungsrate organischen Materials durch Depositfresser, die an den von ihnen untersuchten Stationen hohe Abundanzen besaßen. Nach PEINE (pers. Mitteilungen) sind ebenfalls besonders Depositfresser an den beprobten Stationen vorhanden und könnten diese gleichmäßige Verteilung verursacht haben.

Das C/N-Verhältnis wird allgemein als ein Kriterium der „Frische“ des organischen Materials angesehen. Niedrige molare C/N-Werte (6-7) weisen auf „frisches“ bzw. „nahrhaftes“ organisches Material hin. Durch den schnellen Abbau des labilen Stickstoffs liegen die C/N-Werte des marinen Materials oft nicht mehr in der Nähe des Redfield-Verhältnisses von ca. 6,6, sondern in einem Bereich von 9-10 (HALL und MCCAVE, 1998) und deuten auf refraktäreres Material hin.

In Kontinentalhangsedimenten kann nach LOHSE *et al.* (1998) der C/N-Wert jedoch lediglich als ein Indiz für das Vorhandensein von terrigenem Material im Kohlenstoff- und Stickstoff-Pool angesehen werden. Hohe C/N-Werte sprechen für stärkeren terrigenen Einfluß, niedrige Werte für das Dominieren des marinen Einflusses.

So könnten die höheren C/N-Verhältnisse von 13,5 der Schelf-Station 20 durch terrigen dominierten Einfluß (z.B. Eintrag von Flüssen) erklärt werden, im Gegensatz zu den

niedrigeren C/N-Werten der weiter vom Schelf entfernten, tiefer gelegenen Stationen des Vigo-Profiles, die wahrscheinlich mehr marin beeinflusst sind.

Im Nazaré-Canyon deutet sich im Gegensatz zum Vigo-Transekt ein Trend der Abnahme der C_{org} -Werte an allen Stationen innerhalb des Sediments an. Gleiches gilt für den Stickstoffgehalt des Sediments dieser Stationen. Die C/N-Gehalte steigen mit zunehmender Tiefe der Stationen kontinuierlich an. Auch ist ein geringfügiger Anstieg innerhalb des Sediments zu erkennen.

Dies könnte bedeuten, daß das organische Material mit zunehmender Wasser- und Sedimenttiefe refraktärer bzw. stärker terrigen beeinflusst wird. Da die Station 26 (2890 m Tiefe) mit 10 die niedrigsten C/N-Werte aufweist, ist damit zu rechnen, daß auch hier das organische Material marinen Ursprungs ist. Das Material der Stationen 25 und 27 ist mit C/N-Gehalten von 12,5 bzw. 14 refraktärer, und der terrigene Einfluß ist möglicherweise stärker ausgeprägt. Da jedoch keine Messungen stabiler Isotope ($\delta^{15}N$ und $\delta^{13}C$) des organischen Materials vorliegen, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, ob es sich eher um terrigenes Material oder aber um marines Material handelt, das von Organismen bis zu diesen hohen C/N-Verhältnissen abgebaut wurde. Da alle beprobten Stationen in Küstennähe, maximal 120 km vom Land entfernt lagen, wird man mit einem Gemisch beider Anteile rechnen müssen.

Einen Hinweis auf die „Frische“ des organischen Materials kann auch die Menge von Phaeopigmenten und Chlorophyll a - Äquivalenten (Chl.a) liefern. Chl.a kann generell als „Tracer“ für den labilen Teils des Phytoplanktondetritus angesehen werden (STEPHENS *et al.*, 1997). Sein Abbau an der Sediment-Wasser-Grenze erfolgt sehr schnell, in tieferen Schichten jedoch verlangsamt (GRAF *et al.* 1995). Bis zu 10 % des sehr reaktiven Teils des Chl.a können vor dem Abbau geschützt sein und so bis in größere Tiefen des Sediments nachgewiesen werden. Der Abbau der weniger reaktiven Phaeopigmente läuft hingegen langsamer ab (STEPHENS *et al.*, 1997). Viele Depositfresser selektieren ihre Nahrung nach „Nahrhaftigkeit“ bzw. „Frische“ (GAGE und TYLER, 1991). Durch diese Selektion könnte das vor dem Abbau geschützte Chl.a durch Bioturbation der Depositfresser gleichmäßig im Sediment verteilt werden.

In den Sedimenten der untersuchten Stationen ist die Verteilung des Chl.a relativ homogen (PEINE, pers. Mitteilung). Nur an den Stationen 11 und 24 des Vigo-Profiles und Station 27 des Nazaré-Canyons ist eine Abnahme mit zunehmender Sedimenttiefe zu erkennen. Anders dagegen verhält es sich mit der Verteilung der Phaeopigmente. Mit Ausnahme der Station 26 des Vigo-Profiles nehmen die Konzentrationen der Phaeopigmente mit der Tiefe im Sediment ab. An Station 26 ist eine Zunahme an Stelle einer Abnahme der Phaeopigmente mit größer werdender Sedimenttiefe zu beobachten (PEINE, pers.

Mitteilung). Ob die vorgefundene homogene Verteilung des Chl.a durch starke Bioturbation erklärt werden kann ist ungewiß.

Da der Abbau der Phaeopigmente langsamer abläuft und Phaeopigmente wahrscheinlich weniger selektiv von Depositfressern in die Tiefe transportiert werden, könnte mit einer vorübergehenden Anreicherung dieser Pigmente, nach einem größeren Eintrag von organischem Material, an der Oberfläche des Sediments gerechnet werden.

Nach PEINE (pers. Mitteilung) sind die Konzentrationen des Chl.a und der Phaeopigmente der untersuchten Stationen des Vigo-Transekts wesentlich geringer als die des Nazaré-Canyons. Die Chl.a-Konzentrationen an den Stationen des Nazaré-Canyons liegen um einen Faktor von 1,5-6,5 über den Werten der Stationen des Vigo-Profiles obwohl die Stationen des Nazaré-Canyons in größeren Wassertiefen liegen. Der Eintrag von Phytodetritus und Plankton muß im Nazaré-Canyon bedeutender sein als im Vigo-Transekt, wobei Lateraltransport wahrscheinlich eine bedeutende Rolle spielt. Ob der Eintrag von Phytodetritus kontinuierlich abläuft, oder vielmehr sporadisch, in Sedimentationspulsen, wie es für viele Meeresgebiete nachgewiesen wurde (z.B. BILLET *et al.*, 1983; DRAZEN *et al.*, 1998; GRAF *et al.*, 1995; LAMPITT *et al.*, 1995; NEWTON *et al.*, 1995; PFANNKUCHE *et al.*, 1999; DE WILDE *et al.*, 1998), kann hier nicht geklärt werden.

Als Hinweis auf sporadische Sedimentationsereignisse könnten die hohen Abundanzen von Holothurien gedeutet werden, die von PEINE (pers. Mitteilungen) an den Stationen 25 und 26 des Nazaré-Canyons gefunden wurden. Holothurien gelten als Indikatoren für pulsartigen, sporadischen Phytoplankton-Eintrag (DUINEVELD *et al.*, 1997).

Wie kann es dazu kommen, daß im Nazaré-Canyon marin beeinflusstes Material näher an der Küste, stärker terrigen beeinflusstes Material jedoch weiter von der Küste entfernt und in großen Wassertiefen vorgefunden wird, obwohl der marine Einfluß mit größer werdendem Abstand zum Land überwiegen müßte?

Manche Tiefsee-Canyons, z.B. der Lacaze-Duthiers-Canyon, der Grand- und Petit-Rhone-Canyon im Golf von Lion (MONACCO *et al.*, 1990), oder der Cap-Ferret-Canyon im Golf von Biscaya (ETCHEBER *et al.*, 1999; HEUSSNER *et al.* 1999), fungieren als Sedimentrutschen, in denen Material von Schelfbereichen bis in große Wassertiefen transportiert werden kann.

Die vorgefundene Verteilung des organischen Materials könnte durch spezifische Sedimenttransporte und die Probennahmestellen im Canyon erklärt werden. So könnte Station 26 etwas geschützter, abseits der Canyon-Achse liegen, so daß Material, das entlang der Canyon-Achse durch hangabwärts gerichtete Strömungen transportiert wird, dort nicht abgelagert wird. Diese Annahme würde gut mit den im Canyon vorgefundenen

Korngrößen übereinstimmen, denn die feinsten Korngrößen wurden an Station 26 nachgewiesen.

Wenn man die These des pulsartigen Eintrags bzw. des sporadischen Transports von organischem Material in Betracht zieht, könnte man sich folgenden Ablauf vorstellen: Organisches Material, teils marinen, teils terrigenen Ursprungs, wird in Zeiten geringer Bodenströmungen und hoher Primärproduktion (Sommer) in Teilen des Canyons abgelagert (Funktion von manchen Canyons als „Sedimentationsfallen“ nach ETCHEBER *et al.*, 1999; GARDNER, 1989; HEUSSNER *et al.* 1999; MONACCO *et al.*, 1990) und teilweise abgebaut. Da der Eintrag höher sein könnte als der Abbau, wären Ablagerungen größeren Umfangs möglich (lokales Akkumulationsgebiet). Wenn sich z.B. im Winter die Strömungsverhältnisse aufgrund von Stürmen ändern, könnte es zu Materialtransporten entlang der Canyon-Achse bis in sehr große Wassertiefen kommen. Ob diese Mechanismen tatsächlich durch Jahreszeiten geprägt sind, ist schwer abzuschätzen. Ereignisgesteuerte Umverteilung von organischem Material und Sediment ist auch im Sommer vorstellbar. So wird angenommen, daß an steilen Hängen und in Canyons intensive Bioturbation, gefördert durch erhöhten Eintrag von organischem Material, zu Sedimentinstabilität führen kann (DILLON UND ZIMMERMAN, 1970; HECKER, 1982; MALAHOFF *et al.*, 1982; STANLEY, 1971 aus GAGE UND TYLER, 1991). Interne Wellen oder leichte Erdbeben könnten das durch Bioturbation aufgelockerte und damit instabile Sediment losschlagen und zum Abrutschen bringen (LUCKENBACH, 1986).

Während die C/N-Werte im Nazaré-Canyon auf beträchtliche Anteile refraktären organischen Materials im Sediment hindeuten, sprechen die Chl.a-Daten gleichzeitig für einen hohen Anteil labilen Materials. Wie lassen sich diese Ergebnisse deuten?

Folgender Erklärungsansatz ist denkbar:

Wenn von einem sporadischen Eintrag organischen Materials durch Turbidite ausgegangen wird, so kann auf einen Schlag relativ viel organisches Material eingetragen werden. Dieses Material wird durch des Benthos kontinuierlich abgebaut. Da zunächst der labile, leicht abbaubare Teil mineralisiert wird, kann es nach größeren Zeiträumen ohne erneuten Eintrag von organischem Material, zu einer Anreicherung von refraktärem C_{org} kommen. Das Sediment würde daher hohe C/N-Werte aufweisen können. Bei einem erneuten Eintrag von „frischem“ Material, ebenfalls durch einen Turbidit, kann es durch dieses Ereignis zu Resuspension und einer verstärkten Durchmischung von refraktärem und frischem Material kommen. Wenn relativ kurz nach einem solchen Eintragungsereignis Proben genommen werden, ist es vorstellbar durchaus hohe Chl.a-Konzentrationen zu messen (zu geringe Zeit für starken Abbau), gleichzeitig jedoch hohe C/N-Werte vorzufinden. Um über saisonale Reaktionen des Benthos Aussagen machen zu können, ist es wichtig abzuschätzen, wie

schnell das Benthos nach einer „Hungerphase“ aktiv werden kann (siehe folgendes Kapitel 4.4).

4.4 Verteilung der Biomasse (ATP-Konzentrationen)

Die ATP-Proben wurden ein Jahr tiefgekühlt gelagert, und bedingt durch zunächst erfolglose Meßreihen kurzzeitig aufgetaut und wieder eingefroren. Es hätte daher eine Abnahme der ATP-Konzentration durch Hydrolyse die Folge gewesen sein können (BOJE, 1974). Da aber der pH-Wert des Extraktionspuffers 9,8 betrug und ATP unter diesen Bedingungen sehr stabil vorliegt (GRAF, 1979), kann davon ausgegangen werden, daß es zu keiner starken Abnahme der ATP-Konzentrationen gekommen ist.

Bis auf die ATP-Profile an Station 26 des Nazaré-Canyons sinken die ATP-Konzentrationen mit zunehmender Sedimenttiefe ab. Die Konzentrationen der Station 11 sind an den beiden obersten Sedimentschichten sehr homogen und weisen mit ca. 650 pmol ATP cm⁻³ die höchsten aller gemessenen ATP-Proben auf. Die große Ausnahme stellt Station 26 dar. Dort ist kein Abfallen der ATP-Konzentration mit der Tiefe zu verzeichnen. Nach PEINE (pers. Mitteilung) stieg an dieser Station die Chl.a-Konzentration mit zunehmender Tiefe sogar geringfügig an.

LEVIN *et al.* (1997) wiesen sehr schnellen Transport von Material bis in 13 cm Sedimenttiefe innerhalb von 1,5 Tagen durch grabende Polychaeten (Maldaniden) nach. Ob selbst sehr hohe Bioturbationsraten die extrem homogene Verteilung der ATP-Konzentration bzw. der Biomasse im Sediment der Station 26 im Nazaré-Canyon bewirken können ist fraglich. ALLER (1997) konnte nachweisen, daß gemäßigte physikalische Störungen des Oberflächensediments die mikrobielle Produktion und metabolische Aktivität erhöhen. Die neue Zufuhr von organischem Material und die Auflockerung des Sediments durch einen moderaten Turbidität relativ kurz vor der Probennahme könnten daher für die ungewöhnliche Verteilung des ATP und die daraus berechnete Biomasse an dieser Station verantwortlich sein. Für diese These sprechen auch die homogene Verteilung des Chl.a (PEINE, pers. Mitteilung) und der hohe Wassergehalt an Station 26.

Die Konzentrationen des ATP, besonders der Schelf-Station 20, sind relativ gering im Vergleich zu Flachwassergebieten (GRAF *et al.*, 1982), liegen aber im Bereich von anderen Tiefseeuntersuchungen (ALLER, 1997; DRAZEN *et al.*, 1998; GRAF und LINKE, 1992; RELEXANS *et al.*, 1996). PFANNKUCHE (1992) dagegen wies im BIOTRANS-Gebiet (47° N 20° W) in Wassertiefen von 4000-4600 m 100-1000-fach geringere ATP-Konzentrationen von 0,72 pmol cm⁻³ im März bzw. von 4,3 pmol cm⁻³ im Juli nach. Er schloß

aus diesem Unterschied auf einen saisonalen Aktivitätsanstieg des Tiefseebenthos im Sommer.

GRAF und LINKE (1992) ermittelten neben der Konzentration des ATP auch die des AMP. Sie fanden sehr geringe ATP/AMP-Verhältnisse, die bedingt waren durch sehr hohe AMP-Konzentrationen. Wenn von der Theorie ausgegangen wird, daß Adenosin-Nukleotide als Kontrollfaktoren des Stoffwechsels dienen, könnte ein hoher AMP-Spiegel eine Verringerung der ATP-benötigenden enzymatischen Aktivität und damit eine Herabsetzung der Stoffwechselaktivität bewirken (GRAF und LINKE, 1992). Die Autoren deuten dies als Anpassung der Organismen an unregelmäßige Nahrungseinträge in der Tiefsee und in polaren Regionen. Bei einem eintreffenden Nahrungspuls könnte das ATP- zu AMP-Verhältnis schnell erhöht werden, wobei der gesamte „Adenosin-Nukleotid-Pool“ unverändert bliebe.

Die geringen ATP-Konzentrationen könnten daher auch auf Bakterien und Meiobenthos hindeuten, welche sich aufgrund geringeren Nahrungseintrags im Winter in einer Ruhephase befinden. Gegen eine Ruhephase sprechen jedoch zum einen die auch in dieser Jahreszeit noch großen Primärproduktionsraten von $250-350 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ (ANTOINE *et al.*, 1996), zum anderen das Auffinden von größeren Mengen Chl.a im Sediment (PEINE, pers. Mitteilung). Es kann daher von einer relativ guten Versorgung des Benthos mit organischem Kohlenstoff ausgegangen werden.

Bei der hier verwendeten Methode von PFANNKUCHE *et al.* (1987) wird nicht zwischen Wiederfundraten von AMP, ADP und ATP unterschieden. Es ist somit nicht möglich, die Theorie von GRAF und LINKE (1992) zu überprüfen.

Letztlich wurde die ATP-Konzentration bestimmt, um daraus Biomassen des Benthos zu errechnen. Mit dieser Methode wird hauptsächlich die Biomasse der Bakterien und des Meiobenthos erfaßt, wobei der Bakterienbiomasse mit zunehmender Wassertiefe und Sedimenttiefe immer größere Bedeutung zukommt (LOCHTE, 1992) und 80-90 % der Gesamt-Biomasse ausmachen kann (LOCHTE, 1992; PFANNKUCHE, 1992). Die errechneten Biomassen (Tab. 4, Kapitel 3.3) liegen an allen von uns untersuchten Stationen in der Größenordnung von anderen Tiefseegebieten des Nord-Atlantiks (LOCHTE, 1992; PFANNKUCHE *et al.*, 1983; PFANNKUCHE und SOLTWEDEL, 1998; RELEXANS *et al.*, 1996) und des Nord-Pazifiks (DRAZEN *et al.*, 1998). Nur im Nazaré-Canyon wurde eine kontinuierliche Abnahme der Biomasse mit zunehmender Wassertiefe gefunden. Im Gegensatz dazu war ein Biomassemaximum an Station 11 des Vigo-Profiles in 1952 m Wassertiefe zu verzeichnen. Bei allen beprobten Stationen, mit Ausnahme der Station 26 des Nazaré-Canyons, waren 34-64 % der Gesamt-Biomasse in den beiden obersten Sedimentschichten (0-1cm) lokalisiert.

Bei einem Auftriebsgebiet mit einer Primärproduktion in dieser Größenordnung wäre mit höheren Biomassen zu rechnen. Dies gilt besonders für die Schelf-Station 20 und im Nazaré-Canyon für die Stationen 26 und 25, die hohe organische Kohlenstoffgehalte aufweisen. LOCHTE (1992) zeigte im BIOTRANS-Gebiet (47°N, 20° W), daß die Sediment-Bakterien-Biomasse in der Tiefsee starken saisonalen Schwankungen unterliegt und im Juli/August ca. doppelt so hoch lag wie im April/Mai (zur Saisonalität siehe Kapitel 4.5.3). Daher ist auch an den Stationen des Vigo-Profiles und des Nazaré-Canyons mit höheren Biomassen der Meiofauna und der Bakterien in den Sommermonaten zu rechnen, wenn der Eintrag von organischem Material durch verstärkte Primärproduktion erhöht sein sollte. Besonders ausgeprägt müßte sich diese Saisonalität an Station 20 bemerkbar machen, da dort mit hohem primärproduktionsbedingtem Eintrag von C_{org} zu rechnen ist.

Eine andere Erklärungsmöglichkeit für die geringen Biomassen wäre eine kurze Verweildauer - durch hohe Durchflußraten - des Kohlenstoffs in der Bakterien- und Meiofaunagrößenklasse. Dies könnte z.B. durch hohen Fraßdruck bedingt sein (BOETIUS und LOCHTE, 1996; LEVIN *et al.*, 1997).

4.5 Sauerstoffzehrung

4.5.1 Messungen *in situ* und an Bord

Die parallel gemessenen Sauerstoffzehrungen der einzelnen Stationen des Vigo-Profiles unterscheiden sich nicht sehr stark im Gegensatz zu den stark variierenden und sehr hohen Werten des Nazaré-Canyons. Die Zehrungen des Vigo-Profiles liegen im Bereich von anderen Sauerstoffzehrungsmessungen im Nord-Atlantik (z.B. DUINEVELD *et al.*, 1997; LAMPITT *et al.*, 1995; ROWE *et al.*, 1994). Auch LAVALEYE *et al.* (1999) fanden nördlich des Vigo-Transektivor der Iberischen Halbinsel Sauerstoffzehrungswerte von 1-2,5 mmol O₂ m⁻² d⁻¹ in Tiefen von 1800-2600 m im Sommer bzw. Anfang September in den Jahren 1997-1998, mit an Bord gemessenen Sedimentkernen. *In situ* Messungen ab ca. 2000 m Wassertiefe zeigten niedrigere Zehrungswerte.

Die leicht höheren Werte der tiefsten Station des Vigo-Profiles könnten daher durch die Bergung und Inkubation an Bord bedingt sein. So zeigen Sauerstoffzehrungsmessungen, die an Bord an gehälterten Sedimentkernen unter *in situ* Temperatur durchgeführt wurden, erhöhte Werte, im Vergleich zu *in situ* Messungen, die mit Hilfe von „Landern“ gemessen wurden: GLUD *et al.* (1994) fanden erhöhte Zehrungswerte ab 1000 m, DUINEVELD *et al.* (1997) und LAMPITT *et al.* (1995) ab 2000 m. Im Gegensatz zu PAMATMAT (1971) und DAVIES (1975), die keine Unterschiede bei geringen Drücken bis 18 Atmosphären bzw. in

geringen Wassertiefen von 30 m von *in situ* und an Bord Messungen fanden, zeigten GLUD *et al.* (1994), daß bei großer Faunen-Dichte und geringer Wassertiefe die Sauerstoffzehrungswerte, die an Bord gemessen wurden, niedriger lagen als die, die *in situ* gemessen wurden. Erklärt wird dies von den Autoren durch verstärkte Randeffekte und das häufige Fehlen bzw. geringere Faunen-Dichten sowie die Zerstörung von Makrofauna in den wesentlich kleineren Sediment-Stechrohren, die für die Messungen an Bord benutzt werden. Bei geringer Faunen-Dichte und großer Wassertiefe verhielt es sich umgekehrt: Die *in situ* Messungen lagen unter den Werte, die an Bord gemessen wurden.

Die erhöhte Sauerstoffzehrung der an Bord gemessenen Sedimentkerne aus großen Wassertiefen wird nach GLUD *et al.* (1994) durch Auswirkungen von hauptsächlich Dekompressions- und Temperatur-Effekten auf den mikrobiellen Stoffwechsel verursacht. Die Temperatur wird als einer der Hauptfaktoren angesehen, die die Sauerstoffaufnahme beeinflussen (HARGRAVE, 1969). Dies wirkt sich besonders auf Proben aus, die aus großen Wassertiefen geborgen werden und relativ lange während der Bergung warmem Oberflächenwasser ausgesetzt sind. Bei GLUD *et al.* (1994) muß eine starke Erwärmung der Proben im Sommer vor der Küste von West-Afrika erfolgt sein.

Der Temperatur-Effekt kann aufgrund der niedrigen Temperatur des Oberflächenwassers von 10-13° C zu dieser Jahreszeit vor der Iberischen Halbinsel nicht stark ausgeprägt gewesen sein.

Für die Bewertung der Sauerstoffzehrungs-Messungen, die an Bord durchgeführt werden, muß auch die weitere Vorgehensweise an Bord mit berücksichtigt werden: Findet eine Weiterbehandlung der Sedimentkerne statt, werden Unterproben genommen. Wird die Sauerstoffzehrung im Überstandswasser mittels Mikroelektroden oder dem Winkler-Verfahren gemessen. Wird der Sauerstofffluß ins Sediment modelliert aus Sauerstoff-mikroelektrodenprofilen oder aus Nitrat- oder Sauerstoffprofilen des Porenwassers. Direkte Vergleiche der unterschiedlichen Methoden stehen noch aus. Es ist mit gravierenden Unterschieden in den Ergebnissen zu rechnen (SMITH und HINGA, 1983).

4.5.2 „Patchiness“

Die parallelen Sauerstoffzehrungsmessungen der einzelnen Stationen des Nazaré-Canyons unterschieden sich zum Teil um den Faktor 2. Dies ist eine Spanne, die von vielen Autoren beobachtet wird (z.B. SMITH und HINGA, 1983) und allgemein durch die hohe „Patchiness“, die fleckenhafte, geklumpte Verteilung von organischem Material und Organismen erklärt wird (GAGE UND TYLER, 1991; GLUD *et al.*, 1994). Besonders groß ist dieser Effekt bei geringen Durchmesser der Stechrohre bzw. geringer Flächenbedeckung der „*In situ*-

Inkubations-Glocken“ (z.B. GLUD *et al.*, 1994; SMITH UND HINGA, 1983). Bei größeren beprobten Flächen wird dieser „Patchiness-Effekt“ geringer. Die hier verwendeten Multicorer-Stechrohre besaßen einen Innendurchmesser von nur 10 cm, wobei angenommen werden kann, daß diese Fläche nicht ausreicht, um den „Patchiness-Effekt“ für größere Tieren einzudämmen. Die höhere Varianz der Einzelmessungen der Stationen des Nazaré-Canyons gegenüber den Sauerstoffzehrungsmessungen der Stationen des Vigo-Profiles könnte durch eine höhere „Patchiness“ großer Tiere im Canyon erklärt werden. Die Stationen 26 und 25 wiesen eine hohe Abundanz von Holothurien auf (siehe Kapitel 4.3). Die Patchiness dieser Holothurien könnte daher für die sehr hohe Varianz der Sauerstoffzehrungen dieser beiden Stationen verantwortlich sein.

Die Sauerstoffzehrungswerte der Stationen 25 und 26 des Nazaré-Canyons sind, gemessen an der Wassertiefe, in der die Stationen liegen, sehr hoch. Sie liegen im Bereich der von GLUD *et al.* (1994) vor der Westküste Afrikas (01° 57,0'N 03° 33,0' E bis 29° 53,1' S 08° 39,9' E) in vergleichbaren Tiefen gemessenen Werte. Dieser Teil der Küste ist geprägt durch starken ganzjährigen Auftrieb (z.B. ANTOINE *et al.*, 1996; VOITURIEZ und HERBLAND, 1982). HELDER und EPPING (1999) wiesen im Nazaré-Canyon in 4280 m Wassertiefe *in situ* Sauerstoffzehrungswerte von ca. 1,5-2 mmol O₂ m⁻² d⁻¹ nach, in 3097 m Werte von ca. 4 mmol O₂ m⁻² d⁻¹. Diese Werte sind etwa doppelt so hoch wie die Werte der Station 27 in 4121 m Tiefe, bzw. geringfügig niedriger als die Werte der 25 in 3554 m Tiefe. Diese Abweichungen liegt aber noch im Bereich der durch „Patchiness“ bedingten Varianz. Es scheint daher keine Überschätzung der hier an Bord gemessenen Werte vorzuliegen (zu saisonaler Variabilität siehe folgendes Kapitel 4.5.3). Um die Aussagekraft dieser an Bord gemessenen Sauerstoffzehrungen zu beurteilen, wurde ein Vergleich von zahlreichen *in situ* und an Bord gemessener Sauerstoffzehrungsdaten diverser Autoren durchgeführt und empirische Zehrungsmodelle entwickelt (Siehe Kapitel 4.6).

4.5.3 Saisonalität

DUINEVELD *et al.* (1997) und LOHSE *et al.* (1998) konnten im Goban Spur Gebiet trotz jahreszeitlich variierendem Eintrag von organischem Kohlenstoff keine signifikante Variabilität der Sauerstoffzehrung zu verschiedenen Jahreszeiten feststellen. Die Autoren begründen dies damit, daß weniger reaktives organisches Material zu Zeiten maximalen Kohlenstoffeintrags am Meeresboden eintrifft. Bei diesen Sedimentationspulsen wird hauptsächlich refraktäres Material, das im Laufe des Jahres am oberen Kontinentalhang abgelagert wurde, durch erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten resuspendiert und in die Tiefe transportiert (DUINEVELD *et al.*, 1997; LOHSE *et al.*, 1998; THOMSEN, 1998). Saisonal

bedingte Schwankungen der Sauerstoffzehrung in der Tiefsee konnte bisher sehr selten gezeigt werden. SMITH und KAUFMANN (1999) konnten diese Saisonalität in einer Langzeitstudie (1989-1996) mit *in situ* Sauerstoffmessungen und Daten von Sinkstofffallen im Nord-Pazifik belegen. PFANNKUCHE (1993) wies eine Verdopplung der Sauerstoffzehrung im Juli/August im Vergleich zu Mai-Werten im BIOTRANS-Gebiet nach, jedoch ohne statistische Angaben zu machen. In diesem Zusammenhang ergibt sich die Frage, ob der Abbau von „frisch“ am Meeresboden angelangtem organischem Material in kurzen Zeiträumen abläuft, was eine Saisonalität erst sichtbar machen würde, oder ob der Abbau sehr langsam abläuft und somit die saisonale Varianz verloren geht (LAMPITT *et al.*, 1995). Da die Sauerstoffzehrungsmessungen im Sommer im Gebiet vor der Iberischen Halbinsel (HELDER und EPPING, 1999; LAVALEYE *et al.*, 1999) nicht höher waren als die im Winter gemessenen Werte, kann davon ausgegangen werden, daß auch in diesem Gebiet keine saisonale Varianz der Sauerstoffzehrung mit der hier angewendeten Methode nachgewiesen werden kann. Die daraus resultierenden Mineralisationsraten gelten daher ganzjährig. Um eine Saisonalität oder Varianz der Sauerstoffzehrungen in einem Gebiet mit sporadisch einsetzendem Nahrungseintrag nachzuweisen, müßten Messungen in viel kürzeren Zeitabständen und zu den richtigen Zeiten vor, während und nach dem Eintreffen des organischen Materials durchgeführt werden. Mit lange vorher geplanten Schiffseinsätzen ist dies kaum zu gewährleisten .

4.5.4 Korrelation von Sauerstoffzehrung und Biomasse

Die aus der ATP-Konzentration bestimmte Biomasse korreliert nicht mit der Sauerstoffzehrung der einzelnen Stationen, wie eigentlich zu erwarten gewesen wäre. Die Biomasse der Markrofauna wird allerdings durch diese Methode der Biomassenbestimmung nicht erfaßt (siehe Kapitel 4.4). Wenige große Tiere können jedoch die Sauerstoffzehrung bedeutend vergrößern (GLUD *et al.* 1994). Da noch keine Abschätzung der Makrofaunabiomasse vorliegt, kann zu diesem Zeitpunkt keine abschließende Aussage über die Korrelation getroffen werden.

4.6 Empirische Sauerstoffzehrungs-Modelle

Die Verteilung der Sauerstoffzehrung mit der Wassertiefe läßt sich gut mit Hilfe von Exponential-Funktionen beschreiben (JAHNKE und JACKSON, 1987; MIDDELBURG *et al.*, 1994). MIDDELBURG *et al.* (1994) erstellten ein empirisches, globales Sauerstoffzehrungsmodell. Diesem Modell liegen insgesamt 35 Sauerstoffzehrungsdaten

verschiedener Wassertiefen aus dem Pazifik, dem Atlantik und dem Indischen Ozean zugrunde. Sie verwendeten nur *in situ* Messungen und modellierte Sauerstoffzehrungen von *in situ* oder an Bord gemessenen Sauerstoffmikroprofilen.

JAHNKE und JACKSON (1987) entwickelten zwei Pazifik-Modelle für Wassertiefen zwischen 1000-6000 m. Sie erstellten ein Modell für den Nord-Pazifik und ein weiteres für das Auftriebsgebiet vor Kalifornien. Sie verwendeten *in situ* Messungen und modellierte Zehrungen aus Nitrat- oder Sauerstoffmikroprofilen des Porenwassers.

Die einzelnen Sauerstoffzehrungen der Stationen 11-27 sind mit den drei Modellen in Abbildung 11 dargestellt. Im Vergleich mit dem Modell von MIDDELBURG *et al.* (1994) liegen nur die Sauerstoffzehrungswerte der Stationen 11 und 27 im Bereich der Modell-Kurve. Die Zehrungswerte der Stationen 25 und 26 des Nazaré-Canyons sind gegenüber dem MIDDELBURG-Modell um das 6- bzw. das 4-fache erhöht, die Zehrung der Schelf-Station 20 des Vigo-Profiles ist nur etwa halb so groß.

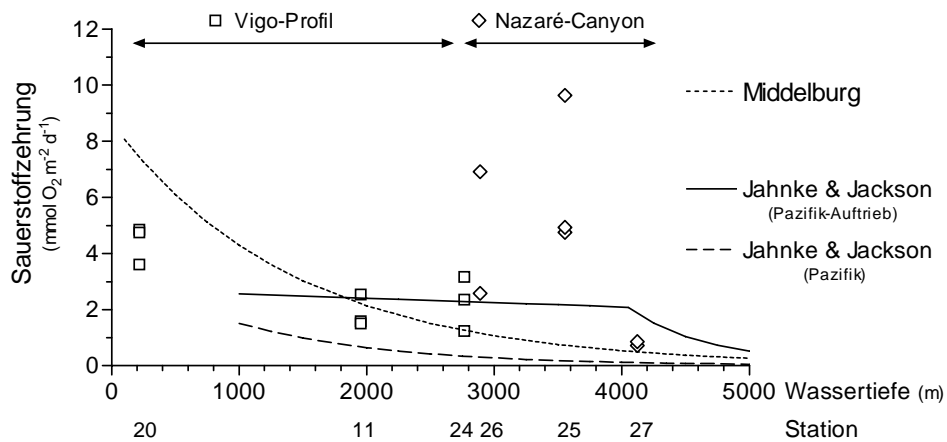


Abb. 11 Vergleich der Sauerstoffzehrungsmessungen mit den verschiedenen Modellen. Aufgetragen ist die Sauerstoffzehrung ($\text{mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) gegen die Wassertiefe (m) und die Station. Dargestellt sind die einzelnen Sauerstoffzehrungsmessungen, der globale Durchschnitt (gepunktete Linie, nach MIDDELBURG *et al.*, 1997) und die Pazifik-Modelle (durchgezogene Linie = „Auftriebsmodell“, gestrichelte Linie = Nord-Pazifik-Modell, nach JAHNKE und JACKSON, 1987).

Alle gemessenen Sauerstoffzehrungen liegen weit oberhalb des Nord-Pazifik-Modells von JAHNKE und JACKSON (1987). Mit dem „Auftriebsmodell“ dieser Autoren stimmen nur die

Zehrungswerte der Stationen 11 und 24 des Vigo-Profiles überein. Die Stationen 25 und 26 zeigen deutlich höhere, die Station 27 niedrigere Zehrungswerte gegenüber dem Auftriebsmodell. Alle drei Modelle differenzieren nicht zwischen *in situ* und an Bord gemessenen Werten, das Modell von MIDDELBURG *et al.* (1994) unterscheidet nicht zwischen Meeresgebieten und die Modelle von JAHNKE und JACKSON (1987) sind auf den Nord-Pazifik beschränkt. Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden daher aus Literatur-Sauerstoffzehrungswerten globale, Atlantik- und Pazifik-Modelle sowie Modelle für Goban Spur und die Iberische Halbinsel erstellt. Es wurden außer für Goban Spur und die Iberische Halbinsel jeweils drei Modelle entwickelt:

- 1) ein *in situ*-Modell
- 2) ein an Bord-Modell
- 3) ein Gesamt-Modell (ges. = *in situ* + an Bord).

Die zusammengetragenen Sauerstoffzehrungsdaten wurden zunächst einer logarithmischen Transformation zur Basis 10 (\log_{10}) unterzogen. Mit Hilfe einer linearen Regression wurde dann der beste „Fit“ berechnet und durch anschließende Rücktransformation über die Beziehung:

$$\text{Sauerstoffzehrung} = 10^{(a+bz)}$$

a = Achsenabschnitt, b = Steigung, z = Wassertiefe (m)

das Modell erstellt (MIDDELBUG *et al.*, 1994).

In Tabelle 6 ist die Literatur zusammengestellt, aus der Sauerstoffzehrungsdaten verwendet wurden, die Ergebnisse der linearen Regressionen sind in Tabelle 7 dargestellt. In Anhang (V-IX) sind die verwendeten Zehrungsdaten einzeln aufgelistet. Da die meisten Zehrungswerte aus dem Nord-Atlantik und Nord-Pazifik stammen, gelten die Ergebnisse auch primär für diese Regionen.

4.6.1 Vergleich von überregionalen Modellen

Um zu überprüfen, welche Regressionsgeraden der \log_{10} transformierten Daten untereinander signifikant verschieden waren, wurden zunächst die Steigungen jeweils zweier Geraden verglichen. Wenn diese keinen signifikanten Unterschied zeigten, wurde die Signifikanz der zwei Achsenabschnitte überprüft (SACHS, 1992). Alle statistischen Analysen wurden mit Hilfe des Programms GraphPad Prism[®] durchgeführt.

Tab. 6 Verwendete Literatur zur Erstellung der Sauerstoffzehrungsmodelle.

Atlantik (<i>in situ</i>)	Atlantik (an Bord)	Pazifik (<i>in situ</i>)	Pazifik (an Bord)
Anderson <i>et al.</i> , 1994	Duineveld <i>et al.</i> , 1997 (1)	Berelson <i>et al.</i> , 1987	Goloway und Bender, 1982
Duineveld <i>et al.</i> , 1997 (1)	Florek und Rowe, 1983	Devol, 1991	Pamatmat, 1971
Florek und Rowe, 1983	Glud <i>et al.</i> , 1994 (4)	Drazen <i>et al.</i> , 1998	Cai und Reimers, 1995 +
Glud <i>et al.</i> , 1994 (4)	Graf <i>et al.</i> , 1995	Pamatmat, 1971	darin verwendete Literatur:
Helder und Epping, 1999 (2)	Goloway und Bender, 1982	Reimers und Smith, 1986	- Archer <i>et al.</i> , 1992
Lampitt <i>et al.</i> , 1995 (3)	Heggie <i>et al.</i> , 1987	Reimers <i>et al.</i> , 1992	- Berelson <i>et al.</i> , 1988
Lavayele <i>et al.</i> , 1999 (2)	Lavayele <i>et al.</i> , 1999 (2)	Smith, 1987	- Reimers <i>et al.</i> , 1987
Lohse <i>et al.</i> , 1998 (1)	Lohse <i>et al.</i> , 1998 (1)	Smith <i>et al.</i> , 1992	
Pfannkuche, 1992	Pfannkuche <i>et al.</i> , 1983 (4)	Smith und Hinga, 1983	
Rowe und Gardner, 1979	Relexans <i>et al.</i> , 1996	Cai und Reimers, 1995 +	Goban Spur: (1)
Rowe <i>et al.</i> , 1990	Rowe und Phoel, 1992	darin verwendete Literatur:	Iberische Halbinsel: (2)
Rowe <i>et al.</i> , 1994	Rowe <i>et al.</i> , 1988	- Bender <i>et al.</i> , 1989	Porcupine Sea-bight: (3)
Smith, 1978		- Berelson <i>et al.</i> , 1990a	Süd-Atlantik: (4)
Smith und Hinga, 1983		- Berelson <i>et al.</i> , 1990b	
		- Emerson <i>et al.</i> , 1985	
		- Murray <i>et al.</i> , 1990	
		- Smith <i>et al.</i> , 1987	

Tab. 7 Ergebnisse der linearen Regressionen der Log₁₀ transformierten Daten: a = Achsenabschnitt, b = Steigung, r² = Bestimmtheitsmaß, n = Anzahl der Daten.

	a	b	r ²	n
global _(ges)	0.8316	-0.0002660	0.562	442
global _(in situ)	0.7740	-0.0002566	0.542	244
global _(an Bord)	0.8840	-0.0002717	0.558	198
Atlantik _(ges)	0.8810	-0.0002868	0.557	280
Atlantik _(in situ)	0.8381	-0.0002904	0.547	122
Atlantik _(an Bord)	0.9140	-0.0002839	0.571	158
Pazifik _(ges)	0.7464	-0.0002363	0.579	162
Pazifik _(in situ)	0.7053	-0.0002305	0.529	122
Pazifik _(an Bord)	0.7903	-0.0002199	0.631	40
Iber. Halbinsel	0.6339	-0.0001603	0.458	39
Goban Spur	0.5192	-0.0001268	0.412	72

Die aus den Regressionsgeraden erstellten Atlantik-, Pazifik- und globalen Sauerstoffzehrungsmodelle sind in Abbildung 12 zusammen mit dem globalen Modell nach

MIDDELBURG *et al.* (1994) und dem Nord-Pazifik-Modell nach JAHNKE und JACKSON (1987) dargestellt.

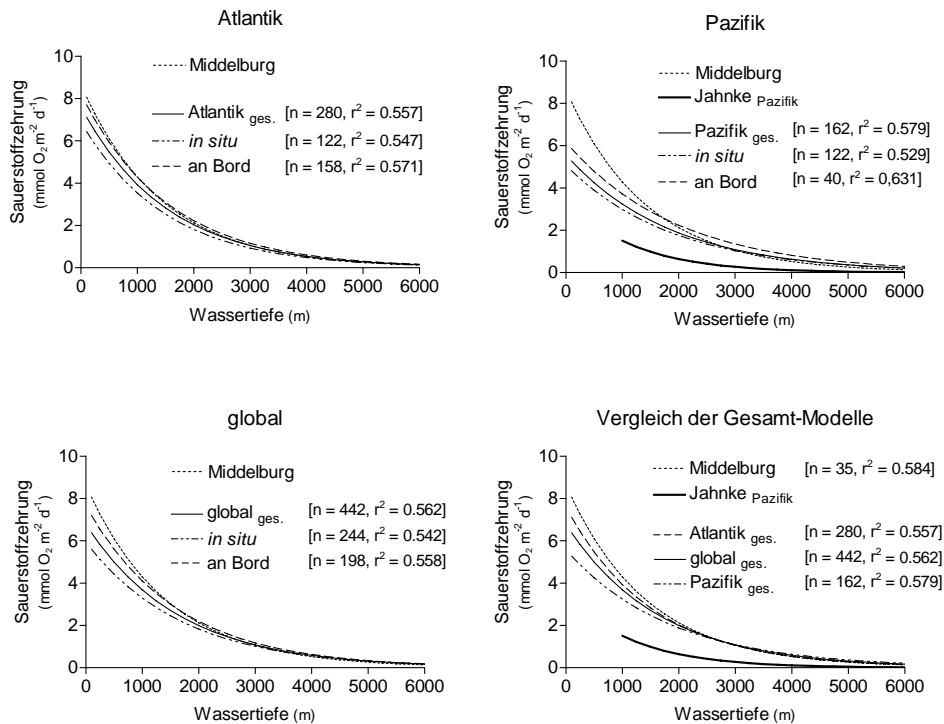


Abb. 12 Vergleich der Atlantik-, Pazifik- und globalen Sauerstoffzehrungsmodelle, ermittelt durch lineare Regression (Log₁₀ transformierte Sauerstoffzehrungs-Daten und deren spätere Rücktransformation) mit dem globalen Modell von MIDDELBURG *et al.* (1994) und dem Pazifik Modell von JAHNKE und JACKSON (1987). Aufgetragen ist die Sauerstoffzehrung (mmol O₂ m⁻² d⁻¹) gegen die Wassertiefe (m).

SMITH und HINGA (1983) beschrieben höhere Sauerstoffzehrungen im Pazifik als im Atlantik, fanden jedoch keine Erklärung dafür. Es wurden von diesen Autoren jedoch Sauerstoffzehrungen aus dem Ost-Pazifik mit Daten aus dem West-Atlantik verglichen. Weite Gebiete der Westküsten der Kontinente sind durch Auftrieb geprägt. An den Westküsten ist daher generell mit verstärkter Zufuhr organischen Materials zum Meeresboden und damit auch mit höheren Sauerstoffzehrungen zu rechnen.

Bei dem hier angestellten Vergleich der Sauerstoffzehrungen konnte im Gegensatz zu den Beobachtungen von z.B. DUINEVELD *et al.* (1997), GLUD *et al.* (1994) und LAMPITT *et al.*

(1995) gezeigt werde, daß die *in situ* gewonnenen nicht von den an Bord gemessenen Sauerstoffzehrungswerten signifikant verschieden sind. Es konnte kein signifikanter Unterschied der *in situ* und an Bord bestimmten Zehrungswerte bezüglich des Vergleichs von Atlantik und Pazifik, sowie dieser beiden im Vergleich zu den globalen *in situ*- und an Bord-Werten festgestellt werden (Signifikanz-Niveaus im Anhang X). Beachtet werden muß jedoch, daß die *in situ* und an Bord durchgeführten Messungen bei diesem Vergleich nur in wenigen Ausnahmen (z.B. DIUNVELD *et al.*, 1997; GLUD *et al.*, 1994) am gleichen Ort und zur gleichen Zeit gemessen wurden. Daher konnte hier nur untersucht werden, ob sich Atlantik-, Pazifik- bzw. globale *in situ* Zehrungsmessungen im allgemeinen von an Bord durchgeführten Messungen unterscheiden.

Das Modell von MIDDELBURG *et al.* (1994) stimmt am besten mit den Atlantik-Modellen überein. Die Pazifik-Modelle zeigen etwas niedrigere Werte als das Modell von MIDDELBURG *et al.* (1994).

Im Gegensatz dazu weist das Nord-Pazifik-Modell von JAHNKE und JACKSON (1987) die niedrigsten Zehrungswerte aller Modelle auf. Generell ergeben die Berechnungen der „an Bord-Modelle“ etwas höhere Werte als die Berechnungen der „*in situ*-Modelle“, jedoch ist der Unterschied nicht signifikant. Dies zeigt, daß die wesentlich aufwendigeren und teureren *in situ*-Messungen keine genaueren Daten liefern, wenn Momentaufnahmen der Sauerstoffzehrung benötigt werden.

Saisonalität und sporadischer, pulsartiger Nahrungseintrag ist in vielen Meeresgebieten gegeben (z.B. BILLET *et al.*, 1983; DRAZEN *et al.*, 1998; GRAF *et al.*, 1995; LAMPITT *et al.*, 1995; NEWTON *et al.*, 1995; PFANNKUCHE *et al.*, 1999; DE WILDE *et al.*, 1998). Um gezielt Reaktionen des Benthos auf diese variierende Nahrungszufuhr mit Hilfe der Sauerstoffzehrung zu untersuchen, sind *in situ*-Messungen mit Geräten wie z.B. dem „ROVER“ (SMITH *et al.*, 1997; SMITH und KAUFMANN 1999) in Kombination mit Sinkstofffallen unerlässlich. Diese Geräte können über lange Zeiträume vor Ort bleiben, in kleinen Zeitabständen Messungen ausführen und kurze Distanzen auf dem Meeresboden zurücklegen. Dadurch können sie Daten für eine längerfristige und kontinuierliche Beurteilung der Vorgänge am Meeresboden liefern.

4.6.2 Vergleich von regionalen sowie überregionalen Modellen

Abbildung 13 zeigt den Vergleich der regionalen Modelle Goban Spur, Iberische Halbinsel und das „Auftriebsmodell“ von JAHNKE und JACKSON (1987) untereinander sowie mit den überregionalen Pazifik- und Atlanik-Modellen. Zur Berechnung des Modells der Iberischen Halbinsel wurden keine Werte des Nazaré-Caynons benutzt, da diese Werte die restlichen

Sauerstoffzehrungen um ein Vielfaches übertrafen und bei den ohnehin wenigen Werten aus diesem Gebiet die Ergebnisse der linearen Regression sehr stark verschlechterten.

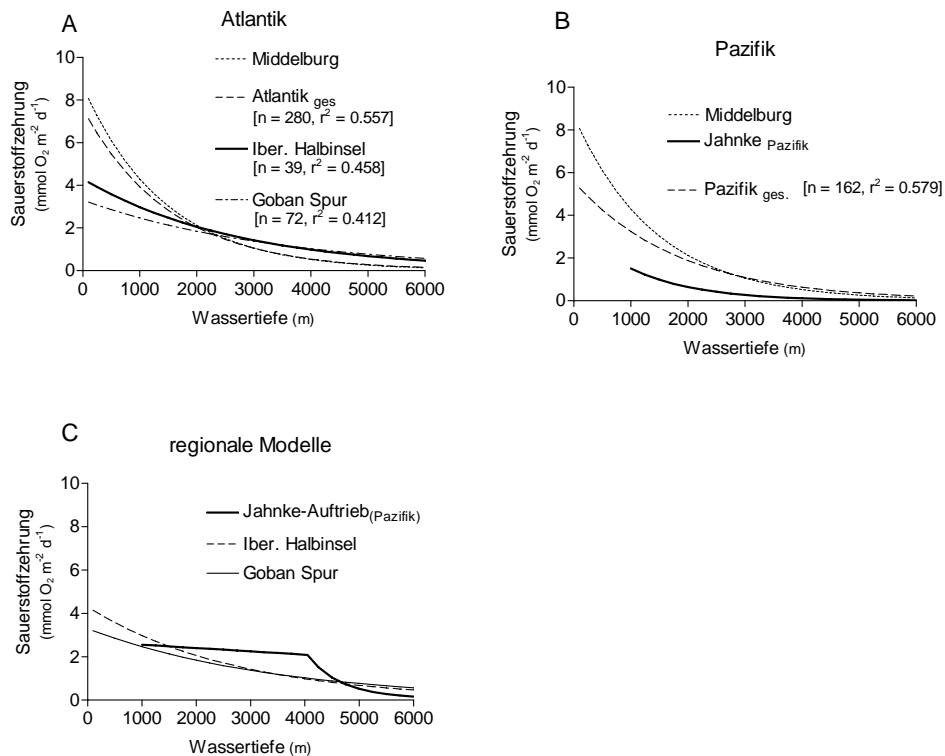


Abb. 13 Vergleich der regionalen mit den überregionalen Atlantik- und Pazifik- Modellen sowie der regionalen Modelle untereinander. Aufgetragen ist die Sauerstoffzehrung ($\text{mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) gegen die Wassertiefe (m). A: Atlantik-Modelle, B: Pazifik-Modelle, C: regionale Modelle. Zur Erstellung des Modells der Iberischen Halbinsel wurden keine Daten aus dem Nazaré-Canyon verwendet.

Im Canyon liegt keine starke Korrelation der Sauerstoffzehrung und der Wassertiefe vor, wie dies als Voraussetzung zur Erstellung der Modelle angenommen wurde.

Die beiden Regionen Goban Spur und die Iberische Halbinsel unterscheiden sich signifikant von den globalen, den Pazifik- und den Atlantik-Zehrungswerten. Einzige Ausnahme dazu stellen die Modelle des Pazifiks und das Modell der Iberischen Halbinsel dar. Alle Pazifik-Modelle sind nicht signifikant von dem Modell der Iberischen Halbinsel verschieden. Goban Spur und das Gebiet der Iberischen Halbinsel unterscheiden sich untereinander nicht

signifikant (Signifikanz-Niveaus im Anhang X). Der von SMITH und HINGA (1983) gefundene Unterschied des Pazifiks und des Atlantiks ist daher auf die Auswahl und den Vergleich zweier sehr unterschiedlicher Regionen (Auftriebsgebiet und nicht Auftriebsgebiet) zurückzuführen. Daß die Sauerstoffzehrungen der Pazifik-Modelle keine signifikanten Unterschiede zu dem Modell der Iberischen Halbinsel aufweisen, könnte an der geringeren Anzahl der Messungen liegen, die aus dem Pazifik - im Gegensatz zum Atlantik und dem globalen Ozean - für die Berechnung vorlagen. Sie könnten somit eine zu kleine Auswahl von den eigentlich im Pazifik vorherrschenden Sauerstoffzehrungen darstellen.

Das „Auftriebsmodell“ von JAHNKE und JACKSON (1987) zeigt von 1000-4000 m Wassertiefe an Stelle einer exponentiellen eine lineare Abnahme der Sauerstoffzehrung von 2,5 auf 2 mmol O₂ m⁻² d⁻¹ im Auftriebsgebiet vor Kalifornien. GLUD *et al.* (1994) wiesen im Auftriebsgebiet vor West-Afrika eine lineare Abnahme der Zehrung von 6 mmol O₂ m⁻² d⁻¹ in 1000 m auf 3 mmol m⁻² d⁻¹ in 5000 m Wassertiefe nach.

In Abbildung 14 sind die Daten von GLUD *et al.* (1994), das Auftriebsmodell von JAHNKE und JACKSON (1987) und das Modell der Iberischen Halbinsel gegenüber den „Gesamt“-Modellen dargestellt.

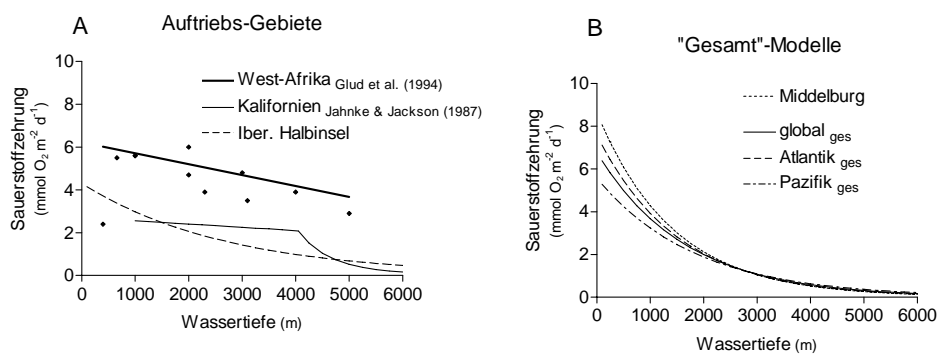


Abb. 14 Gegenüberstellung der Sauerstoffzehrungen der Auftriebsgebiete (A) und der „Gesamt“-Modelle (B). Aufgetragen ist die Sauerstoffzehrung (mmol O₂ m⁻² d⁻¹) gegen die Wassertiefe (m). A: Dargestellt sind die Einzelwerte der *in situ* Sauerstoffzehrungsmessungen von GLUD *et al.* (1994) sowie die lineare Regression zu diesen Werten, das Modell der Iberischen Halbinsel (gestrichelte Linie) und das „Auftriebsmodell“ von JAHNKE und JACKSON (1987). B: Dargestellt sind das Atlantik-, das Pazifik- und das globale „Gesamt“-Modell, sowie das globale Modell nach MIDDELBURG *et al.* (1997).

Vor Afrika ist die Primärproduktion im Winter - Zeit der Probennahme - mit Werten von über 1 g C m⁻² d⁻¹ am höchsten und bis zu 3-fach höher als vor der Iberischen Halbinsel zur gleichen Zeit (ANTOINE *et al.*, 1996). Man kann daher von sehr großen Mengen exportierten

organischen Materials ausgehen. Der Auftrieb vor Kalifornien ist schwächer als der vor West-Afrika, wodurch die niedrigeren Zehrungswerte des „Auftriebsmodells“ von JAHNKE und JACKSON (1987) erklärt werden könnten. Die langsame lineare Abnahme des Modells der Iberischen Halbinsel ist nicht ganz so stark ausgeprägt, was im Vergleich zu den beiden anderen Gebieten auf geringere Mengen exportierten Materials schließen lassen könnte, oder aber auf beispielsweise stärkeren/schnelleren Abbau organischen Materials in der Wassersäule. In allen Meeresgebieten, in denen viel durch das Benthos reduzierbarer organischer Kohlenstoff in große Wassertiefen gelangt, kann mit einer langsamen linearen an Stelle einer exponentiellen Abnahme der Sauerstoffzehrung mit der Wassertiefe gerechnet werden. Im Nazaré-Canyon ist daher aufgrund der extrem hohen Sauerstoffzehrungswerte bis in 3554 m Wassertiefe von besonders großem Eintrag an organischem Material auszugehen.

4.7 Kohlenstoffbedarf gegenüber Kohlenstoffeintrag

Die benthische Respiration wird bis auf wenige Ausnahmen, z.B. Hydrothermal-Quellen, durch den „Regen“ organischen Materials, welches in der euphotischen Zone gebildet wird und zum Meeresboden absinkt (benthopelagische Kopplung), genährt (z.B. GRAF, 1989; JAHNKE, 1992; JAHNKE *et al.*, 1996). Bei der Annahme eines Gleichgewichtszustands („steady state“) muß dem Benthos mindestens genauso viel organischer Kohlenstoff zugeführt werden, wie durch das Benthos verbraucht wird. Fast das gesamte organische Material, das am Meeresboden des offenen Ozeans ankommt, wird in vorwiegend oxidischen Sedimenten durch aerobe Abbauprozesse mineralisiert, so daß die benthische Sauerstoffzehrung den Fluß von organischem Material zum Meeresboden widerspiegelt (JAHNKE und JACKSON, 1992). Durch die Umrechnung von Sauerstoffzehrungsraten in Kohlenstoffäquivalente läßt sich daher der Fluß von abbaubarem Kohlenstoff zum Sediment ermitteln (MARTIN *et al.*, 1988; SOETAERT *et al.*, 1996, aus THOMSEN, 1998). Dieser Partikelfluß ist wiederum tiefenabhängig, da das organische Material während des Absinkens abgebaut wird und folglich mit zunehmender Wassertiefe immer weniger organisches Material für das Benthos zur Verfügung steht (Suess, 1980). Die gemessenen Sauerstoffzehrungen wurden mit einem Respirationsquotienten von 0,85 (z.B. ROWE *et al.* 1994) in Kohlenstoffäquivalente umgerechnet (siehe Kapitel 2.2.5) und stellen somit eine Mindestabschätzung des benthischen Kohlenstoffbedarfs dar.

4.7.1 Kohlenstoffflüsse berechnet nach Sinkstofffallen-Daten

Um abzuschätzen, wieviel organisches Material durch einfaches Absedimentieren bis zum Meeresboden gelangen kann, wurde der vertikale Fluß nach SUESS (1980) und MARTIN *et al.* (1987) berechnet, da für das Untersuchungsgebiet noch keine Kohlenstofffluß-Daten bekannt sind.

Das globale Modell von SUESS (1980) beschreibt den organischen Kohlenstofffluß gemessen mit Hilfe von Sinkstofffallen in Abhängigkeit von der Wassertiefe und der Primärproduktion im Oberflächenozean. Die Nordost-Pazifik-Modelle von MARTIN *et al.* (1987) dagegen basieren nur auf Sinkstofffallen-Daten in Abhängigkeit von der Wassertiefe und der Lokalisation der Sinkstofffallen im Nordost-Pazifik (Primärproduktion geht zwar nicht direkt in die Formel ein, aber indirekt durch die Lage der Gebiete, in denen die Sinkstofffallen positioniert waren). So wurden Modelle für den offenen Ozean entwickelt, aber auch für den Kontinentalhang vor der Küste Kaliforniens („Auftriebsmodell“). Dieser Küstenbereich ist, wie das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet, durch saisonalen Auftrieb und dadurch bedingte saisonale Schwankungen der Primärproduktion geprägt (ANTOINE *et al.*, 1996). Da sich die Gebiete des zentralen Nordost-Pazifiks und der Iberischen Halbinsel zu sehr unterscheiden, wurde das Gesamt-Pazifik-Modell von MARTIN hier nicht in Betracht gezogen. Die Ergebnisse der Modellrechnungen nach SUESS (1980) und das „Auftriebsmodell“ nach MARTIN *et al.* (1987) sind in Tabelle 8 aufgezeigt.

Tab. 8 Vergleich des organischen Kohlenstoffbedarfs, berechnet aus Sauerstoffzehrung und berechnetem Kohlenstoffeintrag durch Sedimentation nach Modellen von SUESS (1980) und MARTIN *et al.*, (1987).

	Stationen	Tiefe (m)	Suess global (mgC m ⁻² d ⁻¹)	Martin Pazifik (Auftrieb) (mgC m ⁻² d ⁻¹)	C _{org} -Bedarf berechnet (mgC m ⁻² d ⁻¹)
Vigo-Profil:	20	217	65,1	122,0	44,9
	11	1952	7,5	19,6	19,2
	24	2765	5,3	14,7	23,0
Nazaré-Canyon:	26	2890	5,1	14,1	48,4
	25	3554	4,1	11,9	65,7
	27	4121	3,6	10,5	8,1

Für die Berechnung nach SUESS (1980) wurde eine Primärproduktion von 350 mg C m⁻² d⁻¹ zugrunde gelegt. Bei dem Modell von SUESS (1980) würde nur die Schelf-Station 20 des Vigo-Profiles genügend C_{org} über Sedimentation erhalten. Die restlichen Stationen wären auf lateral eingetragenem C_{org} angewiesen. Nach ANTOINE *et al.* (1996) liegen die Primärproduktionswerte vor der Iberischen Halbinsel von Oktober bis März im Bereich von

250-350 mg C m⁻² d⁻¹. Die Annahme von 350 mg C m⁻² d⁻¹ liegt also schon bei den Maximalwerten dieser Jahreszeit. Trotzdem liegen die über vertikale Sedimentation am Meeresboden eintreffenden C_{org}-Mengen der Stationen ab ca. 2000 m Wassertiefe weit unter den C_{org}-Bedarfwerten des Benthos.

Bei dem „Auftriebsmodell“ von Martin würde an drei der insgesamt 6 beprobten Stationen (Station 20 und Station 11 des Vigo-Profiles und Station 27 des Nazaré-Canyons) der C_{org}-Bedarf durch absedimentierten organischen Kohlenstoff gedeckt werden. In diesem Zusammenhang muß beachtet werden, daß die Primärproduktionsdaten der Wintermonate der Kalifornischen Küste nach ANTOINE *et al.* (1996) zwar mit denen der Iberischen Halbinsel vergleichbar sind, die Datenerhebung für das Auftriebsmodell aber im Sommer stattfand. Nach ANTOINE *et al.* (1996) liegt die Primärproduktion mit Werten von 650-800 mg C m⁻² d⁻¹ vor der Kalifornischen Küste im Sommer aber bis zu drei mal so hoch wie vor der Iberischen Halbinsel im Winter (250-320 mg C m⁻² d⁻¹). Daher kann auch bei diesem Modell davon ausgegangen werden, daß die Mengen des organischen Materials, das durch Sedimentation am Meeresboden angelangt, stark überschätzt werden.

Die Diskrepanz zwischen Bedarf an organischem Kohlenstoff des Benthos und dem Eintrag an Kontinentalhängen wird von vielen Autoren beschrieben (GRAF, 1992; GRAF, *et al.* 1995; JAHNKE *et al.*, 1990; LAMPITT *et al.*, 1995; SMITH, 1987; SMITH, 1989). Die Schlußfolgerung daraus ist, daß ein Großteil des organischen Materials über laterale Advektion erfolgen muß, um die vom Benthos benötigte Menge C_{org} bereitzustellen. Zunächst wurde die Hypothese aufgestellt, daß die Versorgung des Benthos über lateralen Transport in der Bodennepheloidschicht bilanziert werden könne (BISCAYE *et al.*, 1994; GRAF *et al.*, 1995; JAHNKE *et al.*, 1990; THOMSEN und GRAF, 1995). Es zeigte sich jedoch für das Goban Spur Gebiet, daß es sich bei dem Kohlenstoff in der Bodennepheloidschicht in erster Linie um refraktären Kohlenstoff handelte und so der benthische Kohlenstoffbedarf ebenfalls nicht gedeckt werden konnte (THOMSEN und GRAF, 1995). THOMSEN (1998) konnte für diese Gebiet zeigen, daß mit Hilfe von hangabwärts gerichteten lateralen Transportprozessen innerhalb der Bodengrenzschicht (Wasserschicht, die sich die letzten Meter über dem Meeresboden befindet), dem pulsartigen Eintrag von größeren Mengen Phytodetritus (LAMPITT *et al.* 1995) und Resuspensionsvorgängen eine weitgehende Bilanzierung des benthischen Kohlenstoffbedarfs möglich war. Besonders groß muß dieser laterale Eintrag an den Stationen 25 und 26 im Nazaré-Canyon sein, da auch das „Auftriebsmodell“ von MARTIN *et al.* (1987) - trotz der wahrscheinlich überschätzten Werte - dort nicht ausreicht, um das Benthos mit ausreichend organischem Kohlenstoff zu versorgen.

4.7.2 Kohlenstofffluß zum Sediment ermittelt durch das Chl.a-Inventar

Die Konzentration des Chl.a im Sediment wurde benutzt, um über einen alternativen Ansatz den organischen Kohlenstofffluß zum Meeresboden vor der Iberischen Halbinsel abzuschätzen. Über das geschätzte Chl.a-Inventar des Sediments bis 9 cm Tiefe und die „Halbwertszeit“ des Chl.a (PEINE, unveröffentlichte Daten) wurde unter Annahme von „steady state“ der Fluß des Chl.a in das Sediment berechnet, der benötigt wird, um den Gehalt des Sediments an Chl.a aufrecht zu erhalten. Eine genaue Bestimmung des Inventars war nicht möglich, da das Sediment bis in eine Tiefe von 9 cm beprobt wurde und nur an den Stationen 24 und 27 der Chl.a-Gehalt auf Werte nahe 0 zurück ging (PEINE pers. Mitteilung). Das tatsächliche Inventar ist also größer. Mit Hilfe von $C_{org}/Chl.a$ -Verhältnissen organischen Materials aus Sinkstofffallen wurden schließlich organische Kohlenstoffflüsse errechnet. Da die Chl.a-Inventare unterschätzt wurden, ist davon auszugehen, daß die tatsächlichen Flüsse größer sind als die hier berechneten. Die Berechnungen wurden für alle Stationen durchgeführt, obwohl an Station 27 keine „Halbwertszeit“ des Chl.a vorlag. Für diese Station wurde die „Halbwertszeit“ der Station 25 angenommen. In Tabelle 9 sind die Ergebnisse dieser Berechnungen mit unterschiedlichen $C_{org}/Chl.a$ -Verhältnissen dargestellt.

Tab. 9 Ergebnisse der Kohlenstoffflüsse bei unterschiedlichen $C_{org}/Chl.a$ -Verhältnissen berechnet nach Chl.a-Inventaren (abgeschätzt bis 9cm Tiefe) und kinetischen Konstanten (Kd) (PEINE, unveröffentlichte Daten).

Stat.	Tiefe (m)	Chl.a-Inventar (abgeschätzt) ($\mu\text{gC cm}^{-2}$)	Kd (d^{-1})	Fluß-Chl.a ($\mu\text{gC m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Fluß-Corg $C_{org}/Chl.a = 1000$ ($\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Fluß-Corg $C_{org}/Chl.a = 600$ ($\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Fluß-Corg $C_{org}/Chl.a = 60$ ($\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Corg-Bedarf berechnet ($\text{mgC m}^{-2} \text{d}^{-1}$)
20	217	2,70	0,031	0,080	837	502	50	44,9
11	1952	0,90	0,035	0,030	315	189	19	19,2
24	2765	0,18	0,031	0,006	56	33	3	23,0
26	2890	4,00	0,022	0,090	880	528	53	48,4
25	3554	3,80	0,009	0,030	340	204	20	65,7
27	4121	2,00	0,009	0,020	180	108	11	8,1

Nach NEWTON und MURRY (1995, aus STEPHENS *et al.*, 1997) sind in der Tiefsee $C_{org}/Chl.a$ -Verhältnisse von ca. 600 bis 7700 anzutreffen. Für die Berechnung der Kohlenstoffflüsse wurden $C_{org}/Chl.a$ -Verhältnisse von 1000, 600 und 60 benutzt. Schon bei einem Verhältnis von 600 wird der über die Sauerstoffzehrung ermittelte Kohlenstoffbedarf des Benthos an allen von uns untersuchten Stationen gedeckt. Selbst bei einem Verhältnis von 60, was ungefähr dem Verhältnis von $C_{org}/Chl.a$ lebender Algen entspricht (MURRAY *et al.*, 1994),

wäre der C_{org} -Fluß nur bei den Stationen 25 und 27 des Nazaré-Canyons und der Station 24 des Vigo-Profiles nicht ausreichend. Entlang des Vigo-Transektiverteil wurde kein Akkumulationsgebiet vorgefunden. Somit müßten die Kohlenstoffflüsse in diesem Gebiet ungefähr so groß sein, daß das Benthos die eintreffende Menge organischen Materials mineralisieren kann. Daraus folgt, daß das organische Material relativ „frisch“ sein muß, d.h. ein relativ geringes $C_{org}/Chl.a$ -Verhältnis besitzt, wenn es am Meeresboden ankommt, da schon bei einem $C_{org}/Chl.a$ -Verhältnis von 600 der Fluß des organischen Kohlenstoffs den Bedarf des Benthos weit übertreffen würde und sich organisches Material anreichern müßte.

Ein schnelles Absinken wird durch Abtrieb, wie ihn MILLER *et al.* (1999) im Dezember 1998 und im Januar 1999, also vor und während des Untersuchungszeitraums feststellte, wahrscheinlich nur in geringem Maße gefördert, da Abtriebsgeschwindigkeiten ähnlich wie Auftriebsgeschwindigkeiten (BRAUN *et al.*, 1989; DUNNE und MURRAY, 1999; POND und PICKARD, 1989) im Bereich von 2-10 m d⁻¹ liegen müßten. Am wahrscheinlichsten ist daher ein hangabwärts gerichteter Transport mittels bodennaher Strömungen, wie dies z.B. im Goban Spur Gebiet von THOMSEN und VAN WEERING (1998) und VAN WEERING *et al.* (1998b) nachgewiesen wurde.

4.8 Bilanzierungsversuch der untersuchten Transekte

Zusammengefaßt sind die Bilanzierungen des Vigo-Profiles und des Nazaré-Canyons in den Abbildungen 15 und 16 Zur Bilanzierung wurden nicht die Chl.a-Daten verwendet, da keine gemessenen $C_{org}/Chl.a$ -Verhältnisse vorlagen und somit die Ergebnisse der weiteren Berechnungen sehr spekulativ gewesen wären. Das globale Modell von SUESS (1980) und das „Auftriebsmodell“ von MARTIN *et al.* (1987) stellen hingegen erprobte Modelle dar, die oft Anwendung erfahren.

Nach JAHNKE (1996) werden ca. 0,2-0,3 mg C_{org} m⁻² y⁻¹ im Bereich vor der Iberischen Halbinsel im Sediment vergraben. Wenn man von dieser Annahme ausgeht, kann der größte Teil des nicht durch das Benthos mineralisierten organischen Kohlenstoffs durch

Vigo-Profil

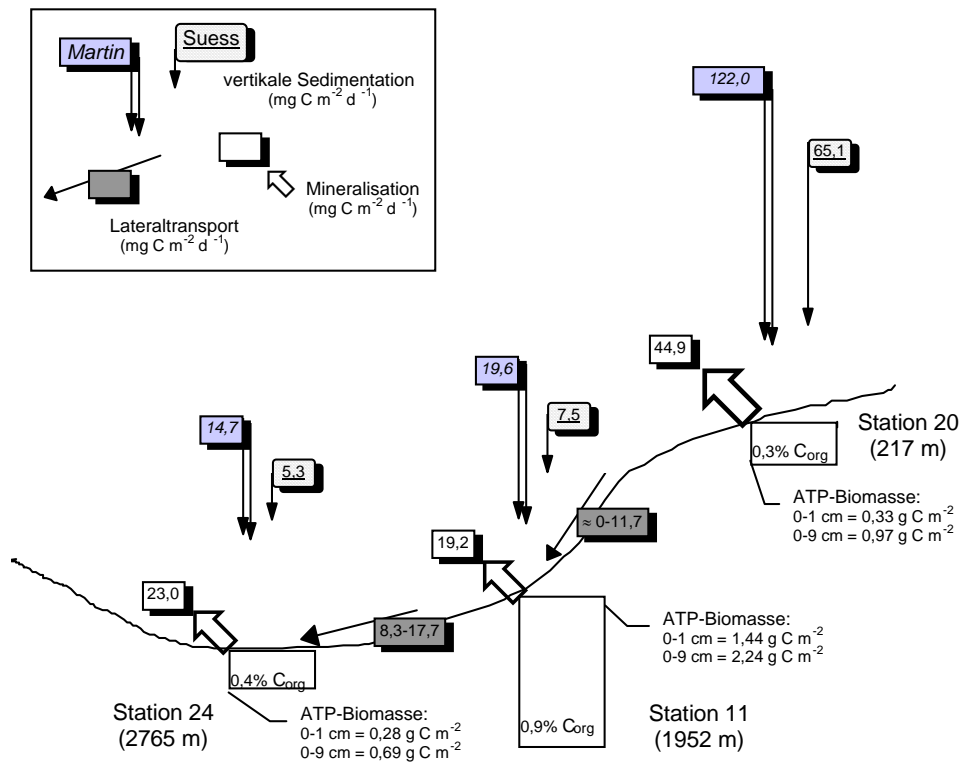


Abb. 15 Kohlenstoffbilanzierung des Vigo-Profiles. Dargestellt sind die Stationen 20-24 mit ATP-Biomassen (g C m^{-2}) und organischem Kohlenstoffgehalt (%), die vertikale Sedimentation \downarrow ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) berechnet nach Modellen von SUESS (1980) und MARTIN *et al.* (1987), die Mineralisationsrate des Benthos \Uparrow ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$) berechnet anhand der gemessenen Sauerstoffzehrung, und der zur Bilanzierung benötigte Lateraltransport von organischem Kohlenstoff \leftarrow ($\text{mg C m}^{-2} \text{d}^{-1}$). Die Größe der dargestellten Zeichen ist proportional zur Größe der berechneten bzw. gemessenen Werte.

Lateraltransport weiter verfrachtet werden. Durch eine hangabwärts gerichtete, bodennahe Strömung könnte der überschüssige Kohlenstoff weiter in die Tiefe transportiert werden. Der Lateraltransport wurde daher durch die Subtraktion des nach SUESS (1980) und MARTIN *et al.* (1987) berechneten Kohlenstoffeintrags vom Kohlenstoffbedarf des Benthos bestimmt:

$$\text{Lateraltransport} = \text{Kohlenstoffbedarf}_{(\text{Benthos})} - \text{Kohlenstoffeintrag}_{(\text{vertikale Sedimentation})}$$

Da mit den Modellen von SUESS (1980) und MARTIN *et al.* (1987) die vertikale Sedimentation berechnet wurde, ergibt sich für den Lateraltransport mitunter eine relativ große Werte-Spanne.

Nazaré-Canyon

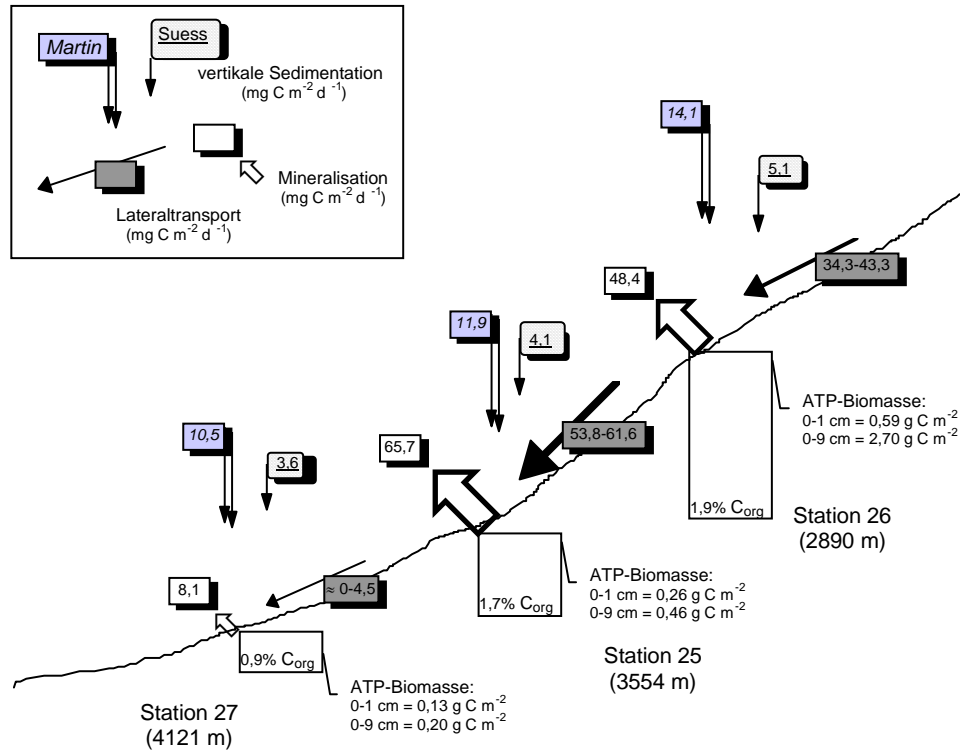


Abb. 16 Kohlenstoffbilanzierung des Nazaré-Canyons. Dargestellt sind die Stationen 25-27 mit ATP-Biomassen ($g C m^{-2}$) und organischem Kohlenstoffgehalt (%), die vertikale Sedimentation \downarrow ($mg C m^{-2} d^{-1}$) nach SUESS (1980) und MARTIN *et al.* (1987), die Mineralisationsrate des Benthos \searrow ($mg C m^{-2} d^{-1}$) berechnet anhand der gemessenen Sauerstoffzehrung, und der zur Bilanzierung benötigte Lateraltransport von organischem Kohlenstoff \leftarrow ($mg C m^{-2} d^{-1}$). Die Größe der dargestellten Zeichen ist proportional zur Größe der berechneten bzw. gemessenen Werte.

Entlang des Vigo-Profiles sind nur die Stationen 11 und 24 auf lateralen Eintrag von Kohlenstoff angewiesen, der in einem Bereich von 0-11,7 $mg C m^{-2} d^{-1}$ (Station 11) bzw. 8,3-17,7 $mg C m^{-2} d^{-1}$ (Station 24) je nach verwendetem Modell liegen müsste. Dort ist die

vertikale Sedimentation ungefähr gleichbedeutend mit dem Lateraltransport. Im Nazaré-Canyon sind die Stationen 26 und 25 auf sehr große Mengen ($34,3-43,3 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ bzw. $53,8-61,5 \text{ mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) lateral transportierten Kohlenstoff angewiesen. Im Gegensatz zum Vigo-Profil ist der Lateraltransport im Vergleich zum vertikalen Eintrag bei den Stationen 26 und 25 von viel größerer Bedeutung.

Es zeigte sich in zahlreichen Untersuchungen, daß der Partikeltransport in Canyons sehr unterschiedlich verlaufen kann. GARDNER (1989) erstellte ein Modell für den Baltimore-Canyon, wonach erhöhte Sedimentation von partikulärem Material im Canyon-Kopf stattfand. Das sedimentierte Material wurde durch spezifische dynamische Mechanismen resuspendiert und entlang von Schichten gleicher Dichte in den offenen Ozean transportiert.

MONACO *et al.* (1990) wiesen dagegen einen schnellen und effizienten Transport von partikulärem Material entlang des Lacaze-Duthiers-Canyons und anderer Canyons im Golf von Lion nach. In diesen Canyons sedimentierte nur ca. 10 % des in ihnen transportierten Materials ab, 90 % wurden in größere Tiefe transportiert. Material-Export vom Schelf in die Tiefsee verlief dort hauptsächlich durch die Canyons. Da im europäischen Raum ca. 50 % der Kontinentalhang-Fläche durch Canyons bedeckt ist, können sie sehr bedeutende morphologische Strukturen für den Transport von organischem Material in die Tiefsee darstellen (HUTHNANCE, 1995; MONACO *et al.*, 1990).

Der Nazaré-Canyon scheint daher zu den Tiefsee-Canyons zu gehören, die den schnellen, hangabwärts gerichteten Transport von partikulärem Material vom Schelf und vom oberen Kontinentalhang in die Tiefsee fokussieren.

5 Zusammenfassung

Ziel dieser Arbeit war es, das Benthos des nordwestlichen Kontinentalhangs der Iberischen Halbinsel mit Hilfe von biogeochemischen Stoffflüssen zu charakterisieren. Da die Probennahme während des Winters stattfand, beziehen sich die Ergebnisse primär auf diese Jahreszeit.

Das Untersuchungsgebiet vor der Iberischen Halbinsel stellt ein komplexes, durch wechselnde Auftriebs- und Abtriebsereignisse beeinflusstes und durch einen schmalen Kontinentalhang sowie zahlreiche Tiefsee-Canyons gekennzeichnetes Kontinentalhang-System dar.

Es wurde kein Akkumulationsgebiet entlang des Vigo-Profiles vorgefunden, da die C_{org} -Gehalte des Kontinentalhangs kontinuierlich von 0,9 % mit zunehmender Wassertiefe auf 0,4 % abnahmen (Vergleich der Daten von VAN WEERING und DE STIGTER, 1999) und auch kein deutlicher Anstieg der Sauerstoffzehrung bzw. der Mineralisationsraten mit größer werdender Tiefe vorgefunden wurde.

An den Stationen des Vigo-Profiles ist eine Zunahme mariner Beeinflussung mit größer werdendem Abstand zum Land gegenüber dem terrigenen Einfluß zu erkennen. Dies spiegelt sich in den C/N-Verhältnissen von 13,5 an der Schelf-Station und 8,6-9 an den beiden tieferen Stationen wider. Bestätigt wird dies auch durch den Anstieg des C_{anorg} mit zunehmender Wassertiefe von 1,7 % (217 m) auf 6,5 % (2765 m). Im Gegensatz zu Untersuchungen von HELDER und EPPING (1999), die in Sommer- und Herbstmonaten stattfanden, konnte im Winter keine exponentielle Abnahme von C_{org} mit zunehmender Sedimenttiefe festgestellt werden. Dies deutet darauf hin, daß im Sommer - im Vergleich zum Winter - größere Mengen organisches Material exportiert werden, und könnte so die Saisonalität dieses Gebietes aufzeigen.

Die relativ hohen C/N-Verhältnisse, die von 10 (2789 m) mit der Wassertiefe auf 14 (4121 m) ansteigen, die gleichbleibenden C_{anorg} -Gehalte (1 %) und die hohen Chl.a-Konzentrationen im Nazaré-Canyon lassen sich am besten durch Turbidite bzw. Trübungsströmungen erklären. Ob diese Erscheinungen ebenfalls einer Saisonalität unterliegen oder aber sporadisch auftreten, konnte hier nicht geklärt werden.

Die Sauerstoffzehrungen des Vigo-Profiles (217-2765 m) lagen mit Werten von 4,4-1,9 $\text{mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ im Bereich anderer Messungen des Nord-Atlantiks. Im Gegensatz dazu zeigten die Stationen 26 (2890 m) und 25 (3554 m) des Nazaré-Canyons für diese Wassertiefen stark erhöhte Zehrungswerte (4,7 bzw. 6,4 $\text{mmol O}_2 \text{ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). Die sich daraus ergebende hohe Mineralisation von 48,4 bzw. 65,7 $\text{mg C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ läßt auf großen Eintrag von organischem Material in den Canyon schließen. Mit der hier angewandten Methode zur

Messung der Sauerstoffzehrung läßt sich eine Saisonalität dieses Gebietes nicht nachweisen.

Die Erstellung globaler, Pazifik- und Atlantik- Sauerstoffzehrungsmodelle von *in situ* und an Bord Messungen (überregionale Sauerstoffzehrungsmodelle) ergab keine signifikanten Unterschiede zwischen an Bord und *in situ* durchgeführten Messungen. Es konnte kein signifikanter Unterschied von Atlantik- und Pazifik- Sauerstoffzehrungen ermittelt werden. Dagegen zeigten die für die Iberische Halbinsel und Goban Spur berechneten Sauerstoffzehrungsmodelle (regionale Modelle) bei dem Vergleich mit den überregionalen Modellen signifikante Unterschiede. Nur die Sauerstoffzehrungsmodelle der Iberischen Halbinsel und des Pazifiks, sowie die beiden regionalen Modelle untereinander waren nicht signifikant verschieden.

In Gebieten, in denen viel organisches Material in große Tiefen gelangt (z.B. Auftriebsgebiete, einige Tiefsee-Canyons), sinkt die Sauerstoffzehrung nicht exponentiell, sondern langsam linear mit zunehmender Wassertiefe ab, wie dies auch schon im „Auftriebsmodell“ von JAHNKE und JACKSON (1992) gezeigt werden konnte.

Die Berechnung der Kohlenstoffflüsse vor der Iberischen Halbinsel nach Modellen von SUESS (1980) und MARTIN *et al.* (1987) ergaben Flüsse von 5,3-65,1 bzw. 14,7-122,0 mg C m⁻² d⁻¹ je nach Wassertiefe der Stationen. Dies zeigte, daß besonders das Benthos des Nazaré-Canyons in einer Wassertiefe von 2890-3554 m hauptsächlich auf große Mengen (34-61 mg C m⁻² d⁻¹) lateral zugeführtes organisches Material angewiesen ist, um den hohen Kohlenstoffbedarf decken zu können. Aber auch das Benthos des Vigo-Profiles ist neben vertikaler Sedimentation abhängig von lateralem Eintrag in Höhe von ca. 8-17 mg C m⁻² d⁻¹.

Bei der Abschätzung des Kohlenstoffflusses mit Hilfe des Chl.a-Inventars zusammen mit C_{org}/Chl.a-Verhältnissen unter der Annahme von „steady state“-Bedingungen zeigte sich, daß der Transport von labilem Material in kurzer Zeit bis in große Wassertiefen vonstatten gehen muß. Schneller, hangabwärts gerichteter Transport spielt dabei wahrscheinlich eine wesentliche Rolle. Der Nazaré-Canyon scheint zu den Tiefsee-Canyons zu gehören, die den schnellen, hangabwärts gerichteten Transport von partikulärem Material vom Schelf und vom oberen Kontinentallhang in die Tiefsee fokussieren.

6 Literatur

- Aller, J.Y., 1997. Benthic community response to a temporal and spatial gradients in physical disturbance within a deep-sea western boundary region. *Deep-Sea Research I* **44**(1), 39-69.
- Anderson, R.F., Rowe, G.T., Kemp, P.F., Trumbore S., Biscaye, P.E., 1994. Carbon budget for the mid-slope depocenter of the Middle Atlantic Bight. *Deep-Sea Research II* **41**(2/3), 669-703.
- Anderson, R.F., Bopp, R.F., Buesseler, K.O., Biscaye, P.E., 1988. Mixing of particles and organic constituents in sediments from the continental shelf and slope off Cape Cod: SEEP-I results. *Continental Shelf Research* **8**(5-7), 925-946.
- Antoine, D., André, J.M., Morel, A., 1996. Oceanic primary production 2. - Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochemical Cycles* **10**(1), 57-69.
- Balzer, W., Helder, W., Epping, E., Lohse, L., Otto, S., 1998. Benthic denitrification and nitrogen cycling at the slope and rise of the N.W. European continental margin (Goban Spur). *Progress in Oceanography* **42**, 111-126.
- Barnett, P.R.O., Watson, J., Conelly, J.W., 1984. A multiple corer for taking virtually undisturbed samples from shelf, bathyal and abyssal sediments. *Oceanologica Acta* **7**(4), 399-408.
- Berelson, W.M., Hammond, D.H., Johnson, K.S., 1987. Benthic fluxes and the cycling of biogenic silica and carbon in two southern California borderland basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **51**, 1345-1363.
- Billet, D.S.M., Lampitt, R.S., Rice, A.L., 1983. Seasonal sedimentation of phytoplankton to the deep-sea benthos. *Nature* **302**, 520-522.
- Biscaye, P.E., Flagg, C.N., Falkowski, P.G., 1994. The shelf edge exchange processes experiment, SEEP-II: An introduction to hypotheses, results and conclusions. *Deep-Sea Research II* **41**(2/3), 231-252.
- Biscaye, P.E., Anderson, R.F., Deck, B.L., 1988. Fluxes of particles and constituents to the eastern United States continental slope and rise: SEEP-I. *Continental Shelf Research* **8**(2), 855-904.
- Blanton, J.O., Tenore, K.R., Castillejo, F., Atkins, L.P., Schwing, F.B., Lavín, A., 1987. The relationship of upwelling to mussel production in the rías of the western coast of Spain. *Journal of Marine Research* **45**, 497-511.
- Bode, A., Casas, B., Varela, M., 1994. Size-fractionated primary productivity and biomass

- in the Galician shelf (NW-Spain): Netplankton versus nanoplankton dominance. *Scientia Marina* **58**(1-2), 131-141.
- Boetius, A., Lochte, K., 1996. Effect of organic enrichments on hydrolytic potentials and growth of bacteria in deep-sea sediments. *Marine Ecology Progress Series* **140**, 239-250.
- Boje, S., 1974. Untersuchungen zum Energie- und Stoffumsatz des sublitoralen Meeresbodens in der Kieler Bucht. Dissertationsschrift, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Braun, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., Wright, J., 1989. *Ocean Circulation*. (Ed.) Bearman, G. Pergamon Press, Oxford, 1-238.
- Bulleid, N.C., 1978. An improved method for the extraction of ATP from marine sediment and seawater. *Limnology and Oceanography* **23**, 174-178.
- Cai, W.J., Reimers, C.R., 1995. Benthic oxygen flux, bottom water oxygen concentration and core top organic content in the deep northeast Pacific Ocean. *Deep-Sea Research I* **42**(10), 1681-1699.
- Cremer, M., Weber, O., Jouanneau, J.M., 1999. Sedimentology of box cores from the Cap-Ferret Canyon area (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research II* **46**, 2221-2247.
- Davies, J.M., 1975. Energy flow through the benthos in a Scottish sea loch. *Marine Biology* **31**, 353-362.
- Deluca, M., McElroy, W.D., 1974. Kinetics of the firefly-luciferase catalysed reactions. *Biochemistry* **13**, 921-925.
- Devol, A.H., 1991. Direct measurement of nitrogen gas fluxes from continental shelf sediments. *Nature* **349**, 319-321.
- Dickson, R.R., Gould, W.J., Müller, T.J., Maillard, C., 1985. Estimates of the mean circulation in the deep (>2000 m) layer of the eastern North Atlantic. *Progress in Oceanography* **14**, 103-127.
- Drazen, J.C., Baldwin, R.J., Smith, K.L. Jr., 1998. Sediment community response to a temporally varying food supply at an abyssal station in the N.E. Pacific. *Deep-Sea Research II* **45**, 893-913.
- Duineveld, G.C.A., Lavaleye, M.S.S., Berghuis, E.M., de Wilde, P.A.W.J., van der Weele, J., Kok, A., Batten, S.D., De Leeuw, J.W., 1997. Patterns of benthic fauna and benthic respiration on the Celtic continental margin in relation to the distribution of phytodetritus. *Internationale Revue Der gesamten Hydrobiologie* **82**(3), 395-424.
- Dunne, J.P., Murray, W., 1999. Sensitivity of ²³⁴Th export to physical processes in the central equatorial Pacific. *Deep-Sea Research II* **46**, 831-854.
- Etcheber, H., Relexans, J.C., Beliard, M., Weber, O., Buscail, R., Heussner, S., 1999. Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin

Kommentar [UF1]: Heisst die wirklich so?

- (Bay of Biscay). *Deep-sea Research II* **46**, 2249-2288.
- Fiúza, A.F.G., Macedo, M.E., Guerreiro, M.R., 1982. Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling. *Oceanologica Acta* **5**(1), 31-40
- Flach, E., Heip, C., 1996a. Seasonal variations in faunal distribution and activity across the continental slope of the Goban Spur area (N.E. Atlantic). *Journal of Sea Research* **36**(3/4), 203-215.
- Flach, E., Heip, C., 1996b. Vertical distribution within the sediment of macrozoobenthos along the continental slope in the Goban Spur area (N.E. Atlantic). *Marine Ecology Progress Series* **141**, 55-66.
- Florek, R.J., Rowe, G.T., 1983. Oxygen consumption and dissolved inorganic nutrient production in marine coastal and shelf sediments of the Middle Atlantic Bight. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie* **68**, 73-112.
- Fraga, F., 1981. Upwelling off the Galician coast, northwest Spain. In: Richards, F.A. (Ed.), *Coastal upwelling*, American Geophysical Union, Washington, DC, 176-182.
- Gage, J.D., Tyler, P.A., 1991. *Deep-sea biology. A natural history of organisms at the deep-sea floor*. Cambridge University Press Cambridge, 1-504.
- Gardner, W.D., 1989. Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea. *Deep-sea Research* **36**, 323-358.
- Gerlach, S.A., 1978. Food-chain relationships in subtidal silty sand marine sediments and the role of meiofauna in stimulating bacterial productivity. *Oecologia* **33**, 297-337.
- Glud, R.N., Gundersen, J.K., Jørgensen, B.B., Revsbech, N.P., Schulz, H.D., 1994. Diffusive and total oxygen uptake of deep-sea sediments in the eastern South Atlantic Ocean: *In situ* and laboratory measurements. *Deep-Sea Research I* **41**(11/12), 1767-1788.
- Graf, G., 1979. *Energy-Charge-Messung im marinen Benthos*. Dissertationsschrift, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Graf, G., Bengtsson, W., Diesner, N., Schulz, R., Theede, H., 1982. Benthic response to sedimentation of a spring phytoplankton bloom: process and budget. *Marine Biology* **67**, 201-208.
- Graf, G., 1992. Benthic pelagic coupling: a benthic view. *Oceanography and Marine Biological Annual Reviews* **30**, 149-190.
- Graf, G., Linke, P., 1992. Adenosine nucleotides as indicators of deep-sea benthic metabolism. In: Rowe, G.T. and Pariente, V. (Eds.), *Deep-Sea food chains and the global carbon cycle*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 237-243.

- Graf, G., Gerlach, S.A., Linke, P., Queisser, W., Ritzrau, W., Scheltz, A., Thomsen, L., Witte, U., 1995. Benthic-pelagic coupling in the Greenland-Norwegian Sea and its effect on the geological record. *Geologische Rundschau* **84**, 49-58.
- Grasshoff, K., Almgren, T., 1983. *Methods of seawater analyses*. 2nd edition, (Ed.) Grasshoff, Verlag Chemie, Weinheim, 1-419.
- Gray, J.S., 1984. *Ökologie mariner Sedimente*, Springer Verlag, Heidelberg, 11-14.
- Goloway, F., Bender, M., 1982. Diagenetic models of interstitial nitrate profiles in the deep sea suboxic sediments. *Limnology and Oceanography* **27**(2), 624-638.
- Hall, I.R., McCave, I.N., 1998. Glacial-interglacial variation in organic carbon burial on the slope of the N.W. European Continental Margin (48°-50° N). *Progress in Oceanography* **42**, 37-60.
- Hargrave, B.T., 1973. Coupling carbon flows through some pelagic and benthic communities. *Journal of Fishery Research Board of Canada* **30**, 1317-1326.
- Hargrave, B.T., 1969. Similarity of oxygen uptake by benthic communities. *Limnology and Oceanography* **14**, 801-805.
- Heggie, D., Maris, C., Hudson, A., Dymond, J., Beach, R., Cullen, J., 1987. Organic carbon oxidation and preservation in N.W. Atlantik continental margin sediments. In: Weaver, P.P.E., Thomsen, J. (Eds), *Geology and geochemistry of abyssal plains*, Geology Society Special Publication, Vol. **31**, Geological Society, London, 215-236.
- Helder, W., Epping, E., 1999. Organic carbon mineralisation in Iberian margin sediments. OMEX-II-II sek. Annual Report, 101-110.
- Heussner, S., de Madron, X.D., Radakovitch, O., Beaufort, L., Biscaye, P.E., Carbonne, J., Delsaut, N., Etcheber, H., Monaco, A., 1999. *Spatial and temporal patterns of downward particle fluxes on the continental slope of the Bay of Biscay (northeastern Atlantic)*. *Deep-Sea Research II* **46**, 2101-2146.
- Huthnance, J.M., 1995. Circulation, exchange and water masses at the ocean margin: the role of physical processes at the shelf edge. *Progress of Oceanography* **35**, 353-431.
- Jahnke, R.A., Emerson, S.R., Murray, W., 1982. Model of oxygen reduction, denitrifikation, and organic matter mineralisation in marine sediments. *Limnology and Oceanography* **27**(4), 610-623.
- Jahnke, R.A., Jackson, G.A., 1987. Role of sea floor organisms in oxygen consumption in the deep North Pacific Ocean. *Nature* **329**, 621-623.
- Jahnke, R.A., Emerson, S.R., Reimers, C.E., Schuffert, J., Ruttenberg, K., Archer, D., 1989. Benthic recycling of biogenic debris in the eastern Atlantic ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 2947-2960.
- Jahnke, R.A., Reimers, C.E., Craven, D.B., 1990. Intensification of recycling of organic

Kommentar [UF2]: Wie heisst die Zeitschrift

Kommentar [UF3]: Skript wie zitieren und ob?

- matter at the sea floor near ocean margins. *Nature* **348**, 50-54.
- Jahnke, R.A., Jackson, G.A., 1992. The spatial distribution of the sea floor oxygen consumption in the Atlantic and Pacific oceans. In Rowe, G.T., Pariente, V. (Eds.), *Deep-sea food chains and the global carbon cycle*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 295-307.
- Jahnke, R.A., 1996. The global ocean flux of particulate organic carbon: Areal distribution and magnitude. *Global Biogeochemical Cycles* **10**(1), 71-88.
- Jouanneau, J.M., Garcia, C., Oliveira, A., Rodrigues, A., Dias, J.A., Weber, O., 1998. Dispersal and deposition of suspended sediment on the shelf off Tagus and Sado estuaries, S.W. Portugal. *Progress in Oceanography* **41**, 233-257.
- Lampitt, R.S., Raine, C.T., Billett, D.S.M., Rice, A.L., 1995. Material supply to the European continental slope: A budget based on benthic oxygen demand and organic supply. *Deep-Sea Research I* **42**(11/12), 1865-1880.
- Lavaleye, M.S.S., Duineveld, G.C.A., Berghuis, E.M., 1999. Megabenthos, benthic respiration and phytopigments off N.W. Spain. *OMEX II-II sec. Annual Report*, 111-118.
- Levin, L., Blair, N., DeMaster, D., Plaia, G., Fornes, W., Martin, C., Thomas, C., 1997. Rapid subduction of organic matter by malpighid polychaetes on the north Carolina slope. *Journal of Marine Research* **55**, 595-611.
- Lohse, L., Helder, W., Epping, E.H.G., Balzer, W., 1998. Recycling of organic matter along a shelf-slope transect across the N.W. European continental margin (Goban Spur). *Progress in Oceanography* **42**, 77-100.
- Lochte, K., 1992. Bacterial standing stock and the consumption of organic carbon in the benthic boundary layer of the abyssal north Atlantic. In Rowe, G.T., Pariente, V. (Eds.), *Deep-sea food chains and the global carbon cycle*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1-10.
- López-Jamar, E., Cal, R.M., González, G., Hanson, R.B., Rey, J., Santiago, G., Tenore, K.R., 1992. Upwelling and outwelling on the benthic regime of the continental shelf off Galicia, N.W. Spain. *Journal of Marine Research* **50**, 465-488.
- Luckenbach, M.W., 1986. Sediment stability around animal tubes: the role of hydrodynamic processes and biotic activity. *Limnology and Oceanography* **31**, 779-787.
- Martin, J.H., Knauer, G.A., Karl, D.M., Broenkow, W.W., 1987. VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep-Sea Research* **34** (2), 267-285.
- Middelburg, J.J., Soetaert, K., Herman, P.M.J., 1997. Empirical relationships for use in global diagenetic models. *Deep-Sea Research I* **44**(2), 327-344.
- Miller, P., Groom, S., Smyth, T., Miguel-Lago, M., 1999. Remote sensing in OMEX II-II.

- OMEX II-II sek. Annual Report, 73-82.
- Monaco, A., Biscaye, P., Soyer, J., Pocklington, R., Heussner, S., 1990. Particle fluxes and response on a continental margin: The 1985-1988 mediterranean ECOMARGE experiment. *Continental Shelf Research* **10**(9-10), 809-839.
- Murray, J.W., Barber, R.T., Roman, M.R., Bacon, M.P., Feely, R.A., 1994. Physical and biological controls on carbon cycling in the equatorial Pacific. *Science* **266**, 58-65.
- Newton, P.P., Lampitt, R.S., Jickells, T.D., King, P., Boutle, C., 1994. Temporal and spatial variability of biogenic particle fluxes during the JGOFS northeast Atlantic process studies at 47 °N, 20 °W. *Deep-Sea Research I* **41**(11/12), 1617-1642.
- Pamatmat, M.M., 1971. Oxygen consumption by the seabed IV. Shipboard and laborator experiments. *Limnology and Ocaenography* **16**, 536-550.
- Pfannkuche, O., 1993. Benthic response to the sedimentation of particulate organic matter at the BIOTRANS station 47 N, 20 W. *Deep-Sea Research* **40**, 135-149.
- Pfannkuche, O., 1992. Organic carbon flux through the benthic community in the temperate abyssal northeast Atlantic. In Rowe, G.T., Pariente, V. (Eds.), *Deep-sea food chains and the global carbon cycle*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 183-198.
- Pfannkuche, O., Theeg, R., Thiel, H., 1983. Benthos activity, abundance and biomass under an area of low upwelling off Marocco, Northwest Africa. „Meteor“ Forschungsergebnisse (Reihe D) **36**, 85-96.
- Pfannkuche, O., Thiel, H., 1987. Meiobenthic stocks and benthic activity on the NE-Svalbard Shelf and in the Nansen Basin. *Polar Biology* **7**, 253-266.
- Pfannkuche, O., Soltwedel, T., 1998. Small benthic size classes along the N.W. european continental margin: spatial and temporal variability in activity and biomass. *Progress in Oceanography* **42**, 189-207.
- Pfannkuche, O., Boetius, A., Lochte, K., Lundgreen, U., Thiel, H., 1999. Responses of deep-sea benthos to sedimentation patterns in the northeast Atlantic in 1992. *Deep-Sea Research I* **46**, 573-596.
- Pfeifer, L., Kurze, M., Mathé, G., 1981. *Einführung in Petrologie*. Akademie Verlag Berlin, 1-632.
- Pingree, R.D., New, A.L., 1991. Abyssal penetration and reflexion of internal tidal energy in the Bay of Biscay. *Journal of Physical Oceanography* **21**, 28-39.
- Pond, S., Pickard, G.L., 1989. *Introductory dynamical Oceanography* (2nd edition). Pergamon Press, Oxford, 1-329.
- Reimers, C.E., Smith, K.L. Jr., 1986. Reconciling measured and predicted fluxes of oxygen across the deep sea sediment-water interface. *Limnology and Oceanography*

Kommentar [UF4]: Noch nicht kopiert!!!

Kommentar [UF5]: Wie heisst die zeitschrift

- 31(2)**, 305-318.
- Reimers, C.E., Jahnke, R.A., McCorkle, D.C., 1992. Carbon fluxes and burial rates over the continental slope and rise off central California with implications for the global carbon cycle. *Global Biogeochemical Cycles* **6(2)**, 199-224.
- Relexans, J.C., Deming, J., Dinet, A., Gaillardts, J.F., Sibuet, M., 1996. Sediment organic matter and micro-meiobenthos with relation to trophic conditions in the tropical northeast Atlantic. *Deep-Sea Research I* **43(8)**, 1343-1368.
- Rowe, G.T., Gardner, W.D., 1979. Sedimentation rates in the slope water of the northwest Atlantic Ocean measured directly with sediment traps. *Journal of Marine Research* **37(3)**, 581-600.
- Rowe, G.T., Theroux, R., Phoel, W., Quinby, H., Wilke, R., Koschoreck, D., Whitley, T.E., Falkowski, P.G., Fray, C., 1988. Benthic carbon budgets for the continental shelf south of New England. *Continental Shelf Research* **8(5-7)**, 511-527.
- Rowe, G.T., Sibuet, M., Deming, J., Tietjen, J., Khiripounoff, A., 1990. Organic carbon turnover time in deep-sea benthos. *Progress in Oceanography* **24**, 141-160.
- Rowe, G.T., Phoel, W.C., 1992. Nutrient regeneration and oxygen demand in Bering Sea continental shelf sediments. *Continental Shelf Research* **12(4)**, 439-449.
- Rowe, G.T., Boland G.S., Phoel, W.C., Anderson, R.F., Biscaye, P.E., 1994. Deep-sea floor respiration as an indication of lateral input of biogenic detritus from continental margins. *Deep-Sea Research II* **41(2/3)**, 657-668.
- Scholle, T., Niedermeyer, R.O., Schiller, H., Kranitz, B., 1996. Modulare laseroptische Partikelanalyse an Oberflächensedimenten des Greifswalder Bodden (südliche Ostsee) unter Berücksichtigung methodischer Aspekte. *Senckenbergiana Maritima* **27(1/2)**, 1-9.
- Sachs, L., 1992. Vergleich zweier Regressionskoeffizienten und zweier Achsenabschnitte. In: *Angewandte Statistik*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 553-556.
- Seliger, H.H., McElroy, W.D., 1960. Spectral emission and quantum yield of firefly bioluminescence. *Archives of Biochemistry* **88**, 136-141.
- Siedler, G., 1975. Physikalische und chemische Zusammensetzung des Meerwassers. In Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W., Siedler, G. (Eds.), *Allgemeine Meereskunde*, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 62-65.
- Smith, C.R., Berelson, W., Demaster, D.J., Dobbs, F.C., Hammond, D., Hoover, D.J., Pope, R.H., Stephens, M., 1997b. Latitudinal variations in benthic processes in the abyssal equatorial Pacific: Control by biogenic particle flux. *Deep-Sea Research II* **44(9-10)**, 2295-2317.

- Smith, K.L. Jr., 1978. Benthic community respiration in the N.W. Atlantic Ocean: *in situ* measurements from 40 to 5200m. *Marine Biology* **47**, 337-347.
- Smith, K.L. Jr., Hinga, K., 1983. Sediment community respiration in the deep sea. In: Rowe, G. T. (Ed.), *The Sea*, Vol. 8. Wiley and Sons, New York, 331-370.
- Smith, K.L., Laver, M.B., Brown, N.O., 1983. Sediment community oxygen consumption and nutrient exchange in the central and eastern North Pacific. *Limnology and Oceanography* **28**(5), 882-898.
- Smith, K.L. Jr., 1987. Food energy supply and demand: A discrepancy between particulate organic carbon flux and sediment community oxygen consumption in the deep ocean. *Limnology and Oceanography* **32**(1), 201-220.
- Smith, K.L. Jr., Glatts, R.C., Baldwin, R.J., Beaulieu, S.E., 1997a. An autonomous, bottom-traversing vehicle for making long time-series measurements of sediment community oxygen consumption to abyssal depths. *Limnology and Oceanography* **42**(7), 1601-1612.
- Smith, K.L. Jr., Kaufmann, R.S., 1999. Long-term discrepancy between food supply and demand in the deep Eastern North Pacific. *Science* **284**, 1174-1177.
- Soetaert, K., Herman, P.M.J., Middelburg, J.J., 1996. Dynamic response of deep-sea sediments to seasonal variations: A model. *Limnology and Oceanography* **41**(8), 1651-1668.
- Stephens, M.P., Kadko, D.C., Smith, C.R., Latasa, M., 1997. Chlorophyll-a and pheopigments as tracers of labile organic carbon at the central equatorial Pacific seafloor. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**(21), 4605-4619.
- Suess, E., 1980. Particulate organic carbon flux in the oceans-surface productivity and oxygen utilisation. *Nature* **288**, 260-263.
- Tenore, K.R., Alonso-Noval, M., Alvarez-Ossorio, M., Atkinson, L.P., Cabanas, J.M., Cal, R.M., Campos, H.J., Castellejo, F., Chesney, E.J., Gonzalez, N., Hanson, R.B., McClain, C.R., Miranda, A., Roman, M.R., Sanchez, J., Santiago, G., Valdes, L., Varela, M., Yoder, J., 1995. Fisheries and oceanography off Galicia, N.W. Spain: Mesoscale spatial and temporal changes in physical processes and resultant patterns off biological productivity. *Journal of Geophysical Research* **100**(6), 10943-10966.
- Thomsen, L., van Weering, Tj.C.E., 1998. Spatial and temporal variability of particulate

- matter in the benthic boundary layer at the N.W. european margin (Goban Spur). *Progress in Oceanography* **42**, 61-71.
- Thomsen, L., 1998. Prozesse in der Bodengrenzschicht an Kontinentalhängen und ihre Bedeutung für den benthischen Kohlenstoffkreislauf. Habilitationsschrift, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Thomsen, L, Graf, G., 1995. Characteristics of suspended particulate matter in the benthic boundary layer of the continental margin of the western Barent Sea. *Oceanologica Acta* **17**(6),597-607.
- Tilstone, G.H., Figueiras, F.G., Fraga, F., 1994.Upwelling-downwelling sequences in the generation of red tides in a coastal upwelling system. *Marine Ecology Progress Series* **112**(3), 241-253.
- Vanney, J.R., Mougnot, D., 1990. Un canyon sous marin du type „gouff“: Le canhao da Nazaré (Portugal). *Oceanologica Acta* **13**(1), 1-14.
- Venkatesan, M.I., Steinberg, S., Kaplan, I.R., 1988. Organic geochemical characterization of sediments from the continental shelf south of New England as an indicator of shelf edge exchange. *Continental Shelf Research* **8**, 905-924.
- Verardo, D.J., Froelich, P.N., McIntyre, A., 1990. Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyser. *Deep-Sea Research* **37**, 157-165.
- Voituriez, B., Herbland, A., 1982. Comparaison des systèmes productifs de l' Atlantique Tropical Est: dômes thermiques, upwellings côtiers et upwelling équatorial. *Rapports et Proces-Verbaux des Reunions. Conseil International pour l' Exploration de la Mer* **180**, 114-130.
- Walsh, J.J., 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature* **350**, 53-55.
- Walsh, J.J., Rowe, G.T., Iverson, R.L., McRoy, C.P., 1981. Biological export of the shelf carbon: a neglected sink of the global CO₂ cycle. *Nature* **291**, 196-201.
- van Weering, T.C.E., de Stigter, H.C., 1999. Recent sediment transport and accumulation on the western Iberian margin. *OMEX II-II sek. Annual Report*, 83-92.
- van Weering, T.C.E., McCave, I.N., Hall, I.R., 1998a. Ocean Margin Exchange (OMEX I) benthic process study. *Progress in Oceanography* **42**, 1-4.
- van Weering, T.C.E., Hall, I.R., de Stigter, H.C., McCave, I.N., Thomsen, L., 1998b. Recent sediments, sediment accumulation and carbon burial at Goban Spur, N.W. european continental margin (47-50° N). *Progress in Oceanography* **42**, 5-35.
- van Weering, T.C.E., de Stigter, H.C., 1998. Benthic boundary layer forcing on Iberian margin particle fluxes and accumulation. *OMEX II-II first Annual Report*, 89-96.

- Wheatcroft, R.A., 1992. Experimental tests for particle size-dependent bioturbation in the deep ocean. *Limnology and Oceanography* **37**(1), 90-104.
- de Wild, P.A.W.J., Duineveld, G.C.A., Berghuis, E.M., Lavaleye, M.S.S., Kok, A., 1998. Late-summer mass deposition of gelatinous phytodetritus along the slope of the N.W. european continental margin. *Progress in Oceanography* **42**, 165-187.
- Witzel, K.P., 1979. The adenylate energy charge as measure of microbial activities in aquatic ecosystems. *Archiv der Hydrobiologie Beihefte Ergebnisse der Limnologie* **12**, 146-165.
- Wooster, W.S., Bakun, A., McLain, D.R., 1976. The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *Journal of Marine Research* **34**, 131-141.