

**Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und
Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen
Arktischen Ozeans**

**Radioisotope Stratigraphy, Sedimentology and
Geochemistry of Late Quaternary Sediments
from Eastern Arctic Ocean**

Horst Bohrmann

**Ber. Polarforsch. 95 (1991)
ISSN 0176 - 5027**

HORST BOHRMANN

GEOMAR Forschungszentrum für Marine Geowissenschaften der Universität
Kiel, Wischhofstraße 1-3, 2300 Kiel 14, Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer
Dissertation, die 1991 am Geologisch-Paläontologischen Institut und
Museum der Universität Kiel angefertigt wurde.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
ZUSAMMENFASSUNG.....	I
ABSTRACT.....	III
VORWORT.....	1
1 EINFÜHRUNG.....	2
1.1 Einleitung und Zielsetzung.....	2
1.2 Physiographie des Nordpolarmeeres.....	3
1.3 Ozeanographie des Nordpolarmeeres.....	4
1.4 Bathymetrie des Untersuchungsgebietes und Kernlokationen.....	6
2 METHODIK.....	12
2.1 Fotografie.....	12
2.2 Radiographie.....	12
2.3 Karbonatbestimmung an Bord.....	12
2.4 Probenahme.....	12
2.4.1 Probenvorbereitung.....	12
2.4.2 Probleme der Probenahme.....	13
2.5 Karbonat-, C _{org} - und Schwefel-Bestimmungen.....	13
2.6 Rock-Eval Analysen.....	13
2.7 Granulometrie.....	14
2.8 Trockenraumgewichtsbestimmung.....	14
2.9 Röntgendiffraktometrie.....	16
2.10 Lichtmikroskopie.....	16
2.11 Rasterelektronenmikroskopie.....	16
2.12 Röntgenfluoreszenz-Analysen.....	17
2.13 Sedimentdatierungsmethoden.....	17
2.13.1 ²³⁰ Th _x -Methode der Sedimentdatierung.....	17
2.13.2 Sedimentdatierung nach dem "constant flux model".....	18
2.14 U/Th-Analysen.....	19
2.14.1 Aufschlußverfahren.....	20
2.14.2 Säulenchromatographische Isotopentrennung.....	21
2.14.3 Säulenchromatographische Reinigung.....	21
2.14.4 Elektrolytische Deposition.....	21
2.14.5 Meßverfahren.....	22
2.14.6 ²³¹ Pa-Messung.....	22
2.15 Messung stabiler Sauerstoffisotope.....	23
3 ERGEBNISSE.....	24
3.1 Lithologie der Sedimentkerne vom Nansen-Gakkel-Rücken.....	24
3.1.1 Farbe und Sedimentsequenzen.....	24
3.1.2 Sedimentgefüge.....	25
3.2 Karbonatgehalte.....	28
3.3 Organischer Kohlenstoff (TOC) und Schwefel.....	30
3.4 Granulometrie.....	31
3.4.1 Korngrößenverteilung in den Sedimentkernen.....	31
3.4.2 Korngrößenverteilung der Sedimentoberflächen.....	32
3.5 Sedimentphysikalische Eigenschaften.....	33
3.5.1 Trockenraumgewichte.....	34

3.6	Mineralogie und Stoffinhalt der Sedimente.....	36
3.6.1	Haupt- und Nebenkomponenten.....	36
3.6.2	Magnetische Schwerminerale.....	38
3.6.3	Tonmineralogie.....	40
3.6.4	Mineralien und Festgesteine aus KAL 370 vom Nansen-Gakkel-Rücken.....	41
3.7	Geochemie der Sedimente.....	44
3.7.1	Sedimentkerne des Nansen-Gakkel-Rückens.....	44
3.7.2	Sedimentoberflächen des östlichen Arktischen Ozeans.....	49
3.8	Radioisotopische Verteilungsmuster.....	50
3.8.1	$^{230}\text{Th}_x$ -Profile.....	50
3.8.2	^{232}Th -Verteilung.....	53
3.8.3	^{238}U -Verteilung und $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse.....	54
4	DISKUSSION.....	56
4.1	Klassifikation der arktischen Sedimente.....	56
4.2	Statistik.....	58
4.2.1	Faktorenanalytische Untersuchung der Sedimentkerne.....	58
4.2.2	Clusteranalyse der Sedimentoberflächen.....	62
4.3	Authigenes Uran.....	63
4.4	$^{230}\text{Th}_x$ -Inventar.....	64
4.5	Alters- und Sedimentationsratenbestimmungen.....	67
4.5.1	Lange Sedimentkerne des Nansen-Gakkel-Rückens (KAL, SL)...	67
4.5.1.1	Datierung nach der $^{230}\text{Th}_x$ -Methode.....	67
4.5.1.2	Datierung nach der Constant Flux-Methode.....	68
4.5.2	Alters- und Sedimentationsratenbestimmung an kurzen Sedimentkernen des östlichen Arktischen Ozeans (GKG).....	74
4.5.3	Rezente Sedimentationsraten im östlichen Arktischen Ozean.....	76
4.6	^{230}Th -Scavenging.....	77
4.7	$^{230}\text{Th}_x$ -Flußdichte.....	78
4.8	$^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitätsschwankungen: Beziehungen zu anderen Sedimentparametern.....	79
4.9	Akkumulationsraten.....	82
4.10	Altersbestimmung an arktischen Sedimenten - ein kritischer Vergleich.....	85
4.11	Hydrothermalismus im östlichen Arktischen Ozean.....	87
4.12	Tektonik am Nansen-Gakkel-Rücken.....	89
4.13	Aragonit vom Rifttal des Nansen-Gakkel-Rückens: Genetische Interpretation.....	91
4.13.1	Temperatur bei der Aragonitkristallisation.....	91
4.13.2	Alter der Aragonitbildung.....	92
4.14	Frühdiagenetische Prozesse.....	93
4.15	Arktische Sedimente als Anzeiger für Paläoklima und Paläoozeanographie.....	94
5	SCHLUßFOLGERUNGEN.....	98
6	DANK.....	102
7	LITERATUR.....	103
	ANHANG.....	114
	Benutzte Abkürzungen.....	114
	Liste der Datentabellen.....	114

Geochemische und sedimentologische Parameter.....	115
Radioisotopische Parameter.....	122
Sedimentphysikalische Parameter.....	130
Akkumulationsraten.....	132

ZUSAMMENFASSUNG

Mittels radioisotopischer, geochemischer und sedimentologischer Methoden wurden holozäne und jungpleistozäne marine Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans und speziell des Nansen-Gakkel-Rückens (NGR) untersucht, um die rezenten und fossilen Sedimentationsbedingungen zu rekonstruieren. Die radioisotopischen, geochemischen, sedimentologischen, sedimentphysikalischen und lithologischen Erkenntnisse ergeben zusammen ein widerspruchsfreies Bild der Sedimentationsverhältnisse.

Nach den Sedimentdatierungen, die mittels alphaspektrometrischer $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Analysen durchgeführt wurden, sind die bearbeiteten Sedimente vom Nansen-Gakkel-Rücken nicht älter als 250 000 Jahre.

Es zeigt sich, daß die am NGR auftretenden lithologisch identischen Sedimentsequenzen eindeutig auf paläoklimatisch gesteuerte Sedimentationsprozesse zurückzuführen sind. Die Sedimente bestehen überwiegend aus silikaklastischem, terrigenem, eistransportiertem Material (IRD), das von umgelagerten und aufgearbeiteten Schelfsedimenten Sibiriens stammt. Eis bildet somit den dominierenden Faktor der Sedimentation in der ozeanischen Arktis. In ihrer geochemischen Zusammensetzung entsprechen die Sedimente Tonsteinen, Arkosen und Grauwacken.

Vor 128 ka erfolgte am NGR ein rapider Wechsel der Sedimentationsbedingungen. Verantwortlich dafür war ein drastischer Wechsel in der Art der Eisbedeckung, der sich infolge eines rapiden Klimawechsels, innerhalb weniger hundert Jahre vollzog. Im Bereich des NGR wurde die Eisbedeckung, die zu großen Teilen aus Schelfeis-Eisbergen bestand, durch zunehmende Meereisbedeckung ersetzt. Kurzzeitige Rückzüge des Schelfeises in der Zeit zwischen 186 000 und 128 000 Jahren verhinderten mindestens dreimal den grobkörnigen Sedimenteintrag. Diese "Warmphasen" dauerten nach den Datierungen zwischen 1000 und 3000 a.

Anhand der Verteilungsmuster zahlreicher sedimentologischer, sedimentphysikalischer und geochemischer Parameter in den Sedimentkernen, konnte die Sedimentverdünnung, und somit die Sedimentationsrate, als Ursache für $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsschwankungen in den Sedimenten des NGR nachgewiesen werden. Die ^{230}Th -Flußdichte scheint in den Sedimenten vom NGR stark von der Topographie abhängig zu sein. Die geochemischen Elementverteilungsmuster werden eindeutig von der Kernlithologie bestimmt.

Durch die Herleitung einer Methode der Trockenraumgewichtsbestimmung war es möglich, mittels $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsanalysen eine hochauflösende Stratigraphie an Sedimentkernen des östlichen Arktischen Ozeans zu erstellen, und somit Sedimentations- und Akkumulationsraten zu berechnen. Erstmals wurden auch mittels $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsanalysen rezente Sedimentations- und Akkumulationsraten im östlichen Nordpolarmeer bestimmt. Die Gesamtakkumulationsraten sind im östlichen Arktischen Ozean, sowohl lokal als auch zeitlich, hoch variabel und liegen zwischen 0.2 und ca. 30 g/cm²/ky. Am Nansen-Gakkel-Rücken ist die hohe zeitliche Variabilität der Akkumulationsraten von der Art der Eisbedeckung abhängig.

Hydrothermale Beeinflussung der Sedimente konnte am NGR mit großer Sicherheit, im Sofia-Becken wahrscheinlich, nachgewiesen werden. Am NGR treten ungewöhnlich hohe As-Gehalte auf, die in Sedimenten vom

Rifttalboden z.T. mehr als 300 ppm betragen. Am NGR kann hydrothermale Aktivität mindestens während der letzten 130 000 Jahre nachgewiesen werden.

Tektonische Ereignisse konnten am NGR nicht nur subrezent, sondern wahrscheinlich auch im Zusammenhang mit dem rapiden Klimawechsel vor 128 ka, an mindestens vier Sedimentkernen nachgewiesen werden.

Frühdiagenetische Prozesse führten in den Sedimenten des NGR zur Mobilisierung und Wiederausfällung von Fe, Mn und Mo. Diese Prozesse fanden wahrscheinlich in den letzten 130 000 Jahren statt.

Erhöhte Kaolinitgehalte in den Sedimenten des NGR sind mit relativ grobkörnigem silikaklastischem Detritus vergesellschaftet. Dies deutet möglicherweise auf die Aufarbeitung und Umlagerung eines sibirischen kaolinitisierten Sandsteins oder eines Sandsteins mit kaolinitischem Bindemittel hin. Illit ist positiv mit der ^{232}Th - und der Tonverteilung korreliert.

Die Bildungstemperaturen der mit den Serpentiniten vom Rifttal des Nansen-Gakkel-Rückens vergesellschafteten Aragonite lagen im Bereich der Bodenwassertemperaturen. Sie sind somit Kaltwasserbildungen. Der Aragonit wurde vor etwa 60 bis 80 ka gebildet, zu einer Zeit also, wo die Serpentinite nahe der Meeresbodenoberfläche anstanden. Kogenetisch zu den Aragoniten sind auch die Mn-Abscheidungen, deren hohe Ni-Gehalte aus den Ultrabasiten abzuleiten sind.

ABSTRACT

To reconstruct Recent and past sedimentary environments, marine sediments of Upper Pleistocene and Holocene ages from the eastern Arctic Ocean and especially from the Nansen-Gakkel Ridge (NGR) were investigated by means of radioisotopic, geochemical and sedimentological methods. In combination with mass physical property data and lithological analysis these investigations allow clearly to characterize the depositional environments.

Age dating by using the radioisotope ^{230}Th gives evidence that the investigated sediments from the NGR are younger than 250,000 years.

Identical lithological sediment sequences within and between sediment cores from the NGR can be related to sedimentary processes which are clearly controlled by palaeoclimate. The sediments consist predominantly of siliciclastic, terrigenous ice-rafted detritus (IRD) deriving from assorted and redeposited sediments from the Siberian shelves. By their geochemical composition the sediments are similar to mudstone, graywacke and arcose. Sea-ice as well as icebergs play a major roll in marine arctic sedimentation.

In the NGR area rapid change in sedimentary conditions can be detected 128,000 years ago. This was due to drastic change in the kind of ice cover, resulting from rapid climatic change within only hundreds of years. So icebergs, deriving mostly from Siberian shelves, vanished and sea-ice became dominant in the eastern Arctic Ocean.

At least three short-period retreats of the shelf ice between 186,000 and 128,000 years are responsible for the change of coarse to fine-grained sediments in the NGR area. These warmer stages lasted between 1,000 and 3,000 years.

By monitoring and comparing the distribution patterns of sedimentologic, mass physical and geochemical properties with $^{230}\text{Th}_{ex}$ activity distribution patterns in the sediment cores from the NGR, there is clear evidence that sediment dilution is responsible for high $^{230}\text{Th}_{ex}$ activity variations. Thus sedimentation rate is the controlling factor of $^{230}\text{Th}_{ex}$ activity variations. The ^{230}Th flux density in sediments from the NGR seems to be highly dependent on topographic position. The distribution patterns of chemical elements in sediment cores are in general governed by lithology.

The derivation of a method for dry bulk density determination gave the opportunity to establish a high resolution stratigraphy on sediment cores from the eastern Arctic Ocean, based on $^{230}\text{Th}_{ex}$ activity analyses. For the first time sedimentation and accumulation rates were determined for recent sediments in the eastern Arctic Ocean by $^{230}\text{Th}_{ex}$ analyses. Bulk accumulation rates are highly variable in space and time, ranging between 0.2 and 30 $\text{g}/\text{cm}^2/\text{ky}$. In the sediments from the NGR highly variable accumulation rates are related to the kind of ice cover.

There is evidence for hydrothermal input into the sediments of the NGR. Hydrothermal activity probably also influences surficial sediments in the Sofia Basin. High contents of As are typical for surficial sediments from the NGR. In particular SL 370-20 from the bottom of the rift valley has As contents exceeding in parts 300 ppm.

Hydrothermal activity can be traced back to at least 130,000 years.

Recent to subrecent tectonic activity is documented by the rock debris in KAL 370 from the NGR. In four other sediment cores from the NGR rift valley area tectonically induced movements can be dated to about 130,000 years ago, related most probably to the rapid climate change.

Processes of early diagenesis in sediments from the NGR caused the mobilization and redeposition of Fe, Mn and Mo. These diagenetic processes probably took place during the last 130,000 years.

In sediment cores from the NGR high amounts of kaolinite are related to coarse grained siliciclastic material, probably indicating reworking and redeposition of siberian sandstones with kaolinitic binding material. In contrast to kaolinite, illite is correlated to total clay and ^{232}Th contents.

Aragonite, associated with serpentinites in the rift valley area of the NGR, was precipitated under cold bottom-water conditions. Preliminary data result in a time of formation about 60 - 80 ka ago. Manganese precipitates with high Ni contents, which can be related to the ultrabasic rocks, are of similar age.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit basiert auf geologischen Untersuchungen an Tiefseesedimenten, die während der Expedition ARK IV/3 mit PFVS POLARSTERN 1987 im östlichen Arktischen Ozean gewonnen wurden. Die Sedimentprobenahme war Teil eines umfangreichen multidisziplinären Forschungsprogrammes, das, gefördert vom BMFT, Aufschluß geben sollte über holozäne und pleistozäne Sedimentationsbedingungen und Ozeanographie des bisher weitgehend unerforschten Teils des Nordpolarmeeres (vgl. POLARSTERN SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY, 1988; THIEDE, 1988; KRAUSE et al., 1989; THIEDE et al., 1990).

Die Expedition ARK IV/3 begann am 4. Juli in Tromsø (Norwegen). Auf der Fahrt durch die südliche Barentssee traf POLARSTERN bereits am 5. Juli auf die ersten Meereisfelder. Vorbei an Nordaustlandet wurde bereits am 7. Juli im Bereich der Schelfkante die erste Station erreicht. Die Fahrt verlief, durch dichtes Packeis erschwert, entlang 30° östlicher Länge durch das Nansen-Becken. Am 5. August erreichte POLARSTERN über dem Nansen-Gakkel-Rücken (NGR) die nördlichste Position (86° 10.8' N, 22° 04' E). Die Rückfahrt verlief nach Süden in Richtung Spitzbergen. Am 15. August war die Position über dem Yermak-Plateau erreicht. Am 17. August fuhr POLARSTERN nördlich von Spitzbergen aus dem Packeis. Nach weiteren 10 Tagen wissenschaftlicher Aktivität im Bereich der teils eisfreien, teils eisbedeckten zentralen Framstraße, ging POLARSTERN am 28. August auf Heimatkurs. Am 2. September endete die wissenschaftlich äußerst interessante Expedition mit dem Einlaufen von POLARSTERN im Schwimmdock des Hamburger Hafens.

1 EINFÜHRUNG

1.1 Einleitung und Zielsetzung

In den letzten 25 Jahren standen Sedimentationsraten- und Altersbestimmungen an marinen Sedimenten des Arktischen Ozeans im Zentrum arktischer meeresgeologischer Forschung. Zahlreiche Autoren berichteten aus unterschiedlichen Meeresgebieten über Sedimentationsraten, die sich zwischen <0.1 und >10 cm/ky bewegen (vgl. JONES, 1987). Die Daten stammen vorwiegend aus dem Amerasischen Becken des Arktischen Ozeans und basieren auf paläomagnetischen Untersuchungen (STEUERWALD et al., 1968; HUNKINS et al., 1971; AKSU, 1985a), Aminosäurenstratigraphie (SEJRUP et al., 1984; MACKO & AKSU, 1986), mikropaläontologischen und sauerstoffisotopischen Untersuchungen (AKSU, 1985b) und radioisotopischen Analysen (HUNKINS & KUTSCHALE, 1967; KU & BROECKER, 1967; FINKEL et al., 1977; CLARK et al., 1986; HERMAN et al., 1989; SOMAYAJULU et al., 1989). Aus der Mehrzahl der Untersuchungen ergeben sich Sedimentationsraten zwischen 1 - 3 mm/ky für den westlichen Arktischen Ozean.

Vom östlichen Arktischen Ozean wurden Sedimentationsraten zwischen <1 und >10 cm/ky bestimmt, die auf mikropaläontologischen, sedimentologischen, paläomagnetischen Untersuchungen und auf Sauerstoffisotopenstratigraphie beruhen (MARKUSSEN et al., 1985; ZAHN et al., 1985; LØVLIE et al., 1986; GARD, 1988; 1989; BAUMANN, 1990; NOVACZYK, 1990; NOVACZYK & BAUMANN, in Druck).

Vom Nansen-Gakkel-Rücken liegen neben den Ergebnissen von BAUMANN (1990) und NOVACZYK & BAUMANN (in Druck) Sedimentationsratenbestimmungen nach der $^{230}\text{Th}_x$ -Methode für den Zeitraum 0 - 128 ka von ca. 0.5 cm/ky vor (BOHRMANN et al., 1989). MIENERT et al. (1990) berechneten nach ^{14}C -Analysen von Kern GKG 364 vom Nansen-Gakkel-Rücken Sedimentationsraten zwischen 0.35 und 1.06 cm/ky für die letzten 45 000 Jahre.

Es ist offensichtlich, daß die Sedimentationsraten in Abhängigkeit von Topographie, Lokation und Zeit im Arktischen Ozean erheblichen Schwankungen unterliegen müssen. Generell muß der Versuch, hochauflösend Sedimentationsraten an Sedimenten des Arktischen Ozeans zu bestimmen, als wissenschaftliche Herausforderung angesehen werden. Da die Sedimente fossilarm sind, müssen andere Methoden als mikropaläontologische Untersuchungen angewendet werden.

Das Ziel dieser Arbeit ist die Typisierung, Differenzierung und Altersbestimmung arktischer Tiefseesedimente, die an ausgewählten Sedimentkernen des NGR mittels geochemischer, radioisotopengeochemischer und sedimentologischer Methoden erarbeitet wurden. Zum Zwecke der Abschätzung der Sedimentationsbeeinflussung durch die topographische Position wurden, neben den bathymetrischen Fahrtrprofilen der Expedition ARK IV/3, zwei detaillierte bathymetrische Fahrtrprofile des NGR entworfen. Die Ableitung von Sedimentationsraten und Sedimentationsprozessen sollen zum Verständnis der klimatischen, ozeanographischen und sedimentologisch-geologischen Entwicklung des Nordpolarmeeres im Spätpleistozän und Holozän beitragen. Die Analysen der Oberflächensedimente vom Transect ARK IV/3 sollen, im Vergleich zu den zeitlich weiter zurückreichenden Sedimentkernen, das rezente Sedimentationsgeschehen dokumentieren. Mittels geochemischer und sedimentologischer Methoden sollte der vulkanisch detritische und hydro-

thermale Einfluß auf die Sedimente des NGR untersucht werden. Neben der Sedimentanalyse ging es weiterhin darum, Altersmodelle zu entwickeln und, durch Vergleich der Lithologie und der verschiedenen Sedimentparameter, die Alter abzustützen. Die sedimentologische Analyse der in KAL 370 gefundenen Festgesteine des Nansen-Gakkel-Rückens sollte Aufschluß geben über die Art der Ablagerung, Alter der Gesteine und Bildungsmechanismus der mit den Serpentiniten vergesellschafteten Aragonite.

1.2 Physiographie des Nordpolarmeeres

Das Nordpolarmeer (Abb. 1) hat eine Fläche von ca. $1.2 \cdot 10^7$ km². Es ist, geographisch gesehen, ein typisches Mittelmeer, da es fast komplett landumschlossen ist (DIETRICH et al., 1975). AAGAARD et al. (1985) rechnen ozeanographisch auch das Europäische Nordmeer noch dem Arktischen Mittelmeer zu, da es nach Süden vom flachen Grönland-Schottland-Rücken begrenzt wird. Bedingt durch seine Lage in hohen Breiten, ist das Nordpolarmeer zum größten Teil permanent mit Packeis bedeckt (vgl. z.B. HIBLER, 1989). Die Framstraße ist seit der jüngeren geologischen Vergangenheit die einzige Tiefwasserverbindung des Nordpolarmeeres zum Nordatlantik und damit zum Weltozean.

Geologisch betrachtet, wird das Nordpolarmeer vom Lomonossow-Rücken in das westliche (Amerasische) und östliche (Eurasische) Becken zweigeteilt. Das Amerasische Becken wird vom aseismischen Alpha-Mendelejew-Rücken, das Eurasische Becken vom vulkanogen aktiven Nansen-Gakkel-Rücken (NGR) durchzogen. Der Meeresboden des Nordpolarmeeres zeigt somit eine starke Gliederung in Becken und Schwellen. Eine Besonderheit des Nordpolarmeeres sind die ausgedehnten norwegischen und sowjetischen Schelfgebiete. Sie gehören zu den breitesten Schelfen des Weltozeans.

Der NGR bildet die nördliche Fortsetzung des Mittelatlantischen Rückens (MAR). Verbindungsglied ist die Framstraße, die als Transformsystem interpretiert wird, das in mehrere kleine Spreizungszentren und Transformverwerfungen zerbrochen ist (CRANE et al., 1982). Der NGR bildet eine ca. 1800 km lange Struktur, die sich von ca. 82° N 2° W bis 80° N 125° E erstreckt, und dort am Kontinentalrand der Lapteewsee unter mächtiger Sedimentbedeckung abtaucht. Da sich das Eurasische Becken durch sea-floor spreading seit Anomalie 25/24 (Paläozän) öffnete (SRIVASTAVA, 1985; ZIEGLER, 1989), bildet der NGR seither die nördliche aktive Grenze zwischen der Nordamerikanischen und Eurasischen Platte.

Seit Mitte der sechziger Jahre wird der NGR, gestützt auf bathymetrische und geophysikalische Beobachtungen, als mittelozeanischer Rücken interpretiert (JOHNSON & HEEZEN, 1967). Der direkte Beweis der vulkanogenen Natur des NGR gelang aber erstmals bei der Expedition ARK IV/3 durch das Auffinden von komatiitischen Basalten (MÜHE et al., 1989). Somit sind klare Voraussetzungen gegeben, das Nordpolarmeer auch als Ozean anzusehen (vgl. DIETZ & SHUMWAY, 1961).

Die mittlere Jahreslufttemperatur ist in der Arktis weit unter 0° C. Die Oberflächenwassertemperaturen liegen im Sommer zwischen -1.8 und -1.5° C, die Salinität beträgt z.T. unter 34 ‰ (ANDERSON et al., 1989).

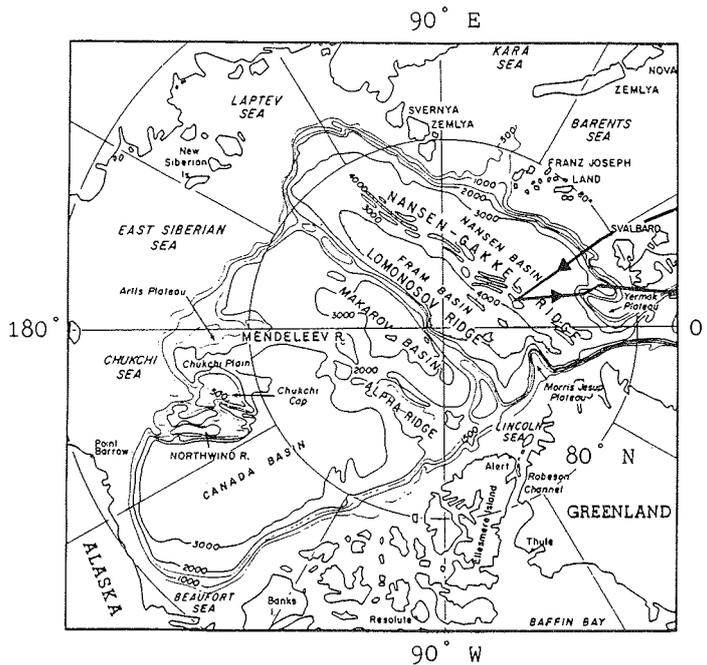


Abb. 1: Physiographie des Nordpolarmeeres nach WEBER (1989) und Fahrtroute ARK IV/3. Am zweiten Knickpunkt der Rückreisroute liegt das Sofia-Becken.

Dadurch liegt über den restlichen Wassermassen, bedingt durch das Abschmelzen des Meereises, eine Deckschicht geringer Salinität. In Kombination mit der Meereisdecke wird somit eine Mischung von Oberflächen- und Tiefenwasser behindert. Die Eisdicke beträgt zwischen 2 und 5 m, an Eisrücken kann sie weit mehr als 10 m betragen. Der Arktische Ozean hat eine geringe Primärproduktion, bedingt durch die z.T. schneebedeckte Eisdecke und deren hohe Albedo und letztendlich durch die tiefen Temperaturen und das geringe Lichtangebot:

- die Polarnacht dauert ein halbes Jahr (100 Tage Dämmerung eingeschlossen).
- die Sonne steht im halbjährigen Polartag am Nordpol nur max. 23.5° über dem Horizont. Weiter südlich ist der max. Sonnenstand zwar höher, wird aber sehr schnell durchlaufen.
- Bewölkung und Nebel reduzieren das Sonnenlicht noch zusätzlich.

Bei einer Eisdicke von z.B. 4.75 m und 10 cm Schneebedeckung erreichen nur 0.01 % der einfallenden Strahlung das Wasser unter dem Eis (ANDERSEN, 1989). Das Überleben des Phytoplanktons in der Polarnacht gelingt nur durch Adaptation und vermehrte Sporenbildung, z.B. bei den Eisalgen (ANDERSEN, 1989). Aus den genannten Fakten wird klar, daß sich das Nordpolarmeer von allen anderen Ozeanen wesentlich unterscheidet.

1.3 Ozeanographie des Nordpolarmeeres

Die rezenten ozeanographischen Verhältnisse im Arktischen Ozean beschreiben AAGAARD et al. (1985), AAGAARD (1989), AAGAARD & CARMACK (1989) und ANDERSON et al. (1989). Eine zusammenfassende Übersicht

findet sich in THIEDE (1986). Die ozeanographischen Verhältnisse werden im wesentlichen von vier Faktoren kontrolliert:

- Lage als arktisches Nebenmeer (Mittelmeer)
- Packeisdecke
- Untergliederung in Teilbecken durch topographische Barrieren
- Wasser- bzw. Wärmeaustausch.

Folgende Zu- und Abflüsse prägen den heutigen Wasserhaushalt des Nordpolarmeeres (MOSBY, 1962; AAGAARD & CORMACK, 1989): die Zuflüsse erfolgen über Framstraße (Westspitzbergenstrom), Barentssee, Beringstraße und sowjetische und kanadische Flüsse. Die Abflüsse erfolgen in erster Linie über die Framstraße (Ostgrönlandstrom), den Kanadischen Inselarchipel und über die Barentssee. Die wichtigste Verbindung des Nordpolarmeeres mit dem Weltozean bildet die Framstraße. Der Ausläufer des warmen Golfstroms erreicht über den Westspitzbergenstrom den Arktischen Ozean. Er ist verantwortlich für die gewaltige, keilförmige Klimaverschiebung nach Norden im Bereich Skandinaviens. Der kalte Ostgrönlandstrom stellt, bedingt durch seine Eisbedeckung, neben dem Amazonas den größten Süßwasserstrom der Erde dar (K. AAGAARD, pers. Mitt., 1989). Beide Meeresströme verlaufen in der Framstraße gegenläufig und sind durch einen scharfen Temperaturgradienten voneinander getrennt.

Nach AAGAARD et al. (1985) erfolgt die Tiefenwassererneuerung in erster Linie von der Grönländischen See über die Framstraße. Ein Teil des Tiefenwassers wird aber auch von ausfrierendem, höher salinarem Wasser der ausgedehnten polaren Schelfgebiete (ca. 36 % der Fläche des Arktischen Ozeans) geliefert (AAGAARD & CORMACK, 1989). Der Lomonossow-Rücken behindert das Eindringen von Grönlandsee-Tiefenwasser in das Kanadische Becken (AAGAARD, 1981). Die Driftrichtung des arktischen Packeises erfolgt im Amerasischen Teil des Nordpolarmeeres im Uhrzeigersinn (Beaufort Gyre des Kanadischen Beckens). Das Packeis des Eurasischen Beckens strömt mit dem transpolaren Strom, der seinen Ursprung im Gebiet der Laptevsee hat, der Framstraße zu, wo es mit dem Ostgrönlandstrom nach Süden treibt und abschmilzt. Die durchschnittliche Driftgeschwindigkeit des Packeises beträgt 1 - 3 cm/s (COLONY & THORNDIKE, 1984). Daraus resultiert eine mehrjährige Drift von Eis, das z.B. in der Laptevsee gebildet wurde und das Nordpolarmeer über die Framstraße wieder verläßt. Da das Meereis z.T. beträchtliche Sedimentmengen mit sich führt, muß davon ausgegangen werden, daß Teile davon, durch Abschmelzprozesse, zum Meeresboden absinken (vgl. PFIRMAN et al., 1989).

Während der Expedition ARK IV/3 wurden keine Eisberge beobachtet, was bedeuten kann, daß es z.Z. im Untersuchungsgebiet keine oder nur sehr wenige Eisberge gibt.

Über die Tiefenströmungen ist wenig bekannt. ANDERSON et al. (1989) beobachten einen Tiefenstrom entlang des Kontinentalhanges der Barentssee und einen Tiefenstrom entlang des NGR, dessen Wasser z.T. aus dem Amundsen Becken, z.T. aus der Framstraße stammen könnte. Auch JOHANNESSEN (1986) beschreibt einen Tiefenstrom, bestehend aus abgesunkenem atlantischem Wasser, der dem Kontinentalhang der Barentssee im Gegenuhrzeigersinn folgt und schließlich wieder durch die Framstraße ausfließt. Ozeanographische Untersuchungen am Lomonossow-Rücken zeigen, daß kaltes Wasser des Eurasischen Beckens mit ca. 12 cm/s über den Rücken fließt und adiabatisch an der Makarov-Beckenflanke absinkt (AAGAARD, 1981).

Die geringe Vertikalkomponente der Corioliskraft im polaren Gebiet bewirkt, daß der Lomonossow-Rücken als dynamische Barriere wirkt, und somit der Tiefenwasseraustausch zwischen Amerasischem und Eurasischem Becken behindert wird (Galt, 1973). So beeinflußt die Meeresbodentopographie in starkem Maße Zirkulation und Verteilung der Wassermassen (JOHANNESSEN, 1986). Der Lomonossow-Rücken wirkt offensichtlich großräumig als Trennlinie und bewirkt die unterschiedlichen ozeanographischen Parameter zwischen Amerasischem und Eurasischem Becken.

1.4 Bathymetrie des Untersuchungsgebietes und Kernlokationen

Die Bathymetrie des Arktischen Ozeans ist erst seit der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts in groben Zügen bekannt (vgl. HEEZEN & EWING, 1961). Die Existenz des NGR wurde erst durch die Untereisfahrten der U-Boote SKATE und NAUTILUS bestätigt (DIETZ & SHUMWAY, 1961; JOHNSON & HEEZEN, 1967). Im Vergleich zu anderen Meeresgebieten ist das Nordpolarmeer, nicht nur tiefenmäßig, am wenigsten erforscht. Einen Überblick der Physiographie und Bathymetrie des Arktischen Ozeans gibt WEBER (1989). Die modernste bathymetrische Karte des Nordpolarmeeres stammt von PERRY et al. (1985). Nach den bathymetrischen Ergebnissen der Expedition ARK IV/3 ist jedoch auch diese Karte unvollständig. Die Expeditionsroute mit Kernstationen zeigt Abb. 2.

Mittels Analog- und Digitalaufzeichnungen von 3.5 kHz Sedimenteographie und 12 kHz Tiefenlotungen (vgl. THIEDE, 1988) wurden zwei bathymetrische Fahrtprofile (Abb. 3) der Expedition ARK IV/3 erstellt, und zusätzlich, zur genaueren Übersicht der Morphologie und der Kernlokationen, zwei Detailprofile vom Nansen-Gakkel-Rücken (Abb. 4) (s. BOHRMANN, 1988). Die beiden Fahrtprofile stellen Projektionen auf die N-S-Ebene des 30° E (östliches Profil) bzw. 20° E Meridians (westliches Profil) dar. Lateralversatz und Verdriftungen des Schiffes, infolge schwieriger Eisverhältnisse, wurden weitestgehend korrigiert. Die Profile entsprechen daher angenähert Idealprofilen. Das östliche Profil reicht vom Barentssee-Schelf, östlich von Spitzbergen, bis zum NGR. Die Bathymetrie des Meeresbodens ist hier deutlich untergliedert. Klar zu unterscheiden sind:

- Barentsseeschelf
- Kontinentalhang
- Kontinentalfuß
- Nansen-Tiefsee-Ebene
- Nansen-Gakkel-Rücken

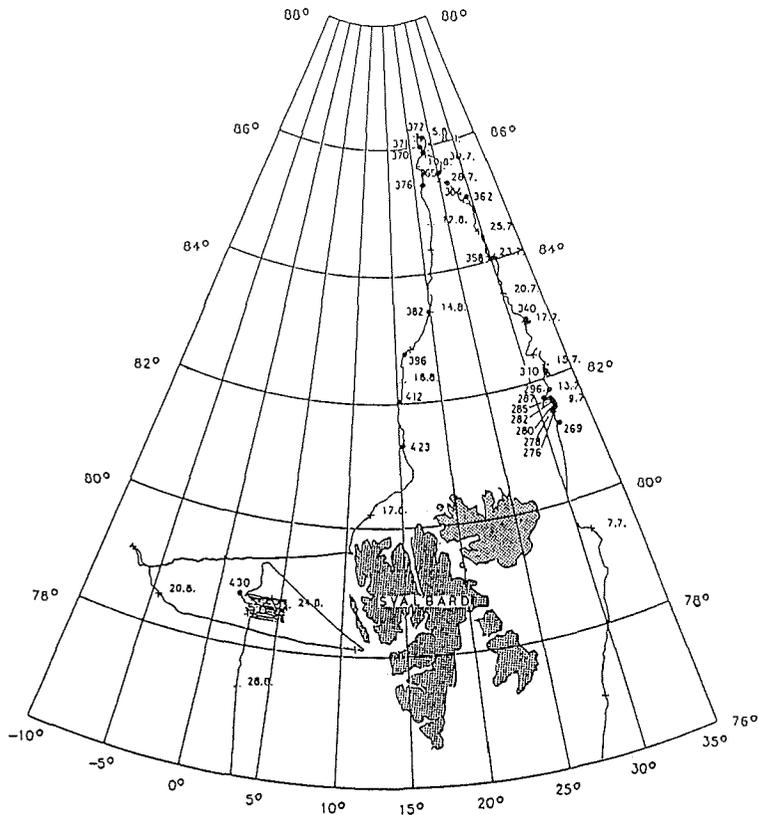


Abb. 2: Expeditionsroute ARK IV/3 mit geologischen Stationen (aus THIEDE, 1988).

Durch die hier durchgeführten trigonometrischen Berechnungen kann die Morphologie des Meeresbodens folgendermaßen beschrieben werden: Der Barentssee-Schelf hat östlich von Spitzbergen eine mittlere Wassertiefe von 200 m. Der Kontinentalhang fällt mit einem Winkel von 5 - 6° bis auf ca. 2900 m ab. Der Kontinentalfuß ist ca. 110 km breit und hat eine mittlere Hangneigung von 0.5°. Die Topographie ist jedoch sehr unruhig. Die sich anschließende Nansen-Tiefsee-Ebene ist konstant 4020 - 4060 m tief (unkorrigierte Wassertiefe).

Die überfahrenen Schultern des NGR zeigen an der Südflanke die flachsten Wassertiefen von wenigstens 2500 m. Da die Nordflanke nur parallel zum Rückenverlauf überfahren wurde, lassen sich generelle vergleichende Tiefenangaben der Nordflanke zur Südflanke des NGR nach dieser Expedition nicht machen. Die Südflanke des NGR hat eine Breite von ca. 110 km.

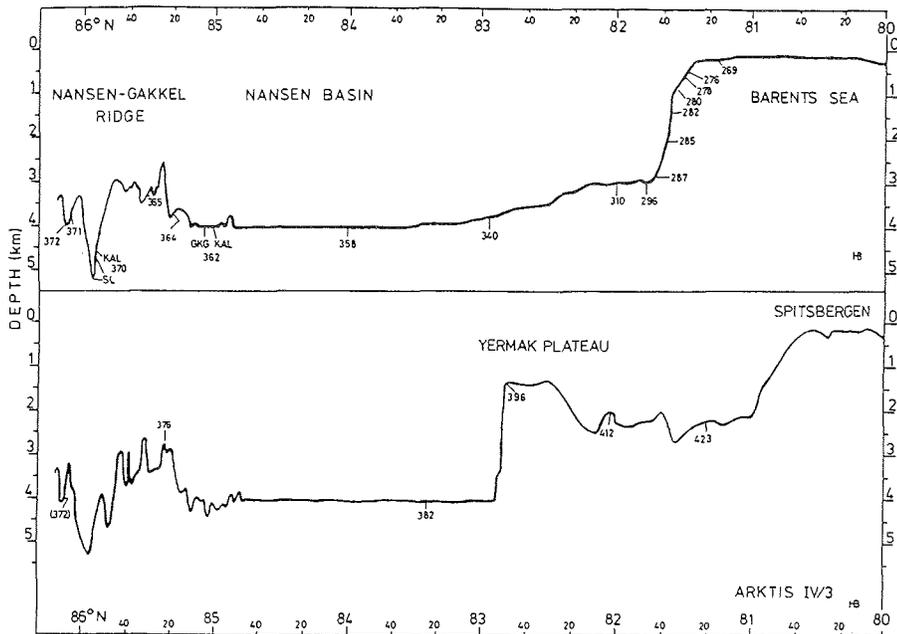


Abb. 3: Bathymetrische Fahrtprofile der Expedition ARK IV/3. Oben: Hinfahrt (östliches Profil), unten: Rückfahrt (westliches Profil). Eingezeichnet sind die geologischen Kernstationen. Überhöhung: 37fach.

Die sich im westlichen Fahrtprofil an die Nansen-Tiefsee-Ebene anschließende Struktur des Yermak-Plateaus steigt auf ca. 1400 m Wassertiefe an. Die Hangneigung beträgt 6 - 7°. Bei der Senke zwischen Yermak Plateau und Spitzbergen handelt es sich um das Sofia Becken, mit Wassertiefen zwischen 2000 und 3000 m.

Das zentrale Rifftal des NGR ist mit Wassertiefen um 5200 m mehr als 1 km tiefer als die am NGR im N und S sich anschließenden Tiefsee-Ebenen (Abb. 3; 4). Die Reliefenergie beträgt somit mindestens 2700 m. Die Breite des Rifftalbodens (Wassertiefen >5 km) beträgt zwischen 1.3 und 1.8 km und der Talboden fällt leicht nach NE ab. Die äußere Breite des Rifftals beträgt ca. 35 km und die nördliche "outer wall" ist ca. 400 m tiefer gelegen als die südliche.

Die Hangneigungen des Rifftales liegen zwischen 5° und 12°, teilweise treten jedoch Hangneigungen >40° auf. Vergleichbare Hangneigungen finden sich auch auf dem Rückenamm.

Durch die Nähe des Rotationspoles bei 68° N 137° E (PITMAN & TALWANI, 1972) beträgt die volle Spreizungsrate 0.6 - 1.5 cm/ky. Sie ist mitunter die z.Z. geringste bekannte Spreizungsrate der mittelozeanischen Rücken weltweit (KRISTOFFERSEN, 1982). Die geringe Spreizungsrate ist verantwortlich für die extreme Topographie des Rifftales, welches weltweit das tiefste Rifftal sein dürfte.

Der Übergangsbereich zwischen NGR und Nansen-Tiefsee-Ebene ist

durch ein unruhiges Relief gekennzeichnet. Hier liegen Teile des Meeresbodens sowohl höher als auch tiefer wie die Tiefsee-Ebene. Es handelt sich um abgesunkene Teile des Rückens, wo infolge der extremen Topographie, die Reliefunterschiede, bedingt durch unterschiedliche Sedimentationsverhältnisse, nur z.T. ausgeglichen sind. In 3.5 kHz Sedimentecholot-Profilen zeigen sich in diesem Bereich auch ehemalige Erhebungen des NGR, die heute bis dicht unter den Meeresboden reichen (vgl. THIEDE, 1988). Da bei der Rückreise (westliches Fahrtprofil), die Südflanke des NGR nicht senkrecht zum Streichen überfahren wurde, kommt es im Tiefenprofil, wegen Verdriftung des Schiffes, zur Verdoppelung der Struktur des Rifttales, die natürlich in Wirklichkeit nicht vorhanden ist (BOHRMANN, 1988).

Wegen der schwierigen Eisverhältnisse über dem NGR lieferten die 3.5 kHz-Aufnahmen nur sehr geringe Informationen über die Sediment- und Festgesteinsverteilungsmuster am Meeresboden. Offensichtlich ist jedoch, trotz der rauen Topographie, der NGR zum größten Teil mit Sedimenten bedeckt, wie zahlreiche genommene Sedimentkerne beweisen (vgl. SPIELHAGEN et al., 1988).

Die in dieser Arbeit bearbeiteten Kerne und deren Lokationen sind in Tab. 1 aufgelistet (vgl. SPIELHAGEN et al., 1988).

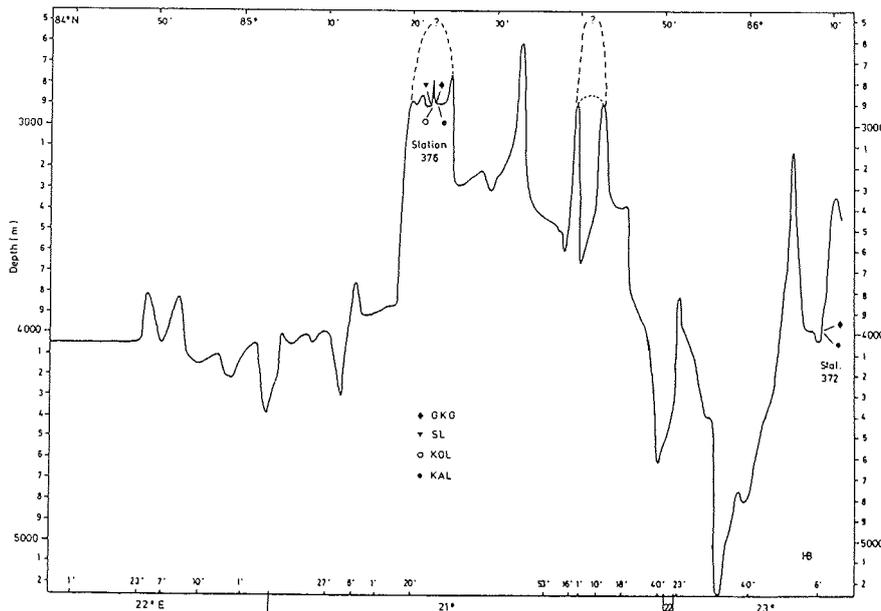
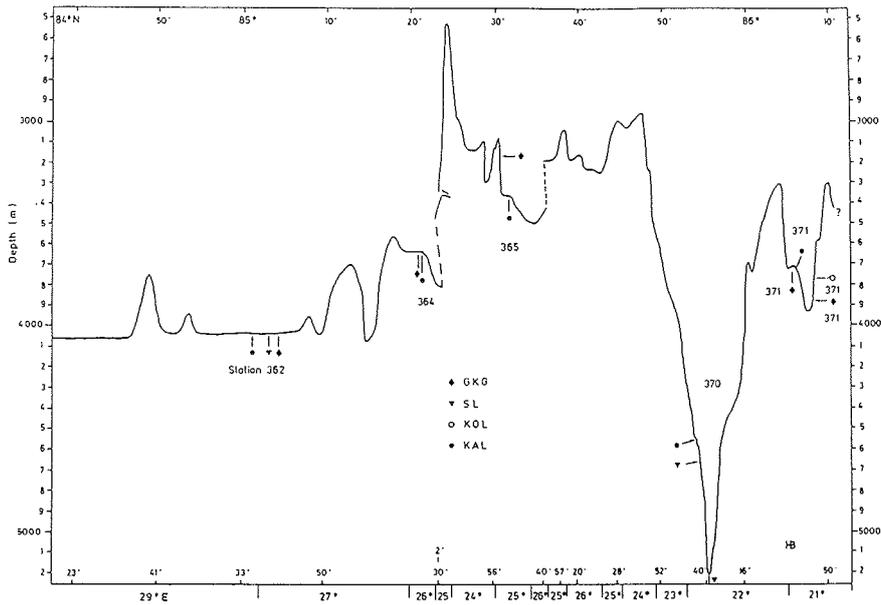


Abb. 4 : Bathymetrie des Nansen-Gakkel-Rückens. Das östliche Profil (oben) entspricht angenähert dem Idealprofil, da der Rücken in etwa senkrecht zum Streichen überfahren wurde. Gestrichelte Linien im östlichen Profil zeigen Schiffsverdriftungen an. Im westlichen Profil (unten) zeigt sich eine Verdoppelung des Rifttals infolge starker Verdriftung des Schiffes und Schrägfahrt zum Streichen des Rückens. Die gestrichelten Linien im westlichen Profil deuten die wahrscheinliche laterale Morphologie an. Die Längengrade werden jeweils unten angezeigt. Überhöhung: 46fach.

Tabelle 1: Kernlokationen der untersuchten Sedimentkerne vom Transect ARK IV/3. GKG: Großkastengreifer, KAL: Kastenlot, SL: Schwerelot. HF-LANZE: Wärmefluß-Lanze

Kern-Nr.	Gerät	geographische		Wassertiefe (m)	Kernlänge (cm)
		Breite (N)	Länge (E)		
PS 11-					
269-12	GKG	81°16.3'	31°26.5'	200	30
276-09	GKG	81°29.7'	31°26.5'	577	40
278-06	GKG	81°31.8'	31°34.6'	701	36
280-10	GKG	81°34.5'	31°39.0'	886	40
282-06	GKG	81°35.8'	31°31.5'	1404	43
287-15	GKG	81°40.3'	30°49.9'	2837	35
296-11	GKG	81°47.5'	31°30.3'	3004	34
310-10	GKG	82°02.8'	32°05.7'	2981	35
340-14	GKG	82°57.0'	32°03.5'	3755	28
358-19	GKG	84°01.1'	30°22.1'	4045	36
362-15	GKG	85°04.6'	29°07.6'	4037	30
364-01	GKG	85°21.5'	26°19.9'	3634	38
364-02	KAL	85°21.8'	26°12.9'	3646	423
365-02	GKG	85°30.8'	25°17.8'	3180	35
365-07	KAL	85°32.4'	25°19.4'	3366	365
370-01	HF-LANZE	85°53.8'	22°50.2'	4450	
370-05	KAL	85°54.1'	22°43.4'	4569	45
370-12	SL	85°54.4'	22°43.8'	4674	450
370-20	SL	85°55.9'	22°44.0'	5211	352
371-10	GKG	86°05.8'	22°01.0'	3704	38
371-12	KAL	86°06.2'	22°01.5'	3721	270
372-07	GKG	86°07.8'	23°09.5'	3972	38
372-03	KAL	86°08.0'	23°07.0'	3990	242
376-07	GKG	85°22.9'	21°42.5'	2896	32
376-08	KAL	85°23.1'	21°44.1'	2917	370
382-03	GKG	83°24.6'	19°52.5'	4066	60
396-03	GKG	82°47.8'	16°03.3'	1377	37
423-06	GKG	81°19.6'	15°17.9'	2270	40
430-05	GKG	78°45.5'	01°47.4'	2554	31

2 METHODIK

2.1 Fotografie

Sämtliche GKG und KAL wurden direkt nach dem Öffnen des Kerngerätes und Schaffung einer glatten Fläche, durch Abziehen der obersten Sedimentschicht, fotografiert. Vorrangig fand Farbnegativmaterial Verwendung (Kodacolor Gold, 100 ASA), da nur so über die spätere Zusammensetzung der Kernfotos eine relativ realistische Farb- u. Texturdokumentation der Sedimente möglich ist. Von den GKG wurde zusätzlich die Oberfläche fotografiert. SL- und KOL-Kerne wurden erst an Land geöffnet und fotografiert.

2.2 Radiographie

Sämtliche Radiographiepräparate der Fahrt ARK IV/3 wurden im Labor geröntgt. An zwei verschiedenen Geräten wurde mit langer und kurzer Belichtungszeit und unterschiedlichen Spannungen gearbeitet (2 min, 25 s, 55 kV; 12 min, 35 kV). Beide Belichtungsarten waren in der Bildqualität der Radiographien gleichartig.

2.3 Karbonatbestimmung an Bord

An Bord der POLARSTERN erfolgte die gasometrische Bestimmung des Gesamtkarbonatgehaltes mittels Karbonatbombe (MÜLLER & GASTNER, 1971). Nachdem sich gezeigt hatte, daß die Karbonatwerte arktischer Sedimentkerne generell sehr gering sind, wurden die geöffneten Kerne mit einem aufgesägten halben 1 m-Liner beprobt, und über das anhaftende Sediment im Liner 10 %ige HCl gespritzt. Somit konnten Bereiche mit erhöhtem Karbonatgehalt erkannt werden. Diese wurden dann gezielt mit der Karbonatbombe analysiert.

2.4 Probenahme

Die Beprobung für U/Th-Analysen erfolgte an ausgewählten GKG und KAL direkt an Bord. Generell wurden kontinuierlich 10-cm-Schlitzproben gleicher Volumina genommen. Nach ersten Analysen wurden von ausgewählten GKG, KAL und SL weitere 5-cm-Proben aus Archivlinern genommen, um eine höhere Auflösung zu erreichen. Die Proben für die geochemischen Analysen wurden an Land nach lithologischen Gesichtspunkten als 1 cm-Einzelproben genommen. Die Sedimentoberflächen wurden von den GKG auf einer Fläche von 10 cm und 1 - 2 cm Tiefe genommen. Die Probendichte ist bei KAL 364 am höchsten. Deshalb kann dieser Kern quasi als Standardkern für den NGR angesehen werden.

2.4.1 Probenvorbereitung

Für die unterschiedlichen Untersuchungen wurden von den Proben Unterproben genommen und folgendermaßen vorbehandelt:

Trocknung und Mahlung für U/Th-, Karbonat-, C_{org} und S-Analysen. Entsalzen, Trocknung und Mahlung für Haupt- und Spurenelementanalysen und Röntgendiffraktometrie. Die Mahlung erfolgte generell in Achat-

kugelmühlen. Für die Granulometrie wurde das naturfeuchte Probenmaterial verwendet.

Sämtliche grobkörnigen Proben von KAL 370 wurden vor den Analysen von anhaftendem Sediment gereinigt, in aqua dest. gewässert und anschließend getrocknet. Karbonate des KAL 370 wurden vor der chemischen Analyse, unter dem Binokular, mittels eines Mikrobohrers und einer Mikrofräse, von Verwachsungen und Verunreinigungen gereinigt.

2.4.2 Probleme der Probenahme

Aus Gründen der lithologischen Charakterisierung wurden für geochemische, granulometrische etc. Untersuchungen 1 cm Einzelproben entnommen. Bei der Untersuchung auf U- u. Th-Isotopie wurde dagegen kontinuierlich beprobt, da durch diese Art der Probenahme auch das Inventar (standing crop) an $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ mit erfaßt wird. Da die Sedimentkerne vom NGR zum größten Teil sehr wenig $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ enthalten, mußten noch zusätzlich einzelne 0.5 - 1 cm Proben im unteren Kernbereich genommen werden, um stratigraphische Informationen zu gewinnen. Diese wären ohne die zusätzliche Beprobung völlig verloren gegangen und der größte Teil der Kerne wäre einer stratigraphischen Einordnung nicht zugänglich gewesen. Einige GKG wurden zur übersichtsmäßigen Altersdatierung in 5 bzw. 10 cm Probenlängen beprobt.

Ein Handicap der unterschiedlichen Probenahme ist jedoch, daß die allg. Geochemie nur nach Angleichung und Interpolation mit der Isotopengeochemie - und umgekehrt - zu verknüpfen ist. Bei dieser Aufgabe waren jedoch die Farbfotografien sehr hilfreich.

2.5 Karbonat-, TOC- und Schwefel-Bestimmungen

Für diese Bestimmungen stand ein LECO CS 240 Analysator zur Verfügung, mit dem über CO_2 - und SO_2 -Infrarotabsorption gleichzeitig C und S bestimmt wurden. Dazu sind zwei Messungen nötig. Zuerst wird Gesamt-C am getrockneten und gemahlten Sediment bestimmt. Danach wird, nach Entkarbonatisierung mit HCl, C_{org} bestimmt. Aus der Differenz errechnet sich der Karbonatkohlenstoff, aus dem dann CaCO_3 errechnet wird. Die Eichung erfolgte über Standards. Die Analysen wurden zu einem Großteil über Doppelbestimmungen gemacht. Ein Teil der Proben wurden auch mittels Coulomat 701 auf CaCO_3 analysiert.

Zusätzlich wurden diese Analysen auch an entsalztem Material von SL 370-12 durchgeführt, um den reinen Schwefelgehalt des Sedimentes zu ermitteln. Dabei hat sich gezeigt, daß die bei der C_{org} -Bestimmung erhaltenen S-Gehalte gut mit an entsalztem Material bestimmten S-Werten übereinstimmen.

2.6 Rock-Eval Analysen

An sieben ausgewählten Sedimentproben der Sedimenteinheiten A, B und C des KAL 364 wurden von der KFA Jülich mittels Rock-Eval Pyrolyse (vgl. TISSOT & WELTE, 1984) der Wasserstoff-Index (HI) bestimmt, der als Verhältnis von mg Kohlenwasserstoff (HC)/g C_{org} definiert ist. In Abhängigkeit vom Reifegrad und vom HI-Wert lassen sich nach dieser Methode die organischen Bestandteile der Sedimente, nach drei Arten

der Herkunft unterscheiden (Kerogen-Typen nach TISSOT & WELTE, 1984):

Typ I, mit HI >700, repräsentiert Herkunft des organischen Materials aus Phytoplankton oder die mikrobielle Zersetzung von organischem Material.

Typ II, mit einem HI von ca. 450 - 650, entsteht aus Planktonablagerungen unter reduzierenden Bedingungen.

Typ III, mit HI <300, repräsentiert die Herkunft von terrestrischem organischem Material (Landpflanzen, Kohle).

2.7 Granulometrie

Die Bestimmung der Korngrößenklassen Sand, Silt und Ton erfolgte an allen Oberflächensedimenten und an ausgewählten Proben der Sedimentkerne. Die Aufbereitung erfolgte nach MÜLLER (1964). Nach Dispergierung mit Ultraschall wurde die Fraktion >63 µm mit aqua dest. abgesiebt. Die aufgefangene Fraktion <63 µm wurde mit Essigsäure entkarbonatisiert.

Nach dem Absetzen wurde die überstehende Flüssigkeit dekantiert. Die Reinigung erfolgte über Zentrifugation. Die Trennung der Ton- von der Siltklasse wurde mittels Atterberg-Methode durchgeführt.

Von sämtlichen Silt- und >63 µm-Fraktionen der Sedimentkerne wurden mittels Handmagneten die magnetischen Partikel abgetrennt. Dies erfolgte trocken bei der >63 µm-Fraktion und naß bei der Siltfraktion. Die Tonfraktion wurde, wegen des erheblichen analytischen Aufwandes, nicht analysiert.

2.8 Trockenraumgewichtsbestimmung

Die Kenntnis des Trockenraumgewichtes (TRG) ist unverzichtbar für Berechnungen von z.B. Inventar und Flußdichten von Radionukliden sowie zur Bestimmung von Akkumulationsraten von Sedimentkomponenten und Elementen (vgl. THIEDE et al., 1982). Deshalb wurde mittels 10 ml Stechzylindern (vgl. HOLLER & KASSENS, 1989) von SL 370-12 u. SL 370-20 jeweils der erste Meter im Abstand von 5 cm beprobt und die Wassergehalte, Feucht- und Trockenraumgewichte bestimmt.

Da von GKG und KAL aller übrigen Kerne lediglich Wassergehaltsbestimmungen vorlagen, die an unterschiedlichen Volumina bestimmt wurden (vgl. SPIELHAGEN et al., 1988), wurden die TRG der Sedimente modellhaft, unter Annahme 100 %iger Wassersättigung, berechnet. Mittels dieser Methode war es möglich, nachträglich das zur Wassergehaltsbestimmung benutzte Feuchtvolumen zu ermitteln.

Nach PRINZ (1982) berechnet sich das Volumen der zu 100 % wassergesättigten Probe aus der Beziehung:

$$S = W * G_5 / (e * G_M) \quad (1)$$

zu:

$$V = W_5 / G_5 + W_M / G_M \quad (2)$$

und das TRG somit als:

$$TRG = W_5 / V \quad (3)$$

wobei TRG: Masse Trockensubstanz bezogen auf das Volumen der feuchten Probe (g/cm^3)

G_5 : Dichte der Trockensubstanz (g/cm^3)

G_M : Dichte des Meerwassers (g/cm^3)

W: Wassergehalt bezogen auf Trockengewicht (%)

W_M : Gewicht des Wassers (g)

W_5 : Gewicht der Trockensubstanz (g)

e: Porenziffer

S: Sättigungsgrad (%)

V: Volumen der feuchten Probe (cm^3)

Für G_5 wurde $2.65 \text{ g}/\text{cm}^3$ und für G_M $1.025 \text{ g}/\text{cm}^3$ angenommen. $1.025 \text{ g}/\text{cm}^3$ ist die Dichte des Meerwassers bei 35 ‰ Salinität und 20° C (Labortemperatur). 35 ‰ ist die Salinität am Meeresboden des Arktischen Ozeans (ANDERSON et al., 1989). $2.65 \text{ g}/\text{cm}^3$ (Dichte von Quarz) für G_5 ist als Dichte für die hier bearbeiteten terrigenen Sedimente ein realistischer Wert (vgl. KASSENS, 1990), da Tone eine Dichte von $2.7 - 2.8 \text{ g}/\text{cm}^3$ und Feldspäte eine Dichte von $2.5 - 2.7 \text{ g}/\text{cm}^3$ haben. Auch ist der zu erwartende Einfluß von realistischen Dichteschwankungen auf das berechnete TRG äußerst gering. Selbst eine Dichte von $2.5 \text{ g}/\text{cm}^3$ würde das TRG gegenüber einer Dichte von $2.65 \text{ g}/\text{cm}^3$ lediglich um ca. 3 % erniedrigen.

Die TRG der Sedimentoberflächen wurden durch Extrapolation von den berechneten TRG der GKG bestimmt. Dies war möglich, da zahlreiche GKG in den obersten 5 cm in 1 cm-Schritten für die Wassergehaltsbestimmungen beprobt wurden.

Unrealistische Werte der berechneten TRG oder einzelne Extremwerte wurden mittels Radiographien, durch Vergleich mit dem umgebenden Sediment, auf ihre Tauglichkeit überprüft und, falls unrealistisch, korrigiert. Dies betraf jedoch weniger als 2 % aller Proben und ist hauptsächlich auf Trocknung des Spritzeninhalts, infolge mangelhafter oder abgefallener Verschlusskappe, zurückzuführen. Die Dichtheit einer mit Wasser gefüllten und mit einer Kappe verschlossenen Spritze wurde durch viermonatige Lagerung im Kühlschrank getestet. Nach dieser Zeit war kein merklicher Wasserverlust zu verzeichnen. Es kann daher davon ausgegangen werden, daß die Spritzenproben bei der Wassergehaltsbestimmung kein Wasser verloren hatten.

Zur Bestimmung des TRG allein ist die Berechnung des Volumens nicht unbedingt nötig, da das TRG auch aus der Gleichung (1) direkt berechnet werden kann:

$$\text{TRG} = 2.65 / [(W_M * 2.65) / (W_5 * 1.025) + 1] \quad (4)$$

Nach der hier vorgestellten Methode der Volumenbestimmung (2) ist es möglich, alle anderen gängigen Sedimentparameter wie Porosität, Feuchtraumgewicht etc. zuverlässig zu berechnen.

Die nach Gleichung (2) bestimmten Volumina schwankten zwischen 2 und 7 cm^3 , da offenbar einerseits einige Spritzen nur teilweise gefüllt waren, und andererseits mit der Verschlusskappe noch zusätzliches Sediment in die Spritze gedrückt wurde.

Die Bestimmung des TRG nach der von KUBISCH (1991) angegebenen Formel ist nicht möglich.

2.9 Röntgendiffraktometrie

Zur Erfassung der Mineralogie wurden ausgewählte Gesamtproben der Sedimente auf Aluminiumträger aufgepreßt und als texturfreie Präparate von 2° bis 60° geröntgt. Zur Verfügung stand ein mit einem PC gekoppelter PHILIPS PW 1050 Röntgendiffraktometer mit automatischem Divergenzschlitz, Monochromator und Co-K α -Strahlung.

Die Tonfraktion der Sedimente wurde nach LANGE (1982) vorbereitet und als Texturpräparat zwischen 2° und 40° geröntgt. Um die quellfähigen Tonminerale zu bestimmen wurden die Proben nach dem ersten Röntgen glykolisiert und nochmals geröntgt. Die Auswertung der Röntgendiagramme erfolgte nach Abzug des Untergrundes semiquantitativ durch Impulszählung des 17 Å Peaks von Montmorillonit, des 9.96 Å Peaks von Illit und des 7.13 Å Peaks von Kaolinit. Die Chloritbestimmung erfolgte aus der 3. Ordnung, da sich der 7.13 Å Peak des Kaolinit mit dem 7.05 Å Peak des Chlorits überlagert. Für Kaolinit wurde eine entsprechende Korrektur vorgenommen.

Von ausgewählten magnetischen Mineralfraktionen der Sedimente wurden, aufgrund der geringen Probemenge, wenige Milligramm des Materials gemahlen, in Suspension auf einen Siliziumeinkristallträger aufgebracht und nach Trocknung geröntgt. Aufgrund der geringen Materialmenge dauerte das Röntgen ca. 12 Stunden.

Von KAL 370 wurden diverse Proben u. d. Binokular ausgelesen und gemahlen oder mittels Mikrobohrer bzw. Mikrofräse gewonnen. Andere Proben wurden als Gesamtgesteinspulver verwendet.

Alle Proben wurden als texturfreie Präparate zwischen 2° und 60°, zur Unterscheidung von Antigorit und Chrysotil, auch zwischen 60° und 75° geröntgt (vgl. WHITTAKER & ZUSSMAN, 1956).

2.10 Lichtmikroskopie

Die mikroskopischen Analysen erfolgten mittels Polarisationsmikroskop an Smear Slides. Weiterhin wurden die >63 μ m-Fractionen mittels Binokular qualitativ begutachtet.

2.11 Rasterelektronenmikroskopie

Ausgewählte Proben des KAL 370 und der übrigen Sedimentkerne wurden, zur Identifizierung, auf Aluminiumträger präpariert und anschließend mit Kohlenstoff und Gold bedampft. Die REM-Untersuchungen und Aufnahmen erfolgten an einem Cambridge Instruments S 150 Rasterelektronenmikroskop. Da das Gerät mit einer Anlage für energiedispersive Röntgenanalyse (EDAX) ausgerüstet ist, wurden, wo erforderlich, semiquantitative Elementanalysen gemacht. Zum Teil wurde, da S und Au sich überlagern, dieser Arbeitsgang vor der Goldbedampfung durchgeführt.

2.12 Röntgenfluoreszenz-Analysen

Die chemischen Analysen für 13 Haupt- und Nebenelemente und 18 Spurenelemente wurden mit einem Philips PW 1400 Röntgenfluoreszenz-Spektrometer mit Rhodium-Röhre durchgeführt. Die vorbereiteten, bei 105° C getrockneten Proben wurden zuerst zur Bestimmung des Glühverlusts (LOI) geglüht. Zur Bestimmung der Haupt- und Nebenelemente wurde 1 g geglühtes Material mit 4 g Flußmittel (Spektromelt A12) versetzt und eine Schmelztablette hergestellt. Für die Spurenelementanalyse wurde das Sediment mit Elvacit versetzt und eine Preßtablette hergestellt. Matrixeffekte bei der Spurenelementanalyse wurden ausgeglichen, indem die Nettointensitäten der gemessenen Elemente durch die Rhodium-Comptonstreuung der Probe dividiert wurde. Die Röntgenfluoreszenz-Analysen erfolgten im Vergleich zu mehreren internationalen Standards.

Einige Proben wurden zur Bestimmung der Hauptelemente auch mit einem Spektrometer mit Chrom-Röhre geröntgt. Dazu wurden Schmelztabletten im Verhältnis 1:5 hergestellt und die Messungen mit laborinternen Standards verglichen.

2.13 Sedimentdatierungsmethoden

2.13.1 $^{230}\text{Th}_x$ -Methode der Sedimentdatierung

Die Anwendungen, die sich aus U-Th-Ungleichgewichtsuntersuchungen an marinen Sedimenten ergeben, finden sich bei KU (1976), IVANOVICH & HARMON (1982), und MANGINI (1984). Es wird hier übersichtsmäßig die $^{230}\text{Th}_x$ -Methode dargestellt.

Eine Datierungsmöglichkeit von marinen Sedimenten basiert auf dem radioaktiven Ungleichgewicht zwischen U und seinem Tochternuklid ^{230}Th . Durch die Verweilzeit des Urans im Meerwasser von ca. 400 ky (Mangini et al., 1979) und somit homogener Verteilung im Weltozean, ist der U-Gehalt des Meerwassers mit 3.2 µg/l konstant (CHEN et al., 1986). Aus dem U-Gehalt und dem Isotopenverhältnis $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} = 1.15$ (THURBER, 1962) des Meerwassers ergibt sich eine konstante ^{230}Th -Produktionsrate von 2.6 dpm/cm²/ky pro 1 km Wassersäule. Da im Gegensatz zu U, Th stark partikelreaktiv ist, hat ^{230}Th eine sehr viel kleinere Verweilzeit (<100 Jahre), da es schnell an im Meerwasser vorhandene Partikel angelagert und zum Meeresboden transportiert wird (MANGINI, 1984). Somit sind U und radiogenes ^{230}Th , in der Wassersäule als auch im Sediment, im radioaktiven Ungleichgewicht. Da die Datierungsmethode nur auf dem im Meerwasser aus dem U-Zerfall gebildeten ^{230}Th -Isotop beruht, müssen die im Sediment gemessenen Gehalte an ^{230}Th um den jeweiligen, an mit detritischem ^{234}U verknüpften und im radioaktiven Gleichgewicht stehenden Anteil reduziert werden. Die so ermittelten Werte bilden die Exzess-(Überschuß) Gehalte. Der jeweilige Überschussanteil im Sediment nimmt mit der Zeit und somit nach der Tiefe exponentiell nach dem radioaktiven Zerfallsgesetz ab:

$$N_t = N_0 * \exp(-\lambda * t) \quad (5)$$

N_0 = Aktivität zum Zeitpunkt der Ablagerung (dpm/g)

N_t = Aktivität zum Zeitpunkt t (dpm/g)

λ = Zerfallskonstante ($\ln 2 / T_{1/2}$ von ^{230}Th) (a^{-1})

$T_{1/2} = 75\,200 \text{ a}$

Unter Annahme von konstanter Radionuklidflußdichte und konstanter Sedimentationsrate (konstante $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivität aller Sedimentproben in einem Kern zur Zeit der Ablagerung), sollten die logarithmierten $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitäten im Sedimenttiefenprofil auf einer abfallenden Geraden liegen (KU et al., 1968). Über die Steigung der Geraden und deren Schnittpunkt mit der Sedimentoberfläche wird das Alter t in der Kerntiefe x errechnet. Aus

$$S = x/t \quad (6)$$

errechnet sich die durchschnittliche lineare Sedimentationsrate (S). Wichtig dabei ist, daß bei der Kernentnahme das Oberflächensediment nicht verloren ging. Sollten im Kern wesentliche U-Migrationen aufgetreten sein, so würde dies die ^{230}Th -Überschußaktivitäten geringfügig beeinflussen; positiv - wo U weggeführt wurde, negativ - wo U zugeführt wurde, da zu wenig bzw. zu viel ^{234}U vom gesamten ^{230}Th abgezogen würde. Solche Prozesse, wie auch die Zuführung von authigenem U aus der Wassersäule, sollten sich allerdings durch ungewöhnliche U-Gehalte und erhöhte $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse bemerkbar machen. Die $^{230}\text{Th}_x$ -Werte können dann nach einer Korrektur berechnet werden (z.B. MANGINI, 1978; ANDERSON et al., 1989).

Bedingt durch die Halbwertszeit von ^{230}Th (75 200 Jahre), liegen die mittels Alphaspektrometrie maximal bestimmbaren Alter von Meeresedimenten, in Abhängigkeit von der Höhe der $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitäten, bei 300 000 bis 350 000 Jahren.

2.13.2 Sedimentdatierung nach dem "constant flux model"

Auf Grund der geringen $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitäten in den unteren Abschnitten der Sedimentkerne konnte die $^{230}\text{Th}_x$ -Methode auf diese Teile der Kerne nicht angewendet werden. Da die berechneten $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitäten z.T. sogar negativ sind, müssen sie, um überhaupt eine Altersbestimmung durchführen zu können, in positive Werte überführt werden. Dies geschah durch Addition des $^{230}\text{Th}_x$ -Meßfehlers. Mit positiven Werten ist es nun möglich, das $^{230}\text{Th}_x$ -Inventar zu analysieren und nach dem "constant flux model" (OSMOND, 1982) Altersbestimmungen durchzuführen. Zwei Methoden wurden angewendet:

- Erstens die Methode von MANGINI et al. (1982), bei der das Alter der einzelnen Probeintervalle berechnet wird nach:

$$t_i = -1/\lambda * \ln(1 - \text{SCa}_i/\text{SCp}) \quad (7)$$

λ : Zerfallskonstante ($\ln 2 / T_{1/2}$ von ^{230}Th) (a^{-1})

t_i : Alter des Probeintervalls (a)

SCa_i : kumulatives $^{230}\text{Th}_x$ -Inventar (standing crop) oberhalb der Basis des zu bestimmenden Probeintervalls (dpm/cm^2)

$$\text{SCa}_i = A_i * X_i * D_i \quad (8)$$

A_i : $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivität des Probeintervalls (dpm/g)

X_i : Länge des Probeintervalls (cm)

D_i : Trockenraumgewicht des Probeintervalls (g/cm)

SCp : zu erwartende standing crop aus der ^{230}Th -Produktion in der überstehenden Wassersäule (dpm/cm^2)

$$SCp = F_p / \lambda \quad (9)$$

F_p : $^{230}\text{Th}_x$ -Flußdichte (entspricht ^{230}Th -Produktionsrate in der Wassersäule) (dpm/cm²/ky)

$$F_p = 2.6 * \text{Wassertiefe in km (dpm/cm}^2\text{/ky)} \quad (10)$$

Die Bezugsgröße dieser Methode ist SCp. Die Methode kann deshalb auch auf kurze Kerne angewendet werden.

- Zweitens die Methode von KOMINZ et al. (1979), bei der die Alter der einzelnen Probenintervalle berechnet werden nach:

$$t_i = -1/\lambda * \ln(1 - N_i/N_T) \quad (11)$$

λ : Zerfallskonstante ($\ln 2 / T_{1/2}$ von ^{230}Th) (a⁻¹)

t_i : Alter des Probenintervalls (a)

N_i : kumulatives SCa oberhalb der Basis des Probenintervalls (dpm/cm²)

N_T : kumulatives SCa des gesamten Kernes (dpm/cm²)

Da die Bezugsgröße dieser Methode N_T ist, muß der zu analysierende Kern alt bzw. lang genug sein, damit das gesamte Inventar erfaßt wird. COCHRAN et al. (1990) halten diese Bedingung für ausreichend erfüllt, wenn die Überschuß-Aktivität im Kern auf weniger als 10 % der Oberflächenaktivität abgeklungen ist. Dies gilt natürlich nicht für geringe $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitäten, die nur auf Sedimentverdünnung zurückzuführen sind.

Die zwei Methoden sind im Gegensatz zur $^{230}\text{Th}_x$ -Methode absolute Altersbestimmungsmethoden.

Die Berechnung der rezenten Sedimentationsraten erfolgte aus den Untersuchungen der Sedimentoberflächen nach MANGINI (1984):

$$S = F_p / (\text{TRG} * N_0) \quad (12)$$

S: Sedimentationsrate (cm/ky)

F_p : 2.6 * Wassertiefe in km (dpm/cm²/ky)

TRG: Trockenraumgewicht (g/cm³)

N_0 : $^{230}\text{Th}_x$ -Oberflächenaktivität (dpm/g)

Da sich die Gesamtakkumulationsrate aus der Multiplikation der Sedimentationsrate mit dem TRG berechnet (vgl. THIEDE et al., 1982), und sich somit das TRG aus Gleichung (12) wegekürzt, kann die rezente Akkumulationsrate im Prinzip direkt aus der $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitätsbestimmung berechnet werden:

$$AR = F_p / N_0 \quad (13)$$

AR: Gesamtakkumulationsrate (g/cm²/ky)

2.14 U/Th-Analysen

Die alphaspektrometrischen Messungen der U- und Th-Isotope sowie die Probenaufbereitung erfolgten i.w. nach MANGINI (1984). Der Aufbereitungsgang ist detailliert in Abb. 5 dargestellt.

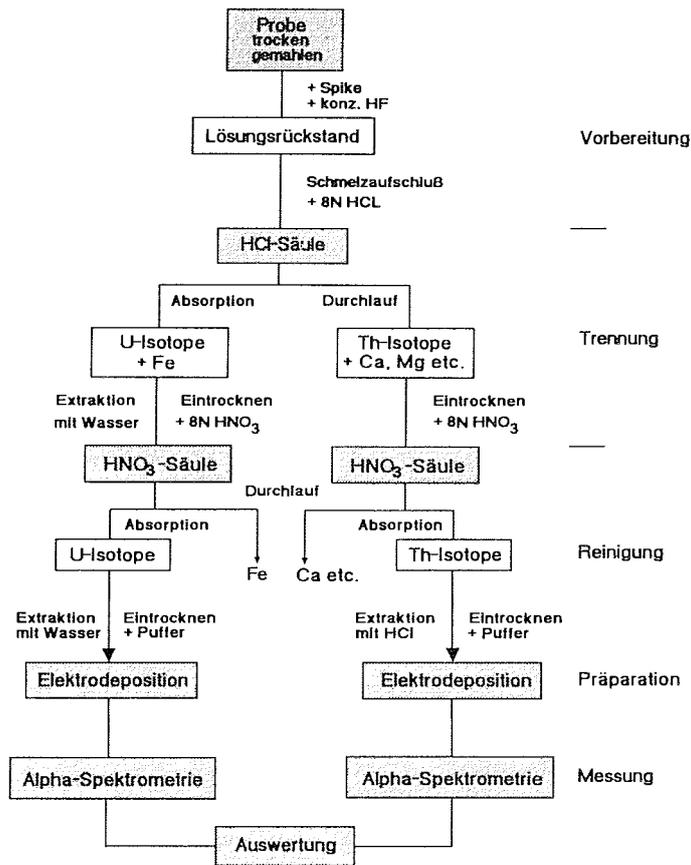


Abb. 5: Aufbereitungsschema des U/Th-Analyseganges.

Da die U- und Th-Isotope z.T. ähnliche α -Energien haben, müssen sie voneinander getrennt und somit auch getrennt gemessen werden. Außerdem müssen die Präparate in reiner Form vorliegen. Die Abtrennung von störenden Elementen als auch die Isotopentrennung erfolgt über Säulenchromatographie mittels Ionenaustauscherharz DOWEX 1*8 (100 - 200 mesh) in HCl- und Nitratform. Zur Messung im Si-Halbleiterdetektor wird U und Th über elektrolytische Abscheidung auf einem Stahlplättchen als Präparateträger fixiert. Das so zur Messung vorbereitete Präparat soll eine zur Messung im Vakuum geeignete Dicke haben. Bei einer Auflösung von 10 KeV sollte bei <5 Torr die Präparatedicke zwischen 0.1 und 0.5 μm liegen.

2.14.1 Aufschlußverfahren

Nach Einwaage von 0.75 mg Sedimentprobenmaterial in einen Teflonstiegel wurden 0.5 ml eines im radioaktiven Gleichgewichtes stehenden $^{232}\text{U}/^{228}\text{Th}$ -Spikes (Aktivität: 13.36 dpm/ml) zugegeben. Zum Abbrauchen

des Silikates wurde der Teflonbecher unter dem Abzug auf das Sandbad gestellt und die Probe zweimal mit ca. 30 ml konzentrierter HF behandelt. Der Rückstand wurde in einen Pt-Tiegel gegeben, gewogen, und mit der 2.5-fachen Menge an Spektromelt A 20 (LiBO_2) als Flußmittel versetzt. Der Schmelzaufschluß erfolgte über der Bunsenflamme. Der abgeschreckte Schmelzkuchen wurde anschließend mit 8 N HCl versetzt und bei ca. 100° C mittels Magnetrührer aufgelöst. Die abgekühlte Lösung wurde über Papierfilter auf die mit 8 N HCl beladene HCl-Säule gegeben.

Eine Gesamtprobe aus gereinigten Aragonitknollen von ca. 10 g wurde, wegen den geringen U- und Th-Gehalten, mit 0.3 ml Spike versetzt und in HCl aufgelöst. Die Weiterbearbeitung erfolgte wie nach der HF-Behandlung oben beschrieben.

2.14.2 Säulenchromatographische Isotopentrennung

Die HCl-Säule dient der Trennung von U und Th, wobei U und Fe absorbiert werden. Th, Ca, Mg etc. passieren jedoch die Säule. Nach Spülen der Säule mit 8 N HCl werden anschließend mit aqua dest. U und Fe extrahiert. Die beiden Lösungen wurden über Nacht im Vakuum unter Infrarot-Lampen eingedunstet.

2.14.3 Säulenchromatographische Reinigung

Die HNO_3 -Säulen dienen der Reinigung von U und Th, wobei die Elemente absorbiert werden. Da U schwächer absorbiert wird, muß die Säule etwas länger sein. Die o.g. Verunreinigungen passieren die Säulen. Die getrockneten Fraktionen wurden in der Wärme mit 8 N HNO_3 in Lösung gebracht (Th-haltige Fraktion: ca. 40 ml; U-haltige Fraktion: ca. 5 ml), und nach Abkühlen auf die vorbereiteten Säulen gegeben. Die Säulen wurden mit 8 N HNO_3 gespült. Die U-Säule sollte sehr sparsam und nur so lange gespült werden, bis alles Fe durchgelaufen ist. Dies ist am Farbwechsel gut zu erkennen. Die Extraktionen erfolgten bei Th mit 8 N HCl, bei U mit aqua dest. Die Lösungen wurden über Nacht eingedunstet.

2.14.4 Elektrolytische Deposition

Zu den U- und Th-Auszügen wurden jeweils auf der Heizplatte 3 ml konz. HNO_3 und 10 Tropfen konz. HCl gegeben. Nach Abrauchen der Nitrosegase wurden die Proben eingeeengt. Nach Abkühlen wurden mittels konz. NH_3 und 3.5 N HNO_3 der pH auf 4 - 4.5 eingestellt. Thymolblau diente als Indikator. Nach Zugabe einer Pufferlösung (3.5 ml 0.01 N HNO_3 + 4.5 ml gesättigte Ammoniumoxalat-Lösung + 4.5 ml 2 M NH_4Cl -Lösung) wurden die Lösungen in Teflonzellen mit Pt-Draht-Anode und Edelstahlplättchen als Kathode elektrolysiert. Bei 0.8 A und 12 V beträgt die Abscheidung auf der Kathode bei Th ca. 1 h, bei U ca. 1 1/2 h. Zu Ende der Elektrolyse wurde jeweils 3 ml konz. NH_3 zugegeben, damit nach Stromabschaltung nichts mehr in Lösung gehen konnte. Die fertigen Präparateplättchen wurden entnommen, mit aqua dest. abgespült und getrocknet.

2.14.5 Meßverfahren

Zur Alphaspektrometrie stand die Messanlage AlfaScope mit 12 Silizium-Halbleiterdetektoren zur Verfügung. Die Präparateplättchen wurden in die Meßkammern eingelegt und mittels Vakuumpumpe ein Arbeitsdruck von <5 Torr erzeugt. Der Abstand Präparat - Detektoroberfläche beträgt 1 - 2 mm. Der angeschlossene PC übernimmt Aufnahme und Verwaltung der Spektren über das Programm Alfa. Nach Eingabe aller erforderlichen Daten wurde die Detektorvorspannung auf 20 KV eingestellt und der Meßvorgang gestartet. Gegen Ende der Meßzeit (i.d.Regel 2 Tage) wurden die Peak-Regionen der einzelnen Isotope eingestellt, das Ergebnis ausgedruckt und die Messung beendet. Die Algorithmen des Programms Alfa für die Auswertung der einzelnen Isotope sind folgende:

- Berechnung der Ausbeute der chemischen Aufbereitung über den zugesetzten Spike
- Berechnung der Aktivitäten (dpm/g) und Isotopengehalte (ppm)
- Berechnung der Fehler aus der Zählstatistik

Die Berechnungen erfolgen mittels Zählimpulsen, Spike-Aktivität, Spike-Menge, Probengewicht und Meßzeit.

Die Gehalte an ^{232}Th sind praktisch identisch mit den Th-Gehalten. Das Isotop ^{230}Th spielt beim Gesamt-Th-Gehalt keine Rolle. Zur Verdeutlichung dieser Tatsache dient folgendes Beispiel:

1 ppm ^{230}Th entspricht einer Aktivität von ca. 46 000 dpm/g, wohingegen 1 ppm ^{232}Th ca. 0.24 dpm/g entspricht. Entsprechend sind 1 dpm/g ^{232}Th ca. $4 \cdot 10^{-6}$ g und 1 dpm/g ^{230}Th ca. $2 \cdot 10^{-11}$ g. Infolge der wesentlich geringeren Halbwertszeit von ^{230}Th , und damit verbundenen größeren Aktivität, ist dieses Isotop jedoch in den hier auftretenden geringen Konzentrationen noch alphaspektrometrisch zu messen.

Entsprechend dem bei Th Gesagten ist auch ^{238}U de facto identisch mit dem U-Gehalt. ^{234}U spielt beim U-Gehalt keine Rolle. Dennoch läßt sich ^{234}U , bedingt durch seine größere Aktivität, alphaspektrometrisch gut bestimmen.

2.14.6 ^{231}Pa -Messung

Da sich ^{231}Pa in der Wassersäule ähnlich wie ^{230}Th verhält, kann auch dieses Radioisotop zur Altersbestimmung jungpleistozäner mariner Sedimente benutzt werden.

Aufgrund der im Vergleich zu ^{230}Th äußerst geringen Menge an ^{231}Pa in marinen Sedimenten, läßt sich ^{231}Pa , ebenso wie das Mutterisotop ^{235}U , nach o.a. Trennungsgang alphaspektrometrisch nicht direkt bestimmen. Die Gehalte an ^{231}Pa können aber indirekt über die höhere Aktivität des ^{227}Th , das mit dem Tochternuklid des ^{231}Pa - ^{227}Ac - im radioaktiven Gleichgewicht steht, bestimmt werden (Mangini & Sonntag, 1977). Da sich im Alpha-Spektrum die Peaks von ^{227}Th und ^{212}Bi überlagern, ist zusätzlich eine Korrektur mit ^{212}Po nötig, das bei 63 % der ^{212}Bi -Zerfälle entsteht. Diese Berechnungen werden vom Programm Alfa simultan mit der Th-Spektrenaufnahme ausgeführt.

Ein großer Unsicherheitsfaktor bei der ^{231}Pa -Bestimmung kommt durch den, bei permanenter Auslastung der Detektoren auftretenden, hohen Untergrund der kurzlebigen Tochternuklide des ^{228}Th -Spikes zu-

stande. Dieser hohe, und von Detektor zu Detektor hoch variable Untergrund wird bedingt durch den sog. "recoil effect" (vgl. HOANG & HEARTY, 1989). Es ist klar, daß die ^{231}Pa -Aktivitäten aus o.g. Gründen gegenüber Th und U nur mit großer Unsicherheit bestimmt werden können. Eine genauere ^{231}Pa -Aktivitätsbestimmung würde lange Detektorleerlaufzeiten und zusätzliche Untergrundmessungen notwendig machen. Aus diesem Grunde und aus den zu erwartenden geringen ^{231}Pa -Aktivitäten ist es nicht möglich die ^{231}Pa -Aktivitäten exakt zu messen. Deshalb wäre es auch unsinnig $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Pa}$ -Aktivitätsverhältnisse bestimmen zu wollen, da es bei der Bestimmung von Isotopenverhältnissen generell auf größte Genauigkeit ankommt um irgend eine Aussage treffen zu können. Im Gegensatz zur ^{231}Pa -Messung wirkt sich der Detektoruntergrund bei der Th- und U-Messung praktisch nicht aus.

Die gemessenen ^{231}Pa -Aktivitäten folgen im großen und ganzen, obwohl sie mit großen Fehlern behaftet sind, den allgemeinen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsverteilungen in den Sedimentoberflächen wie auch in den Sedimentkernen. Sie werden aus o.g. Gründen nicht gesondert behandelt und nur im Fall des SL 370-20 zur Altersdiagnose herangezogen.

2.15 Messung stabiler Sauerstoffisotope

Um die Frage zu beantworten, ob der Aragonit unter hydrothermalen Bedingungen gebildet wurde, oder ob er sich aus kaltem, im Serpentin zirkulierendem Meerwasser abgeschieden hat, wurden die stabilen Sauerstoffisotope gemessen. Diese Untersuchung sollte Aufschluß über die Bildungstemperatur des Aragonits geben. Dazu wurden zwei Proben ausgewählt und präpariert: eine Aragonitknolle und mehrere reine Aragonitkristalle, die zu einer Probe vereinigt wurden.

Die Messungen wurden, wie in VOGELSANG (1990) beschrieben, am ^{14}C -Labor des Institutes für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel an einem Finnigan MAT 251 Massenspektrometer durchgeführt. Die Messwerte wurden auf den PDB-Standard umgerechnet.

3 ERGEBNISSE

3.1 Lithologie der Sedimentkerne vom Nansen-Gakkel-Rücken

3.1.1 Farbe und Sedimentsequenzen

Detaillierte Kernbeschreibungen finden sich bei SPIELHAGEN et al. (1988). Für die hier untersuchten Kerne des NGR wird deshalb nur eine Übersichtsbeschreibung gegeben.

Die hervorstechende Eigenschaft aller KAL-Sedimentkerne des NGR ist die über den gesamten Rücken verbreitete gleiche Sedimentsequenz. Diese kommt durch die farblichen Unterschiede besonders deutlich zum Ausdruck. Im einzelnen handelt es sich um folgende Abfolge:

Die oberste Sedimentschicht (bis max. 75 cm) ist dunkelbraun, und aus sandig siltigem Ton zusammengesetzt. Gelegentlich sind einzelne, wenige Zentimeter dicke Sandlagen zwischengeschaltet. Insgesamt ist diese Sedimentpartie aber sehr homogen ausgebildet (Sedimenteinheit A). In SL 370-12 und SL 370-20 ist diese Sedimenteinheit intensiv rotbraun gefärbt. Darunter folgt mit zumeist scharfer Grenze eine Lage von hellbraunem-hellolivem tonig sandigem Silt (Tafel A, Abb. 1). Diese Sedimenteinheit zeigt eine starke Laminierung, die durch zahlreiche, ca. 1 mm dicke rostbraune Sand-Siltlagen zum Ausdruck kommt. Gelegentlich finden sich Tonklasten, die zumeist kantig ausgebildet sind (Sedimenteinheit B1).

Die Radiographievergleiche der Sedimenteinheit A von GKG und KAL des NGR zeigt, daß nur geringfügige Unterschiede vorhanden sind. Bei KAL und GKG 364 scheint das Sediment jedoch völlig identisch zu sein.

Ohne merklichen Materialwechsel erfolgt der etwas undeutliche Übergang zur tonig, sandig, siltigen Sedimenteinheit C1, die dunkelgrau ausgebildet ist und zahlreiche Tonklasten führt. Der Übergang zur Sedimenteinheit D1 ist sehr scharf ausgebildet. Es handelt sich um eine bis max. 2 cm dicke Lage von hellgrauem sandig siltigem Ton. Darunter folgt wieder Sediment ähnlich der Sedimenteinheit B1. Diese als B2 bezeichnete Sedimentschicht setzt sich nach unten sequenziell fort: B2-C2-D2-B3-C3-D3...D4. Darunter liegt eine homogene sandig, siltig, tonige Sedimenteinheit E mit hellbrauner Färbung. Diese geht zum Kernende hin über in tonig sandigen Silt von hellbraunem Farbton, mit zwischengeschalteten hellgrauen Streifen (Sedimenteinheit F) (s. lithologische Gliederung in Abb. 6). Diese Abfolge findet sich komplett ausgebildet in den Kernen KAL 364 und 365 und SL 370-12. In den Kernen KAL 371, 372 und 376 ist die Abfolge nur teilweise erschlossen bzw. die Zuordnung zu den Sedimenteinheiten fraglich. Die Mächtigkeiten der einzelnen lithologischen Sedimenteinheiten sind inner- als auch interkernmäßig unterschiedlich ausgebildet (Tab. 2). Die tonigen D-Lagen sind z.T. nur wenige mm dick, in SL 370-12 z.T. nur angedeutet ausgebildet, was evtl. auf die Art der Kernentnahme zurückzuführen ist, wahrscheinlicher aber durch die Kernposition am steilen Rifttalhang bedingt ist.

SL 370-20, das vom Boden des ca. 5.2 km tiefen Rifttals stammt, zeigt eine völlig abweichende Lithologie (s. lithologische Gliederung in Abb. 6). Zwischen 0 und 184 cm besteht das Sediment aus einer Wechsellagerung von sandigem und siltig-tonigem Material (Tafel A, Abb. 3). Die Wechsel treten im cm- bis dm-Bereich auf. Sie sind gut an den unterschiedlichen Materialeigenschaften, die in den

Radiographien sehr deutlich zum Ausdruck kommen, als auch farblich an abwechselnd helleren und dunkleren Brauntönen zu erkennen. Die gesamte Sedimenteinheit zeigt den typischen Charakter einer Wechselfolge von kleineren Turbiditsequenzen.

Tabelle 2: Sedimentologische Einheiten der Kerne vom NGR. Die Zahlen geben die Sedimentmächtigkeit (cm) an. n.v.: nicht vorhanden. *Die Zuordnung im unteren Teil von KAL 376 ist fraglich.

Sed.-Einheit	KAL 364 (cm)	KAL 365 (cm)	SL 370-12 (cm)	KAL 372 (cm)	KAL 376* (cm)
A	70	55	46	65(78)	45
B 1	67	62	61	60	65
C 1	56	80	90	>110	90
D 1	2	0.75	0.5		n.v.
B 2	30	21	5		8
C 2	3	3	1.5		n.v.
D 2	1	n.v.	n.v.		n.v.
B 3	25	20	36		n.v.
C 3	40	28	23		110
D 3	2	0.5	0.1		1
B 4	50	42	40		35
C 4	22	8	12		>20
D 4	1	0.5	0.4		
E	25	15	12		
F	>30	>20	>30		

gestört

Zwischen 35 cm und 40 cm treten zwei ca. 2 mm dicke, braunrote tonige Lagen auf. Bei 184 cm geht die turbiditische Sedimenteinheit mit scharfer Grenze über in eine 10 cm mächtige, ungeschichtete braune Lage, die, neben etwa gleichen Anteilen an Sand, Silt und Ton, einen hohen Anteil an Serpentinbruchstücken von Kiesgröße führt. Sie deutet auf einen Felssturz hin. Die sich anschließende Sedimentschicht besteht aus Sedimentmaterial von Ton- bis Sandkorngröße und zeigt farblich unterschiedliche Brauntöne mit gelegentlich auftretenden hellgrauen Schmitzen. In der Radiographie sind deutlich Diskordanzen, Schrägschichtung sowie gebogene und grobflaserige Textur zu erkennen. Bei 3 m folgt eine ca. 2 cm mächtige schwarze Lage von tonig bis sandigem Material, die auch in der Radiographie deutlich hervortritt. Der diese Schicht unterlagernde Teil des Kernes ist farblich durch eine Wechselfolge von braunem und grauem, hauptsächlich tonig siltigem Sediment, gekennzeichnet. Dieser deutlich lagige Aufbau kommt jedoch in der Radiographie nicht zum Ausdruck. Das Sediment ähnelt sehr der oberhalb der schwarzen Lage auftretenden Sedimenteinheit. Es könnte sich um Rutschmassen handeln.

3.1.2 Sedimentgefüge

Die Textur der Kerne ist deutlich lagig und streifig. Dies wird in der Hauptsache durch dünne, sandige Lagen, sowie durch Farbnuancen hervorgerufen. In den Radiographien erkennt man gelegentlich ein deutliches Fließgefüge in den Sandlagen, welches, über einer Erosionsfläche, durch Bodenströmungen verursacht ist (z.B. KAL 364: 330 cm) (Tafel A, Abb. 2).

Weiterhin fällt der deutlich klastische Charakter, besonders der dunkelgrauen Lagen, auf. Die Tonklasten sind in der Mehrzahl oval kantig, gelegentlich auch abgerundet. Der Durchmesser beträgt im Durchschnitt ca. 1 - 2 cm. Der größte beobachtete dunkelgraue Klast tritt in Sedimenteinheit C2 in KAL 364 auf. Er ist gerundet und hat einen Durchmesser von ca. 12 cm, größer als die Sedimenteinheit selbst (Tafel A, Abb. 4).

Zwei weitere, noch größere Klasten finden sich innerhalb einer nicht näher zu definierenden dunkelgrauen Sedimenteinheit des KAL 376. Sie sind braunoliv, länglich bzw. gebogen und messen ca. 20 cm. Generell sind die Klasten gegenüber dem umgebenden Sediment verfestigt, und sind im frischen Anschnitt der Kerne gut durch ihre höher lichtreflektierenden Eigenschaften zu erkennen, was z.T. sehr gut in der Farbfotografie zum Ausdruck kommt. Neben den Tonklasten finden sich in den Sedimenteinheiten B und C Kohlestücke von bis zu 2 cm Breite. Auch rotbraune, eisenreiche sandige Konkretionen werden gelegentlich in den B-Sedimenteinheiten beobachtet. Im obersten Bereich der Sedimenteinheit B1 von KAL 372 werden wellenförmige Ablagerungen beobachtet in die hellbraune, kantige Klasten eingelagert sind. Die Radiographie läßt zudem Störungen erkennen, die auf eine Sedimentrutschung zurückzuführen sind. Eine kleine Störung finden sich auch im tiefen Teil von SL 370-12 bei 2 m. Diese Störung scheint nicht durch die Kernentnahme bedingt zu sein, da sich die Störungsfläche farblich abzeichnet. Der Vertikalversatz beträgt bei einem Winkel von ca. 60° in der Schnittfläche nur 2 cm. Dagegen ist die Störung bei 3.50 m so stark, daß die darunter liegende Abfolge nicht mehr kontinuierlich ist. Der Störungswinkel hat ca. 45° in der Schnittfläche. Auch diese Störung scheint nicht durch die Kernentnahme bedingt. Unterhalb der vollständigen Sedimenteinheit A zeigt KAL 371 eine klassische Rutschung, welche die generelle Sedimentabfolge zwar teilweise enthält, aber durch Verkippung und evtl. Doppelagerung zur stratigraphischen Analyse völlig ungeeignet ist.

TAFEL A

Abb. 1: Radiographien (Positive) der Übergangszone zwischen oberster Sedimenteinheit A (hellgrau, oberhalb des Pfeiles) und Sedimenteinheit B1 (dunkelgrau, unterhalb des Pfeiles) von drei Sedimentkernen des Nansen-Gakkel-Rückens. Die Kerntiefen sind jeweils links verzeichnet. KAL 372 zeigt eine kleine Rutschung im obersten Teil der B1 Sedimenteinheit, die von Sediment überlagert wird, das offensichtlich durch einen Konturstrom abgelagert wurde. Diagenetische Streifung ist bei 95 cm sichtbar. IRD (schwarz) ist typisch für die Sedimenteinheit B. Lebensspuren vom *Planolites*-Typ zeigen sich in KAL 364 und SL 370-12.

Abb. 2: Grobkörnige Lage, die unter hydrodynamischen Bedingungen über einer Erosionsfläche abgelagert wurde (Pfeil). KAL 364: 327 cm. Radiographie (Positiv).

Abb. 3: Typisches turbiditisches Sediment der Sedimenteinheit A in SL 370-20. Radiographie (Positiv).

Abb. 4: Ca. 10 cm große Tonklaste im Sediment von KAL 364: 230 cm.

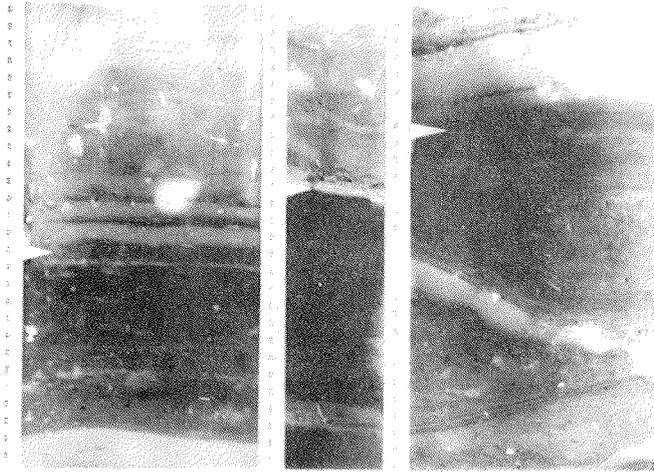
Die Störung in KAL 372 (s.o.) ist offensichtlich mit dieser Rutschmasse in Verbindung zu bringen, da die Kerne in unmittelbarer Nachbarschaft liegen.

KAL 11-364

SL 370-12

KAL 11-372

A



1

KAL 11-364



2

85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95



3

4



Dropstones von Grobkiesklasse oder größer werden generell nur sehr wenige in den Sedimenten des NGR beobachtet. In den Radiographien zeigen sich größere Dropstones zumeist in der Fein- und Mittelkiesklasse.

Lebensspuren sind generell rar. Vereinzelt treten *Planolites*-Lebensspuren in der oberen Sedimenteinheit A und im obersten Teil der B1-Sedimenteinheit auf. Auch in den übrigen B-Sedimenteinheiten treten gelegentlich Wühlgefüge auf. *Chondrites*-Lebensspuren finden sich in der Sedimenteinheit E. Schwerelot 370-20 zeigt keinerlei Anzeichen von Bioturbation.

Die oben beschriebenen Sedimentsequenzen lassen sich über 100 km, also entlang des gesamten beprobten Bereichs des NGR, also auch über das Rifttal hinweg, verfolgen. Die Sedimentabfolge ist durch 5 Kastenlote und ein Schwerelot dokumentiert.

3.2 Karbonatgehalte

Die Karbonatbombe zeigte sich, bedingt durch die i.a. geringen Karbonatgehalte der arktischen Sedimente, als wenig hilfreich bei der Erstellung von hochauflösenden Karbonatkurven. Die gemessenen Werte lassen sich nicht mit den an Land ermittelten Karbonatwerten vergleichen, da die Messungen im Konzentrationsbereich <10 - 15 Gew.-% Karbonat zu ungenau sind. Die Übersichtsmessungen gaben jedoch an Bord erste wichtige Hinweise auf die generelle Karbonatarmut der Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. Die Karbonatgehalte der hier untersuchten arktischen Sedimente sind i. allg. sehr niedrig. Die Gehalte der Sedimentoberflächen liegen generell unter 15 Gew.-%. Die niedrigsten Werte werden im Rifttal und bei den Stationen 362 und 382 beobachtet. Die Kerne des NGR zeigen lediglich Gehalte <5 Gew.-%. Nach smear slide Untersuchungen aller Kernproben sind die karbonatischen Partikel zu > 90 % biogener Natur: Foraminiferen und Coccolithen. Untergeordnet finden sich auch terrigene Karbonatpartikel. Nur vereinzelt werden auch Karbonatrhomboederkristalle (ca. 10 µm Ø) beobachtet, die authigen gebildet sein könnten. In KAL 364 und SL 370-12 zeigen sich in der A-Sedimenteinheit zyklische Schwankungen mit drei Peaks, die der Zeit des späten Sauerstoffisotopenstadiums 5, Sauerstoffisotopenstadium 3 und dem Holozän zugeordnet werden können. Die Sedimente aus der Zeit des Sauerstoffisotopenstadiums 5e sind karbonatarm. In KAL 372 sind diese peaks, bedingt durch zwischengeschaltete Sandlagen, nur undeutlich ausgeprägt. Die oliven und grauen Sedimenteinheiten (B und C) sind sehr karbonatarm. Die D-Sedimenteinheiten führen i.a. planktonische Foraminiferen und haben deshalb erhöhte Karbonatgehalte. In SL 370-20 finden sich lediglich in der Sedimenteinheit A Karbonatgehalte zwischen 2 - 4 Gew.-%, die hauptsächlich von planktonischen Foraminiferen herrühren (Abb. 6).

Generell läßt sich feststellen, daß in den hier untersuchten Kernen Karbonatgehalte > 2 Gew.-% durch das vermehrte Auftreten von Foraminiferen bedingt sind.

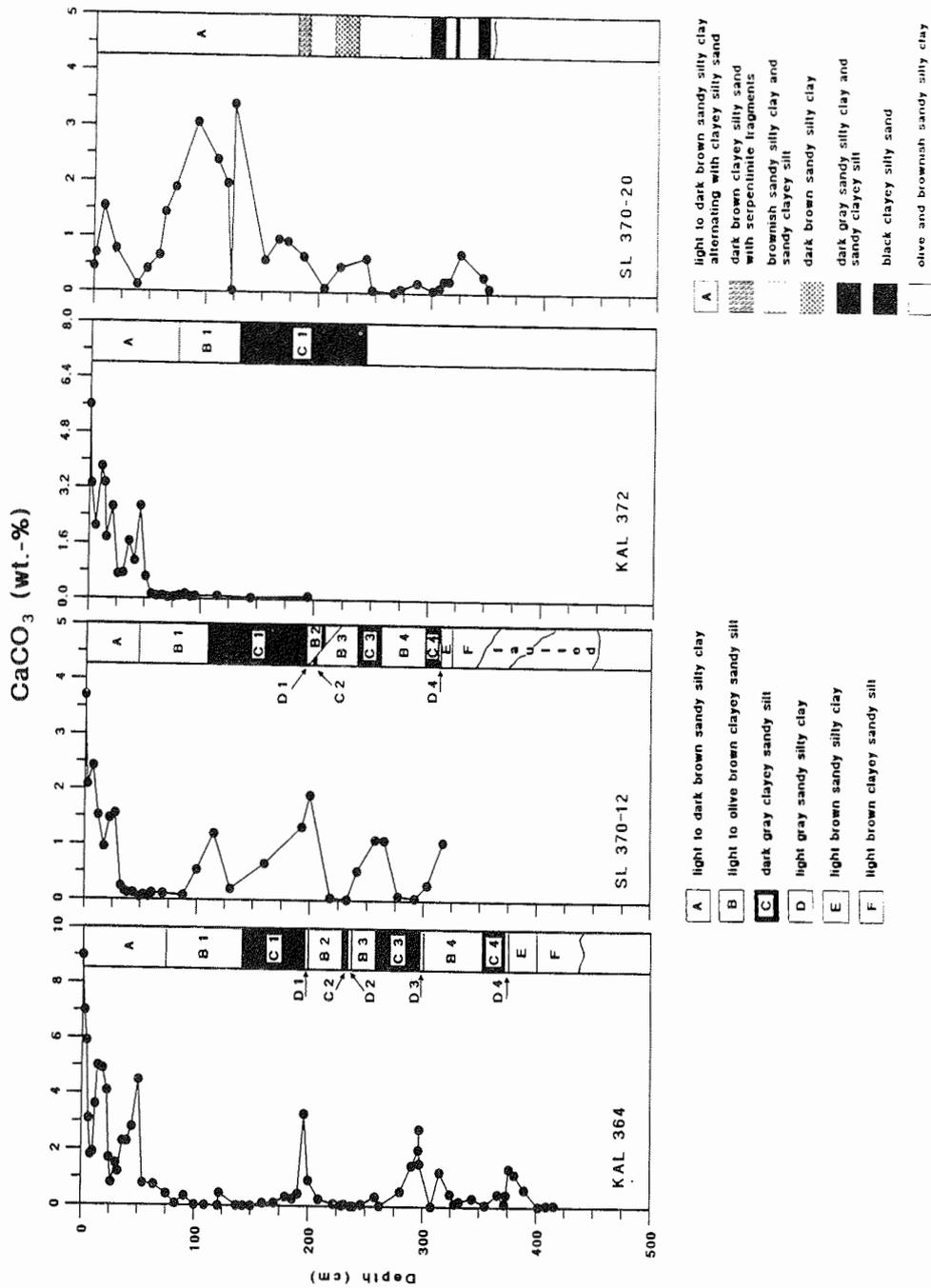


Abb. 6: Karbonatgehalte von 4 Kernen des Nansen-Gakkel-Rückens mit Legende zur Lithologie. Die linke Legende gilt für die Sedimentkerne KAL 364, SL 370-12 und KAL 372; die rechte Legende gilt nur für SL 370-20.

3.3 Organischer Kohlenstoff (TOC) und Schwefel

Die TOC-Gehalte der Sedimentoberflächen liegen zwischen 0.5 und 1.8 Gew.-%. Die höchsten Werte zeigen der Barentsseeeselfhang und die Stationen 310 und 340 im Nansen-Becken. Die niedrigsten Werte finden sich am NGR. Die TOC-Gehalte der Kerne KAL 364 u. SL 370-12 liegen zwischen 0.2 und 1.8 Gew.-%. Dabei sind die Gehalte >0.6 Gew.-% eindeutig mit den grauen C-Sedimenteinheiten korreliert. SL 370-20 zeigt lediglich in zwei dunkelgrauen Lagen am Kernende erhöhte Gehalte von 0.8 und 1 Gew.-%.

Die S-Gehalte der salzfreien Sedimente liegen bei den Sedimentoberflächen und SL 370-20 zwischen 0.01 und 0.06 Gew.-%. KAL 364 und SL 370-12 haben S-Gehalte zwischen 0.01 und 0.25 Gew.-%. Gehalte >0.05 Gew.-% sind eindeutig mit den dunkelgrauen C-Sedimenteinheiten korreliert (Abb. 7).

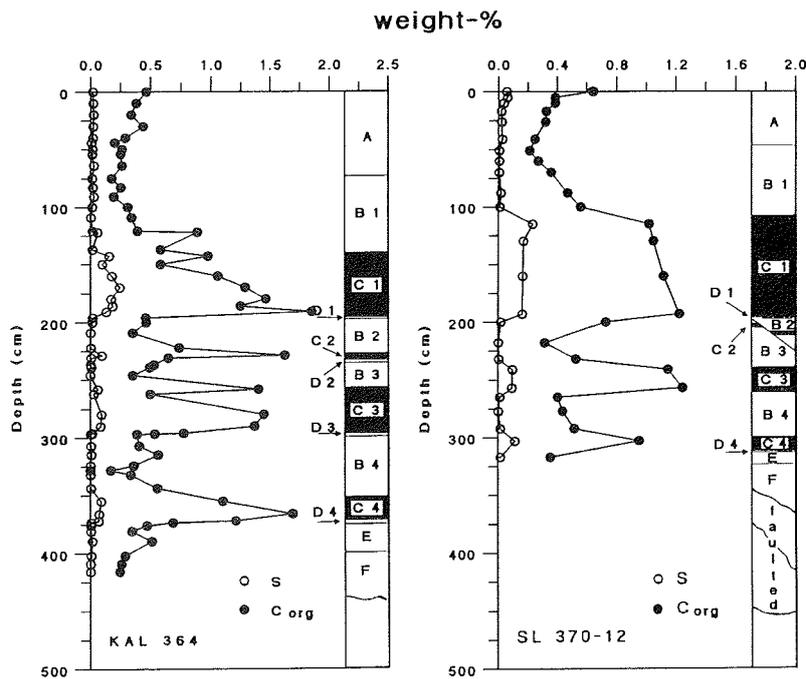


Abb. 7: TOC- und S-Gehalte in KAL 364 und SL 370-12.

Die HI-Werte der Rock-Eval Pyrolyse von KAL 364 liegen bei unterschiedlichen TOC-Gehalten mit einer Ausnahme unterhalb von 300 (Abb. 8) und repräsentieren somit den eingangs erwähnten Kerogen-Typ III, sprechen also für überwiegend terrestrische Herkunft des organischen Materials (Kohle). Lediglich die Probe aus dem Übergangsbereich zwischen den Sedimenteinheiten A und B1 gibt mit einem HI-Wert von 750 eventuell einen Hinweis auf den Kerogen-Typ I.

Nach makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen besteht fast das gesamte organische Material in den Sedimentkernen aus kohligem Substanz (BISCHOFF et al. 1990). Dabei handelt es sich i.w. um Hartbraunkohlen und gelegentlich auch um Graphit, der aber zumeist in Gesteinsbruchstücken eingeschlossen ist. Das Auftreten von Kohle in der Sand- und Kiesfraktion belegt eindeutig die Herkunft als eistransportiertes Material. Obwohl sich die Kohle hauptsächlich in den grauen C-Sedimenteinheiten findet, ist auch in den A- und B-Sedimenteinheiten terrestrisches organisches Material vorhanden, wie die Rock-Eval Analysen belegen (vgl. auch KUBISCH, 1991). Als weitere terrestrische Quelle des TOC findet sich untergeordnet rotbrauner Succinit (evtl. auch Retinit), der zumeist scheibenförmig (0.5 - 1 mm Ø) in zahlreichen Kernen des östlichen Arktischen Ozeans in sämtlichen Sedimenteinheiten auftritt (Tafel B, Abb. 2). Die Bernsteinpartikel machen einen mechanisch stark aufgearbeiteten Eindruck. Die Harze zeigen u.d.M. z.T. anormale Anisotropie. Die Dichte beträgt etwa 1.1 g/cm³; der Brechungsindex beträgt etwa 1.538. In den grauen C-Sedimenteinheiten findet sich, sowohl verwachsen mit den Kohlen als auch frei, framboidaler oder kettenförmig verwachsener Pyrit bzw. Markasit. Diese Minerale sind eindeutig die Schwefelträger in den dunkelgrauen Sedimentlagen.

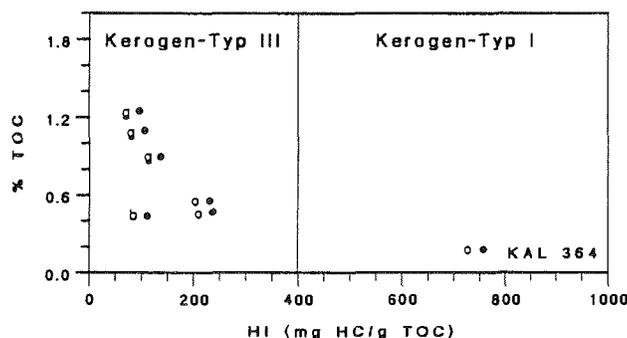


Abb. 8: Wasserstoffindex (HI) als Ausdruck der Kerogentypen in KAL 364. Braune (b), olivbraune (o) und graue (g) Sedimente.

3.4 Granulometrie

Die Korngrößenverteilung wurde an ausgewählten Proben von drei langen Sedimentkernen des NGR (KAL 364, SL 370-12, SL 370-20) und an sämtlichen Oberflächenproben bestimmt.

3.4.1 Korngrößenverteilung in den Sedimentkernen

Die Tongehalte in den Sedimentkernen schwanken zwischen 10 und 80 Gew.-%. Die höchsten Werte finden sich in KAL 364 und SL 370-12 in den A-, D- und E-Sedimenteinheiten. B- und C-Sedimenteinheiten sind charakterisiert durch generell niedrige Tongehalte.

Die Sandgehalte schwanken zwischen 0 und 60 Gew.-%, wobei i.d.R. 40 Gew.-% nicht überschritten werden. Die höchsten Werte werden in den

B- und C-Sedimenteinheiten beobachtet, die niedrigsten in den A-, D- und E-Sedimenteinheiten. Nach Siebanalysen der Sandfraktionen von KAL 364 (U. PAGELS, pers. Mitt.) wird die Sandfraktion i.w. durch die Feinsandklassen zwischen 63 und 250 μm repräsentiert. Generell zeigt Sand gegenüber Ton ein gegenläufiges Verhalten in den Sedimentkernen.

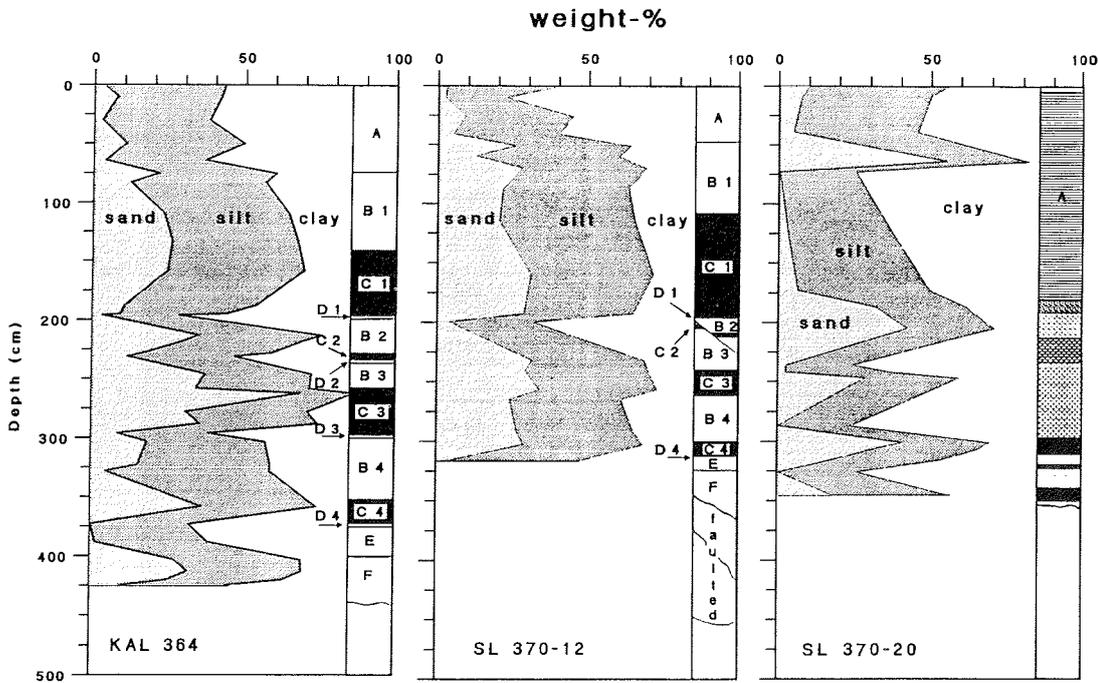


Abb. 9: Korngrößenverteilung dreier Sedimentkerne vom Nansen-Gakkelerücken.

Die Siltanteile liegen zwischen 15 und 55 Gew.-%. Silt zeigt von Sand und Ton unabhängige Verteilungsmuster in den Kernen. Einige Teile der Siltkurven gehen parallel mit Sand, andere parallel mit Ton. Zumeist ist jedoch beim Silt kein Zusammenhang mit den übrigen Kornklassen festzustellen (Abb. 9). In KAL 364 fällt der höchste Siltanteil von 55 Gew.-% mit einer Strömungsmarke bei 3.30 cm zusammen. Hier scheint der hohe Siltgehalt ein Anzeiger für hydrodynamische Sortierungsprozesse zu sein (vgl. Tafel A, Abb. 2).

3.4.2 Korngrößenverteilung der Sedimentoberflächen

Die Tongehalte der Sedimentoberflächen schwanken zwischen 25 und 85 Gew.-%, wobei der Mittelwert zwischen 50 - 60 Gew.-% liegt. Die niedrigsten Werte zeigen die Stationen 269 und 430, die höchsten die Stationen 362 und 382.

Die Sandgehalte liegen generell unter 12 Gew.-%. Lediglich die Stationen 269 und 430 haben Gehalte von 20 bzw. 33 Gew.-%. Sandminima mit nahezu 0 % zeigen die Stationen 362 und 382.

Die Siltfraktionen zeigen Werte zwischen 55 und 15 Gew.-%, wobei hauptsächlich Anteile von 30 - 50 Gew.-% beobachtet werden. Ausgeprägte Siltminima führen die Stationen 362 und 382.

In den Oberflächensedimenten zeigen Ton und Silt, im Gegensatz zu den Sedimentkernen, deutlich erkennbar, ein gegenläufiges Verhalten (Abb. 10).

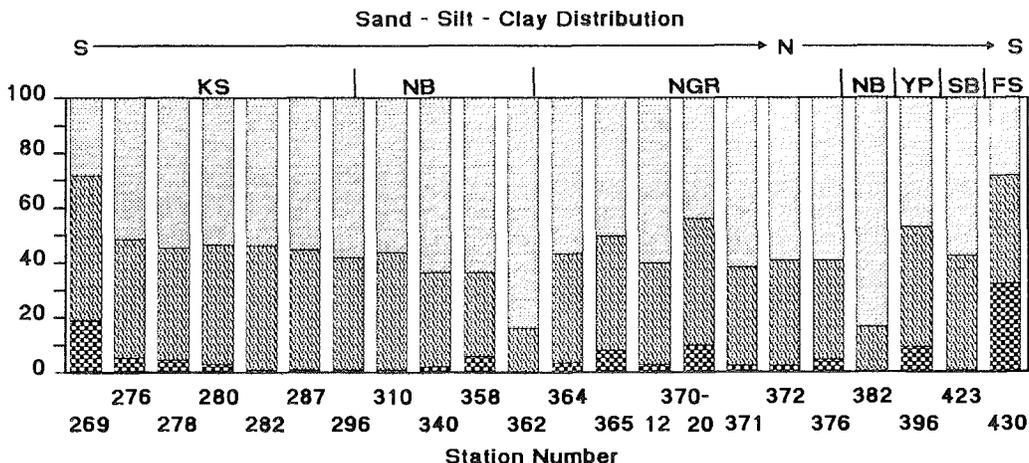


Abb. 10: Korngrößenverteilung der rezenten Sedimentoberflächen (CFB). Unterster Teil der Säulen: Sand; mittlerer Teil der Säulen: Silt; oberster Teil der Säulen: Ton. KS: Kontinentalhang; NB: Nansen-Becken; NGR: Nansen-Gakkel-Rücken; YP: Yermak-Plateau; SB: Sofia-Becken; FS: Framstraße.

Der Median liegt mit Ausnahme der Stationen 269 und 430, wo er jeweils ca. 30 μm beträgt, und den Stationen 370-20 und 396 wo er zwischen 2 und 5 μm beträgt, unterhalb von 2 μm . Solch kleine Mediane, die also in der Tonfraktion liegen, finden sich in den Sedimentkernen lediglich in den Sedimenteinheiten A, D und E.

3.5 Sedimentphysikalische Eigenschaften

Die Sedimente aller beprobten Sedimentkerne von ARK IV/3 (>90 % aller Kerne) zeigen Trockenraumgewichte (TRG) die zwischen 0.4 und 1.8 g/cm^3 liegen. Die Feuchtraumgewichte (FRG) liegen zwischen 1.3 und 2.1 g/cm^3 . Die Porositäten schwanken zwischen 85 und 35 %. Die Wassergehalte (bezogen auf das Trockengewicht) schwanken zwischen 180 und 20 %. Da aufgrund der detritischen Natur der Sedimente die Wassergehalte und Porositäten der Sedimentkerne i.w. umgekehrt proportional zu den TRG bzw. FRG sind, sollen im folgenden lediglich die für diese Untersuchungen wichtigen TRG besprochen werden.

3.5.1 Trockenraumgewichte

Die TRG der NGR-Kerne KAL 364, KAL 365, SL 370-12, KAL 371, KAL 372 und KAL 376 sind entsprechend den auftretenden Sedimentsequenzen gleich (Abb. 11). Typisch sind geringe, schwankende Gehalte zwischen 0.5 und 1 g/cm³ in den A-Sedimenteinheiten. Eine schlagartige Erhöhung auf 1.3 bis 1.4 g/cm³ ist jeweils am Übergang von der Sedimenteinheit A zur Sedimenteinheit B1 festzustellen. Diese Werte sind typisch für die B-, C- und F-Sedimenteinheiten. Hier können die Werte in besonders grobkörnigen Partien bis auf ca. 1.7 g/cm³ ansteigen. D- und E-Sedimenteinheiten zeigen mit den A-Sedimenteinheiten vergleichbare Werte um 1 g/cm³.

In Abb. 11 sind neben den TRG auch die FRG dargestellt. Eingetragen sind auch die Wärmeleitfähigkeitswerte (vgl. THIEDE, 1988) aus SPIELHAGEN et al. (1988). Verblüffend ist die numerische Ähnlichkeit der Wärmeleitfähigkeitswerte mit den TRG. Nach den hier festgestellten Korrelationen ist es deshalb möglich, im östlichen Arktischen Ozean die TRG annähernd genau durch Wärmeleitfähigkeitsmessungen zu bestimmen (Abb. 12). Die hier festgestellte Beziehung zwischen TRG und Wärmeleitfähigkeit (k) errechnet sich nach der Korrelation zu:

$$k \text{ (W/m/K)} = 0.819 - 0.267 * \text{TRG} + 0.473 * \text{TRG}^2 \quad (14)$$

Die gute Übereinstimmung kann mit dem silikaklastischen Sedimentcharakter erklärt werden. Für die Sedimente im östlichen Arktischen Ozean gilt empirisch:

$$\text{Wärmeleitfähigkeit (W/m/K)} \approx \text{Trockenraumgewicht (g/cm}^3\text{)}$$

Abb. 12 zeigt, daß nach Gleichung (14) die numerische Übereinstimmung zwischen TRG und k am besten bei grobkörnigen Sedimenten mit relativ hohem TRG gegeben ist. In tonreichen, nur schwach konsolidierten Sedimenten ist die Übereinstimmung schlechter, d.h. die TRG sind numerisch etwas geringer als k.

Die TRG des KAL 371 sind in der A-Sedimenteinheit identisch mit den Werten der übrigen Kerne. Unterhalb dieser Sedimenteinheit schwanken die Werte jedoch in atypischer Weise, was eindeutig durch die hier beobachtete Rutschung bedingt ist (vgl. Abb. 11, KAL 371).

Generell läßt sich feststellen, daß die durch gravitative Kompaktion bedingte Zunahme der TRG nach der Tiefe (vgl. HOLLER & KASSENS, 1989) in den Sedimenten des NGR von starken Schwankungen überlagert werden. Dies liegt im wesentlichen an den hohen terrigenen Sandgehalten (Abb. 13). Die TRG zeigen deshalb Schwankungen in der Sedimentationsrate und der Art des sedimentierten Materials an, da das TRG eine Kenngröße darstellt, die von Sedimentmaterial und Konsolidierungsgrad abhängig ist.

Die Kerne lassen sich mittels TRG und FRG gut korrelieren. Dies gilt auch für die Wassergehalte, Porositäten (s. Anhang Tab. 11) und die Wärmeleitfähigkeiten. Durch die hier durchgeführte Datierung von Sedimentkernen des NGR ist es sogar möglich, mittels den sedimentphysikalischen Parametern, Stratigraphie an den Sedimenten des NGR zu betreiben.

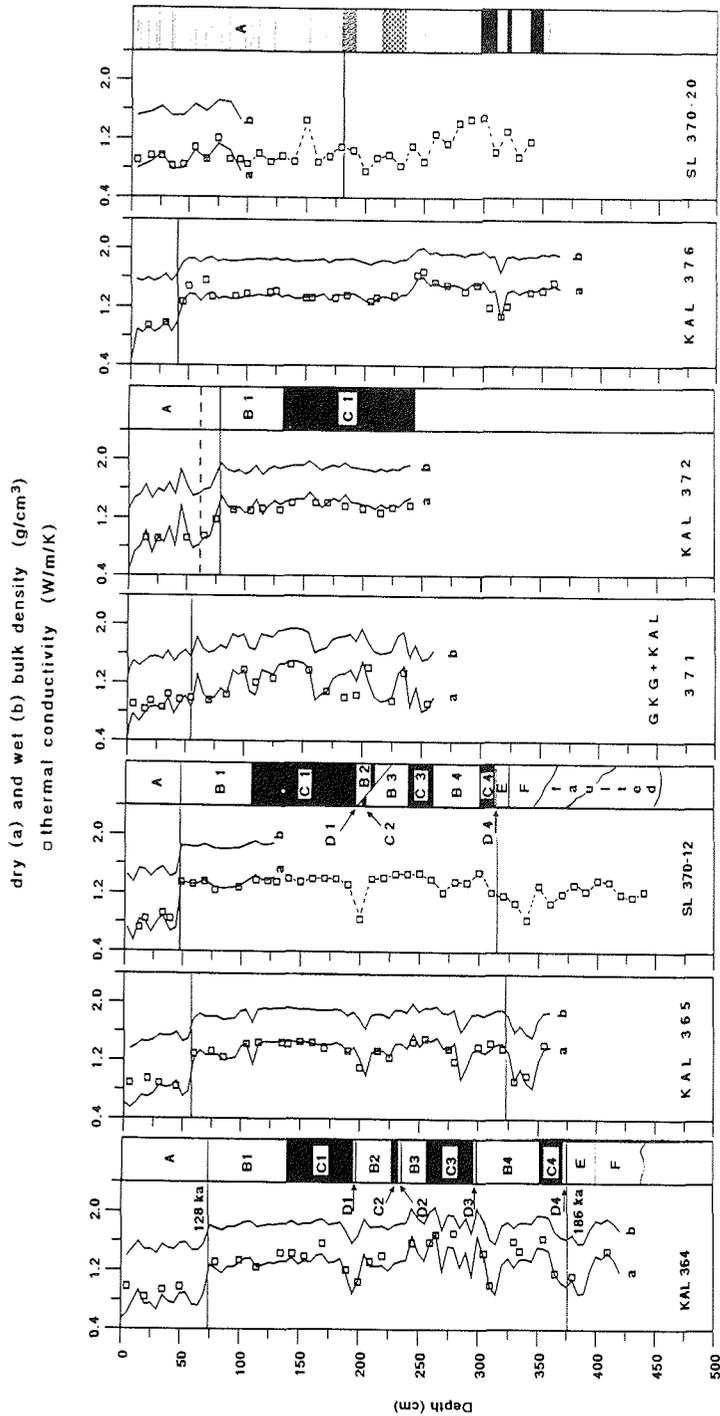


Abb. 11: Feucht- und Trockenraumgewichte der Sedimentkerne vom Nansen-Gakkeler-Rücken. Dargestellt sind ebenfalls die Wärmeleitfähigkeitswerte aus SPIELHAGEN et al. (1988). Die durchgezogenen Striche markieren die obere und, sofern vorhanden, untere Grenze der Sedimente der Kaltzeit zwischen 128 und 186 ka.

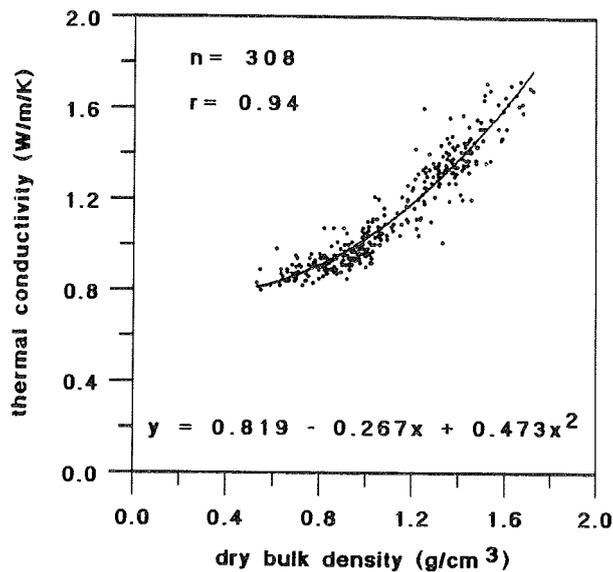


Abb. 12: Korrelation zwischen Trockenraumgewicht und Wärmeleitfähigkeit an Sedimenten des östlichen Nordpolarmeeres.

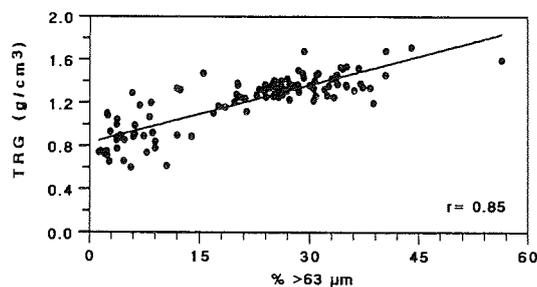


Abb. 13: Korrelation von Sandgehalt und Trockenraumgewicht in KAL 364 und SL 370-12 vom NGR. Die gute lineare Korrelation belegt den untergeordneten Faktor der Kompaktion.

3.6 Mineralogie und Stoffinhalt der Sedimente

3.6.1 Haupt- und Nebenkompnenten

Die Hauptbestandteile sind generell Quarz, Feldspat und Tonminerale. Mit unterschiedlichen Anteilen sind Gesteinsbruchstücke ebenfalls ein wesentlicher Bestandteil, besonders in den B-, C- und F-Sedimenteinheiten.

Dropstones (IRD >2 mm) werden vorrangig in den B- und C- und F-Sedimenteinheiten beobachtet. Die geringsten Dropstonegehalte finden sich in den A-, D- und E-Sedimenteinheiten, was besonders gut durch

die Gehalte der >500 µm-Fraktion (U. PAGELS, pers. Mitt.) in KAL 364 zum Ausdruck kommt. Dropstones konnten in den Sedimentoberflächen nur gelegentlich beobachtet werden. In SL 370-20 finden sich extrem wenige Dropstones. Lediglich im unteren Kernbereich sind gelegentlich einige wenige zu finden.

Biogene Komponenten beschränken sich hauptsächlich auf die Sedimentoberflächen bzw. auf die oberflächennahen Sedimente. Es handelt sich dabei vorrangig um Foraminiferen, Coccolithen, Diatomeen und Skleren von Kieselschwämmen (Monaxone und Tetraxone). Letztere finden sich bevorzugt in den Oberflächensedimenten der Stationen 269 bis 310 und auf dem Yermak-Plateau. Bei der Station 376 fanden sich auf der Sedimentoberfläche des GKG Muschelschalen, die zumeist mit Manganoxid überzogen waren. Kalkige planktonische Foraminiferen treten auch in gewissen D-Sedimenteinheiten der Sedimentkerne vom NGR auf. Sand-schalige, agglutinierende Foraminiferen sind beim ARK IV/3-Transect, mit Ausnahme der Stationen am NGR, überall verbreitet.

Besonders in den C-Sedimenteinheiten (untergeordnet auch in den B-Sedimenteinheiten) finden sich als Nebenbestandteile Kohlebruchstücke und Pyrit oder Markasit. Kohle wurde in Spuren auch in den Sedimentoberflächen der Stationen 280 und 282 am Schelfhang beobachtet. Auf Bernstein wurde schon in Abschnitt 3.3 hingewiesen.

Gelegentlich werden vulkanische Gläser von weißer, brauner, grünlicher und gelber Färbung beobachtet. Im Bereich des NGR läßt sich eine tendenzielle Häufung des Glasanteils feststellen. Aschelagen wurden jedoch nirgends beobachtet.

Besonders im Bereich des NGR finden sich in den A- und E-Sedimenteinheiten Eisenoxyhydroxide, die zumeist mit Tonpartikeln vergesellschaftet sind, aber auch Silt- und Sandpartikel krustenförmig überziehen. Eisenreiche Überzüge finden sich auch in dünnen sandig-siltigen Lagen der B1-Sedimenteinheiten, die makroskopisch durch ihre rostbraune Farbe auffallen und auch in den Radiographien deutlich zum Vorschein treten. Darüberhinaus finden sich auch rostfarbene eisenreiche Partikel. Diese stammen höchstwahrscheinlich von stark hydrothermal alteriertem basaltischen Material des NGR. Solches Material wurde in KAL 370 gefunden und führt dort neben einer amorphen Eisenphase dunkelbraunes Glas und Phillipsit.

Auch das vermehrte Auftreten von Serpentinfasern ist typisch für die Oberflächensedimente des NGR. Sie stammen von am NGR anstehenden Serpentiniten, die ebenfalls in KAL 370 gefunden wurden. Serpentinbruchstücke des NGR konnten, abgesehen von KAL 370, lediglich in SL 370-20 in 184 - 192 cm Tiefe festgestellt werden. Ihr Auftreten kann als Ergebnis eines distalen Felssturzes gedeutet werden.

Untergeordnet finden sich in den Sedimentkernen des NGR auch Schwerminerale wie Pyroxen, Turmalin, Erz und andere, die jedoch nur in den Smearslides nachgewiesen werden konnten, da die Gehalte für die Röntgendiffraktometrie des Gesamtsedimentes zu gering sind. Hier wurden i.a. lediglich Quarz, Feldspat und Ton nachgewiesen.

In einer schwarzen sandigen Lage bei 302 cm in SL 370-20 finden sich zahlreiche Mineralkörner (Pyroxene ?) die sehr stark mit Manganoxid überzogen sind.

3.6.2 Magnetische Schwerminerale

Die hohen magnetischen Suszeptibilitäten der Sedimente im Bereich des NGR und insbesondere im Rifttal (vgl. THIEDE, 1988), gaben Anlaß die Mineralogie und Gehalte der magnetischen Komponenten zu untersuchen. Dies besonders auch deshalb, weil festgestellt wurde, daß Teile der Sedimente von SL 370-20 magnetisch sind.

Die auf magnetisches Material untersuchten Sandfraktionen der Sedimentoberflächen zeigen i.a. Gehalte unter 0.1 Gew.-% (bezogen auf Gesamtsediment). Bei den Stationen 370-12, 370-20 und 371 jedoch liegen die Gehalte zwischen 0.2 und 0.35 Gew.-%.

In den Sedimentkernen KAL 364, SL 370-12 und SL 370-20 wurden neben den Sandfraktionen auch die Siltfraktionen untersucht.

Die Ergebnisse zeigen, daß allgemein die Gehalte der magnetischen Partikel in der Sandfraktion wesentlich geringer sind als in der Siltfraktion.

Tabelle 3 : Variationen und Verteilungen der magnetischen Partikel.
*die Gehalte der Tonfraktionen sind Schätzwerte.

Kern	Gew.-% (bez. a. Gesamtsediment) in der Fraktion			Gew.-% d. Fraktion			Gew.-% (bez. a. Gesamtsediment) in der Fraktion		
	Sand	Silt	Ton*	Sand	Silt	Ton*	Sand+Silt	+Ton*	
KAL 364	0-0.08	0-0.3		0-1.2	0-0.95		0-0.33		
370-12	0-0.15	0-0.35		0-12	0-1.8		0-0.5		
370-20	0-5.5	0-6.5	2-70*	0-100	0-28	3-90*	0-6.5	2-75*	

Umgekehrte Verhältnisse finden sich lediglich in SL 370-20 bei 287 cm, wo sie detritischen Eintrag von Magnetit aus Serpentiniten des NGR anzeigen.

Die Ergebnisse von KAL 364 zeigen den deutlichen Zusammenhang zwischen Korngrößenverteilung und Gehalt an magnetischen Partikeln: in den A- und D-Sedimenteinheiten sind die Gehalte höher als in den B- und C-Sedimenteinheiten. Allgemein lassen die Ergebnisse vermuten, daß der größte Anteil an magnetischen Partikeln in der Tonfraktion vorkommt.

Die absoluten Gehalte der magnetischen Anteile am Sediment sind in den Kernen des Rifttals am höchsten. In SL 370-20 finden sich Bereiche, wo der magnetische Siltanteil fast 30 % ausmacht und eine Probe am Kernende besteht in der Sandfraktion zu 100 % aus magnetischem Material. Durch eine grobe Abschätzung des magnetischen Anteils in der Tonfraktion von SL 370-20 errechnen sich gesamt magnetische Anteile zwischen 2 und ca. 20 Gew.-%, wobei eine Probe bis zu 75 Gew.-% aufweist.

Die mittels Lichtmikroskop, Rasterelektronenmikroskop und XRD erzielten mineralogischen Ergebnisse aus einem Teil der magnetischen

Sand- Silt- und Tonfraktionen lassen sich folgendermaßen zusammenfassen:

Der überwiegende magnetische Anteil in den Sandfraktionen der Sedimentoberflächen und den Sand- und Siltfraktionen der Sedimentkerne KAL 364 und SL 370-12 besteht aus Magnetit, der zu großen Teilen terrigener Herkunft sein dürfte. Der magnetische Anteil in der A-Sedimenteinheit von SL 370-12 der den in der A-Sedimenteinheit von KAL 364 übersteigt, wird zum Großteil als vulkanogener Anteil vom NGR interpretiert. Hauptsächlich vulkanogen dürfte der größte Teil des magnetischen Materials von SL 370-20 sein.

Die XRD-Daten von drei Proben des SL 370-20 zeigen folgende mineralogischen Ergebnisse:

Die magnetischen Siltpartikel aus einer braunen Sedimentprobe bei 10 cm bestehen ausschließlich aus Magnetit (Titanomagnetit nach EDAX).

Die magnetischen Sandpartikel bei 187 cm bestehen aus reinem Magnetit, der mit Serpentin assoziiert ist.

Eine rotbraune Klaste aus 236 cm enthält in der Ton- und Siltfraktion Goethit, Maghemit und Magnetit. In der Sandfraktion finden sich idiomorpher und xenomorpher Magnetit und Titanomagnetit. Der Magnetit zeigt gelegentlich Schrumpfrisse an der Oberfläche. Lösungsstrukturen können auch beobachtet werden. Besonders in der Siltfraktion finden sich Magnetitverwachsungsstufen. Mittels EDAX lassen sich hier oft Spuren von Zn und gelegentlich Ni nachweisen. Ob es sich dabei um eingewachsene oder entmischte eigene Phasen (Franklinit bzw. Trevorit) handelt, kann mit den hier angewendeten Methoden nicht entschieden werden.

Die magnetischen Sand- und Siltfraktionen aus einer hellbraunen Sedimentlage bei 326 cm bestehen aus Pyrrhotin, Maghemit und Magnetit. Pyrrhotin ist plättchenförmig und zeigt gelegentlich Wachstumsstreifung (Tafel B, Abb. 3). EDAX zeigt merkliche Gehalte an Cr und Ni. Die Plättchengröße in der Sandfraktion liegt i.a. bei ca. 100 µm.

Rotbraune, rundliche, magnetische Partikel von 80 - 400 µm sind u.d. Lichtmikroskop semiopak. EDAX zeigt Al, Si, Fe und Spuren von Ca und K. Die magnetische Phase konnte hier nicht eindeutig identifiziert werden. Eventuell ist die magnetische Phase nur auf anderen Mineralien aufgewachsen.

Ähnliche magnetische Paragenesen konnten ebenfalls in den Sandfraktionen von SL 370-12 in 10 und 70 cm beobachtet werden.

Bemerkenswert ist, daß Pyrrhotin in braunen oxidischen Sedimentpartien auftritt.

Obwohl die Untersuchungen zur quantitativen und qualitativen Verteilung der magnetischen Komponenten nur sporadisch durchgeführt werden konnten, zeigt sich doch die große Variabilität der magnetischen Mineralien und deren ungewöhnliche Paragenese in den Kernen des Rifttals. Hier kann die überwiegend authigene und autochthone Herkunft vom NGR als sicher angenommen werden.

Generell läßt sich feststellen, daß in den Sedimenten, neben den rein terrigen detritischen Phasen und Komponenten, im Bereich des NGR vermehrt Zumischungen auftreten, die vom Rücken selbst stammen (Tafel B, Abb. 4). Magnetische kosmische Kügelchen konnten nirgends beobachtet werden.

3.6.3 Tonmineralogie

Die Tonmineralogie umfaßt die in der $<2 \mu\text{m}$ -Fraktion auftretenden relativen Anteile an Illit, Kaolinit, Chlorit und Smektit von KAL 364, SL 370-12, SL 370-20 und den Sedimentoberflächen. Da in der Tonfraktion auch Quarz und Feldspat vorhanden sind, sind die Tonmineralegehalte nicht als absolute Gehalte zu sehen.

clay minerals of total clay (%)

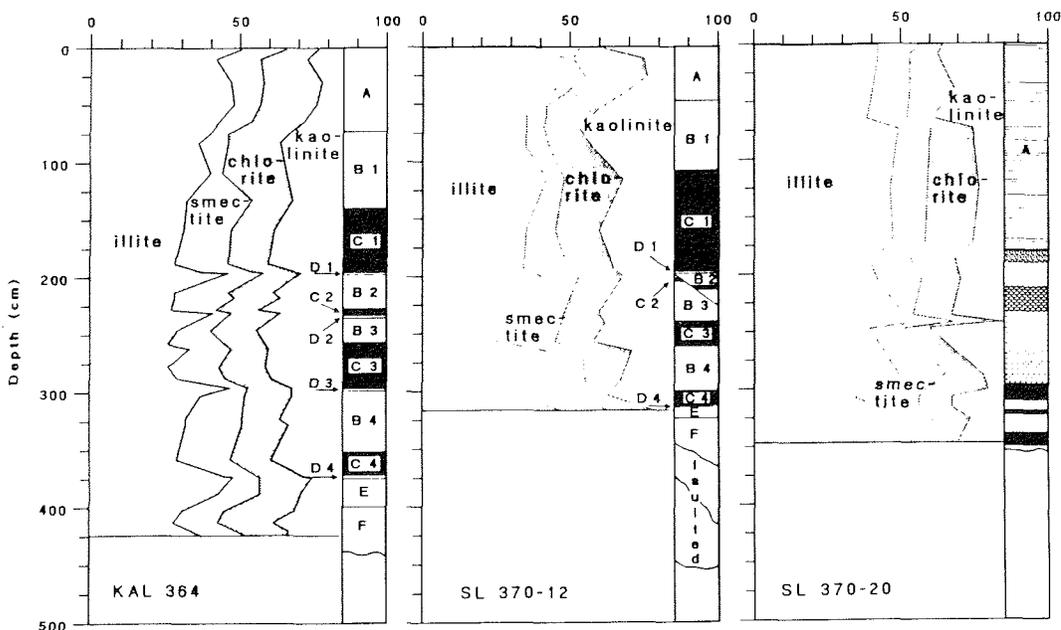


Abb. 14: Tonmineralverteilung in drei Sedimentkernen des Nansen-Gakkel-Rückens.

Hauptbestandteile der Tonmineralfraktion sind Illit und Kaolinit, die zusammen zumeist mehr als 70 % ausmachen. Der Rest entfällt in etwa zu gleichen Teilen auf Chlorit und Smektit (Abb. 14). In den Sedimentoberflächen und SL 370-20 ist Illit das dominierende Mineral. In den Kernen KAL 364 und SL 370-12 wechseln sich Illit und Kaolinit in der Tonmineraldominanz ab. Besonders in KAL 364, welches die größte Probendichte aufweist, läßt sich ein klarer Trend erkennen, daß in Partien mit hohem Tonanteil Illit dominiert (Sedimenteinheiten A, D und E) (Abb. 15). Dagegen sind die höchsten Kaolinitgehalte mit hohen Grobanteilen assoziiert (Sedimenteinheiten B, C und F) (Abb. 16). Smektit und Chlorit sind in den Kernen nur unregelmäßig verteilt.

In den Sedimentoberflächen zeigen Smektit und Illit am Kontinentalhang der Barentssee die geringsten bzw. höchsten Gehalte. Entsprechend sind die Gehalte am NGR leicht erhöht bei Smektit und leicht erniedrigt bei Illit. Chlorit zeigt ebenfalls leicht erhöhte Werte am NGR. Die höchsten Kaolinitgehalte finden sich im Rifftal und bei den Stationen 362 und 382. Die Sedimentoberflächen zeigen in der Tonmineralverteilung keine klaren Differenzierungen, da alle Tonmineralien hauptsächlich terrigenen Ursprungs sind. Auch der evtl. zu erwartende Einfluß von verwitternden Vulkaniten des NGR in Form von erhöhten Smektitgehalten kommt, wenn überhaupt, nur angedeutet zum Ausdruck.

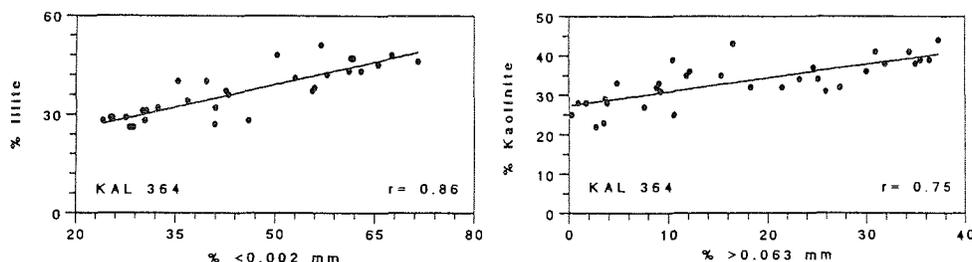


Abb. 15 : Korrelation von Tongehalt und Illit (links).

Abb. 16 : Korrelation von Sandgehalt und Kaolinit (rechts).

3.6.4 Mineralien und Festgesteine aus KAL 370 vom Nansen-Gakkelerücken

Der Kern KAL 370 (vgl. MÜHE et al., 1989) besteht aus einer Ansammlung von hauptsächlich serpentinitischen (ca. 90 %), untergeordnet auch basaltischen (ca. 10 %) Gesteinsbrocken, die einen Durchmesser bis maximal 15 cm (Serpentinit) erreichen. Daneben findet sich auch relativ feinkörniges Sediment (Sand- bis Tonkornklasse), z.T. linsenförmig, untergemengt. Die Sedimentoberfläche ist relativ feinkörnig (siltig-sandig) und lediglich 0.5 - 1 cm mächtig (Tafel B, Abb. 1). Es finden sich zahlreiche Serpentinfasern angereichert.

Die blaugrünen Serpentine sind zum Teil tektonisiert und zeigen vereinzelt Harnische. Mineralogisch bestehen die Serpentine aus Serpentin (Antigorit und Chrysotil), Magnetit und etwas Chlorit. Zahlreiche, z.T. hochreine, weiße serpentinitische Gangfüllungen durchziehen das Gestein. Aufgrund des hohen Magnetitgehaltes sind die Serpentine magnetisch.

Die Basaltbruchstücke zeigen unterschiedliche Alterationsgrade. Z.T. sind sie äußerlich völlig unbeeinflusst, z.T. haben sie aber eine bis ca. 1.5 cm dicke braune, erdige Alterationskruste (Palagonit). Die mineralogische Zusammensetzung der Basalte ist Olivin, Klinopyroxen, Plagioklas, Cr-Spinell und Titanomagnetit in einer entglasten Matrix. Typisch ist ein ausgeprägtes Spinifex-Gefüge, das für die Basalte, in Verbindung mit weiteren geochemischen Parametern, die Bezeichnung komatiitischer Basalt zuläßt (MÜHE et al., 1991).

Nur gelegentlich findet sich ein hauchdünner Überzug von Manganoxid auf relativ frischem Basalt. Fleckenförmige Abscheidungen von Mangan-

oxid finden sich gelegentlich auch auf den Serpentiniten.

Auch einige Dropstones konnten in den Sedimenten des KAL 370 gefunden werden.

Neben den Gesteinsfragmenten treten im Kern KAL 370 zahlreiche Bruchstücke von relativ festem Palagonit auf, der nach geochemischen und mineralogischen Analysen mit den erdigen Krusten der Basalte identisch ist. Neben einer amorphen Fe-haltigen Phase bestehen die Partikel aus Phillipsit, braunem basaltischen Glas und aus bisher nicht identifiziertem, nach REM-Untersuchungen scheinbar gelförmig abgeschiedenem, Material.

Besonders interessant ist das Auftreten von Aragonit, das nach der kristallographischen Form, röntgendiffraktometrisch und mittel Färbetest mit Feigl'scher Lösung nachgewiesen wurde. Aragonit kommt in dreierlei Arten vor:

- als konkretionäre weiße Knollen von ca. 5 mm bis ca. 3 cm Durchmesser (Tafel B, Abb. 5)
- als freie, hochreine Kristallstufen (Tafel B, Abb. 6)
- als flache, scheibenförmige Kristallstufen

Typisch für die Aragonitknollen ist ein Überzug von faserig, filzigem Serpentin, der sich in feuchtem Zustand seifig anfühlt. Dieses Material ähnelt in seiner berglederartigen Beschaffenheit den Mineralien Palygorskit bzw. Sepiolit. Nach röntgenographischen Analysen

TAFEL B

Abb. 1: KAL 370 von der südlichen Rifttalflanke des Nansen-Gakkelerückens. Der Kern repräsentiert eine untermeerische Schutthalde. Die feinkörnige Oberfläche mit einer Mächtigkeit <1 cm belegt, daß der Felssturz sich erst vor kurzer Zeit ereignet hat.

Abb. 2: Abgerundeter und mechanisch aufgearbeiteter Bernsteinpartikel aus Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans. REM-Aufnahme.

Abb. 3: Blättriger Pyrrhotin aus SL 370-20. Zusammenballungen infolge des Magnetismus. REM-Aufnahme.

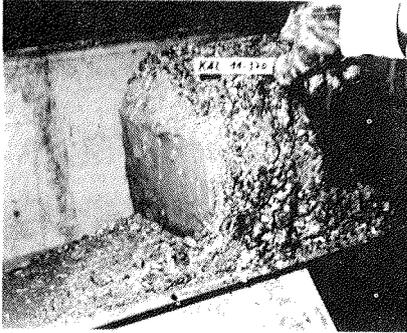
Abb. 4: Magnetite von SL 370-20. Es treten Magnetite unterschiedlicher Provenienz auf: stark abgerundete oder angelöste Magnetite und holokristalline authigene Magnetite. REM-Aufnahme.

Abb. 5: Aragonitknollen aus Serpentin des KAL 370. Die Knollen sind äußerlich mit Serpentin überzogen.

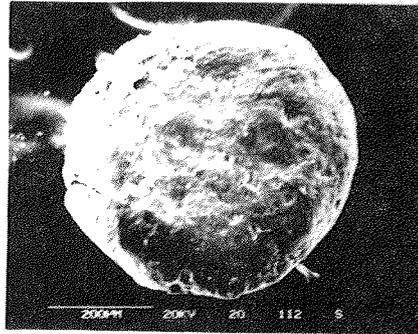
Abb. 6: Hochreine, langgestreckte, holokristalline Aragonitkristalle aus Serpentin des KAL 370. Die Kristallenden sind flach oder meißelartig ausgebildet. Durch Verzwillingung wird z.T. hexagonale Symmetrie vorgetäuscht. REM-Aufnahme.

Abb. 7 u. 8: Aragonitkristalle und konkretionäre Manganabscheidungen aus Serpentin des KAL 370. Die Aufnahmen belegen das kogenetische Wachstum. Die trichterförmigen Vertiefungen in der größten Kristallspitze (Abb. 7) sind keine Lösungerscheinungen sondern dokumentieren Wachstumsunterbrechung. REM-Aufnahmen.

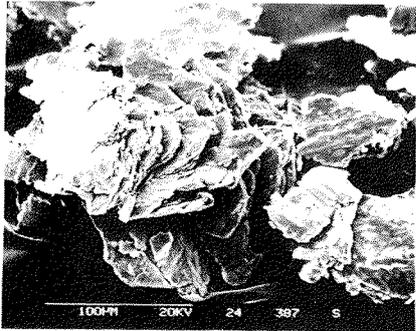
B



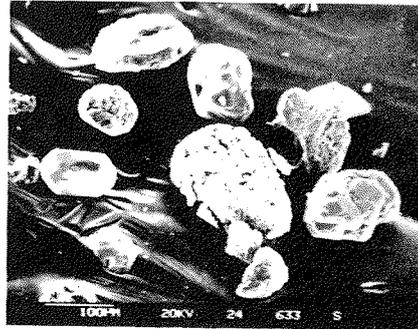
1



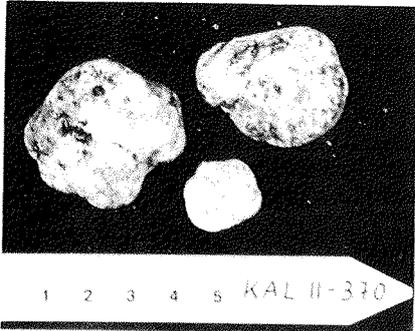
2



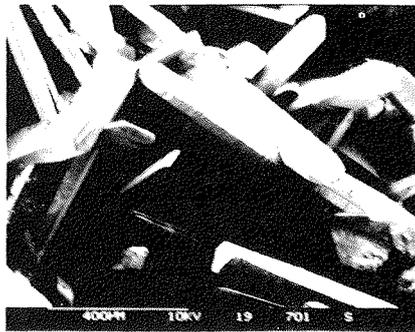
3



4



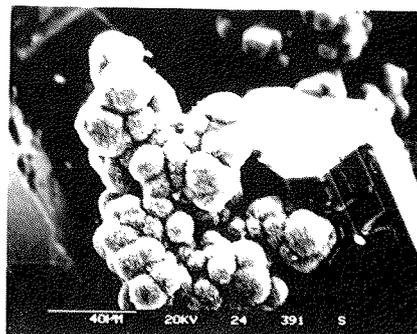
5



6



7



8

liegt jedoch ausschließlich Serpentin vor (vgl. CAVALLO, 1989). Im Dünnschliff zeigt sich eine radialstrahlige Anordnung des Aragonits.

Die flachen, scheibenförmigen Kristallstufen sind oft mit Serpentin verwachsen und haben gegenüber den Kristallstufen eine geringere Reinheit.

Die freien Kristallstufen zeigen gelegentlich Verwachsungen mit Serpentin und sind immer auf Serpentin aufgewachsen. Der größte gefundene Aragonitkristall ist ca. 1.5 cm lang. Häufig sind die Aragonitkristalle mit Manganoxidkonkretionen vergesellschaftet (Tafel B, Abb. 7 und 8), z.T. findet sich auch Manganoxid in den Kristallen eingeschlossen. EDAX zeigt neben Mn und Fe hohe Ni-Gehalte in den Manganoxidkonkretionen. Nach EDAX findet sich kein Cu oder Co in den Mn-Konkretionen.

Die häufig verwilligten Aragonitkristalle sind i.d.R. von länglichem, prismatischem Habitus (gestreckt nach der Z-Achse). Sie haben sehr glatte Kristallflächen und zeigen zumeist meißelartige oder flache Endungen (Tafel B, Abb. 6; 8). Die Kristalle zeigen keinerlei Anzeichen von Lösungserscheinungen durch Meerwasser. Kavernöse Strukturen an den Kristallspitzen, die äußerst selten beobachtet werden, sind nach REM-Untersuchungen eindeutig wachstumsbedingt, d.h. das Kristallwachstum stoppte, bevor die Spitzenflächen zugewachsen waren. EDAX belegt einen hohen Sr-Gehalt. Mg oder Ni konnte mit EDAX nicht nachgewiesen werden.

Die Frage nach der Herkunft des Aragonits ist eindeutig mit der Serpentinparagenese zu beantworten. Jedoch konnten bis dato keine Aragonitknollen in bzw. auf den Serpentin gefunden werden. Die scheibenförmigen Stufen stammen offensichtlich aus Spaltenausfüllungen im Serpentin. Kalzit wurde nicht gefunden.

3.7 Geochemie der Sedimente

Da es sich, wie bereits festgestellt, um überwiegend terrigene Sedimente handelt, sollte auch die Geochemie diesen Tatbestand zum Ausdruck bringen. Andererseits sollten hydrothermale Einflüsse vom NGR, zumindest im Spurenelementbereich, feststellbar sein.

SiO₂, im wesentlichen repräsentiert durch Quarz, und Al₂O₃, hauptsächlich mit Tonmineralien verknüpft, haben zusammen zumeist mehr als 70 Gew.-%. Fe₂O₃ ist der dritthäufigste Elementbestandteil.

3.7.1 Sedimentkerne des Nansen-Gakkel-Rückens

SiO₂ und Al₂O₃ sind in den Kernen KAL 364 und SL 370-12 i.a. negativ korreliert (Abb. 17, 18). Da in SiO₂-reichen Partien die Neben- und Spurenelementgehalte geringer sind als in Al₂O₃-reichen Partien, ist die Verteilung der Neben- und Spurenelementgehalte zumeist gleichläufig mit Al₂O₃. Dieses Verhalten zeigen i.a. die Elemente Ti, Mg, K, V, P, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, As, Y, Rb, Ga, Nb, Th und der LOI. Die höchsten Gehalte dieser Elemente finden sich typischerweise in den feinkörnigeren A-, D- und E-Sedimenteinheiten, die niedrigsten in den mehr grobkörnigen B-, C- und F-Sedimenteinheiten (Abb. 17; 18). Fe und Mn zeigen dieses Verhalten nur teilweise, da die Verteilung

dieser Elemente von diagenetischen Prozessen leicht beeinflußt werden (Abb. 17; 18). Dies scheint auch für Mo zu gelten. So finden sich in der Sedimenteinheit B1 erhöhte Mn, Fe und Mo Gehalte, die eine Beziehung zu den hier auftretenden braunen diagenetischen Streifen wahrscheinlich machen. Die Redoxgrenze liegt allgemein am Übergang von der B1- zur C1-Sedimenteinheit (W. BALZER und W. WEBER, pers. Mitt.). Na, Zr, Sr, Ba und U zeigen unabhängige Verteilungsmuster.

Die oben geschilderten Verteilungsmuster und leicht erkennbaren Elementbeziehungen sind besonders gut in KAL 364 zu beobachten. SL 370-12 zeigt mit KAL 364 vergleichbare Elementverteilungsmuster. Die Normierung der Elemente auf Al oder K verändert nur unwesentlich die Elementverteilungsmuster in den Kernen. Besonders diese Tatsache bringt den überwiegend terrigenen Charakter der Sedimente zum Ausdruck.

In SL 370-20 zeigen sich vier, in ihrer Art unterschiedliche, Peaks. Der erste liegt bei 38 cm und repräsentiert eine nur wenige mm dicke Lage von tonig-siltigem, braunrotem Sediment. Hier finden sich die höchsten Cu und Zn Gehalte mit 670 bzw. 215 ppm. Im smear slide wird neben Tonmineralien, Quarz, Feldspat und Pyroxen, relativ viel gelblich-bräunliches und weißes Glas beobachtet. Auch rotbraune Aggregate und rote anisotrope Kristalle (Hämatit?) treten auf.

Der zweite Peak liegt bei 187 cm und repräsentiert eine Sedimentlage mit Serpentinbruchstücken (Abb. 19). Entsprechend sind hier die höchsten Gehalte von MgO: 9.5 %, Cr: 550 ppm und Ni: 370 ppm zu finden.

Der dritte Peak findet sich in einer rotbraunen tonigen Partie bei 272 cm (Abb. 19). Extremwerte bilden hier Fe₂O₃: 22 %, MnO: 1.2 %, P₂O₅: 0.68 %, V: 840 ppm, Mo: 20 ppm, As: 350 ppm, Y: 50 ppm, La: 115 ppm und U mit 4.3 ppm.

Der vierte Peak tritt in 301 cm auf, wo eine grobkörnige schwarze Lage auftritt. Hier zeigen sich Gehalte von MnO: 2.9 %, Co: 90 ppm, Mo: 30 ppm und Ba von 580 ppm. Der MnO-Gehalt von nahezu 3 % ist der mit Abstand höchste Wert, der in den hier untersuchten Sedimenten des NGR festgestellt wurde.

Die absoluten Gehalte der Elemente in den Sedimentkernen zeigen eine deutliche Zunahme von der Rückenflanke zum Rifttal. Dies kommt gut in den Elementmittelwerten zum Ausdruck (Abb. 20; 21). Dieses Verhalten zeigen die Elemente Fe, Mg, Mn, V, Cr, P, Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Mo und As. Die absoluten Gehalte dieser Elemente sind in SL 370-20 am höchsten. Die erhöhten Elementgehalte geben einen klaren Hinweis auf die Beeinflussung der Sedimente im Rifttal durch hydrothermale Aktivität und die Zumischung von, am NGR anstehendem, serpentinischem Material.

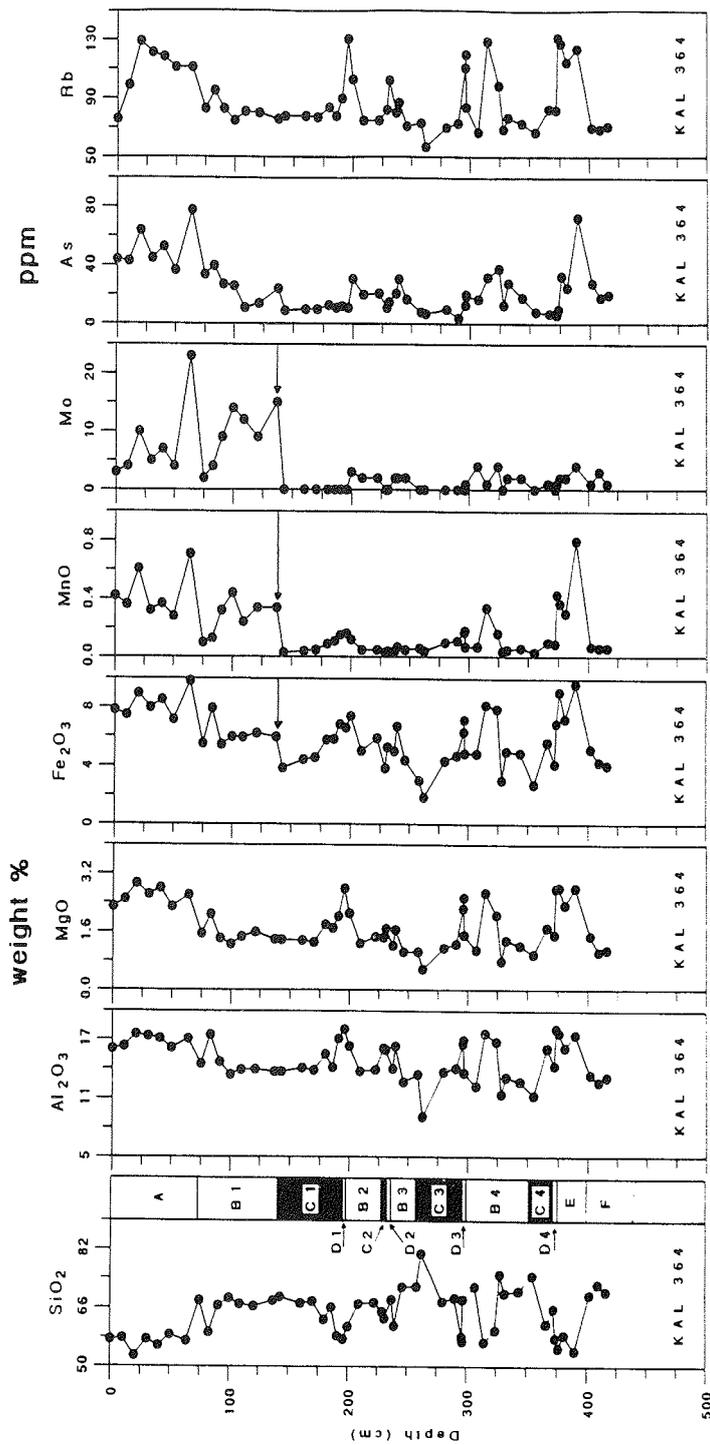


Abb. 17: Ausgewählte geochemische Verteilungsmuster und korrespondierende Lithologie von KAL 364. Oxide in Gew.-%; Elemente in ppm. Die Pfeile bei Fe₂O₃, MnO und Mo zeigen Konzentrationserhöhungen infolge diagenetischer Anreicherung in der B1-Sedimenteinheit.

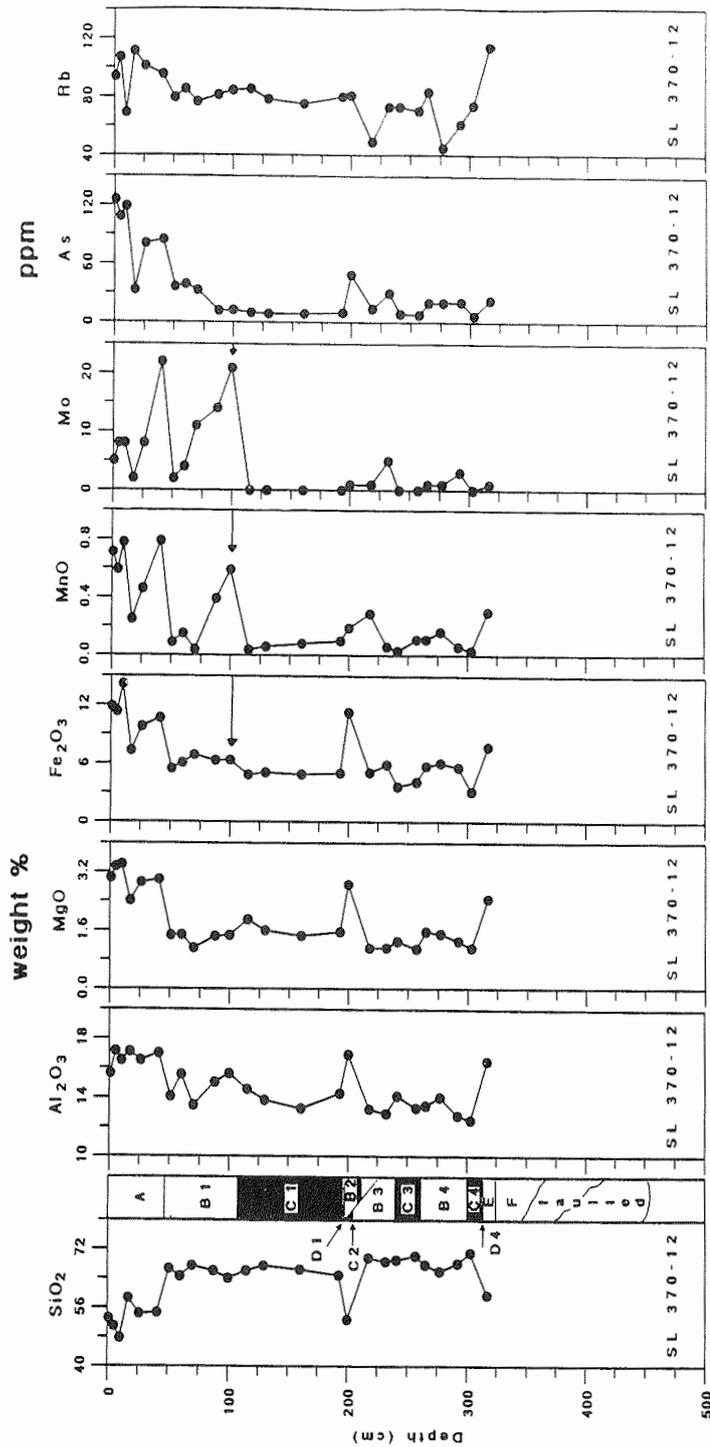


Abb. 18: Ausgewählte geochemische Verteilungsmuster und korrespondierende Lithologie von SL 370-12. Oxide in Gew.-%; Elemente in ppm. Die Pfeile bei Fe₂O₃, MnO und Mo zeigen Konzentrationserhöhungen infolge diagenetischer Anreicherung in der B1-Sedimenteinheit.

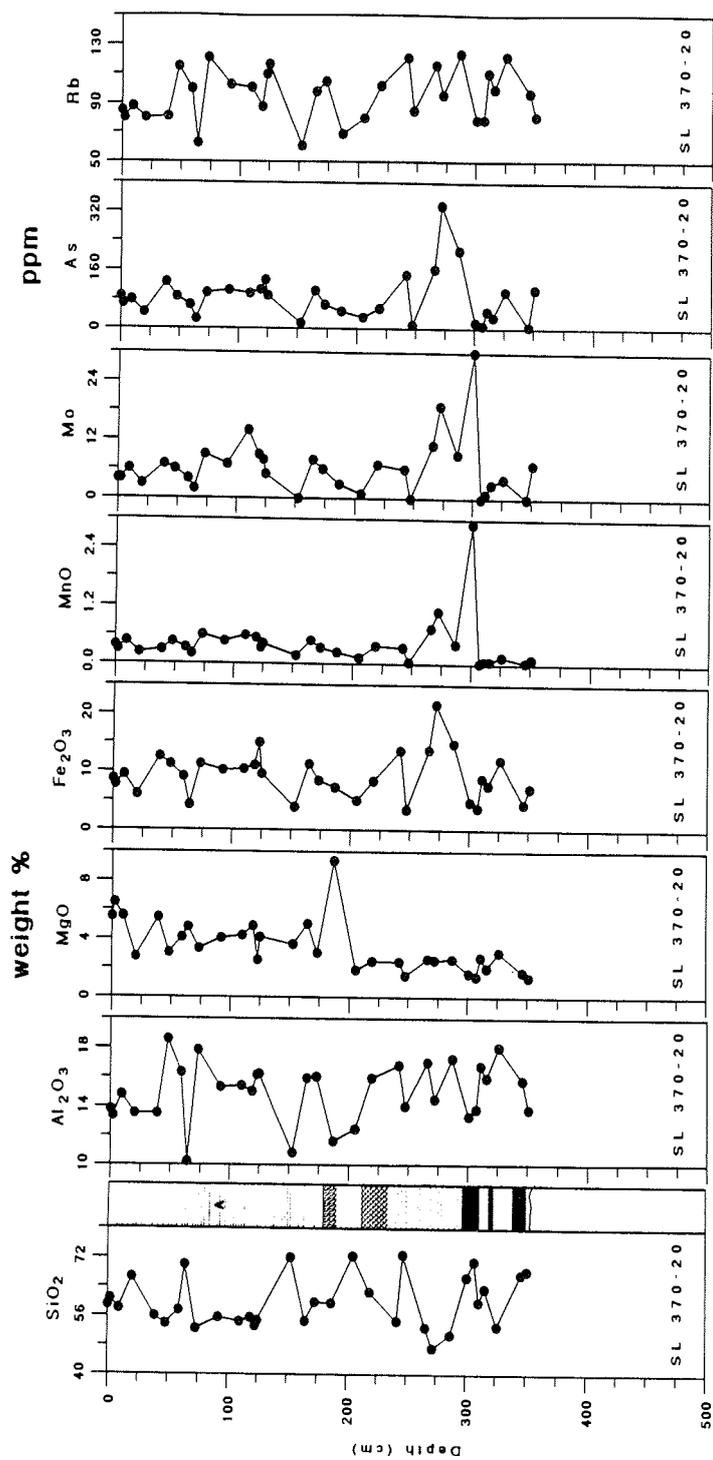


Abb. 19: Ausgewählte geochemische Verteilungsmuster und korrespondierende Lithologie von SL 370-20. Oxide in Gew.-%; Elemente in ppm.

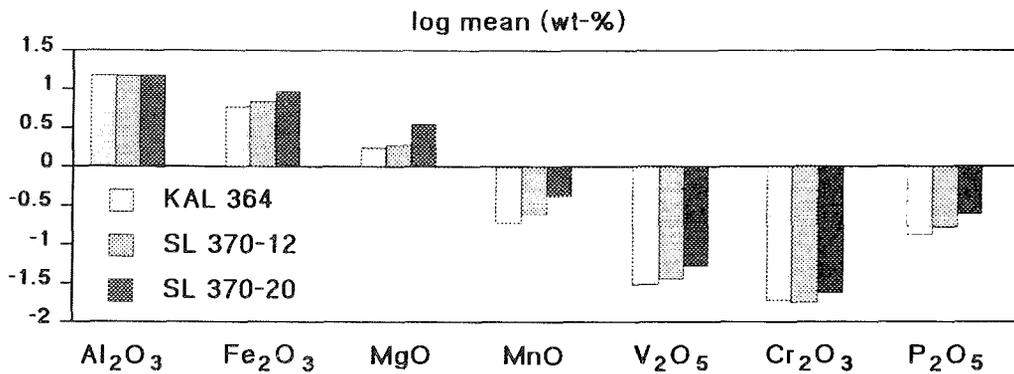


Abb. 20: Mittelwerte der Elementoxide von Al, Fe, Mg, Mn, V, Cr und P in drei Kernen des NGR. Die Darstellung erfolgt aus Gründen der graphischen Darstellung in logarithmischer Form.

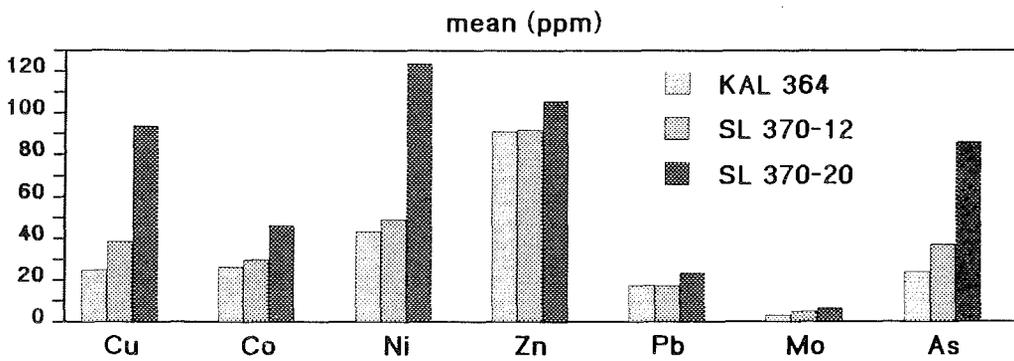


Abb. 21: Mittelwerte der Elemente Cu, Co, Ni, Zn, Pb, Mo und As von drei Kernen des NGR.

3.7.2 Sedimentoberflächen des östlichen Arktischen Ozeans

Da die Oberflächensedimente des Transects ARK IV/3 aus unterschiedlichen ozeanographischen und topographischen Regionen stammen, sind auch die Elementverteilungen unterschiedlich. Zum Ausgleich dieser Unterschiede ist es hier z.T. sinnvoll, die Elemente auf Al zu normieren, da so die unterschiedlichen Korngrößenverteilungen am besten eliminiert werden können.

Es zeigt sich, daß besonders die Elemente Fe, Mn, V, P, Cu, Co, Mo, Y, As und z.T. auch Zn im Bereich des NGR gegenüber den anderen Regionen merklich erhöht sind und hydrothermale Beeinflussung der Sedimente anzeigen (Abb. 22). Besonders deutlich wird dies durch die hohen As-Gehalte am NGR. Die Station 423 im Sofiabecken zeigt ebenfalls erhöhte Fe-, Mn-, P-, und V-Gehalte.

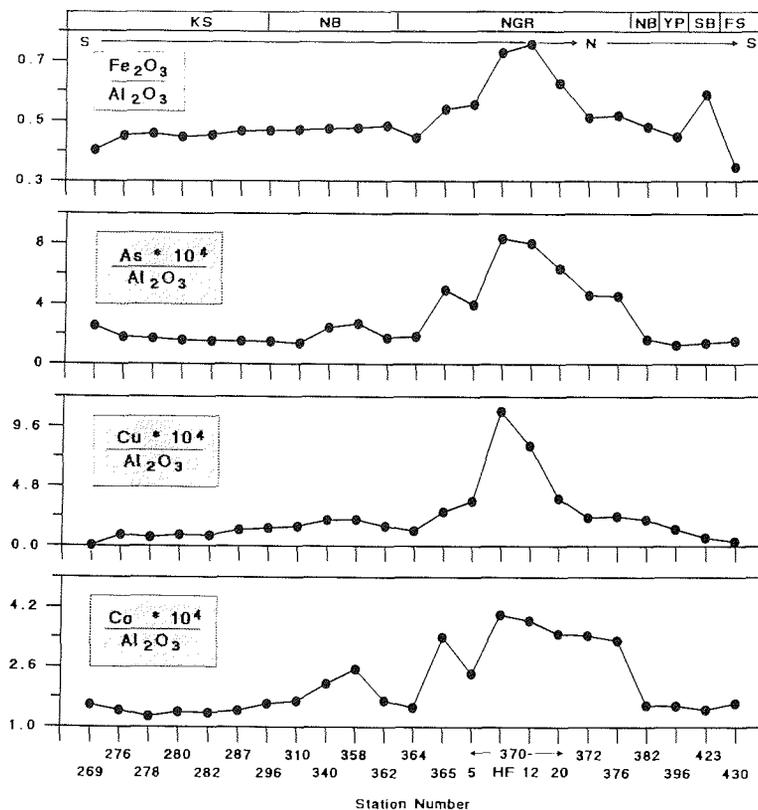


Abb. 22: Al₂O₃-normierte Gehalte an Fe₂O₃, As, Cu und Co der Sedimentoberflächen entlang der Expeditionsroute ARK IV/3. KS: Kontinentalhang; NB: Nansen-Becken; NGR: Nansen-Gakkel-Rücken; YP: Yermak-Plateau; SB: Sofia-Becken; FS: Framstraße.

Die Elemente Mg, Cr und Ni sind, aufgrund der serpentinitdetritischen Komponente, im Rifttal stark erhöht.

3.8 Radioisotopische Verteilungsmuster

3.8.1 ²³⁰Th_x-Profile

Die ²³⁰Th_x-Verteilungsmuster von KAL 364, 372 und SL 370-12 sind sehr ähnlich (Abb. 23). Innerhalb der Sedimenteinheit A fallen die Aktivitäten, von Werten zwischen 20 und 40 dpm/g an der Oberfläche, zu Werten zwischen 0 - 1 dpm/g, beim Übergang zur Sedimenteinheit B1, stark ab. Dem generellen Aktivitätsabfall sind Fluktuationen mit jeweils drei Minima und Maxima überlagert. Die Sedimenteinheiten B1 und C1 zeigen nur geringe Aktivitäten von <1 dpm/g. In ca. 2 m Tiefe erhöhen sich die ²³⁰Th_x-Aktivitäten in KAL 364 und SL 370-12 auf 2 resp. 8 dpm/g. Kern KAL 372 zeigt dieses Verhalten nicht, da er bei 240 cm in Sedimenteinheit C1 endet. Diese Aktivitätserhöhung als auch die anderen, die noch in den Kernen auftreten, sind mit den Sediment-

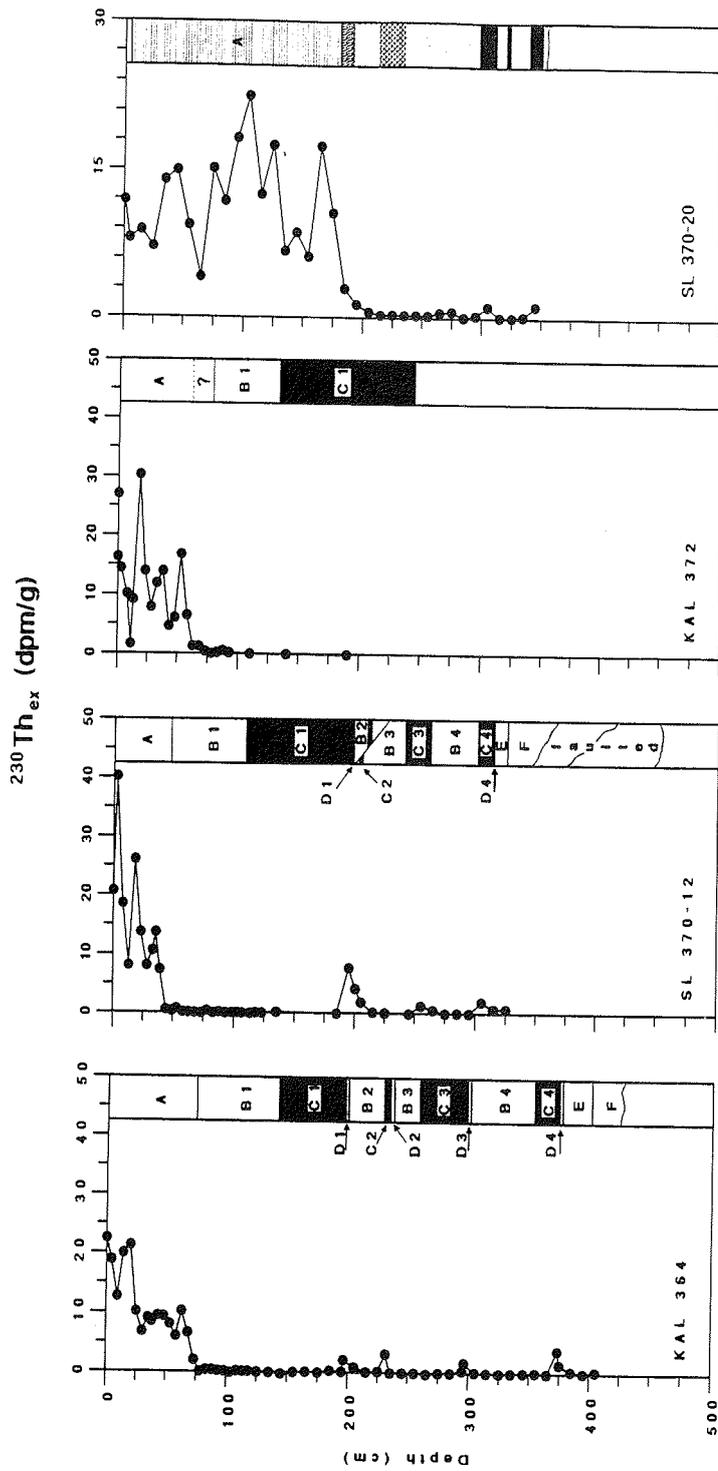


Abb. 23: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsverteilung in vier Kernen vom Nansen-Gakkel-Rücken.

einheiten D1 bis D4, den obersten Zentimetern der B2 bis B4-Sedimenteinheiten und der Sedimenteinheit E verknüpft.

SL 370-20 zeigt ein völlig abweichendes Verhalten (Abb. 23). Stark schwankende $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten zwischen 4 und 23 dpm/g finden sich in der oberen turbiditischen Sedimenteinheit A. Interessant ist, daß die höchsten Gehalte im mittleren und unteren Teil dieser Sedimenteinheit auftreten. Ab 2 m sind die Aktivitäten sehr gering. Bei 3 m (schwarze Mn-reiche Lage) gibt es eine leichte Aktivitätserhöhung auf ca. 1 dpm/g.

Die $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten der Sedimentoberflächen liegen mit Ausnahme der Stationen am NGR zwischen 1 und 5 dpm/g. Auf dem NGR liegen die Aktivitäten zwischen 10 und 30 dpm/g. Auch die Station 358 vom Nansen Becken zeigt eine höhere Aktivität von ca. 18 dpm/g. Die $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten zeigen i. a. keine direkte Beziehung zur Wassertiefe (Abb. 24). Mit Ausnahme der Station 269 entspricht die auf die Wassertiefe bezogene $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Verteilung der unnormierten Verteilung (Abb. 25). Die $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten in oberflächennahen Sedimenten des NGR sind extrem hoch und finden im Europäischen Nordmeer wahrscheinlich keine Parallele.

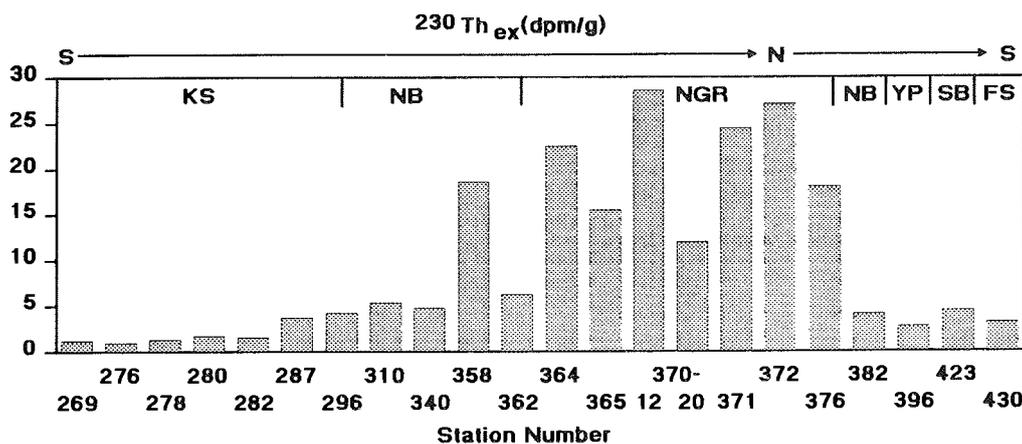


Abb. 24: $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitätsverteilung der Sedimentoberflächen im östlichen Arktischen Ozean entlang der Expeditionsroute ARK IV/3. KS: Kontinentalhang; NB: Nansen-Becken; NGR: Nansen-Gakkel-Rücken; YP: Yermak-Plateau; SB: Sofia-Becken; FS: Framstraße.

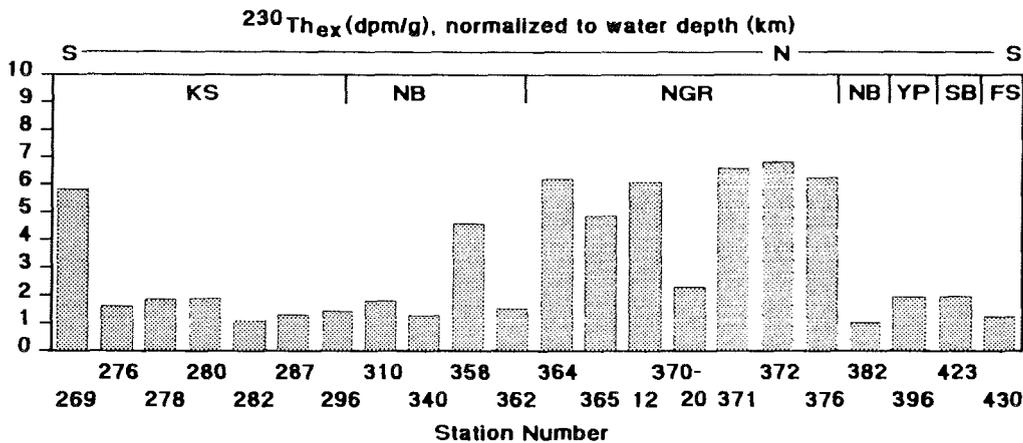


Abb. 25: $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsprofil der Sedimentoberflächen entlang der Expeditionsroute von ARK IV/3, normiert auf die Wassertiefe. KS: Kontinentalhang; NB: Nansen-Becken; NGR: Nansen-Gakkel-Rücken; YP: Yermak-Plateau; SB: Sofia-Becken; FS: Framstraße.

3.8.2 ^{232}Th -Verteilung

Die ^{232}Th -Gehalte aller untersuchten Sedimente liegen zwischen 5 und 16 ppm. Dabei fällt auf, daß die ^{232}Th -Gehalte in tonreichen Partien der Kerne (Sedimenteinheiten A, D und E) am höchsten und umgekehrt, in den grobkörnigen Sedimenteinheiten B, C und F, am niedrigsten sind (Abb. 26). Die Schwankungen folgen i.w. den $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Fluktuationen. Auch mit Illit besteht eine gute Korrelation. Dies deutet darauf hin, daß eventuell Illit das Hauptträgermineral für ^{232}Th ist.

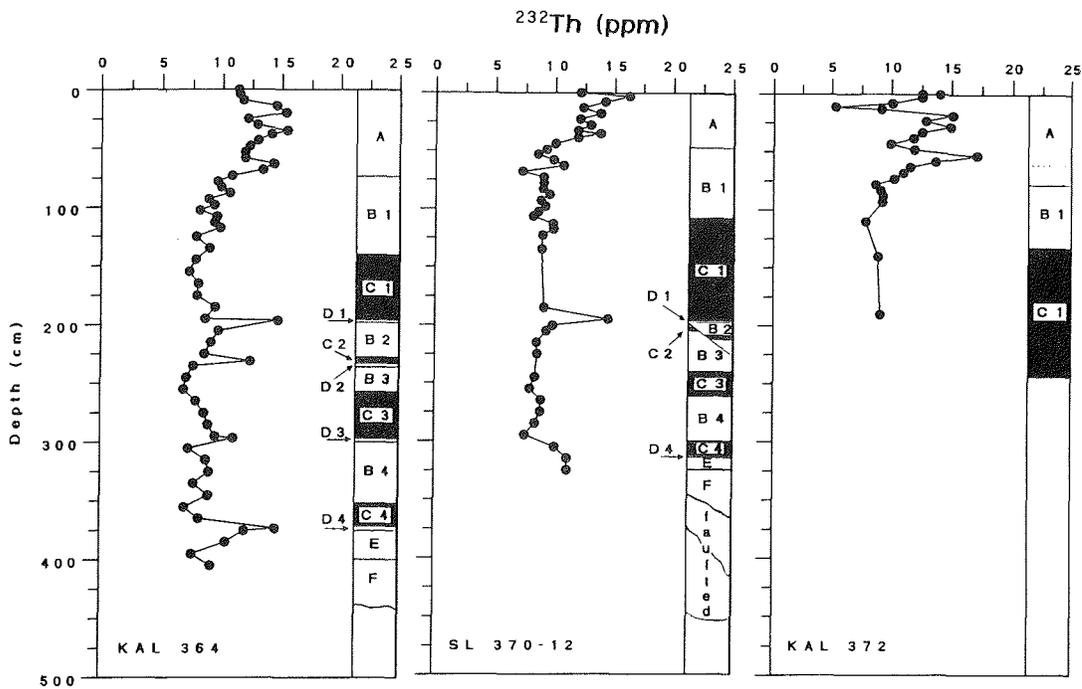


Abb. 26: ^{232}Th -Verteilung in drei lithologisch vergleichbaren Sedimentkernen des Nansen-Gakkel-Rückens.

3.8.3 ^{238}U -Verteilung und $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse

Die ^{238}U -Gehalte liegen i.a. zwischen 2 und 3 ppm. Höhere Gehalte sind lediglich in KAL 364 in den D1- und D4-Sedimenteinheiten und im unteren Teil des SL 370-20 (Abb. 27) zu beobachten.

Die $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse nahe 1.15 in den D1- und D4-Sedimenteinheiten entsprechen dem Meerwasserverhältnis (THURBER, 1962; CHEN et al., 1986) und könnten für diese Lagen die Zuführung von authigenem U bedeuten. Ansonsten liegen die $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnisse in den Sedimenten zwischen 0.8 und 1, was nach ANDERSON et al. (1989) normal für verwittertes lithogenes Material ist, aus dem ^{234}U bevorzugt herausgelöst wurde.

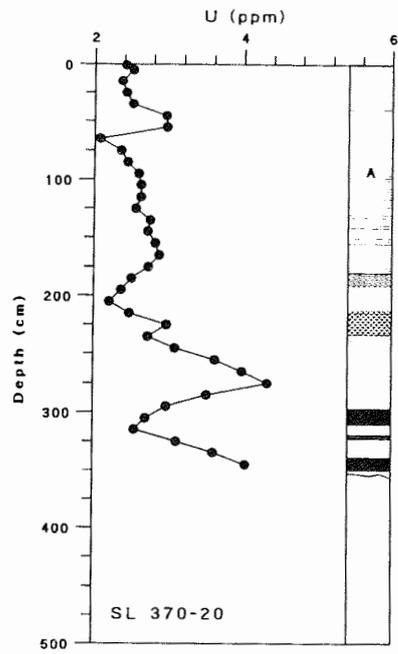


Abb. 27: Urangelhalte in SL 370-20, vom Boden des Rifttals des NGR.

4 DISKUSSION

4.1 Klassifikation der arktischen Sedimente

Klassifikationsschemata für Tiefseesedimente erfolgen gewöhnlich nach der Korngrößenverteilung, eventuell in Verbindung mit biogenen Komponenten (vgl. SHEPARD, 1954; FÜCHTBAUER & MÜLLER, 1977; DEAN et al., 1985). Bei den im Arktischen Ozean vorherrschenden biogenpartikelarmen, silikaklastischen Sedimenten bleibt i.a. nur die Klassifikation nach der Korngröße.

Klassifikationen nach Sedimenteinheiten (z.B. A, B, C etc.), die beschreibenden Charakter haben, können nur in regional eng begrenztem Rahmen als Unterscheidungshilfe angewendet werden. So zeigen z.B. die von CLARK et al. (1980) nach dieser Methode unterschiedenen Sedimente vom Amerasischen Becken keinerlei Ähnlichkeiten mit den Sedimenten vom NGR.

Nach der Klassifizierung von SHEPARD (1954) erstreckt sich der Variationsbereich der hier untersuchten Sedimente auf clay, silty clay, clayey silt und sand silt-clay (Abb. 28). Die große Masse der Sedimenttypen entfallen auf die Bereiche silty clay und sand silt-clay. Da die Bestimmungen an entkarbonatisiertem Sediment (Oberflächen) vorgenommen wurde und in den Kernen die Karbonatgehalte unter 5 Gew.-% liegen, wird durch die Kornverteilung der hemipelagische und terrigene Charakter der silikaklastischen Sedimente ausgedrückt.

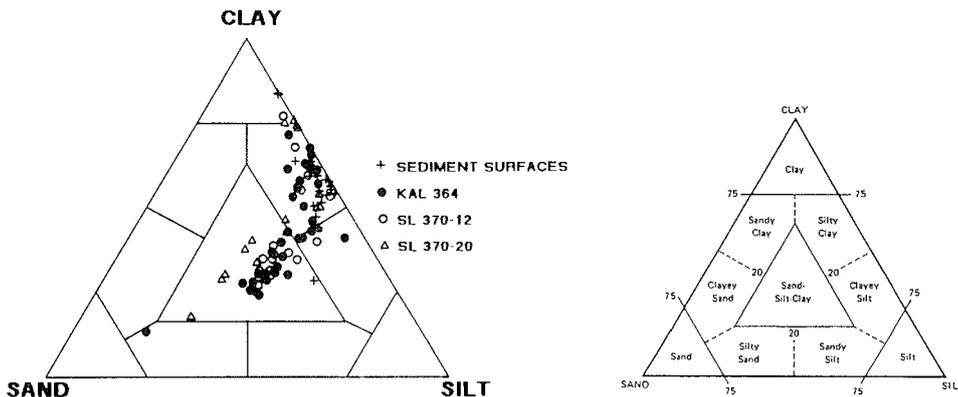


Abb. 28: Klassifikation silikaklastischer Sedimente der Kerne KAL 364, SL 370-12, SL 370-20 und der rezenten Sedimentoberflächen der Expedition ARK IV/3 nach SHEPARD (1954).

Bei Einbeziehung der mineralischen Komponenten und der Gesteinsbruchstücke ergeben sich nur unpopuläre und i.a. beschreibende Kunstnamen, die aus der Notwendigkeit von Bord-Gesteins- und -Sedimentklassifikationen (DSDP, ODP, z.B. MAZZULLO et al., 1987) geboren wurden. Im allgemeinen Sprachgebrauch finden solche Bezeichnungen, die zwar sehr exakt sind und die Zusammensetzung der Sedimente gut widerspiegeln, kaum Anwendung. Sie werden höchstens in Tabellenform präsentiert. Besser sieht es in dieser Beziehung bei den terrigenen Sedimentgesteinen aus. Hier gibt es eine Reihe bekannter, charakteri-

stischer Gesteinsbezeichnungen.

Bei der Untersuchung von Metamorphiten (Metasedimenten) stellt sich immer wieder die Frage nach den Edukten, die, bei Annahme einer isochemen Metamorphose, vorgelegen haben müssen (z.B. MÜLLER, 1988). Als Edukte werden aber generell nur diagenetisch verfestigte Sedimente - also Sedimentgesteine - herangezogen.

Der umgekehrte Weg läßt sich deshalb auch bei Sedimenten gehen, indem man die Frage nach den Produkten (Sedimentgesteinen) stellt, die sich, nach diagenetischem Wasserverlust, aus den Sedimenten ergeben würden. Ein geochemisch zu analysierendes, getrocknetes Sediment ist i.w. nichts anderes als ein diagenetisch entwässertes Sedimentgestein. Dabei wird angenommen, daß bei der Diagenese keine Stoffe hinzukommen oder, außer Wasser, weggeführt werden und somit Mineralumwandlungen keine Rolle spielen. Nach diesem Prinzip wird deshalb hier ein Klassifikationsschema nach STENGER (1982) und WIMMENAUER (1984) angewendet, das gängige Gesteinsnamen benutzt und mit einfachen Gewichtsproportionen von $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ arbeitet. Mittels dieser Darstellung lassen sich unterschiedliche silikaklastische arktische Sedimente, die aber einen ähnlichen Hauptelementchemismus aufweisen, gut mit Sedimentgesteinsäquivalenten vergleichen.

Die Ergebnisse (Abb. 29) zeigen, daß die Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans (hier hauptsächlich vom NGR) in ihrer chemischen Zusammensetzung mit Tonsteinen, Arkosen und Grauwacken vergleichbar sind. Es zeigt sich ein linearer Trend, der durch die Negativkorrelation von SiO_2 mit Al_2O_3 und durch die positive Korrelation von Al_2O_3 mit K_2O bedingt wird. Das hier auftretende, den Sedimenten äquivalente Gesteinsspektrum, ist ein typischer Indikator für geringe

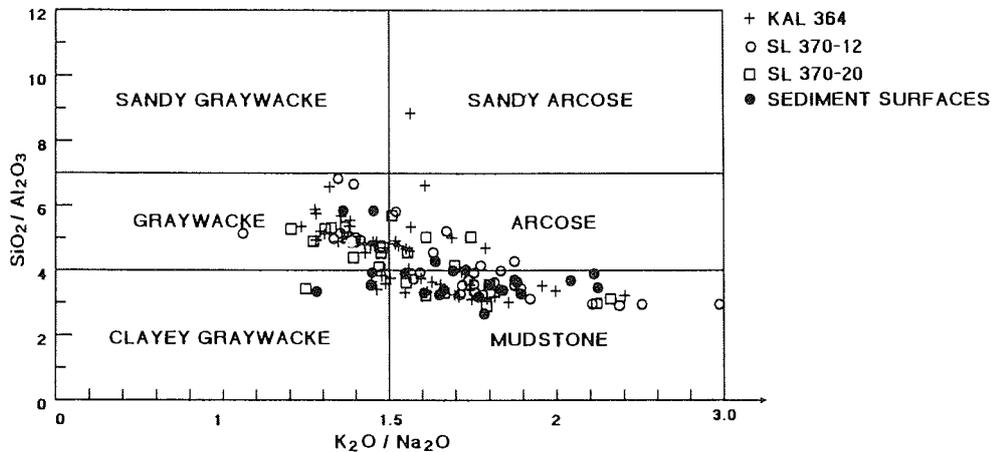


Abb. 29: Geochemische Klassifizierung der Sedimente vom Nansen-Gakkel Rücken und von Oberflächensedimenten des östl. Arktischen Ozeans nach Sedimentgesteinsäquivalenten im $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ Diagramm von STENGER (1982) und WIMMENAUER (1984).

Transportwege und/oder physikalische Verwitterung. In der Dreiecksdarstellung von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977, S. 251, Abb. 4-72), welche alle Hauptelemente berücksichtigt, fallen deshalb alle hier untersuchten Sedimentproben ins Feld der von FÜCHTBAUER & MÜLLER (1977) bezeichneten "kontinentalen Tongesteine des kalten bis gemäßigten Klimabereichs" (hier nicht dargestellt).

Die Klassifikation nach Hauptelementkomponenten von STENGER (1982) und WIMMENAUER (1984) liefert somit eine einfache Art der Charakterisierung der Sedimente nach typischen Gesteinsbezeichnungen, die den Sedimenten unter den oben gemachten Annahmen chemisch äquivalent sind. Auf eine Umwandlung der Gesteinsbezeichnungen in Sedimentbezeichnungen wurde in Abb. 29 aus den o.g. Gründen bewußt verzichtet.

4.2 Statistik

Zur Durchführung der statistischen Analysen stand am Geologisch-Paläontologischen Institut Kiel das Programm ST STATISTIK zur Verfügung.

4.2.1 Faktorenanalytische Untersuchung der Sedimentkerne

Zur vereinfachten Identifizierung der unterschiedlichen Sedimentkomponenten, die in marinen Sedimenten aus unterschiedlichen Quellen stammen, wurde an den Sedimentkernen KAL 364, SL 370-12 und SL 370-20 eine Faktorenanalyse durchgeführt.

Die Faktorenanalyse ist eine multivariate statistische Methode, die es erlaubt den Assoziationsgrad von Variablen zahlreicher Untersuchungsobjekte eines Merkmalbereiches zu bestimmen. Die Variablen werden dabei, entsprechend ihrem Assoziationsgrad untereinander, auf wenige neue Variablen, die Faktoren genannt werden, reduziert. Die Faktoren werden zur Vereinfachung der Interpretation des Datensatzes benutzt. Einzelheiten der multivariaten Statistik finden sich in BACKHAUS et al. (1990).

Im vorliegenden Fall handelt es sich um einen Datensatz aus Proben (Untersuchungsobjekten) von Sedimentkernen. Variablen sind die geochemischen und sedimentologischen Analysedaten. Der Merkmalsbereich umfaßt Sedimentkerne vom NGR. Die erhaltenen Faktoren geben Aufschluß über die zusammengehörigen chemischen und sedimentologischen Komponenten der Sedimente.

Die Faktorenanalysen wurden als Hauptkomponentenanalysen mit Varimaxrotation, zur Vereinfachung der Faktorstrukturen, eingesetzt. Die in die Faktorenanalyse eingehenden Korrelationen wurden mit der Produkt-Moment-Korrelation berechnet.

Aus den Untersuchungen ist bekannt, daß der Anteil an Biogenkarbonat in den Kernen gering ist und der detritische Anteil (Sand, Silt, Ton) mehr als 90 % ausmacht. Aus den geochemischen Daten geht aber auch eine generelle Zunahme von Fe und Spurenelementen wie Cu, Co, Zn und As in Richtung Rifttal hervor. Wegen der im Vergleich zu KAL 364 geringen Probindichte in SL 370-12 wurden die Datensätze der beiden Kerne, die nach ihren Sedimentsequenzen identisch sind, zusammengefaßt und SL 370-20 getrennt untersucht. Als Anzahl der zu

extrahierenden Faktoren wurde im ersten Fall 5, im zweiten Fall 6 gewählt. Diese Einstellungen erwiesen sich, was die Interpretierbarkeit der Faktoren angeht, als optimal.

Für die Kerne KAL 364 und SL 370-12 erklären 5 Faktoren 85 % der Gesamtvarianz der Proben (Abb. 30).

- Faktor 1: dies ist der dominierende Faktor. Er besitzt eine schwach bipolare Struktur und erklärt 55 % der Gesamtvarianz. Die hohen positiven Ladungen auf Fe, Mn, V, P, Cu, Co, Ni und As repräsentieren den hydrogenetischen Anteil und die negative Ladung auf Si den detritischen Anteil.

- Faktor 2: dieser Faktor erklärt 11 % der Gesamtvarianz. Hohe positive Ladungen besitzen Ton, Ti, Al, K, Rb, Ga und Nb. Hohe negative Ladungen liegen auf Sand und Si. Dieser Faktor ist eindeutig bipolar und repräsentiert den detritisch tonigen und sandigen Eintrag.

- Faktor 3: erklärt rund 8 % der Gesamtvarianz und lädt ausschließlich hoch auf Sr, Ba und Zr. Diese Elemente korrelieren in den Kernen alle sehr schlecht mit anderen Elementen. Dieser Faktor drückt eventuell eine residuale Komponente aus.

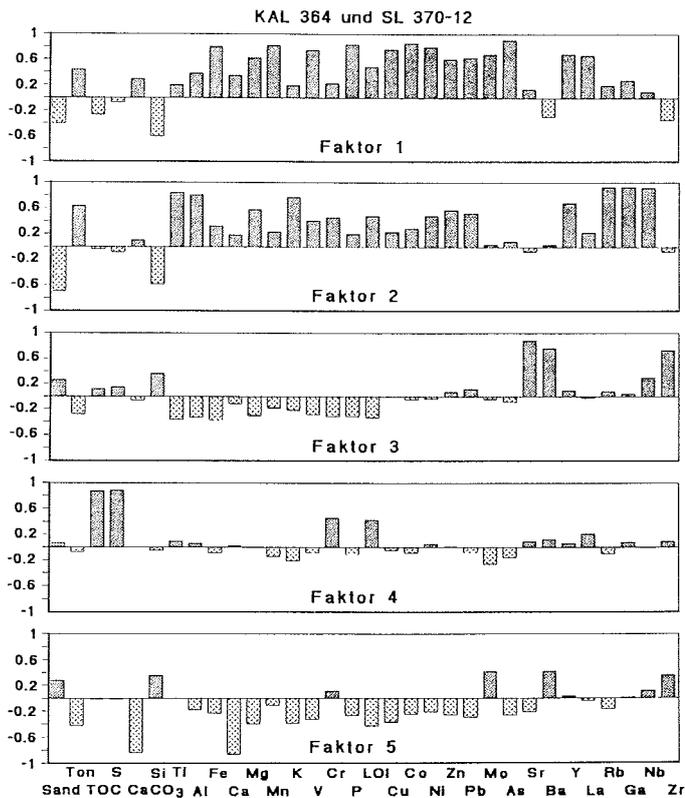


Abb. 30: Faktorladungen der Kerne KAL 364 und SL 370-12.

- Faktor 4: mit rund 7 % der Gesamtvarianz lädt dieser Faktor nur auf TOC und S hoch. Der Faktor beschreibt die detritisch kohlige Komponente der Sedimente.

- Faktor 5: beschreibt mit rund 5 % der Gesamtvarianz die karbonatisch biogene Komponente, da er ausschließlich auf CaCO₃ und Ca hoch lädt.

In Kern SL 370-20 erklären 6 Faktoren 86 % der Gesamtvarianz der Proben (Abb. 31).

- Faktor 1: hat eine bipolare Struktur und erklärt 42 % der Gesamtvarianz. Hohe negative Ladungen auf Fe, V, P, As, Y und La belegen die hydrogenitisch/hydrothermale Komponente. Hohe positive Ladungen auf Sand und Si belegen den detritisch sandigen Eintrag.

- Faktor 2: dieser Faktor ist rein detritisch und erklärt 16 % der Gesamtvarianz. Hohe negative Ladungen auf Ti, Al, K, Rb, Ga und Nb zeigen den detritisch tonigen Anteil an. Weniger deutlich findet sich mit positiven Ladungen ein detritisch sandiger Anteil.

- Faktor 3: lädt hoch auf Mg, Cr und Ni. Dieser Faktor, mit 10 % der Gesamtvarianz, wird als serpentinitischer Faktor angesehen, der den detritischen Eintrag von Serpentiniten vom NGR erklärt.

- Faktor 4: erklärt 8.5 % der Gesamtvarianz und lädt ausschließlich hoch auf CaCO₃ und Ca. Die relativ hohe Ladung auf Sr läßt sich eventuell auf die Zumischung von Karbonaten aus den Serpentiniten erklären. Ansonsten ist dieser Faktor als biogen karbonatisch zu betrachten.

- Faktor 5: erklärt 5 % der Gesamtvarianz und lädt ausschließlich hoch auf TOC und S. Dieser Faktor beschreibt die organische Substanz im Kern. S lädt jedoch nicht gleich hoch mit TOC, wie dies bei den anderen Kernen der Fall ist. Seine relativ hohe negative Ladung in Faktor 1 zeigt in SL 370-12 seine partielle hydrothermale Herkunft in Form von Pyrrhotin an.

- Faktor 6: erklärt ebenfalls 5 % der Gesamtvarianz und lädt ausschließlich hoch auf Mn, Co und Mo. Auch dieser Faktor steht für eine hydrogenitisch/hydrothermale Komponente.

Im Gegensatz zu den Kernen KAL 364 und SL 370-12 zeigt SL 370-20 einen deutlich höheren hydrogenitisch/hydrothermalen Eintrag an.

Die Ergebnisse der Faktorenanalyse unterstützen damit den aus den absoluten Elementkonzentrationen ermittelten Trend. Eine Unterscheidung zwischen primär hydrothermal abgelagertem Material und, durch Adsorptivkräfte aus dem Meerwasser an z.B. Tonmineralien angelagertem Material (vgl. MARCHIG et al., 1982), läßt sich jedoch nicht treffen. Die letzte Deutung erscheint jedoch der allgemein wahrscheinlichere Prozess zu sein. Die Faktorenanalysen sind hilfreich bei der Interpretation der Sedimentzusammensetzung, da die Sedimentkomponenten und chemischen Elemente z.T. aus unterschiedlichen Sedimentquellen stammen. Die unterschiedlichen Sedimentzusammensetzungen, infolge unterschiedlicher Herkunftsgebiete des IRD, der alle Korngrößen umfaßt, bewirkt eine relativ breite Verteilung der Ladungen auf viele Faktoren.

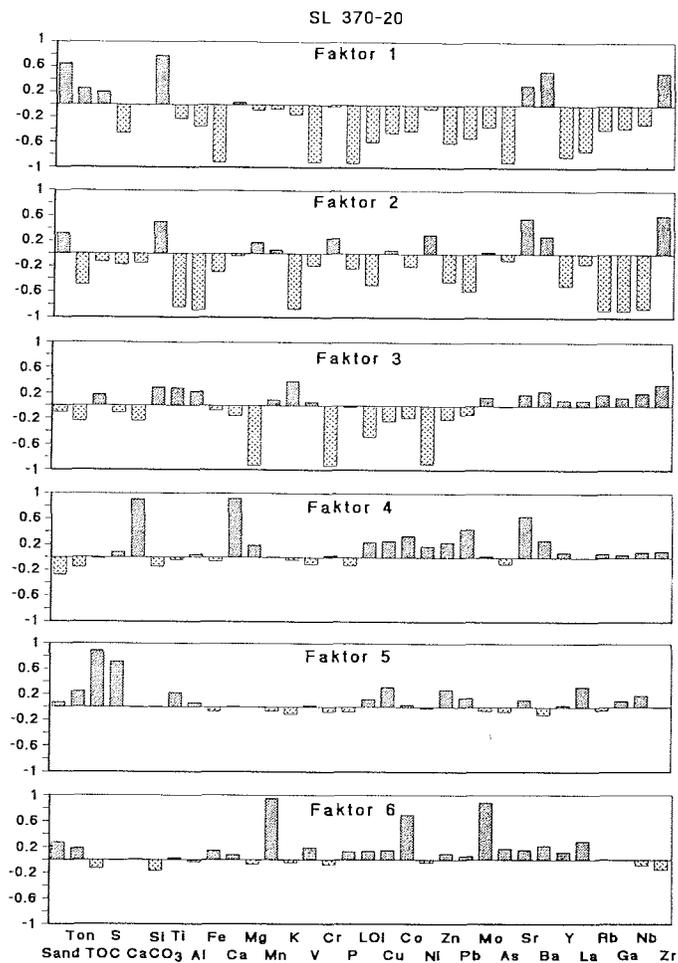


Abb. 31: Faktorladungen von SL 370-20.

Um die exakten quantitativen Verteilungen der einzelnen Sedimentkomponenten zu berechnen, müßte ein normatives Sedimentanalysemodell für arktische Tiefseesedimente entwickelt werden. Das von DYMOND (1981) für Sedimente der Nazca Platte entwickelte Modell ist auf die im Arktischen Ozean auftretenden Sedimente nicht anwendbar. Direkt bestimmbar sind lediglich die biogen-karbonatische und kohlige Komponente. Sand und Silt, zusammen mit der Kohle, können allgemein als rein terrigen-detritisch (IRD) angesehen werden. Mit wenigen Ausnahmen scheint auch der größte Anteil der Elemente in der Tonfraktion rein detritisch zu sein. Der hydrothermale Beitrag dürfte in KAL 364 und im unteren Teil von SL 370-12 sehr klein sein. Da Fe gewöhnlich das Hauptelement in hydrothermalen Lösungen ist, kann bei Vergleich der Fe-Gehalte von KAL 364 und SL 370-20 abgeschätzt werden, daß der hydrothermale Beitrag in SL 370-20 unter 10 % liegt.

4.2.2 Clusteranalyse der Sedimentoberflächen

Zur Unterscheidung der rezenten Sedimentationsräume wurde an den Sedimentoberflächen eine Clusteranalyse, mit Sand- und Tonanteilen als Variablen, nach dem Single Linkage Verfahren durchgeführt.

Die Clusteranalyse zeigt (Abb. 32), daß sich drei Gruppen (Cluster) unterscheiden lassen. Die extremsten Unterschiede bestehen zwischen zwei Gruppen, die sich aus den Stationen 269 (Barentsschelf) und 430 (Framstraße) einerseits und den Stationen 362 und 382 (Nansen Becken) andererseits zusammensetzen. Die anderen Stationen zeigen mehr oder weniger ähnliche Sedimentationsbedingungen an. Auch die speziellen turbiditischen Sedimentationsverhältnisse am Riftalboden (370-20) lassen sich so ausgrenzen.

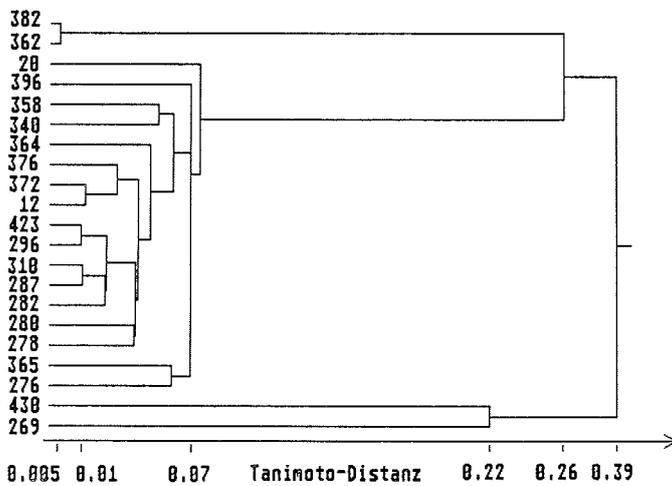


Abb. 32: Dendrogramm der Sedimentoberflächen nach Sand- und Tongehalten (single linkage Verfahren).

Die Stationen 362 und 382 zeigen im Vergleich zu den übrigen Stationen ungewöhnliche Sedimentationsverhältnisse an. Sie liegen beide im Nansen Becken in etwa gleicher Wassertiefe, haben sehr hohen Tonanteil und führen kaum Sand. Trotz des großen Tonanteils sind die ^{230}Th -Aktivitäten jedoch sehr niedrig. Dies läßt sich nur mit einem dynamischen Sortierungsprozess erklären, der zu außergewöhnlich hoher Tonakkumulation führt. Als Ursache kommt bei Station 362 der nahegelegene Seamount (bzw. Schwelle) (vgl. Abb. 3) in Frage, bei dem sich durch Bodenströmungssortierung im Strömungsschatten vermehrt toniges Material akkumulieren kann. Bei der Station 382 könnte ebenfalls eine Erhebung am Meeresboden für solche Sedimentationsprozesse verantwortlich sein, die jedoch bei der Expedition nicht identifiziert wurde. Auch die außergewöhnlich einheitlichen, tonigen Sedimente dieser Stationen (Radiographieanalyse), die mit mehreren langen Sedimentkernen beprobt wurden, sprechen für eine Erhebung in der unmittelbaren Umgebung. Die ungewöhnlich weiche, tonige Konsistenz führte bei der Station 362 dazu, daß zwei 6 m lange Kerngeräte übertief eingedrungen sind (KAL 362, SL 362). Auch die sedimentphysikalischen Parameter

sind über die gesamte Kernlänge annähernd gleich (s. SPIELHAGEN et al., 1988). Die Analysen zeigen, daß die Stationen 362 und 382 zumindest im Holozän, wahrscheinlich aber schon früher, feinkörnige Hochakkumulationsgebiete waren. Eventuell war die Sedimentationsrate in früheren Zeiten jedoch höher als heute.

Die Oberflächensedimente der Stationen 269 und 430 sind nach der Korngrößenverteilung sehr ähnlich. Station 269 hat jedoch, gemessen an dem hohen Grobkornanteil und der relativ zur Wassertiefe hohen $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivität nur eine geringe Sedimentationsrate von <1 cm/ky. Als Erklärung käme nur eine ungewöhnlich hohe ^{230}Th -Flußdichte in Frage. Eine genauere Erklärung kann zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht gegeben werden.

4.3 Authigenes Uran

Neben den bereits oben erwähnten U-Anomalien in KAL 364 ist davon auszugehen, daß der größte Teil an U lithogenen Ursprungs ist. Trotzdem kann ein geringer Anteil des Urans aus dem Meerwasser stammen oder, infolge von Migrationen innerhalb der Sedimentsäule, umverteilt worden und damit authigen sein (BREWER et al., 1980; ANDERSON, 1982). ANDERSON et al. (1989) schätzten die Aktivitäten an authigenem U nach folgender Formel ab:

$$^{238}\text{U}_A = ^{238}\text{U}_T - 0.8 (+/- 0.2) * ^{232}\text{Th}_T \quad (15)$$

wobei A für authigen und T für die gesamte gemessene Aktivität steht. 0.8 (+/- 0.2) ist das lithogene $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnis typischer Krustengesteine (ANDERSON et al., 1989). BACON et al. (1985) benutzten für die gleiche Berechnung ein für Sedimente des Bermuda Rise typisches Verhältnis von 0.5. Die $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnisse der hier bearbeiteten Sedimentkerne steigen von 0.6 in der oberen Sedimenteinheit A bis 1 oder >1 in der C1-Sedimenteinheit an. Die Mittelwerte der $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse aus Sedimentkernen des östlichen Arktischen Ozeans reichen von 0.7 (KAL 15-54, Framstraße) bis 0.84 (SL 270-12, NGR). Ein Mittelwert aller Kerne liegt bei 0.76, ähnlich dem Verhältnis das ANDERSON et al. (1989) angeben. U_A berechnet mit diesem Verhältnis ist negativ in den A-Sedimenteinheiten der Kerne und erreicht 1.4 dpm/g in den D1- und D4-Sedimenteinheiten von KAL 364, wo schon ein authigenes $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ -Aktivitätsverhältnis beobachtet wurde. Erhöhte Gehalte an authigenem U finden sich aber ebenfalls im unteren Teil der B1-Sedimenteinheit und in der C1-Sedimenteinheit. Erhöhte Gehalte bis 0.5 dpm/g finden sich auch im unteren Kernabschnitt von SL 370-20, wo am Kernende sogar ein Extremwert von 1.3 dpm/g authigenes U auftritt (Abb. 33).

Die Berechnung von authigenem U nach dieser Methode liefert allerdings Unsicherheiten, was das zu verwendende "wahre" $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ -Aktivitätsverhältnis angeht. Eine weitere Unsicherheit ist das Alter der authigenen U-Anreicherung, da es keine verlässliche Methode gibt, diese nach der Zerfallszeit zu korrigieren. Die bisher vorgeschlagenen Modellrechnungen (vgl. MANGINI, 1978; ANDERSON et al., 1989) versagen hier, da sie ausschließlich von der Bildung von authigenem U zum Zeitpunkt der Ablagerung ausgehen. Solche Berechnungen führen aber hier zu z.T. unrealistischen U_A -Gehalten und berücksichtigen auch nicht das reale $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ -Verhältnis. Es ist vielmehr davon auszugehen, daß die tendenziell feststellbaren Gehalte an authigenem

U das Ergebnis von Migrationen in der Sedimentsäule sind, die nach der Ablagerung stattfanden (vgl. HUH et al., 1987). Dafür sprechen die zwischen positiven Werten immer wieder auftretenden negativen Werte.

Die berechneten Werte für authigenes U können sinnvoll dazu benutzt werden, positive und negative $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten zu korrigieren. Für die hier angewendete Altersbestimmung der Kerne wurden jedoch, aus den genannten Unsicherheitsgründen, die negativen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten mittels Addition der Messfehler korrigiert. Lediglich bei SL 370-20 wurde im unteren Teil der Anteil an berechnetem authigenem U dazu benutzt, die negativen $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten zu erhöhen.

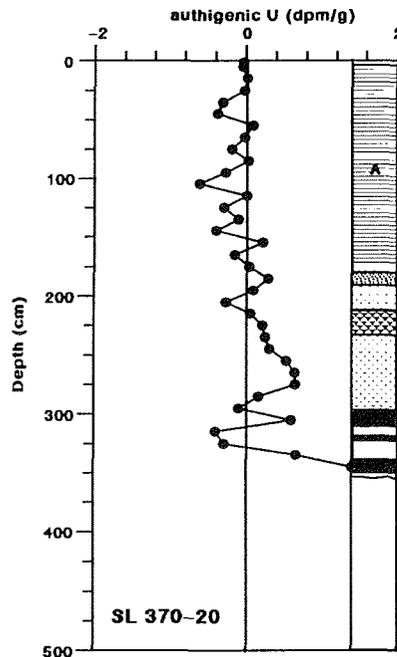


Abb. 33: Nach Gleichung (15) berechnetes authigenes U in SL 370-20.

4.4 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Inventar

Die Untersuchung des Aktivitätsinventars (Budget, standing crop) ist in besonderer Weise dazu geeignet Altersabschätzungen der Sedimente zu machen, Radionuklidflußdichten abzuschätzen und Aussagen über Erosion bzw. vermehrte oder verminderte Sedimentakkumulation zu treffen (vgl. MANGINI et al., 1982). Dabei ist es vorteilhaft, das im Kern vorgefundene Inventar (SCa) auf das aus der Produktion in der Wassersäule zu erwartende Inventar (SCp) (Gleichungen (8) und (9)) zu beziehen. Unter normalen Umständen, d.h. wenn die Radionuklidflußdichte der erwarteten Flußdichte entspricht, der Kern lang bzw. alt genug ist und die Sedimentation völlig ungestört ablief, sollte SCa/SCp am Kernende 1 entsprechen. Wo verstärkte Ablagerung von jeweils rezemtem Material (z.B. infolge von Resuspension) erfolgt, sollte der

Quotient >1 sein und bei verminderter Sedimentation (z.B. durch "winnowing") jeweils rezenten Materials <1 sein.

Beim Vergleich der drei Kerne KAL 364, KAL 372 und SL 370-12 (Abb. 34) zeigt sich, daß das gegen das Alter (s. Abschnitt 4.5) aufgetragene kumulative S_{Ca}/S_{Cp}-Verhältnis sich allgemein asymptotisch einem Wert <1 nähert. Bei den Kernen KAL 364 und SL 370-12 ist dieser asymptotische Wert am Ende der Kerne fast erreicht. Bei KAL 372 ist dies, infolge der geringen Kernlänge, noch nicht der Fall. Da die Asymptote nicht ganz erreicht ist, ist klar, daß die Kerne jünger als ca. 300 ka sind.

Bei Extrapolation auf den asymptotischen Endwert zeigt sich, daß dieser bei KAL 364 ca. 0.8 - 0.9, bei KAL 372 ca. 0.85 - 0.9 und bei SL 370-12 etwa 0.65 - 0.7 sein wird. Da der Wert 1, mit Ausnahme von SL 370-20, in keinem Kern erreicht wird, muß davon ausgegangen werden, daß bei den Kernstationen entweder eine verminderte Sedimentation vorliegt, und/oder die ^{230}Th -Flußdichte aus der Wassersäule geringer ist, als aus der Produktion in der überstehenden Wassersäule zu erwartet ist. Im letzteren Fall würde die tatsächliche Flußdichte aus der überstehenden Wassersäule ca. $0.8 * F_p$ bis $0.9 * F_p$ betragen. Dies würde bedeuten, daß nicht alles in der Wassersäule über dem NGR produzierte ^{230}Th zum Meeresboden transportiert wird.

In SL 370-12 ist eindeutig eine verminderte Sedimentation zu erkennen. Dies ergibt sich schon aus der verminderten Schichtdicke der A-Sedimenteinheit im Vergleich zu den anderen Kernen. Da aber die absoluten $^{230}\text{Th}_{e_x}$ -Aktivitäten in der A-Sedimenteinheit erhöht sind und das typische $^{230}\text{Th}_{e_x}$ -Verteilungsmuster vorhanden ist, bedeutet dies, daß höchstwahrscheinlich keine Erosion bereits abgelagerten Materials erfolgte, sondern kontinuierlich weniger sedimentiert wurde. Ebenso klar ist, daß die gleiche Situation, also verminderte Sedimentation, für die geringen Mächtigkeiten der B2 bis D2-Sedimenteinheiten in SL 370-12 (Abb. 27) vorliegt, denn bei verstärkter Sedimentation und anschließender Erosion wären die $^{230}\text{Th}_{e_x}$ -Aktivitäten nicht so hoch. Diese Situation ist auf die Lage des Kernes am steilen Rifftalhang zurückzuführen. Auf das Inventar von SL 370-20 wird in Abschnitt 4.5.1.2 eingegangen.

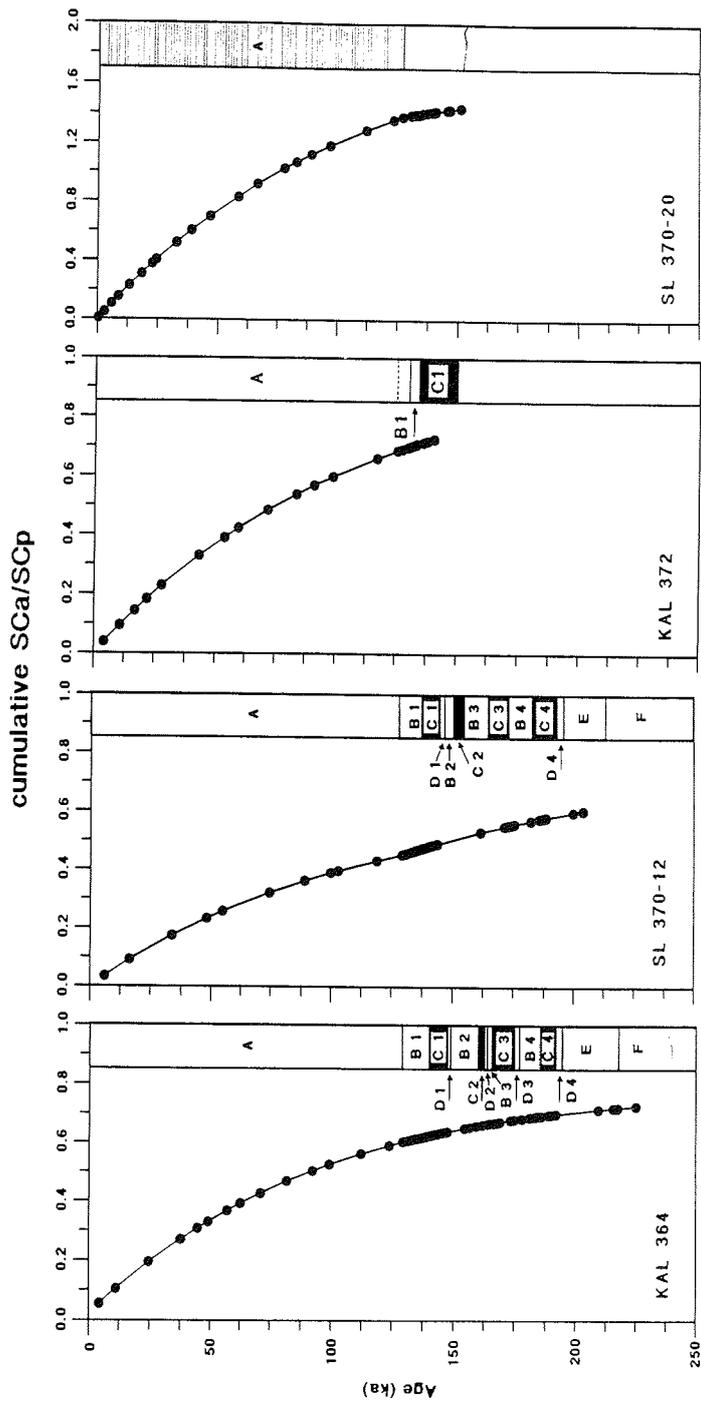


Abb. 34: Kumulatives $^{230}\text{Th}_{\text{x}}$ -Inventar, normiert auf die Produktion in der Wassersäule, von vier Kernen des Nansen-Gakkel-Rückens.

4.5 Alters- und Sedimentationsratenbestimmungen

4.5.1 Lange Sedimentkerne des Nansen-Gakkel-Rückens (KAL, SL)

4.5.1.1 Datierung nach der $^{230}\text{Th}_x$ -Methode

Tiefseesedimente hoher Breiten zeigen generell ein anderes $^{230}\text{Th}_x$ -Verteilungsmuster als Sedimente gemäßiger und niedriger Breiten. Während z.B. Sedimente aus dem S.W. Pazifik (SCHMITZ, 1985) einen relativ klaren exponentiellen $^{230}\text{Th}_x$ -Abfall mit der Tiefe zeigen, trifft dies für die Sedimente hoher Breiten nur bedingt zu. Vielmehr sind dem exponentiellen Aktivitätsabfall Minima-Maxima-Verteilungen überlagert. Diese Aktivitätsschwankungen werden ebenfalls in der Framstraße (EISENHAUER et al., 1990), der nördlichen Grönlandsee (BOHRMANN, unpubl.) und der Norwegischen See (SCHOLTEN et al., 1990) beobachtet. Solche Aktivitätsschwankungen sind aber auch aus andern Teilen der Weltozeane bekannt (KU et al. 1968; COCHRAN & OSMOND, 1976). Im Vergleich scheinen die Aktivitätsschwankungen jedoch in den Sedimenten des Arktischen Ozeans am stärksten ausgebildet zu sein.

Bedingt durch diese starken $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitätsschwankungen ist klar, daß die durchschnittliche Sedimentationsratenbestimmung mittels Regressionsgeraden in den Sedimenten des NGR kompliziert ist. Aus den $^{230}\text{Th}_x$ -Profilen geht hervor, daß die $^{230}\text{Th}_x$ -Methode in vertretbarem Maße ausschließlich auf die Sedimente der A-Sedimenteinheiten anwendbar ist. Der beste Lösungsansatz besteht darin, lithologisch identische Sedimenteinheiten mehrerer Kerne mittels "best fit" und nach Messfehler gewichteter $^{230}\text{Th}_x$ -Regressionsgeraden und $^{230}\text{Th}_x/^{232}\text{Th}$ -Regressionsgeraden zu untersuchen und die Ergebnisse zu vergleichen. Mittels dieser Vorgehensweise erhält man für die einzelnen Kerne unterschiedliche Sedimentationsraten, die, bezogen auf die jeweilige Länge der Sedimentsäule, an der Basis identische Alter ergeben (Abb. 35).

Tabelle 4: Lineare Sedimentationsraten der A-Sedimenteinheiten in cm/ky nach der "best fit"-Regression. *: nach Meßfehlern gewichtete Regression.

Kern	($^{230}\text{Th}_x$)	($^{230}\text{Th}_x/^{232}\text{Th}$)	($^{230}\text{Th}_x$)*	Mittelwert
KAL 364	0.57	0.54	0.56	0.56
SL 370-12	0.34	0.34	0.38	0.35
KAL 372	0.64	0.57 (0.53*)	0.65	0.59

Die Mittelwerte der linearen Sedimentationsraten aus Tab. 4 setzen sich aus dem arithmetischen Mittel der drei Werte zusammen. Bei KAL 372 wurde zusätzlich die gewichtete $^{230}\text{Th}_x/^{232}\text{Th}$ -Regression berücksichtigt. Mittels Gleichung (4) errechnen sich für die Basis der A-Sedimenteinheiten Alter von 129 ka (KAL 364), 131 ka (SL 270-12) und 127 ka für KAL 372. Diese Alter fallen in den Übergangsbereich der Sauerstoffisotopenstadien 6/5, der mit einem Alter von 128 - 129 ka angegeben wird (MARTINSON et al., 1987). Somit ergibt sich in den Kernen ein Altersfixpunkt von 128 - 129 ka am Übergang von der A- zur

B1-Sedimenteinheit. Weiterhin kann festgestellt werden, daß die mittleren Sedimentationsraten während den letzten 128 ka, im Bereich des NGR, je nach Position, zwischen 0.3 und 0.6 cm/ky lagen.

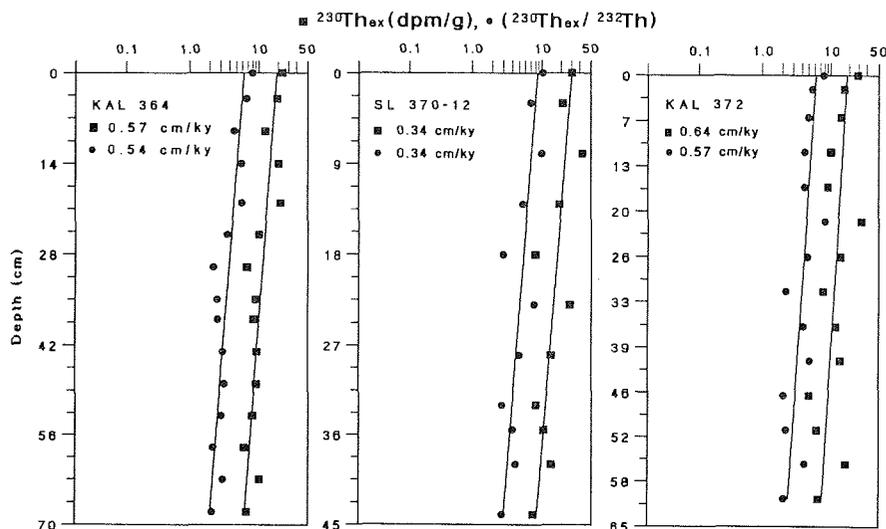


Abb. 35: $^{230}\text{Th}_{ex}$ - und $^{230}\text{Th}_{ex}/^{232}\text{Th}$ -Regressionsgeraden der Sedimenteinheit A und errechnete lineare Sedimentationsraten der Kerne KAL 364, SL 370-12 und KAL 372.

4.5.1.2 Datierung nach der Constant Flux-Methode

Durch das Auftreten der definierten $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Anomalien im tieferen Bereich der Kerne KAL 364 und SL 370-12 ergibt sich die Möglichkeit, das Maximalalter der Sedimente in den Kernen abzuschätzen, und somit einen zuverlässigen Zeitrahmen für das Alter der Sedimente zu erhalten.

Über die tiefsten in den Kernen auftretenden $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Anomalien von 2 bzw. 4 dpm/g und einer angenommenen Anfangsaktivität von 10 - 20 dpm/g, errechnet sich aus Gleichung (5) ein Alter an der Kernbasis von weniger als 300 ka. Somit sind gute Voraussetzungen gegeben, die Alterseinstufung der Kerne modellhaft detailliert zu entwerfen, da ein klarer Zeitrahmen vorgegeben ist.

Exakte Berechnungen nach dem "constant flux model" lassen sich streng genommen nur an KAL 364 vornehmen, da nur von diesem Kern ein kompletter Datensatz vorliegt. Von den anderen Kernen fehlen in kleinen Teilbereichen entweder die $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Analysen oder im unteren Bereich der Kerne die TRG-Bestimmungen. Das Manko der fehlenden $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Analysen wurde aber bewußt in Kauf genommen, da es sich ausschließlich um C-Typ-Sedimente handelt und die fehlenden $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Werte problemlos interpoliert werden können. Die fehlenden Daten der TRG konnten aus den Wärmeleitfähigkeitsmessungen abgeleitet werden (s. 3.5.1). Der dabei auftretende Fehler ist minimal, da alle in der Sedimentssequenz vergleichbaren Kerne des NGR praktisch identische TRG

haben. Vorbehaltlich dieser begründeten Annahmen, können auch für die Kerne KAL 372 und SL 370-12 die Datensätze als geschlossen gelten.

Nach den zwei Methoden von MANGINI et al. (1982) und KOMINZ et al. (1979), ergeben sich für das Kernende von KAL 364 Alter von 132 ka und 318 ka respektive (Abb. 36). Im Vergleich zu den mittels $^{230}\text{Th}_x$ -Methode ermittelten Alter an der Basis der Sedimenteinheit A, zeigen sich ebenfalls niedrigere und höhere Alter nach den o.a. zwei Methoden. Realistische Alter für alle Kernsegmente ergeben sich aus dem einfachen Mittelwert beider Alterskurven, die symmetrisch zu dem Altersfixpunkt von ca. 130 ka liegen. Dieses Altersmodell liefert am Kernende von KAL 364 ein Alter von 225 ka und am Übergang von Sedimenteinheit A zu B1 ein Alter von 130 ka (Abb. 36). Vergleichbare Alter erhält man nach der Methode von MANGINI et al. (1982), wenn SCp nur ca. 88 % beträgt. Nach der Methode von KOMINZ et al. (1979) erhält man vergleichbare Alter wenn dieser Wert auch für das gesamte Inventar des Kernes eingesetzt wird. Dies wäre dann der Wert, der maximal erreicht würde, wenn der Kern länger gewesen wäre bzw. älter als ca. 300 ka wäre.

Die berechneten Sedimentationsraten liegen bei KAL 364 in der Sedimenteinheit A zwischen 0.37 und 1.04 cm/ky und in den übrigen Sedimenteinheiten schwanken sie zwischen 0.37 und 16 cm/ky. Geringste Sedimentationsraten zeigen somit die Sedimenteinheiten A, D und E, die höchsten Werte sind typisch für die B- und C-Sedimenteinheiten.

Da Kern KAL 372 nicht alt (tief) genug für die Anwendung der KOMINZ-Methode ist, wurde hier die Altersbestimmung nach der MANGINI-Methode mit einem angenommenen SCp von ca. 93 % durchgeführt. In SL 370-12 wurden die Alter der obersten Sedimenteinheit A mit 65 % des SCp und die restlichen Alter mit 100 % SCp berechnet, da in der obersten Sedimenteinheit A, im Vergleich zu den übrigen Kernen, eine deutlich verminderte Sedimentation festgestellt wurde.

Die Berechnungen für die Kerne SL 370-12 und KAL 372 ergeben vergleichbare Sedimentationsraten und die Alter der Sedimente sind ebenfalls, entsprechend den lithologischen Sequenzen, annähernd gleich denen von KAL 364 (Abb. 37). Somit bestätigt sich, durch Anwendung des hier benutzten Altersbestimmungsmodells, der durch einfache Abschätzung gewonnene Zeitrahmen der Sedimentkerne. Demzufolge sind die Sedimente nicht älter als Sauerstoffisotopenstadium 7, und die Sedimente aus der Zeit vor 130 ka nehmen den größten Teil der Kernlänge ein. SL 370-12 hat am Kernende, bedingt durch die auftretenden Störungen, ein unbekanntes Alter.

Vor ca. 130 000 Jahren erfolgte im Gebiet des NGR der Sedimentationswechsel von relativ grobkörnigen zu relativ feinkörnigen Sedimenten, nach den hier durchgeführten Altersdatierungen, in einem Zeitintervall von wenigen hundert bis maximal 1000 Jahren. Dies zeigt, daß dieser Übergang von Kalt- zu Warmzeit relativ schnell erfolgte.

Aus dem $^{230}\text{Th}_x$ -Profil des SL 370-20 läßt sich erkennen, daß eine Altersbestimmung nach der $^{230}\text{Th}_x$ -Methode nicht möglich ist. Auch nach dem "constant flux model" läßt sich zunächst kein vernünftiges Alter errechnen, da sich nach der MANGINI-Methode bereits bei 120 cm ein Alter von 270 ka errechnet und unterhalb 130 cm ein unendliches Alter erreicht wird. Nach der KOMINZ-Methode errechnen sich bei 184 cm, am Ende der A-Sedimenteinheit, ein Alter von ca. 340 ka und am

Kernende erscheint ein Alter von ca. 540 ka. Verantwortlich für dieses Verhalten ist die überhöhte $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Flußdichte von dieser speziellen Lokation am Boden des Rifttals (vgl. Abb. 34, SL 370-20).

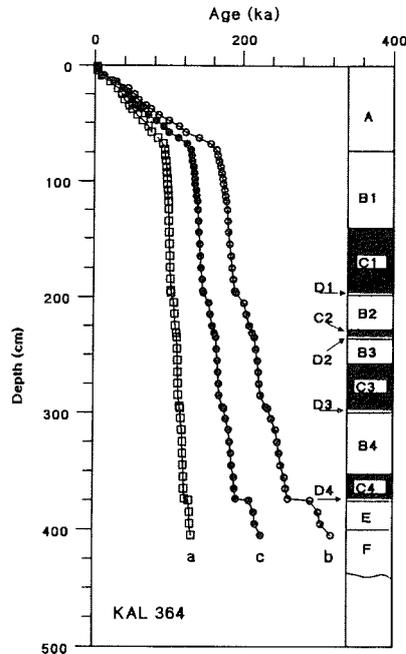


Abb. 36: Alters-Tiefenprofil von KAL 364. Eingetragen sind (a) die Alter nach MANGINI et al. (1982), (b) KOMINZ et al. (1979) und das mittlere Alter (c).

Bei Betrachtung der $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten (Abb. 23) fällt auf, daß im Grunde ein ähnliches Verteilungsmuster wie in den übrigen Kernen vorhanden ist. In der oberen turbiditischen Sedimenteinheit A sind die $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten hoch und zeigen starke Schwankungen, wohingegen im Rest des Kernes die Aktivitäten äußerst gering sind. Abgesehen davon, daß der untere Teil des Kernes mit den B-, C-, D-, E- und F-Sedimenteinheiten der anderen Kerne nicht zu vergleichen ist, zeigt doch die oberste Sedimenteinheit folgende mit den A-Sedimenteinheiten der übrigen Kerne vergleichbaren Eigenschaften:

- braune Farbe des Sediments
- äußerst geringer Gehalt an Dropstones
- $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten in vergleichbarer Höhe
- Auftreten von Foraminiferen

Die Unterschiede liegen in der größeren Mächtigkeit der Sedimentschicht und der großen Anzahl (>80) von alternierenden relativ grob- und feinkörnigen Lagen, die besonders gut in den Radiographien zu erkennen sind (Tafel A, Abb. 3).

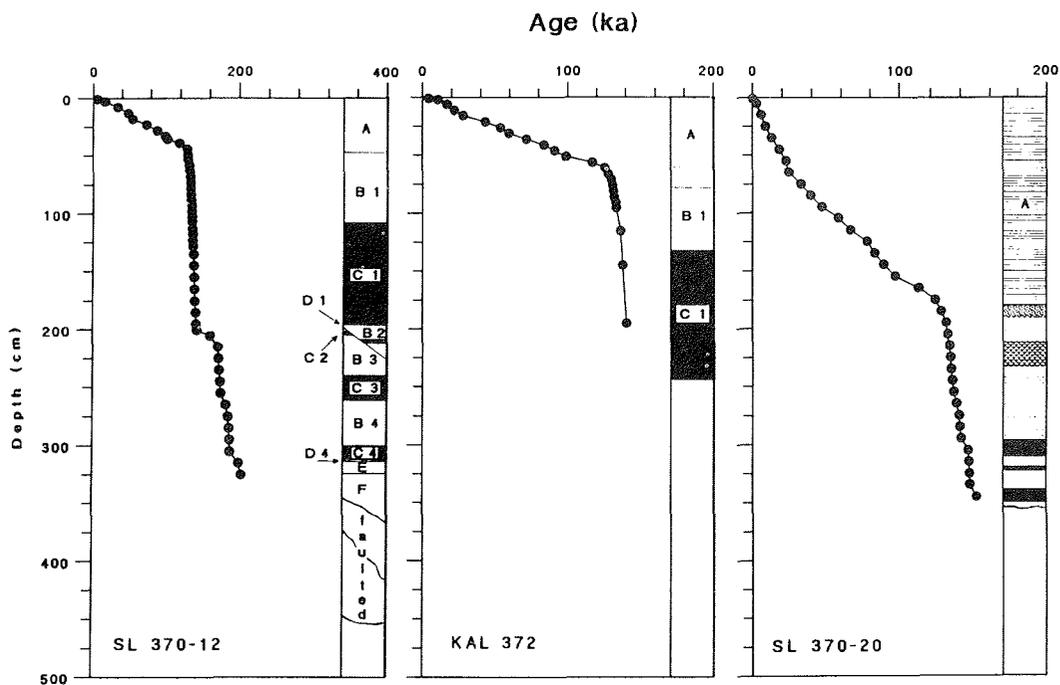


Abb. 37: Alters-Tiefenprofile von SL 370-12, SL 370-20 und KAL 372.

Obwohl die ^{231}Pa - Bestimmungen wegen des relativ hohen, und von Detektor zu Detektor wechselnden Backgrounds nicht sehr genau sind, und deshalb generell schlecht zu verwenden waren, läßt sich dennoch über diese eine Aussage treffen:

Bei Annahme eines Äquivalents von 0.8 - 1 dpm/g als Backgroundmittelwert zeigt sich, daß ^{231}Pa , trotz starker Schwankungen, in SL 370-20 bei ca. 180 cm gegen Null geht (Abb. 38). Eine Korrektur auf $^{231}\text{Pa}_{ex}$ erübrigt sich, da der Background ein Vielfaches des mit ^{231}Pa im Gleichgewicht stehenden ^{235}U ausmacht. Da die mit der $^{231}\text{Pa}_{ex}$ -Methode bestimmbare Zeitspanne wegen der Halbwertszeit von 32 760 Jahren bei maximal 150 000 Jahren liegt, ist zu vermuten, daß am Ende der A-Sedimenteinheit ein mit den übrigen A-Sedimenteinheiten vergleichbares Alter von ca. 130 ka vorliegt. Auch bei Übernahme der aus der Sedimentoberfläche bestimmten rezente Sedimentationsrate als durchschnittliche Sedimentationsrate, kommen keine sinnvollen Alter heraus.

Beim Vergleich des $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Inventars der bearbeiteten Kerne mit dem aus der Wassersäule zu erwartenden Inventar (SCa/SCp) zeigt sich, daß bei den Kernen KAL 364, KAL 372 und SL 370-12, der bei normaler Flußdicke zu erwartende Wert 1 nicht erreicht wird, und auch bei tiefer gehenden Kernen wahrscheinlich nicht erreicht werden würde. Am größten ist dieses Defizit bei SL 370-12 (vgl. Abschnitt 4.4).

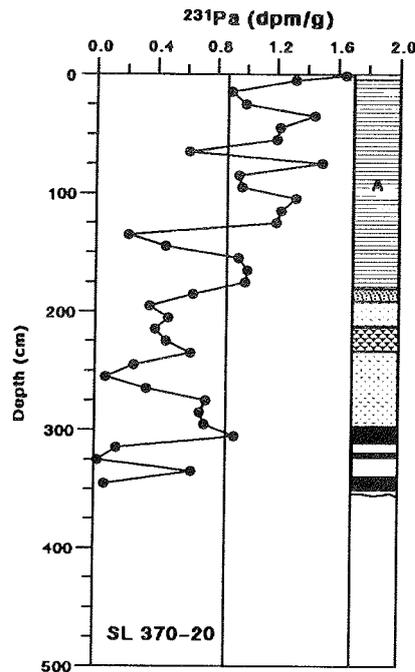


Abb. 38: ^{231}Pa -Aktivitätsverteilung in SL 370-20. Die Linie zwischen 0.8 und 1 dpm/g gibt den ungefähren Detektorhintergrund an. Die ^{231}Pa -Aktivität geht bei ca. 180 cm gegen Null.

Ganz anders ist die Situation bei SL 370-20: hier wird der Wert 1 schon inmitten der Sedimenteinheit A überschritten und an der Basis der A-Sedimenteinheit wird 1.36 erreicht, am Kernende liegt er sogar bei 1.44 (vgl. Abb. 34). Daraus läßt sich der einfache Schluß ziehen, daß erstens bei SL 370-12, da es eine topographische Position am steilen Rifftalhang hat, weniger sedimentiert wird als normal zu erwarten wäre, und umgekehrt zweitens SL 370-20 mehr Material erhält, da der Kern am Rifftalboden lokalisiert ist (vgl. COCHRAN & OSMOND, 1976). Nun kann das Verhältnis von SCa/SCp am Kernende oder von der Basis der A-Sedimenteinheit von KAL 364 und KAL 372 mit den entsprechenden Werten von SL 370-20 verglichen werden. Läßt man aus den oben genannten Gründen SL 370-12 außer acht, so ergeben sich aus den entsprechenden Verhältnissen von KAL 364 und KAL 372 zu SL 370-20 Werte um 0,5. Dies heißt aber nichts anderes, als daß die Flußdichte in SL 370-20 etwa doppelt so hoch ist wie in den vorgenannten Kernen, die auf den Rückenschultern lokalisiert sind. Wird nun das aus der Wassersäule zu erwartende Inventar SCp in der A-Sedimenteinheit mit dem Faktor 2 multipliziert, so errechnet sich für SL 370-20 nach der MANGINI-Methode ein Alter von ca. 130 ka an der Basis der Sedimenteinheit A und am Kernende werden ca. 150 ka erreicht (vgl. Abb. 37). Das KOMINZ-Alter ist in diesem Falle nicht zu verwenden. Aus den in 3.1.1 genannten Gründen sind die Alter für die zweite Kernhälfte jedoch nur unter Vorbehalt gültig. Am Beispiel des Kernes SL 370-20 zeigt sich, daß eine gute Alterseinstufung auch an äußerst komplizierten

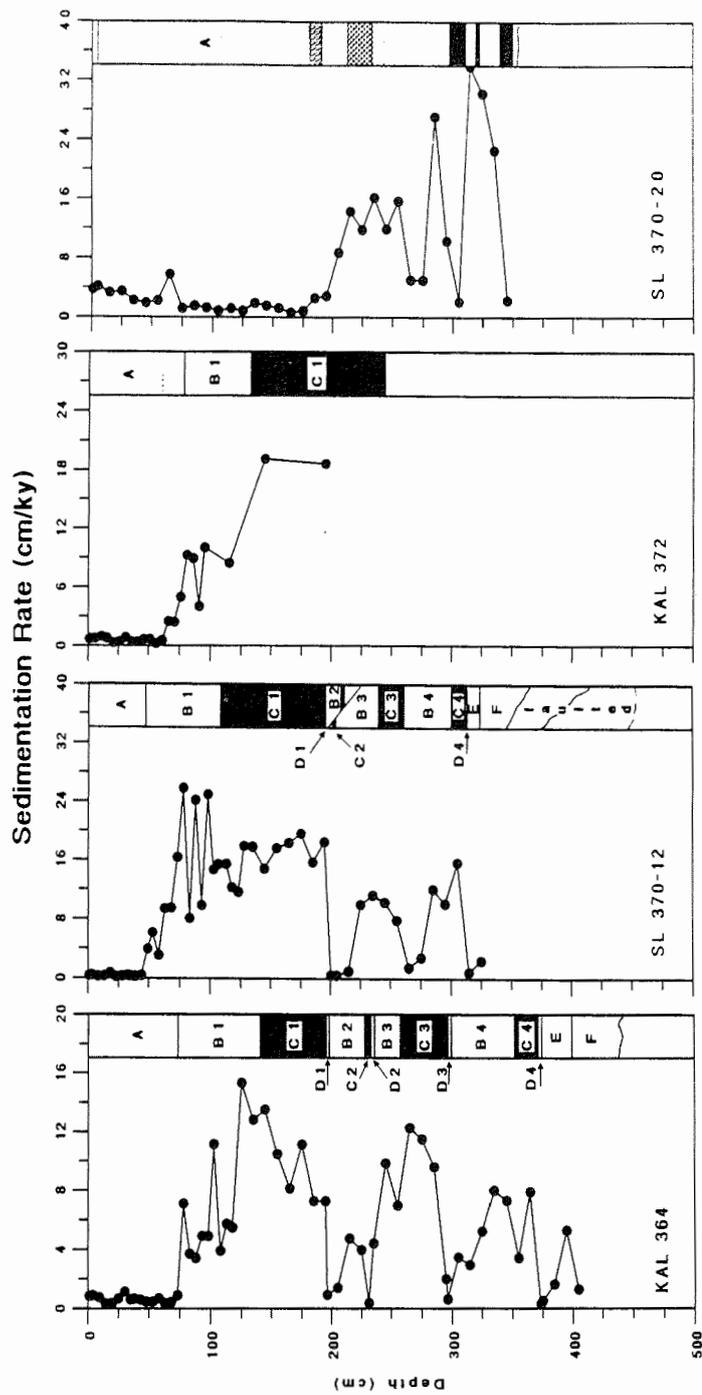


Abb. 39: Verteilung der Sedimentationsraten in den Sedimentkernen des Nansen-Gakkel-Rückens.

Kernen nach dem "constant flux model" möglich ist.

Unter Einbeziehung aller Fakten können die erhöhten Flußdichten in der Sedimentationseinheit A von SL 370-20 auf vermehrte Sedimentation von jeweils jungem, mit ^{230}Th angereichertem Sediment zurückgeführt werden, das in Form kleiner Trübestrome in der tiefsten Senke des Arktischen Ozeans abgelagert wurde. Erhöhte Eisengehalte und die Adsorption von ^{230}Th bei der Suspension (vgl. 4.6) könnten einen zusätzlichen aber nur untergeordneten Effekt gehabt haben.

Die Sedimentationsraten (Abb. 39) von SL 370-20 liegen nach der vorliegenden Alterseinstufung bei der oberen Sedimenteinheit A zwischen 0.6 und 5.8 cm/ky. In der oberen Hälfte sind sie etwas höher als in der unteren. Unter Vorbehalt der unklaren Sedimentation im unteren Kernteil errechnen sich hier stark schwankende Sedimentationsraten zwischen 2 und 34 cm/ky. Besonders die niedere Sedimentationsrate bei 300 cm ist unwahrscheinlich, da hier der relativ hohe ^{230}Th -Gehalt der MnO-umkrusteten Mineralien zum Tragen kommt. Die Mn-reiche Lage macht jedoch nach der Radiographieauswertung den Eindruck von durch Strömung oder anderer Prozesse umgelagertem Material. Deutlich ausgebildet ist jedoch der Übergang zu höheren Sedimentationsraten ab 184 cm.

4.5.2 Alters- und Sedimentationsratenbestimmung an kurzen Sedimentkernen (GKG) des östlichen Arktischen Ozeans

Neben den langen Sedimentkernen des NGR wurden auch eine Reihe von GKG des östlichen Arktischen Ozeans mittels der Constant Flux-Methode nach MANGINI et al. (1982) altersmäßig analysiert, um einen Überblick über die Sedimentationsverhältnisse während der letzten 10 - 70 ka zu gewinnen. Die Ergebnisse (Abb. 40) zeigen, daß am Kontinentalhang, im Nansen-Becken und im Sofia-Becken während den letzten 10 - 20 ka höhere Sedimentationsraten vorliegen als am NGR. Werte bis 14 cm/ky in GKG 340 sind wahrscheinlich auf turbiditische Sedimentation zurückzuführen. Die nach dieser Methode ermittelten Alter könnten bei den Kernen vom NGR z.T. etwas zu niedrig sein, wie aus Ergebnissen der langen Sedimentkerne zu ersehen ist. Die Differenz zu den wahren Altern dürfte aber, im Hinblick auf das junge Alter kurzer Sedimentkerne, gering sein. Die Untersuchungen liefern gute vergleichende Ergebnisse für den östlichen Arktischen Ozean und seine unterschiedlichen Sedimentationsräume.

Zum Beweis der Leistungsfähigkeit dieser Altersbestimmungsmethode werden die hier erzielten Ergebnisse vom obersten Teil des GKG 364, der lithologisch identisch ist mit KAL 364, dem Alters-Tiefenprofil von GKG 364 nach der AMS ^{14}C -Methode von MIENERT et al. (1990) gegenübergestellt (Abb. 41). Der Vergleich zeigt, daß die mittels der Constant Flux-Methode erzielbaren Ergebnisse, ^{14}C -Altern kaum nachstehen. Die Empfindlichkeit der Methode kann durch kürzere Probenabstände noch gesteigert werden.

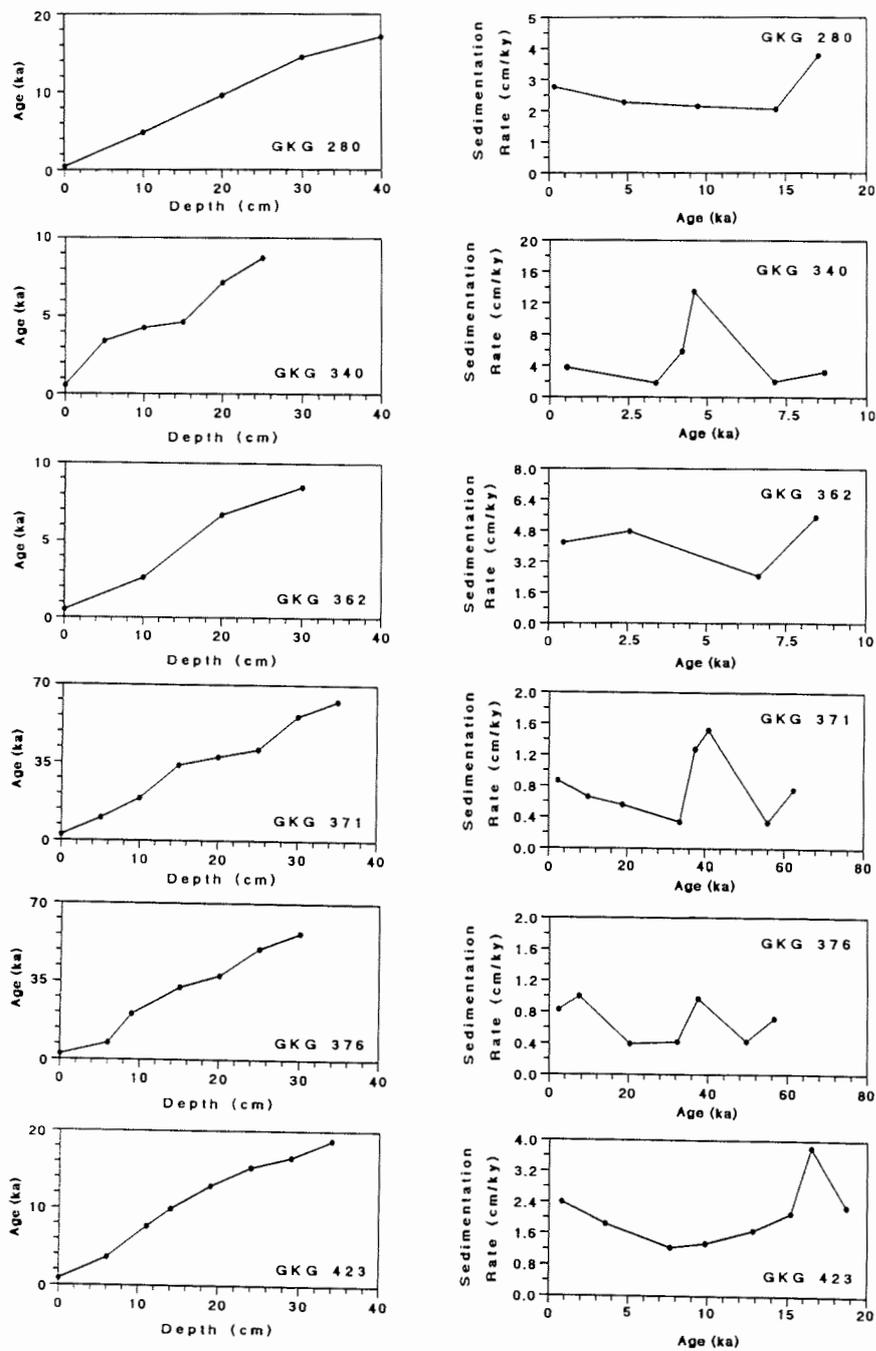


Abb. 40: Alters-Tiefen-Beziehung und Sedimentationsraten von kurzen Sedimentkernen (GKG) des östlichen Arktischen Ozeans.

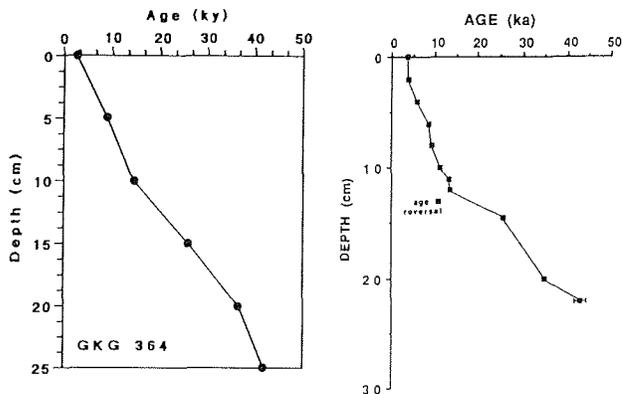


Abb. 41: Alters-Tiefen-Vergleich von GKG 364 nach der AMS ¹⁴C-Methode (rechts) aus MIENERT et al. (1990) und der ²³⁸Th_x-Constant Flux-Methode (links).

4.5.3 Rezente Sedimentationsraten im östlichen Arktischen Ozean

Die Berechnungen der rezenten Sedimentationsraten erfolgten nach Gleichung (12). Bei der Bestimmung der rezenten Sedimentationsraten im Arktischen Ozean kommt es vornehmlich auf die Größenordnung an, da die Sedimentationsraten in Abhängigkeit von der topographischen und latitudinalen Position sehr unterschiedlich sind. Komplizierte Korrekturen können entfallen, da weder Mischungstiefen noch Mischungskoeffizienten in diesem Meeresgebiet bekannt sind. Beide Werte dürften aber, wegen der geringen Primärproduktion, sehr gering sein (BALZER, 1989). Auch eine Korrektur nach der ²³⁸Th-Flußdichte ist zumeist nicht möglich, da genaue Zahlen nicht bekannt sind.

Die Sedimentationsraten am Barentsseekontinentalhang liegen demnach zwischen 2.5 und 6 cm/ky. Im Nansen-Becken (Stationen 310, 340) liegen sie zwischen 3 und 4 cm/ky. Nur die Station 358 hat eine niedrigere Rate von ca. 1 cm/ky. Die Stationen vom NGR haben mit 0.6 - 0.8 cm/ky die geringsten Sedimentationsraten. Am Boden des Rifttales liegt jedoch eine etwa doppelt so hohe Sedimentationsrate von ca. 1.6 cm/ky vor. Bei doppelter Flußdichte wäre sie sogar 3.8 cm/ky. Am Yermak-Plateau beträgt sie etwa 3 cm/ky und im Sofia-Becken ca. 2.6 cm/ky. Bei der Framstraßenstation ist die Sedimentationsrate ca. 3.3 cm/ky. Hohe Werte zwischen 4 und 6 cm/ky finden sich in den äußerst tonreichen Sedimenten der Stationen 362 und 382, die am Fuße des NGR (362) und im Nansen-Becken (382) liegen. Bemerkenswert ist weiterhin die geringe Rate von ca. 0.6 cm/ky für die Station an der Schelfkante der Barentssee (Abb. 42).

Der Vergleich mit den Ergebnissen aus den GKG und langen Sedimentkernen zeigt, daß die Sedimentationsbedingungen der unterschiedlichen Sedimentationsräume während des Holozäns relativ konstant waren.

Ein Vergleich der auf die Wassertiefe normierten ²³⁸Th_x-Oberflächenaktivitäten mit den Sedimentationsraten zeigt, daß die ²³⁸Th_x-Aktivität ein direktes umgekehrtes Maß für die Sedimenta-

tionsrate darstellt (vgl. Abb. 25 und 42).

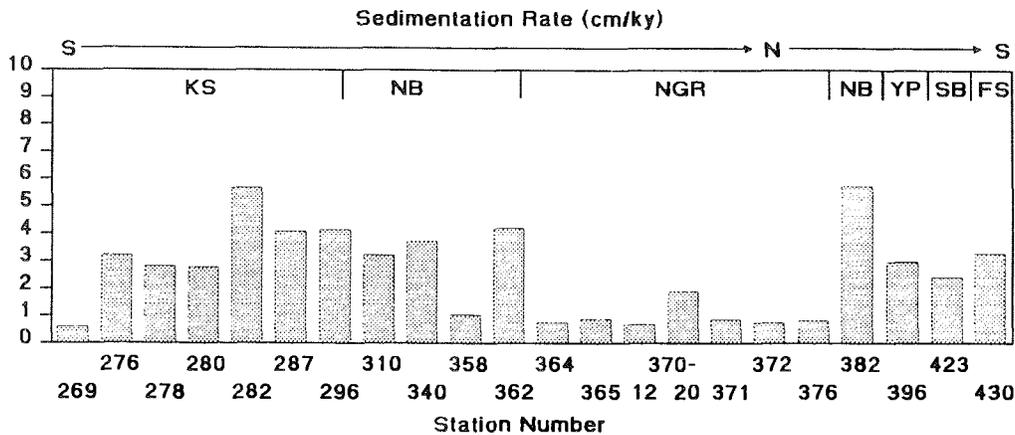


Abb. 42: Rezente Sedimentationsraten vom östlichen Arktischen Ozean entlang der Expeditionroute ARK IV/3. Vgl. Abkürzungen in Abb. 10.

4.6 ^{230}Th -Scavenging

Der Abtransport von ^{230}Th aus der Wassersäule erfolgt durch Anlagerung an sinkende Teilchen. Obwohl ^{230}Th sehr partikelreaktiv ist, kommt es dabei nicht nur auf die Partikelkonzentration, sondern auch auf die Art der partikulären Substanz an (MANGINI, 1984). Als bevorzugte ^{230}Th -Träger werden genannt:

- Kotpillen und Aggregate (NOZAKI et al., 1987)
- biogener Detritus (FISHER et al., 1988)
- Fe- und Mn-Oxyhydroxid-Überzüge auf Partikeln (ANDERSON et al., 1983)
- Tonmineralien (SOMAYAJULU et al., 1983, 1989; SHIMMIELD, pers. Mitt.)

Am Meeresboden kann verstärktes ^{230}Th -Scavenging erfolgen durch diagenetische Remineralisation von Fe und Mn aus den Sedimenten oder durch die Zuführung von Fe und Mn aus hydrothermalen Lösungen (SHIMMIELD & PRICE, 1988). Auch Resuspension wird als ein effektiver Scavenging-Mechanismus angesehen (ANDERSON et al., 1983).

Welche Substanzen bzw. welcher Mechanismus nun speziell für den ^{230}Th -Abtransport ins Sediment verantwortlich ist, ist oft umstritten. Im Gegensatz zu U ist Th in normalem Meerwasser unlöslich.

BACON & HUH (1984) und BACON et al. (1989) fanden in der Wassersäule über dem Alpha-Rücken erhöhte ^{230}Th -Aktivitäten und geringe Mengen an suspendiertem Material. Die Autoren kommen zu dem Schluß, daß die Scavenging-Rate in diesen Gewässern geringer sein sollte als normal in den Ozeanen zu beobachten ist. Nach Messungen im östlichen Arktischen Ozean (ARK IV/3) beobachteten K. COCHRAN und K. BUESSELER jedoch normale ^{230}Th -Aktivitäten, die mit denen im Atlantik vergleichbar sind. Somit sollten auch die ^{230}Th -Flußdichten normal sein (BACON et al., 1989; K. COCHRAN und K. BUESSELER, pers. Mitt.). BACON et al. (1989) führen diesen Unterschied auf den, im Vergleich zum Amerasi-

schen Becken, besseren Wasseraustausch mit atlantischen Wassermassen zurück. Die Verhältnisse am Alpha-Rücken sind offensichtlich nicht unmittelbar mit denen am NGR zu vergleichen.

Durch das Vorkommen von planktonischen Foraminiferen, Copepoden und Pteropoden in der Wassersäule des Eurasischen Beckens (THIEDE, 1988) sollten auch genügend Kotpillen vorhanden sein. Durch das oberflächliche Abschmelzen des Meereises im Sommer (Polartag), das über dem NGR (sibirischer Arm des Transpolaren Eisstroms) mit bis zu 50 % der Eisfläche mit Sediment beladen sein kann, kommen vor allem siltiges und toniges Material ins Wasser (PFIRMAN et al., 1990), das ^{230}Th zum Meeresboden transportieren kann. Die ^{230}Th -Flußdichte kann also durchaus während des Polartages stärker sein als während der Polarnacht.

Die Sedimentuntersuchungen belegen, daß während Kaltzeiten, besonders aber während der Zeit, die dem Sauerstoffisotopenstadium 6 entspricht, ein wesentlich höherer Sedimentfluß durch die Wassersäule vorhanden gewesen sein muß. Neben viel grobkörnigem Material wurde auch mehr toniges Material sedimentiert als während der Warmzeiten, wie die Ergebnisse der Akkumulationsratenberechnungen zeigen. Dies kann dazu geführt haben, daß trotz verminderter Primärproduktion die ^{230}Th -Flußdichten in diesen Zeiten nicht unbedingt erniedrigt waren.

4.7 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichte

Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichte gibt Auskunft über die in der Zeit- und Flächeneinheit transportierte bzw. abgelagerte Menge an $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ im Sediment. Der häufig in der Literatur benutzte Ausdruck Fluß benennt jedoch nur die in der Zeiteinheit transportierte bzw. abgelagerte Menge. Da aber im Zusammenhang mit Sedimentproben aus Tiefseesedimentkernen nicht eine Gesamtmenge eines undefinierten Gebietes interessiert, ist allein der Ausdruck Flußdichte zu verwenden. Die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichte ist quasi ein Synonym für $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Akkumulationsrate.

Aus den Inventaruntersuchungen der Kerne vom NGR (ausschließlich SL 370-20) deutet sich an, daß die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichte nur etwa 60 -90 % des aus der ^{230}Th -Produktion Erwartbaren betragen könnte. Dies würde die zu geringen MANGINI-Alter erklären. Wahrscheinlicher ist allerdings, daß das fehlende $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ in den Kernen nur auf verstärkten Transport in topographisch tiefer liegende Gebiete zurückzuführen ist. Auch dieser Prozess führt zu erniedrigten Altern.

Nach dem von COCHRAN & OSMOND (1976) entwickelten Modell sind die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichten abhängig von der topographischen Position: auf einer Kuppe sollte demnach $F_a > F_p$, an einem Hang $F_a < F_p$ und in einer Senke $F_a > F_p$ sein. Solche Prozesse wurden in den Kernen SL 370-12 ($SC_a < SC_p$) und SL 370-20 ($SC_a > SC_p$) nachgewiesen. Ob sich das SC_a -Defizit in KAL 364 auch auf vermehrten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Transport in tiefere Gebiete zurückführen läßt, kann nicht mit letzter Sicherheit entschieden werden, ist aber sehr wahrscheinlich. Auch läßt sich der genaue Zeitabschnitt geringerer $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Deposition nur schwer ermitteln, da mit dem "constant flux model" gerechnet werden mußte. Der Vergleich der Alter, die mittels $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Methode und nach MANGINI ermittelt wurden, deutet aber an, daß diese Prozesse während der letzten 130 000 Jahre stattgefunden haben.

Annähernd realistische Alter würde man demnach auch erhalten, wenn man die nach der MANGINI-Methode (ohne SCp-Korrektur) ermittelten Alter, falls der Kern lang genug ist, mit dem Ausdruck (SCp/SCa) multipliziert.

Die Untersuchungen zeigen, daß in der obersten Sedimenteinheit A der Sedimentkerne vom NGR die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichten und somit auch die Sedimentationsraten geringer sind als normal zu erwarten wäre. Die geringste Flußdichte wurde bei SL 370-12 festgestellt. Umgekehrt ist die $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichte in SL 370-20 infolge der turbiditischen Sedimentationsverhältnisse überhöht. Dieses Verhalten kann nach COCHRAN & OSMOND (1976) einerseits durch die Position der Kerne auf den Rückenschultern und am Rifftalhang und andererseits am Rifftalboden erklärt werden (vgl. Abb. 4). Als Ursachen kommen neben der Gravitation wahrscheinlich auch - gegenüber dem Nansen-Becken - topographisch bedingte, erhöhte und variable Strömungsgeschwindigkeiten am NGR in Frage.

Topographisch bedingte variable $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichten sind am NGR wahrscheinlicher als eine zu geringe Flußdichte aus der Wassersäule. Nach K. BUESSELER und K. COCHRAN (pers. Mitt.) geben die Gehalte an Radioisotopen in der Wassersäule des östlichen Arktischen Ozeans auch keinen Hinweis auf einen solchen Prozess.

Eine geringere $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Flußdichte würde bei der rezenten Sedimentationsratenbestimmung generell geringere Sedimentationsraten bedingen. Dies muß bei der Sedimentationsratenbestimmung immer bedacht werden. Genauere Werte ließen sich über mehrjährige Fallenexperimente ermitteln, die jedoch schwierig durchführbar sind, da nur sehr selten ein Forschungsschiff ins "Ewige Eis" fährt. Generell kann aber die Größenordnung der rezenten Sedimentationsraten über $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsbestimmungen erfolgen.

4.8 $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitätsschwankungen: Beziehungen zu anderen Sedimentparametern

KENT (1982) stellte an Sedimentkernen des Indischen und Pazifischen Ozeans fest, daß gewisse Sedimentparameter wie Karbonatgehalt, $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung und magnetische Suszeptibilität parallele bzw. antiparallele Verteilungsmuster besitzen. Der Autor führte dies auf paläoklimatisch gesteuerte Prozesse zurück.

Die am NGR festgestellten parallelen Verteilungsmuster von Sand, SiO_2 , Trockenraumgewicht und Wärmeleitfähigkeit einerseits sowie Ton, Al_2O_3 , K_2O , ^{232}Th , $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ und zahlreichen anderen Neben- und Spurenelementen, Wassergehalt (s. SPIELHAGEN et al., 1988) und magnetischer Suszeptibilität (s. NOVACZYK & BAUMANN, in Druck) andererseits, sind in KAL 364 besonders gut dokumentiert und werden eindeutig von der Kernlithologie bestimmt.

Die Verteilungsmuster belegen, in Verbindung mit den Altersbestimmungen, den Zusammenhang zwischen Sedimentmaterial, Sedimentationsprozessen und Paläoklima. Die Schwankungen der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten in den Sedimentkernen lassen sich deshalb hauptsächlich durch Verdünnung erklären. Da die zerfallskorrigierten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten keine lineare Korrelation mit der Sedimentationsrate zeigen, sondern nach Gleichung (12) dem Gesetz einer gebrochenrationalen Funktion

folgen, erklären sich auch die extremen Schwankungen. Die Grundform einer solchen Funktion lautet: $f(x) = p(x)/q(x)$. Diese Tatsache erklärt auch die äußerst geringen $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten in großen Teilen der unteren Kernpartien, wo der Anteil grobkörnigen Materials hoch ist und entsprechend auch höhere Sedimentationsraten vorliegen. Abb. 43 zeigt die Abhängigkeit der $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten von der Sedimentationsrate.

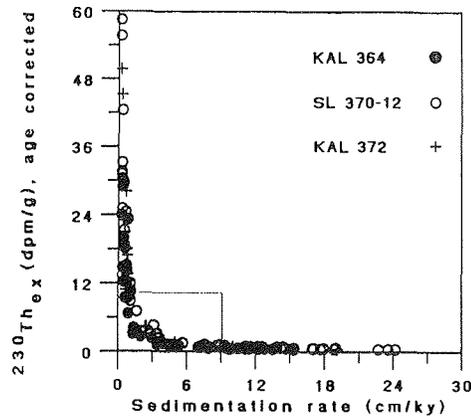


Abb. 43: Nichtlineare Beziehung zwischen Sedimentationsrate und $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Anfangsaktivität am Beispiel der Sedimentkerne vom Nansen-Gakkel-Rücken. Der Rahmen zeigt die in der Norwegisch-Grönländischen See gewöhnlich anzutreffenden Verhältnisse.

Abb. 43 verdeutlicht, daß schon geringe Sedimentationsratenänderungen starke $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitätsänderungen im Sediment bewirken. Weiter wird klar, daß der Verdünnungsfaktor jegliche $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Flußdichtenänderung aus der Wassersäule an Wirkung übertrifft, d.h. Flußdichtenänderungen sind in Kernen mit variabler Lithologie gegenüber dem Verdünnungseffekt vernachlässigbar. Dies gilt jedoch nicht für in topographischen Fallen mit $^{230}\text{Th}_{ex}$ angereicherte Sedimente (siehe SL 370-20) oder einheitliche Sedimentabschnitte, wo eine verminderte Flußdichte durch Kernvergleich erkannt wird (Sedimenteinheit A, SL 370-12).

Abb. 43 macht auch deutlich, wo der optimale Arbeitsbereich für die Anwendung der $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Methode liegt: im Umbiegunsbereich der Kurve. Bei Sedimentationsraten >3 cm/ky werden die $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitäten sehr gering und in den unteren (älteren) Kernbereichen wird der Meßfehler sehr groß. Je kleiner die Achsenmaßstäbe sind, desto näher kommt die mittels $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Methode ermittelte lineare Sedimentrate den tatsächlichen Sedimentationsraten. Je geringer die Wassertiefe ist, um so mehr schmiegt sich die Kurve an die Asymptoten an.

Die Kerne des NGR zeigen eine größere Sedimentationsratenvariabilität als Kerne aus der Norwegisch-Grönländischen See (NGS). Der Rahmen in Abb. 43 zeigt den Bereich, der allgemein in Sedimenten der NGS angetroffen wird (vgl. EISENHÄUER et al., 1990; SCHOLTEN et al., 1990). Da im Vergleich zu Kernen der NGS die $^{230}\text{Th}_{ex}$ -Aktivitätsschwankungen am NGR extrem sind, sollte auch die Erklärung dieser Schwankun-

gen am einfachsten in der Arktis zu suchen sein (Abb. 44). Die Antwort lautet ganz eindeutig: Verdünnung.

Es zeigt sich, daß während Kaltzeiten mehr grobkörniges, in Warmzeiten mehr tonig zusammengesetztes Material sedimentiert wurde. Als Transportmedium für grobkörniges Material kommt am NGR ausschließlich Eis in Frage, da Turbidite von norwegischen oder sibirischen Schelfgebieten die Höhen des NGR nicht erreichen können.

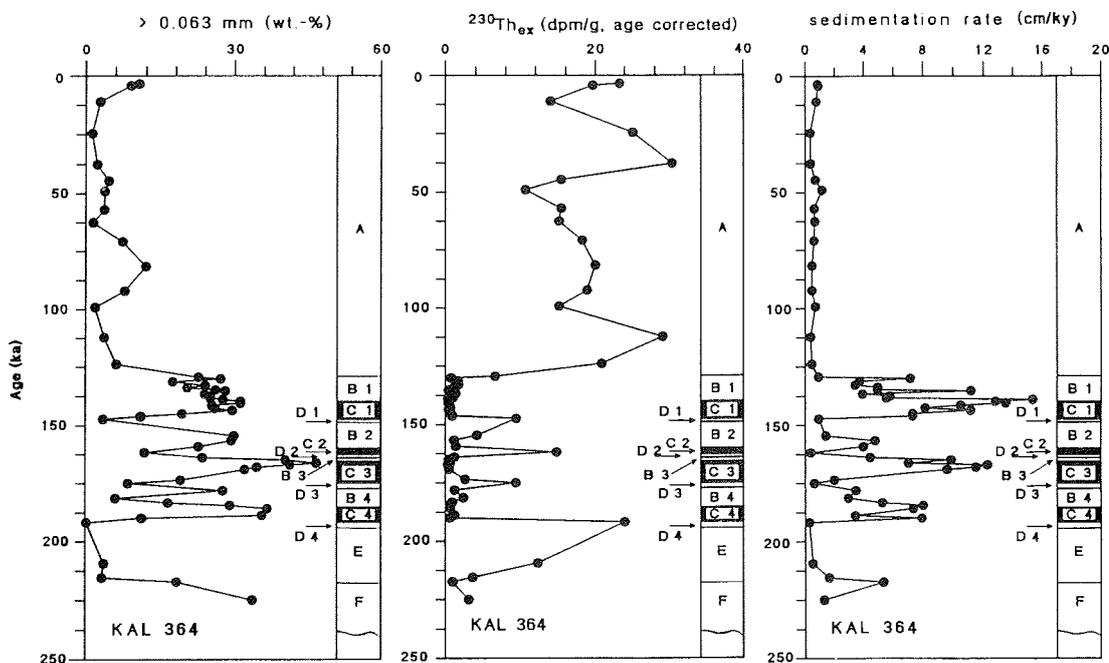


Abb. 44: Gegenüberstellung von Sandgehalt, $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivität und Sedimentationsrate in KAL 364. Klar erkennbar ist die Steuerung der Verteilungsmuster durch die Sedimentverdünnung.

BACON (1984) und SUMAN & BACON (1989) sehen ebenfalls den Verdünnungseffekt als verantwortlich an für parallele Schwankungen von Karbonat- und $^{230}\text{Th}_x$ -Gehalten in Sedimenten des Nordatlantiks. Die in den Kernen des NGR beobachteten Konzentrationsschwankungen des CaCO_3 lassen sich jedoch nur z.T mit $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitätsschwankungen korrelieren. Ursachen dafür könnten sein: Karbonatlösung, unterschiedliche Karbonatproduktion und eine Phasenverschiebung zwischen Karbonat- und Paläoklimakurve (NINKOVICH & SHACKLETON, 1975; NOVACZYK & BAUMANN, in Druck). Eine Diskussion dieser Thematik findet sich in BACON (1984).

Nach den $^{230}\text{Th}_x$ -Schwankungen sollte theoretisch ein Gradient vom Arktischen Ozean zum tropischen Atlantik bestehen, da der Einfluß der Eisbedeckung abnimmt und die Sedimentationsbedingungen im pelagisch tropischen Atlantik in Kalt- und Warmzeiten nicht sehr verschieden

sein sollten. Allerdings kommen als Unsicherheitsfaktoren die Einflüsse durch Umverteilungen am Meeresboden infolge Bodenwasserströmung hinzu.

Trotz des ursächlichen Zusammenhangs der $^{238}\text{Th}_x$ -Aktivitätsschwankungen lassen sich die Kerne vom NGR und der NGS nicht einfach korrelieren. Eine Korrelation ist lediglich während den letzten 130 ka möglich. Im Zeitraum 186 - 128 ka jedoch kommt anscheinend der Mittelmeercharakter des Arktischen Ozeans voll zum Tragen.

4.9 Akkumulationsraten

Die Gesamtakkumulationsraten (Abb. 45) liegen in den Kernen KAL 364, SL 370-12 und KAL 372 in der obersten Sedimenteinheit A, der die letzten 130 ka umfaßt, unter $1 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. Im Mittel liegen sie bei KAL 364 und KAL 372 um $0.5 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$, bei SL 370-12 um $0.3 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. In SL 370-20 liegen die Werte, bedingt durch die höhere Sedimentation am Rifttalboden, zwischen 0.5 und $5 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. In der Zeit zwischen 130 - 180 ka finden sich in den B- und C-Sedimenteinheiten Akkumulationsraten zwischen 4 und $30 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. Die D-Sedimenteinheiten zeigen ähnliche Werte wie die A-Sedimenteinheiten. Auch die E-Sedimenteinheiten haben ähnliche Akkumulationsraten. In SL 370-20 sind unterhalb von 2 m die Akkumulationsraten lediglich mit großer Unsicherheit bestimmt, da dieser Kernabschnitt zeitlich nicht sicher eingeordnet werden kann.

Charakteristisch für KAL 364 sind 4 Peaks in der Zeit, die dem Sauerstoffisotopenstadium 6 entspricht. Daß in SL 370-12 nur drei auftreten, liegt an der Tatsache, daß der nach dem ersten Peak fehlende Peak durch die geringe Mächtigkeit der Lagen B2 und C2 hier nicht zum Vorschein tritt.

Ein Vergleich der Akkumulationsraten mit Sedimentkernen aus der Norwegischen See (HENRICH et al., 1989; SCHOLTEN et al., 1990; KASSENS, 1990; VOGELSANG, 1990) zeigt, daß in den letzten 130 ka die Sedimentation am NGR erheblich geringer war als in der Norwegischen See. Zwischen 130 und 180 ka finden sich in der Norwegischen See z.T. vergleichbar hohe Akkumulationsraten (GIK-Kerne 23055, 23062 und 23065). Aus den Alterseinstufungen der übrigen Kerne von ARK IV/3 (NOVACZYK & BAUMANN, in Druck) ergeben sich generell hohe Akkumulationsraten auch für die letzten 130 ka, was teilweise auf turbiditischen Sedimenteintrag zurückzuführen ist.

Infolge der hohen Kohlegehalte in den C-Sedimenteinheiten der Sedimentkerne vom NGR, sind natürlich auch die Akkumulationsraten für C_{org} in diesen Kernbereichen (bis $0.2 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$) wesentlich höher als in der Norwegischen See (vgl. HENRICH et al., 1989). Im Zeitraum 0 - 130 ka liegen sie dagegen wesentlich niedriger ($<0.01 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$), da in diesem Zeitraum nur wenig Kohle abgelagert wurde und die geringe Primärproduktion des Arktischen Ozeans sich hier deutlich auswirkt.

Die Akkumulationsraten für CaCO_3 sind mit $<0.05 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$ wesentlich kleiner als die in der Norwegischen See festgestellten Raten (vgl. HENRICH et al., 1989).

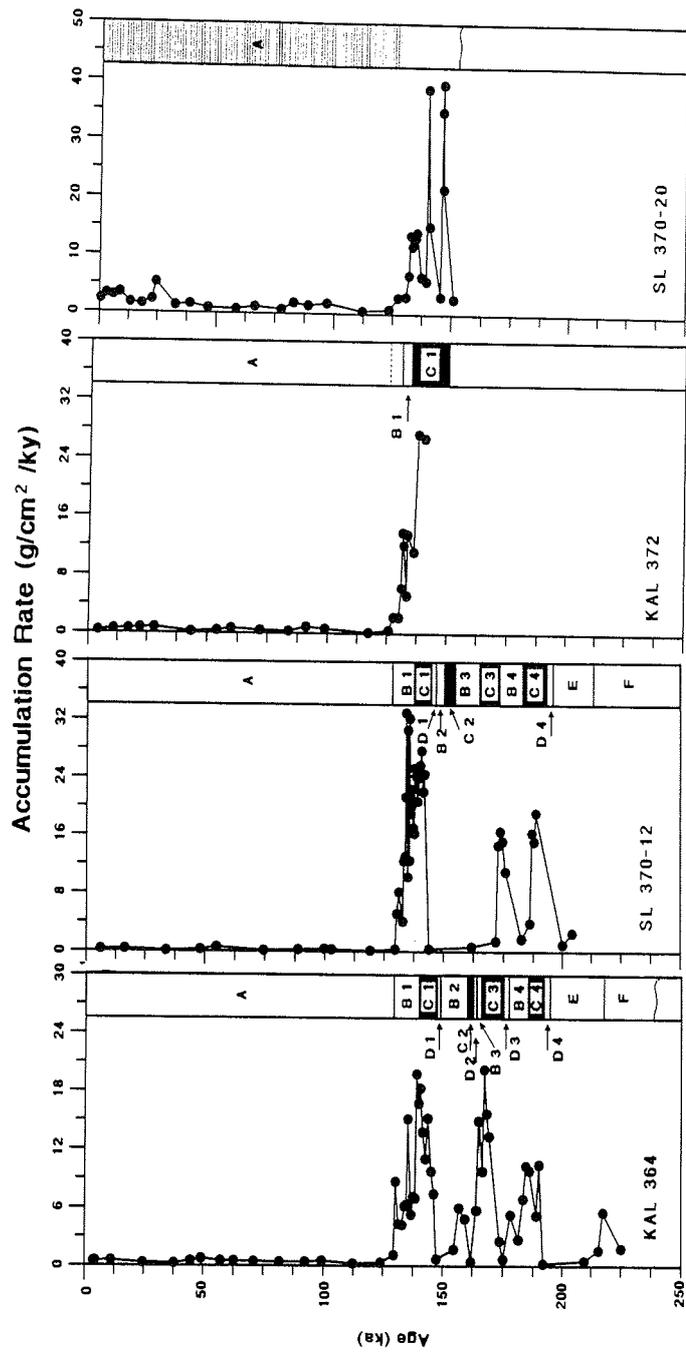


Abb. 45: Verteilung der Gesamtakkumulationsraten in den Sedimentkernen des Nansen-Gakkel-Rückens.

Die Verteilungsmuster der meisten Elementakkumulationsraten in den hydrothermal unbeeinflussten Sedimenten von KAL 364 (s. Anhang Tab. 12) folgen generell, trotz unterschiedlicher Konzentrationen, dem Verteilungsmuster der Gesamtakkumulationsraten.

Diese Tatsache ist begründet in den großen Unterschieden der Sedimentationsraten, gegenüber denen die Konzentrationen kaum ins Gewicht fallen (vgl. KOCZY, 1951). Eine Ausnahme davon machen die Akkumulationsraten der Elemente Mn und Mo und teilweise auch Fe, da diese Elemente fröhdiagenetisch mobilisiert und in der B1-Sedimenteinheit (KAL 364, SL 370-12) angereichert wurden. Deshalb sind die berechneten Akkumulationsraten dieser Elemente teilweise unrealistisch. Die Akkumulationsraten von Cu, As und CaCO₃ zeigen nur sehr schlechte Korrelationen mit der Gesamtakkumulationsrate. Bei CaCO₃ liegt vielmehr ein leicht negativer Korrelationstrend vor, der andeutet, daß verminderte CaCO₃-Gehalte teilweise auf Sedimentverdünnung zurückzuführen sind. Die Akkumulationsraten von TOC korrelieren ebenfalls sehr schlecht mit den Gesamtakkumulationsraten, da in den dunkelgrauen C-Sedimenteinheiten die hohen Kohlegehalte zum Tragen kommen.

Die rezenten Gesamtakkumulationsraten liegen im östlichen Arktischen Ozean bei ca. 0.4 g/cm²/ky (NGR) und zwischen 1 und 2.5 g/cm²/ky im Nansen Becken und am Kontinentalhang der Barentssee (Abb. 46).

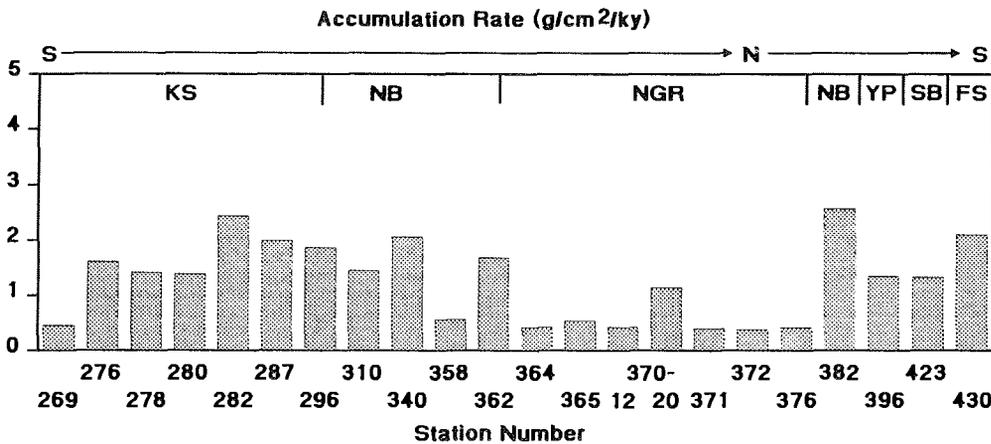


Abb. 46: Rezente Akkumulationsraten im östlichen Arktischen Ozean. KS: Kontinentalhang; NB: Nansen-Becken; NGR: Nansen-Gakkel-Rücken; YP: Yermak-Plateau; SB: Sofia-Becken; FS: Framstraße.

4.10 Altersbestimmung an arktischen Sedimenten - ein kritischer Vergleich

Die Anwendung der $^{230}\text{Th}_x$ -Methode basiert auf der einfachen Annahme, daß die $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivität der Sedimente, in Abhängigkeit von Wassertiefe und Lokation, zur Zeit ihrer Ablagerung immer gleich ist und dies auch in der geologischen Vergangenheit immer so war (vgl. OSMOND, 1982). Hinter dieser einfachen Annahme verbergen sich jedoch drei Annahmen:

1. Die ^{230}Th -Flußdichte ist immer konstant
2. Die Sedimentationsrate ist immer konstant
3. Das sedimentierte Material hat immer die gleiche Zusammensetzung

Der einfache Blick auf einen Sedimentkern aus dem Arktischen Ozean, in dem sandige und tonige Schichten alternierend vorkommen, macht jedoch klar, daß mindestens zwei der Annahmen nicht stimmen können. Deshalb sind Schwankungen der ^{230}Th -Aktivitäten, genau wie Schwankungen anderer chemischer Elemente, völlig natürlich und hängen zunächst einmal von der Art des Sedimentes ab. Die Annahme konstanter Sedimentationsraten in einem Sedimentationsregime, das im wesentlichen von klimatischen Veränderungen gesteuert wird, ist ebenfalls nicht zwingend. Schon KOCZY (1963) weist darauf hin, daß alle Abweichungen von der theoretischen ^{230}Th -Zerfallskurve mit Änderungen der Sedimentationsraten zu tun haben. Es bleibt noch die ^{230}Th -Flußdichte. Diese als konstant anzunehmen bereitet im Vergleich zu den anderen Annahmen die geringsten Probleme, da der Urangehalt des ozeanischen Meerwassers sehr homogen ist und außerhalb von Advektionsgebieten der Gehalt von ^{230}Th im Meerwasser begrenzt ist.

Werden also in einem Sedimentkern, den natürlichen radioaktiven Zerfall über- und unterschreitende $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitätsschwankungen festgestellt, so ist die $^{230}\text{Th}_x$ -Methode streng genommen nicht mehr anwendbar. Wird sie dennoch angewendet, z.B. weil keine andere Methode zur Verfügung steht, so besteht dennoch die Chance zu realistischen Ergebnissen zu kommen, wenn die Aktivitätsschwankungen nur gering sind. Ist der zu datierende Sedimentkern alt genug, d.h. erstreckt sich der zu datierende Zeitraum über mehr als eine Halbwertszeit, so sind gute Voraussetzungen gegeben, daß sich der Einfluß der Aktivitätsschwankungen, gegenüber dem Aktivitätsabfall, bei der Berechnung der Regressionsgeraden gegenseitig aufhebt. Dies gilt aber nur dann, wenn der zu datierende Kernabschnitt eine lithologische Einheit bildet. Um in diesem Fall realistische Ergebnisse zu gewährleisten, müssen zwei alternative Bedingungen erfüllt werden. Entweder muß durch andere Untersuchungen, z.B. Coccolithenstratigraphie oder Paläomagnetik, ein Altersrahmen der Sedimente zur Verfügung stehen (vgl. BAUMANN, 1990; NOVACZYK & BAUMANN, in Druck), oder die $^{230}\text{Th}_x$ -Methode muß an mehreren Kernen eines begrenzten Meeresgebietes, die identische Sedimente aufweisen, erfolgen (KAL 364, SL 370-12, KAL 372). Kommt die $^{230}\text{Th}_x$ -Methode in diesem Fall zu gleichen Ergebnissen, so ist eine relativ sichere Altersbestimmung gewährleistet.

Die $^{230}\text{Th}_x$ -Methode ist keine absolute Altersbestimmungsmethode und die Anwendbarkeit ist limitiert auf einen Zeitraum von ca. 300 000 bis 350 000 Jahre. Sedimente die jünger als eine ^{230}Th -Halbwertszeit (75 200 Jahre) sind, z.B. kurze Kerne wie GKG, können mit dieser Methode nur unter günstigsten Bedingungen datiert werden. Zumeist ist dies aber nicht möglich, da Aktivitätsschwankungen auftreten, somit kaum ein radioaktiver Zerfall feststellbar ist und an der Sediment-

oberfläche biologische Mischungsprozesse, falls vorhanden, das Sediment homogenisieren.

Die Altersbestimmung nach dem "constant flux model" (nachfolgend CF-Methode genannt) bietet in stratigraphisch schwer auflösbaren arktischen Sedimenten oft die einzige Möglichkeit, diese im Zeitraum bis ca. 300 000 Jahre zu datieren, da z.B. bei Sedimentkernen vom NGR, mittels $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Methode, nur die obersten 50 - 75 cm datiert werden können.

Gegenüber der $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Methode ist lediglich eine Annahme, nämlich die konstante ^{230}Th -Flußdichte, nötig (vgl. OSMOND, 1982; MANGINI, 1984), da die CF-Methode die Sedimentationsrate variabel läßt und die Materialbeschaffenheit in Form des Trockenraumgewichtes berücksichtigt wird.

Die CF-Methode stellt eine absolute Altersbestimmungsmethode dar, mit der auch Sedimente, die jünger als eine ^{230}Th -Halbwertszeit sind, datiert werden können. Die Methode erreicht zwar nicht die Qualität der ^{14}C -Methode, ist aber bei sorgfältiger Anwendung in der Lage, auch kurze Kerne (GKG) altersmäßig hinreichend genau zu datieren und auch Zeiträume zu erfassen, die mit der ^{14}C -Methode, aufgrund der geringen Halbwertszeit von 5 730 Jahren, nicht mehr aufgelöst werden können.

Weiterhin bietet ausschließlich die CF-Methode die Möglichkeit, Sedimentkerne, die aberrante $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Profile zeigen (z.B. SL 370-20), zu datieren.

Die große Überlegenheit dieser Altersbestimmungsmethode für arktische Sedimente wird gegenüber den meisten anderen Methoden, die im Arktischen Ozean Anwendung finden, durch folgende Fakten deutlich:

- Der Mangel an Foraminiferen verhindert die Erstellung von durchgängigen $\delta^{18}\text{O}$ -Profilen.
- Diatomeen und Radiolarien sind nur in geringer Zahl vorhanden und werden zumeist im Sediment aufgelöst.
- Die ^{10}Be -Methode funktioniert, auf Grund der langen Halbwertszeit des ^{10}Be von $1.5 \cdot 10^6$ Jahren, in arktischen Sedimenten, die nur ein Bruchteil dieser Halbwertszeit alt sind, nicht. Mit dieser Methode können lediglich Sedimente, die mehrere Mio. Jahre alt sind (etwa ODP-Bohrkerne oder Mangankrusten) datiert werden (MANGINI, 1984).
- Die ^{14}C -Methode ist, je nach Art der Meßtechnik, begrenzt auf die letzten ca. 30 000 bis 50 000 Jahre.

Der Vergleich der ^{14}C -Alter mit den Altern aus der CF-Methode des KAL 364, belegt das hohe Datierungspotential der hier angewendeten Methode in frappanter Weise (vgl. Abb. 41).

Ein gutes Datierungspotential besitzen auch die Paläomagnetik und, mit Einschränkungen, die Coccolithenstratigraphie, da auch Coccolithen im Sediment gelöst werden können oder die Verdünnung so hoch sein kann, daß sich kaum noch Coccolithen finden lassen. Die hier durchgeführten Altersbestimmungen stehen im Ergebnis in vollem Einklang mit denen von NOVACZYK & BAUMANN (in Druck).

Da die absoluten $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten, relativ zur Wassertiefe, ein umgekehrtes Maß für die Sedimentationsraten sind, können sie zur Überprüfung errechneter Sedimentationsraten benutzt werden.

Da auch in den Sedimenten des westlichen Arktischen Ozeans die $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitäten erheblich schwanken, und zumeist keine kontinuierliche Probenahme erfolgte (z.B. KU & BROEKER, 1967; HERMAN et al., 1989; SOMAYAJULU et al., 1989), erscheinen auch die errechneten linearen Sedimentationsraten als zu niedrig. Es muß angenommen werden, daß durch die angewendete $^{230}\text{Th}_x$ -Methode falsche Sedimentationsraten bestimmt wurden und daß die Sedimentationsraten, trotz offensichtlich vermindelter ^{230}Th -Flußdichte (BACON et al., 1989), die bei dieser Altersbestimmungsmethode aber nicht zum Tragen kommt, auch im Kanadischen Becken variabel sind. Die von HERMAN et al. (1989) angegebene geringe ^{230}Th -Flußdichte von 1/8 der normalerweise zu erwartenden $^{230}\text{Th}_x$ -Flußdichte, ist wahrscheinlich auf die Kürze der Sedimentkerne von nur max. 80 cm zurückzuführen.

4.11 Hydrothermalismus im östlichen Arktischen Ozean

Nach den erhöhten Gehalten der Elemente Fe, Mn, P, V, Cu, Co, Mo und besonders As in den Sedimentoberflächen des NGR (BOHRMANN et al., 1988) und speziell in Kern SL 370-20 vom Boden des Rifttals, wo As-Gehalte von >300 ppm festgestellt werden, besteht kein Zweifel an der hydrothermalen Beeinflussung der Sedimente. Die erhöhten Gehalte o.g. Elemente stehen in Einklang mit sedimentologischen Untersuchungen, wie dunkelrotbrauner Sedimentfarbe, und dem Vorkommen von Magnetit, Pyrrhotin, Goethit und Eisenoxihydroxiden. Speziell As zeigt in SL 370-20 Gehalte, die ansonsten nur in Hydrothermalsedimenten des EPR oder im Roten Meer festgestellt werden (MARCHIG et al., 1982). As ist ein besonders empfindlicher Anzeiger für Hydrothermalismus an mittelozeanischen Rücken (BOSTRÖM & VALDES, 1969; MARCHIG et al., 1982). In den Gesteinen des NGR konnten keine nennenswerten As-Gehalte gefunden werden. Allerdings zeigen braune erdige Alterationskrusten der Basalte As-Gehalte bis 140 ppm. Dies läßt darauf schließen, daß die Basalte z.T. auch unter hydrothermalen Bedingungen alteriert wurden (vgl. ALT & HONNOREZ, 1984). Die Frage nach der Existenz von Hydrothermalismus im östlichen Arktischen Ozean und besonders am NGR, kann nach den hier erfolgten Untersuchungen zusammenfassend wie folgt beantwortet werden:

Der Vergleich der rezenten Sedimentoberflächen untereinander und der Vergleich mit den Kernprofilen vom NGR erfolgt hier nach dem Index $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})\cdot 100$ (BOSTRÖM et al., 1969) (s. Anhang Tab. 1-4). Je geringer der Index ist, desto größer ist die hydrothermale Beeinflussung der Sedimente. Es zeigt sich deutlich, daß im Bereich des NGR eine rezente hydrothermale Beeinflussung der Sedimente vorliegt, die im Rifttal am stärksten ausgeprägt ist. Die Sedimentoberfläche von GKG 364 zeigt als einzige vom NGR keine hydrothermale Beeinflussung an.

Die Sedimentoberfläche 423 (Sofiabecken) zeigt nach diesem Index ebenfalls Anzeichen von hydrothermalen Beeinflussung. Nach den Wärme-flußmessungen (vgl. THIEDE, 1988) ist bei dieser Station jedoch keine Anomalie festzustellen. Die Frage nach dem Ort einer solchen Aktivität ist spekulativ. Es könnte sich um Beeinflussung vom Yermak Plateau her handeln. Bisher sind hydrothermale Aktivitäten von dort jedoch nicht bekannt. Eine andere Möglichkeit für hydrothermale Aktivität könnte im Zusammenhang mit an Störungen aufgedrungenen Vulkaniten gesehen werden. In Nord-Spitzbergen finden sich im Gebiet

westlich des Woodfjorden Hydrothermen die im Zusammenhang mit holozänen (SEMEVSKIJ, 1965) Vulkaniten stehen (HJELLE & LAURITZEN, 1982). Da die N-S verlaufenden Störungen bis ins Gebiet des Sofiabeckens reichen könnten, wäre auch dort oder am angrenzenden Schelfhang ähnliche hydrothermale Aktivität nicht auszuschließen.

KAL 364 läßt mit Indexwerten von zumeist >60 keine hydrothermale Beeinflussung erkennen. SL 370-12 zeigt in der A-Sedimenteinheit mit Werten zwischen 40 und 60 hydrothermale Beeinflussung an. Schließlich sind die Werte im Kern SL 370-20 insgesamt am niedrigsten, denn sie bewegen sich zum größten Teil zwischen 40 und 60. In diesem Kern, vom Boden des Rifttals, ist somit die stärkste hydrothermale Beeinflussung der Sedimente vom NGR feststellbar.

Die Frage nach der Art und dem Auftreten hydrothermaler Aktivität am NGR läßt sich nicht beantworten. Allerdings sprechen die Ergebnisse dafür, daß sie nicht nur am Boden des Rifttals sondern auch im mittleren südlichen Rifttalhang lokalisiert sein können. Da die Metallgehalte und die durchschnittlichen Metallakkumulationsraten an MOR mit langsamer Spreizung generell geringer sind als an schnell spreizenden MOR (RONA, 1984), ist es nicht verwunderlich, daß am NGR keine mit dem EPR vergleichbaren Sedimente (vgl. RONA, 1984) angetroffen wurden. Weiterhin muß bedacht werden, daß mit Metallen angereichertes heißes Wasser, nach dem Austritt, sehr schnell, z.B. durch Bodenströmungen, verdünnt wird. Erhöhte Metallgehalte in Sedimenten in der näheren oder weiteren Umgebung einer Austrittsstelle würden dann vor allem in der Austrittsfahne auftreten und z.B. durch Adsorption an toniges Material aus dem Wasser ins Sediment gelangen.

Tabelle 5: Durchschnittsgehalte einiger Elemente aus Tiefseesedimenten (Sedimentoberflächen und Kerne des NGR) des östlichen Arktischen Ozeans im Vergleich zu Sedimenten des Kanadischen Beckens (K.B., westlicher Arktischer Ozean) und des tropisch-gemäßigten Atlantiks und Pazifiks (Atl.-Paz.). Vergleichsdaten aus DARBY et al. (1989).

	K.B.	Oberfl.	364	370-12	370-20	Atl.-Paz.
Si (%)	25.6	25.8	30.1	29.5	28.1	24.2
Al (%)	7.2	8.0	7.9	7.8	7.9	9.5
Fe (%)	5.0	5.4	4.1	4.9	6.5	5.6 (5.1)
Mn (%)	0.40	0.31	0.15	0.20	0.32	0.69 (0.48)
P (ppm)	943	1026	575	728	1075	634 (1052)
Cu (ppm)	60	36	24	39	94	391 (323)
Ni (ppm)	78	72	43	49	123	222 (211)
Zn (ppm)	103	110	91	92	106	125
Co (ppm)	27	33	26	30	46	100
Cr (ppm)	109	98	132	126	162	99 (102)
V (ppm)	265	246	169	199	292	274 (215)

Das vermehrte Auftreten von magnetischen Mineralien im Bereich des NGR und speziell im Rifttal gibt deutliche Hinweise auf die vermehrte Zumischung von vulkanogenem, serpentinitischem und hydrothermalem Material. Durch diesen Beitrag wird der normale detritisch-terrigen Untergrund deutlich überschritten. Pyrrhotin, Goethit und Teile des

Magnetits können als hydrothermale Bildungen angesehen werden (vgl. BÄCKER & SCHOELL, 1972). Auch der extrem hohe Wärmefluß am Südhang und am Boden des NGR-Rifttals von 885 bzw. 1164 mW/m² (vgl. THIEDE, 1988), der das 8 - 11fache des normalen Wärmeflusses im Nansen-Becken beträgt, gibt deutliche Hinweise auf rezente vulkanische bzw. hydrothermale Aktivität am NGR.

Aus den Altersbestimmungen des SL 370-20 kann angenommen werden, daß am NGR während der letzten 130 ka hydrothermale Aktivität vorhanden war.

4.12 Tektonik am Nansen-Gakkel-Rücken

Der Aufstieg von Krustenblöcken entlang den Rifftalhängen des NGR ist verbunden mit Verwerfungen und somit auch mit der Freisetzung seismischer Energie (KRISTOFFERSEN, 1982). Die bisher gemessenen Erdbebenstärken am NGR liegen unterhalb von Magnitude 6,5. Die Verbreitung der Epizentren, mit Fokustiefen von 1 - 2 km unter dem Meeresboden, liegt innerhalb eines Streifens von ca. 10 km nach beiden Seiten von der Riftachse entfernt (FUJITA et al., 1990). Die meisten Erdbeben erfolgten an mit ca. 45° zum Rifftal einfallenden Störungen, die parallel zur Rückenachse verlaufen (JEMSEK et al., 1984). Neben diesen Parallelverwerfungen gibt es auch eine Reihe von Fracture Zones, deren Versatz, mit wenigen Ausnahmen, weniger als 10 km beträgt. Dies ist weniger als die Rifftalbreite. Sie werden als sog. "zero-offset transform faults" betrachtet (ELDHOLM et al., 1990).

KAL 370 traf am Südhang des über 5 000 m tiefen Zentraltales, in einer Wassertiefe von 4 570 m, eine subrezente untermeerische Schutthalde, bestehend aus Serpentin- und Basaltbruchstücken, gemischt mit "normalem" marinem Sediment (vgl. Tafel B, Abb. 1). Basalt und Serpentin stammen von verschiedenen Stellen und sind genetisch nicht unmittelbar verwandt. Die Paragenese ist ausschließlich auf einen untermeerischen Felssturz zurückzuführen, bei dem sich anstehender kompakter Serpentin löste und auf seinem Weg nach unten ein paar Basaltbrocken mitgerissen hat. Die graduelle Korngrößenabnahme vom Kernfänger zur Sedimentoberfläche machen den Felssturz zum wahrscheinlichsten Ablagerungsmechanismus (vgl. Tafel B, Abb. 1). Über die Länge des Transportweges läßt sich nichts Konkretes aussagen.

Aus der Entfernung zwischen der Lokation des KAL 370 und der Rifftalmitte (ca. 3.3 km), kann im Zusammenhang mit den bekannten halben Spreizungsraten (4 - 7.5 mm/y) das Minimalalter der Basalte zu 440 - 825 ka berechnet werden. Dies unter der Voraussetzung, daß es sich um Vulkanite handelt, die in der Zentralregion extrudiert sind. Der komatiitische Basalt vom NGR hat somit quartäres Alter.

Der Zeitpunkt des Felssturzes läßt sich allerdings einengen. Da die Oberfläche maximal 1 cm dick ist, und diese noch zu einem Großteil aus Serpentinfasern besteht, bedeutet dies, daß das Ereignis sicher nicht älter als wenige hundert Jahre, wahrscheinlicher nur wenige Dekaden alt ist. Auch konnten an den Aragonitkristallen keine Lösungsspuren gefunden werden, was für eine kurze Ablagerungszeit spricht, da Aragonit unter Tiefseebedingungen (hier ca. 4.5 km) als instabil gilt (FRIEDMAN, 1965). Der Auslösemechanismus für den Felssturz könnte ein Erdbeben gewesen sein.

Das Auftreten von Serpentin in KAL 370 gibt Hinweise auf vorhandene Verwerfungen, an denen Serpentine aufsteigen konnten. Nach Echolot, 3.5 kHz Sedimentecholot und SEABEAM-Fächerlot ergaben sich keine Hinweise auf eine Fracture Zone. Sollte aber eine solche an dieser Lokalität vorhanden sein, so sollte sie zu dem oben beschriebenen Typ gehören. Wahrscheinlicher ist jedoch, daß das Vorkommen von Serpentin an eine rückenparallele Störungszone gebunden ist, da diese Vorkommen an langsam spreizenden Rücken relativ häufig sind (DICK, 1989).

In SL 370-12 werden mehrere Kernstörungen beobachtet, die nicht unbedingt auf die Kernentnahme zurückzuführen sind (H. KASSENS, pers. Mitt.). Da sie in Sedimenten auftreten, die älter als 130 000 Jahre alt sind, sollte das Ereignis während den letzten ca. 150 000 Jahren stattgefunden haben. Als Auslösemechanismus käme entweder ein Erdbeben oder Hanginstabilität in Frage (vgl. HOLLER, 1988).

In drei Kernen finden sich Hinweise, daß vor ca. 130 000 Jahren ein tektonisches Ereignis stattgefunden hat. So besteht bei KAL 371 der gesamte Kernabschnitt unterhalb von 60 cm aus einer Rutschung. KAL 372, das in der unmittelbaren Nähe von KAL 371 genommen wurde, zeigt ebenfalls bei 70 cm Rutschungsstrukturen. Schließlich finden sich in SL 370-20 bei 184 cm Serpentinbruchstücke von maximal 0.5 cm Durchmesser, die auf einen distalen Felssturz hindeuten. Außerdem besitzt der darunter liegende Kernabschnitt Strukturen, die entweder auf eine Rutschmasse hindeuten oder aber durch Erschütterung verursacht sind. Das zeitgleiche Auftreten von Deformationsstrukturen in drei Kernen des NGR legen die Vermutung nahe, daß als Auslösemechanismus nicht Hanginstabilität, sondern ein Erdbeben in Frage kommt. Der Auslösemechanismus für dieses tektonische Ereignis könnte seine Ursache im schnellen Meeresspiegelanstieg, beim Übergang zur Warmzeit des Sauerstoffisotopenstadiums 5 e, gehabt haben. Nach HOLLER (1988) werden "durch Meeresspiegelschwankungen isostatische Vertikalbewegungen des Meeresbodens von bis zu 30 m bewirkt, die Spannungen in den Lithosphärenplatten erzeugen". Auch die Störungen in SL 370-12 könnten mit diesem tektonischen Ereignis zusammenhängen.

Nach NAMIAS (1989) können Erdbeben in Südkalifornien sogar durch Luftdruckschwankungen ausgelöst werden.

Die Beobachtungen zeigen, daß mit großer Wahrscheinlichkeit in vier Kernen des NGR der Nachweis für die zeitgleiche Auslösung eines Erdbebens, infolge rapiden Klimawechsels vor ca. 130 ka und damit verbundenem Meeresspiegelanstieg, geführt werden kann. HOLLER (1988) konnte am nordwestafrikanischen Kontinentalhang und im äquatorialen Ostatlantik ebenfalls eine zeitliche Parallele zwischen Sedimentrutschungen und Meeresspiegelanstieg vor ca. 130 ka nachweisen.

Neben dem Anstieg des Meeresspiegels schwand die Eisdecke auf den Kontinenten und Schelfen. Während es also im Arktischen Ozean, infolge Meeresspiegelanstieg, zu einer Erhöhung des hydrostatischen Druckes von bis zu ca. 15 bar kam, erfolgte an Land und auf den Schelfen eine Druckentlastung zwischen 100 und 300 bar. Umgekehrte Verhältnisse herrschten beim Übergang von einer Warm- zu einer Kaltzeit. An Land und auf den Schelfen sollte es infolgedessen zu isostatischen Ausgleichsbewegungen gekommen sein.

Weltweit ist die Arktis das einzige Gebiet, wo abschmelzende und sich wieder aufbauende Eisschilde in so großer Nähe zu einem MOR zu finden sind. Daraus folgt, daß auch eine Beeinflussung der Rheologie der Erdkruste und evtl. auch eine Beeinflussung der Spreizungsgeschwindigkeit stattfand. Inwieweit diese exogene Dynamik die endogene Dynamik beeinflußt, kann hier nicht beantwortet werden. Die Möglichkeit besteht jedenfalls. Die Arktis ist weltweit der einzige Bereich, wo exogene, klimatisch gesteuerte, dynamische und relativ kurzzeitige Veränderungen, aufgrund der engen räumlichen Beziehungen, endogene Prozesse am extremsten beeinflussen können. Die isostatischen Prozesse an Land könnten also durchaus den Einfluß eines schwankenden Meeresspiegels an Wirkung weitaus übertreffen. Deshalb könnte ein klimatisch bedingter Auslösemechanismus für Erdbeben auch an Land zu finden sein.

4.13 Aragonit vom Rifftal des Nansen-Gakkel-Rückens: Genetische Interpretation

4.13.1 Temperatur bei der Aragonitkristallisation

Das Vorkommen von Aragonit in Serpentiniten des NGR gleicht in frappanter Weise den von BONATTI et al. (1980), vom Atlantischen und Indischen Ozean beschriebenen Vorkommen von Aragonit. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dieser Vorkommen liegen zwischen 34.16 und 35.93 ‰ (SMOW). Die sich daraus ergebenden Bildungstemperaturen berechneten BONATTI et al. (1980), nach der CaCO_3 - H_2O Beziehung von O'NEIL et al. (1969) und einer Korrektur für Aragonit zu -3.1°C bis $+3.2^\circ\text{C}$ für interglaziale Verhältnisse. Für Glazialzeiten wurden Bildungstemperaturen zwischen $+1.2^\circ\text{C}$ und $+7.8^\circ\text{C}$ ermittelt. Dies zeigt, daß die Aragonitbildung aus diesen Vorkommen, die zwischen 2600 und 5200 m Wassertiefe liegen, sich im wesentlichen bei Bodentemperaturen abgespielt hat. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dieser Aragonite liegen zwischen +0.48 und +1.12 ‰ (PDB). Diese Werte sprechen nach BONATTI et al. (1980) für die Aragonitkristallisation aus Meerwasser.

GILLET & GOFFE (1988) berechneten, nach der Sr-Verteilungskoeffizient - Temperatur Beziehung von KINSMAN & HOLLAND (1969), aus den Sr-Gehalten von Aragonit der Westalpen, Bildungstemperaturen von 41 - 256 °C. Diese Bildungstemperaturen entsprechen Sr-Gehalten zwischen 2 300 und 210 ppm.

Die Ergebnisse der $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmung der hier analysierten Aragonite sind 5.49 ‰ (PDB) für die Aragonitkristalle und 4.76 ‰ (PDB) für die Aragonitknolle. Die Umrechnung auf SMOW nach COPLEN et al. (1983) ergibt 36.56 ‰ für die Kristalle und 35.81 ‰ für die Knolle. Die Sr-Gehalte wurden in den Aragonitkristallen zu 1.14 Gew.-% und in einer Aragonitknolle zu 0.5 Gew.-% bestimmt. Diese Sr-Gehalte sind wesentlich höher als die von GILLET & GOFFE (1988), d.h. die Bildungstemperaturen lagen wesentlich niedriger.

Ein einfacher Vergleich der Ergebnisse mit denen von BONATTI et al. (1980) zeigt, daß sowohl nach den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten als auch nach den Sr-Gehalten, die Bildungstemperaturen im Bereich der heutigen Bodentemperaturen (ca. 0 °C, ANDERSON et al., 1989) gelegen haben müssen. Es gibt also keine Anzeichen für einen hydrothermalen Bildungsmechanismus der Aragonite. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte betragen +2.41 ‰ (PDB) in den Aragonitkristallen und 0.4 ‰ (PDB) bei der Aragonit-

knolle. Die Lösung, aus denen der Aragonit ausgeschieden wurde, war Meerwasser, das in den Spalten und Hohlräumen des Serpentinits zirkulierte. Die Niedertemperaturreaktionen des Meerwassers mit Mg-Silikaten (Serpentin und Pyroxen) bedingten nach BONATTI et al. (1980) einen hohen pH-Wert und die Anreicherung der Lösungen mit Mg und Ca, wodurch es zur Abscheidung von Aragonit kam. Ob es dabei zu veränderter isotopischer Zusammensetzung des Meerwassers gekommen ist, kann hier nicht entschieden werden (vgl. SAVIN, 1980).

4.13.2 Alter der Aragonitbildung

Die ausgezeichnete Erhaltung und die wohl ausgebildeten glatten Flächen der Aragonite gab Anlaß zu der Frage nach deren Bildungszeitpunkt. Zur Lösung dieser Frage wurden zwei Altersbestimmungsmethoden angewandt: erstens die $^{234}\text{U} - ^{238}\text{U}$ Ungleichgewichtsmethode und zweitens die vereinfachte $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ Methode.

In den Aragonitknollen liegen die U-Gehalte bei 0.43 ppm und die Th-Gehalte bei 0.036 ppm. Da die Gehalte an U und Th im Aragonit sehr niedrig sind, und deshalb Fehler bei der Messung nicht ausgeschlossen werden können, wurde um dieses Konzentrationsmanko auszugleichen, eine Probeneinwaage von ca. 10 g gewählt. Zusätzlich wurde eine verringerte Spike-Menge von nur 0.3 ml zugefügt und die Meßzeit betrug rund 7 Tage.

Für ein Mineral, das aus Meerwasser ausgeschieden wurde und seitdem ein geschlossenes System bildet, gilt nach KU (1976):

$$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t - 1 = \left[\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_0 - 1\right] \cdot \exp(-\lambda_{234} \cdot t) \quad (16)$$

$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_t$: aktuelles Aktivitätsverhältnis
 $\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_0$: Aktivitätsverhältnis zur Zeit der Bildung
 λ_{234} : Zerfallskonstante von ^{234}U

$\left(\frac{^{234}\text{U}}{^{238}\text{U}}\right)_0$ ist das im Meerwasser herrschende Aktivitätsverhältnis von 1,15.

Durch Auflösung der Gleichung (16) nach t errechnet sich das Bildungsalter des Aragonits zu 65 ka.

Nach IVANOVICH (1982) kann für Alter von einigen 10^4 a die vereinfachte Form, der ansonsten sehr kompliziert über ein iteratives Verfahren zu lösenden Gleichung, gewählt werden:

$$\left(\frac{^{230}\text{Th}}{^{234}\text{U}}\right) = [1 - \exp(-\lambda_{230} \cdot t)] \quad (17)$$

λ_{230} : Zerfallskonstante von ^{230}Th

Voraussetzung zur Anwendung dieser Methode ist, daß das Mineral bei seiner Bildung kein ^{230}Th eingebaut hat und seit dieser Zeit ein geschlossenes System war.

Durch Auflösung der Gleichung (17) nach t errechnet sich nach dieser Methode ein Alter von 76 ka für den Aragonit.

Die beiden Methoden liefern ähnliche Bildungsalter und machen die Entstehung des Aragonits vor 60-80 ka wahrscheinlich. Es ist also

anzunehmen, daß die Abscheidung des Aragonits in Klüften und Hohlräumen des Serpentinits stattfand, als dieser schon nahe der Meeresbodenoberfläche war.

Gleichzeitig mit der Aragonitbildung sollten sich auch die zumeist kettenförmigen Mn-Konkretionen abgeschieden haben, wie REM-Untersuchungen deutlich machen (Tafel B, Abb. 7 und 8). Beide Mineralphasen sind offenbar kogenetisch. BONATTI et al. (1980) konnten in den massiv verwachsenen Mn-Konkretionen mittlere Gehalte von 8 Gew.-% NiO feststellen. Mit solch hohen Gehalten kann nach EDAX auch in den hier beschriebenen Mn-Konkretionen gerechnet werden. Der hohe Ni-Gehalt ist zweifellos auf im Wasser gelöste Substanzen aus den Ultrabasiten zurückzuführen.

4.14 Frühdiagenetische Prozesse

Diagenetische Erscheinungen sind nur untergeordnet in den Kernen des NGR zu beobachten. Jedoch finden sich in den B1-Sedimenteinheiten der Kerne charakteristische horizontale, dünne, braune Streifen, die in den Radiographien kontrastreich in Erscheinung treten. Nach EDAX, REM-, und Lichtmikroskopischen Untersuchungen handelt es sich um vorwiegend siltiges Material, das mit einer eisenreichen Kruste überzogen ist. Daneben finden sich auch Laminationen, die nicht mit Siltlagen verknüpft sind. Sie durchdringen andere Sedimentstrukturen. HENRICH et al. (1989) beobachten ähnliche Laminationen in Kernen der Norwegischen See und interpretieren sie als frühdiagenetisch entstanden. Mn konnte mittels EDAX nicht nachgewiesen werden.

Geochemisch treten besonders die Fe-, Mn- und Mo-Anomalien in der B1-Sedimenteinheit hervor. Trotz relativ grobkörnigem Material sind die Gehalte dieser Elemente mit denen in den tonigen Partien vergleichbar. Da die Redoxgrenze am Übergang von der B1- zur C1-Sedimenteinheit liegt, werden die erhöhten Gehalte an o.g. Elementen als diagenetisch, in der reduzierenden Zone mobilisiert und in der oxidativen Zone wieder ausgefällt, interpretiert (vgl. LI et al. 1969; SERALATHAN & HARTMANN, 1986). Drei Elemente (Fe, Mn, Mo) belegen diese Interpretation.

Die farbliche Abfolge der Sedimente wird kontrolliert durch das Molverhältnis von $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ und dem Anteil an TOC (WEAVER, 1989). Während braune und olive Farbtöne allgemein von der Wertigkeit des Eisens abhängen, sind graue und schwarze Färbungen vom TOC-Gehalt abhängig und die Wertigkeit des Fe spielt praktisch keine Rolle. Ausnahmen bilden z.B. grüne Farben bei hohem Glaukonitgehalten und braun-schwarze Farben bei hohem Mn-oxidgehalten (z.B. SL 370-20: 300 cm). Da hier keine Fe^{2+} -Bestimmungen vorliegen, kann nur vermutet werden, daß in den oliv-braunen B-Sedimenteinheiten die Fe-Verhältnisse um 0.5 liegen. In den braunen A-Sedimenteinheiten sollten sie kleiner als 0.3 sein.

Die Vermutung, es könnte sich bei den farblichen Abfolgen um diagenetische Effekte handeln, wobei in den oliv-braunen Lagen die Kohle oxidiert wurde, ist relativ unbegründet. Bisher ist kein Mechanismus bekannt, der kohliges Material unter Tiefseebedingungen oxidieren könnte, da Kohle allgemein als inert und nicht metabolisierbar gilt (R. STEIN, pers. Mitt.). Auch konnten an Kohlestücken aus den B-Sedimenteinheiten keine oxidativen Randzonen beobachtet werden.

Auffallend ist der Mangel an Diatomeen unterhalb von ca. 10 cm in den Sedimenten des NGR, obwohl sie in den Sedimentoberflächen vorhanden sind. Daraus wird gefolgert, daß kieseliges Material entweder den Meeresboden nicht erreicht hat oder der diagenetischen Lösung zum Opfer fiel. Auch die, gegenüber den Sedimentoberflächen generell geringeren Karbonatgehalte in den Sedimentkernen, könnten, neben den Verdünnungseffekten, auf partielle diagenetische Auflösung zurückzuführen sein. Das Verhalten von Uran wurde schon unter 4.3 diskutiert.

4.15 Arktische Sedimente als Anzeiger für Paläoklima und Paläoozeanographie

Der Arktische Ozean unterliegt heute, trotz reduzierter Landvereisung, im Gegensatz zum größten Teil der NGS, glazialen Bedingungen. Trotz dieser heutigen Vereisung waren die Bedingungen um 18 ka vor heute wesentlich anders. Große Landeissschilde waren rund um das Nordpolarmeer weit verbreitet (MARKUSSEN, 1986). Diese sind heute, bis auf weite Gebiete Grönlands und Resten auf anderen Inseln am Rande des Nordpolarmeeres, zerfallen und abgeschmolzen.

Durch den abgesenkten Meeresspiegel lagen die Beringstraße und weite Teile der Schelfgebiete trocken. Der Süßwasserzstrom aus Flüssen war, im Vergleich zu heute, stark reduziert, wahrscheinlich aber völlig gestoppt und zahlreiche Eisberge bedeckten die arktische Wasserfläche (MARKUSSEN, 1986). Da sich das Packeis über die NGS erstreckte, waren auch die Strömungsverhältnisse im Europäischen Nordmeer anders als heute (KEFFER et al., 1988) und der Arktische Ozean war ein vom Weltozean weitgehend abgeschlossenes Mittelmeer, mit der Framstraße als einziger Tiefwasser Verbindung. Diese von den derzeitigen Verhältnissen stark abweichenden Bedingungen sollten auch die paläoozeanographischen und sedimentologischen Verhältnisse im Nordpolarmeer stark beeinflusst haben. Die aus den Untersuchungen der Sedimente des NGR gewonnenen Erkenntnisse machen jedoch deutlich, daß sich die Sedimentationsbedingungen, zumindest am NGR, in den letzten 130 ka gegenüber den heutigen Sedimentationsverhältnissen nur unwesentlich geändert haben. Dies gilt besonders im Vergleich zu dem Zeitraum 128 - 186 ka. Die relativ feinkörnigen Sedimente der Sedimenteinheiten A müssen als das Ergebnis von hemipelagischem und IRD-Sedimenteintrag gewertet werden. Da die heutige Packeisdecke im Gebiet des NGR hauptsächlich siltig-toniges Material enthält, welches entweder in Flüssen, an Stränden oder über den flachen Schelfen, infolge Suspension, vom Eis aufgenommen wird (PFIRMAN et al., 1990), wird heute kaum grobkörniges Material sedimentiert. Da das Eis praktisch ausschließlich aus Meereis besteht, können, sofern Eisberge überhaupt auftreten, diese so gut wie keinen Sedimentbeitrag leisten. In der Sedimenteinheit A können jedoch die gelegentlich vorhandenen geringmächtigen sandigen Lagen IRD-Eintrag durch Eisberge anzeigen. Die Herkunft des schmutzigen Meereises wird heute in der Laptevsee vermutet (PFIRMAN et al., 1989).

Trotz des relativ hohen grobkörnigen Anteils in den Sedimenten der Sedimenteinheiten B und C, die dem Zeitraum 128 - 186 ka zuzurechnen sind, zeigen die Sedimentanalysen, daß es sich um aufgearbeitetes und vorsortiertes Material handelt, da die Sandgehalte zwar hoch, die Sandkornklassen > 250 µm aber nur untergeordnet vertreten sind. Da das heutige Packeis solche Sedimente nicht mit sich führt, ist zu

vermuten, daß es sich um Material handelt, das von Eisbergen transportiert wurde.

Es ist wahrscheinlich, daß während der Eiszeit zwischen 186 000 Jahren und 128 000 Jahren auch die Schelfe weiträumig vereist waren. Nach ANDERSEN (1990) waren die Eisschilde in diesem Zeitraum wesentlich größer als die aus der Zeit nach 128 ka. Durch Abbrechen von Eisinseln oder Tafeleisbergen, die gewaltige vorsortierte und aufgearbeitete Sedimentmassen der Schelfe an ihrer Unterseite eingeschlossen hatten, kam es am NGR zu der relativ grobkörnigen Sedimentation. Auch Teile der Tonklasten, die vornehmlich in Sedimenten aus der Zeit des Sauerstoffisotopenstadiums 6 vorkommen, können vom Eis aufgenommene Schelfsedimente sein (GOLDSCHMIDT et al., in Druck).

Durch die isolierte Lage des Arktischen Ozeans (arktisches Mittelmeer) drifteten diese Tafeleisberge, über wesentlich längere Zeit als das heutige Meereis, in Richtung Framstraße und gaben dabei einen Großteil ihrer Sedimentfracht, die hauptsächlich aus tonig, siltig, sandigem Material bestand, frei. Der relativ geringe Anteil an IRD von Kies- bis Blockgröße wird dahingehend interpretiert, daß Eisberge von den gebirgigen Regionen Grönlands und Nordkanadas das Gebiet über dem NGR wahrscheinlich nicht erreichten, die Eisberge also mehrheitlich von den sibirischen Schelfgebieten stammten. Dafür sprechen auch in hohem Maße die Kohlegehalte der Sedimente (vgl. BISCHOFF et al., 1990; SPIELHAGEN, 1990; KUBISCH, 1991).

Kohle, die auf sibirischen Schelfen abgelagert wurde, kann theoretisch aus weiten Teilen der Sowjetunion stammen, da Ob, Lena und Jennesei und zahlreiche andere Flüsse einen Großteil des Gebietes der SU nach Norden entwässern. Bei der Frage nach der Herkunft der Kohle kommt es ausschließlich auf Liefergebiete an, in denen die Kohle Übertage ausstreicht, und aus denen über Flüsse oder Eismassen die Kohle ins Nordpolarmeer transportiert werden konnte. Durch die relativ geringe Dichte der Kohle kann es dann zusätzlich auf den Schelfgebieten zu weiträumigen Sortierungsprozessen gekommen sein. Neben den unzähligen möglichen Herkunftsgebieten in der zentralen und nördlichen SU, kann Kohle auch noch von den Schelfen direkt oder sogar vom Schelfhang stammen, da auch auf den sibirischen Schelfgebieten Kohle ansteht (HALE, 1990). Interessant ist bei dieser Sichtweise die Tatsache, daß Kohle in nennenswerter Konzentration lediglich in den C-Sedimenteinheiten auftritt. Diese Kohlen müssen entweder aus Gebieten stammen, wo ausreichend Kohle ansteht, oder aber von Schelfgebieten herrühren, wo durch exogene Prozesse eine hinreichende Kohleanreicherung zuvor erfolgt war. Die zweite Möglichkeit scheint, angesichts der vorgefundenen Korngrößenverteilungen, wahrscheinlicher zu sein.

Die B-Sedimenteinheiten führen zwar auch Kohlen, ja sie führen z.T. die größten Kohlepartikel, insgesamt tritt Kohle aber gegenüber den C-Sedimenteinheiten stark zurück. Da sich die Sedimente ansonsten nicht sehr von den C-Sedimenteinheiten unterscheiden, läge eine Erklärung dafür in unterschiedlicher lateraler Herkunft des Schelfmaterials, oder die Sedimente stammen von unterschiedlichen Tiefenzonen des Schelfes.

Die tonigen D-Zwischenlagen können dahingehend interpretiert werden, daß sie in kurzzeitigen Warmphasen sedimentiert wurden, in denen der Zustrom von sedimentbeladenen Eisbergen, eventuell durch leichten

Rückzug des Eises auf den Schelfen, reduziert war. Nach den Datierungen dauerten diese Sedimentationsverhältnisse zwischen 1000 und 3000 Jahren. Im Zeitraum 128 - 186 ka konnten drei solcher "Warmzeiten" identifiziert werden.

Nach der Altersbestimmung fallen die Sedimente der E-Sedimenteinheit in die Zeit des Sauerstoffisotopenstadiums 7. Nach granulometrischen, sedimentphysikalischen und geochemischen Analysen entsprechen sie weitgehend den Sedimenten der A-Sedimenteinheit. Entsprechend sollten auch die Sedimentations- und Eisverhältnisse denen der letzten 130 000 Jahre entsprochen haben.

Kaolinit tritt normalerweise, infolge tropischer Verwitterung, verstärkt in niedrigeren Breiten auf. Chlorit hingegen gilt als ein typisches Verwitterungsprodukt hoher Breiten. Smektit wird generell als Verwitterungsprodukt submariner Vulkanite angesehen (GRIFFIN et al., 1968). Da die Tonmineralverteilung im Arktischen Ozean diesen Tatsachen nicht entspricht, da Kaolinit als Hauptbestandteil des Tons und Chlorit und Smektit lediglich untergeordnet vertreten sind, kann es sich zum größten Teil nur um fossile Tonminerale handeln. Dieser Befund stimmt mit den Ergebnissen von NAIDU et al. (1971) und DARBY et al. (1989) überein, die umgelagertes Kaolinit im der Beaufortsee und im Amerasischen Becken beobachteten. BJÖRLYKKE und ELVERHØI (1975) führen erhöhte Kaolinit- und Montmorillonitgehalte in der Barentssee auf umgelagertes Material aus weit verbreiteten mesozoischen Sedimentgesteinen der arktischen Schelfgebiete zurück. Dies scheint auch im östlichen Arktischen Ozean das Hauptliefergebiet zu sein. Als Ausgangsgestein käme eventuell ein kaolinitisierter Sandstein oder ein Sandstein, mit kaolinitischem Bindemittel, in Frage.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Liefergebiete der Sedimente vom NGR während den letzten 250 ka die sibirischen Schelfgebiete waren. Dies deckt sich mit den Ergebnissen von KUBISCH (1991).

Hinweise für verstärkte Bodenströmungen am NGR finden sich nur gelegentlich in den Sedimenten der B- und C-Sedimenteinheiten. Spuren solcher Strömungen finden sich in Radiographien und können gelegentlich durch Korngrößenanalysen bestätigt werden. Auf den Sedimentoberflächen aller GKG der ARK IV/3-Expedition konnten in keinem Fall Anzeichen für starke Bodenströmungen, etwa in Form von Rippeln, gefunden werden. Generell muß aber davon ausgegangen werden, daß am NGR, bedingt durch die extreme Topographie, Strömungsgradienten vorkommen. Diese sind zusammen mit der Schwerkraft verantwortlich für die unterschiedlichen Mächtigkeiten der Sedimenteinheiten im zentralen Rifttal. Aus der Lage der Sedimentkerne im bathymetrischen Profil kann, außer im Rifttal, keine sichere Aussage gemacht werden, ob sich die Kernlokalisation auf einer Kuppe, in einer Senke oder an einem Hang befinden, da aus der zweidimensionalen Bathymetrie nicht auf die dreidimensionale Topographie fehlerfrei geschlossen werden kann.

Zahlreiche Untersuchungen belegen den Wechsel des Sedimentmaterials an der Stadiengrenze 6/5 vor ca. 128 ka. Da dieser Materialwechsel in mehreren Kernen des NGR nachgewiesen wurden, ist klar, daß es sich um Dokumente eines rapiden Klimawechsels vor 128 ka handelt. Verantwortlich für den Sedimentationswechsel waren drastische Änderungen in der Art der Eisbedeckung. Dieser Klimawechsel erfolgte nach den Datierungen im Zeitraum von nur wenigen hundert Jahren. Nach SARNTHEIN &

TIEDEMANN (1990) ist dieser Klimawechsel so extrem schnell erfolgt, da sich vor 128 - 129 ka die drei Orbitaleigenschaften der Erde - Neigung der Erdachse, Form der Umlaufbahn um die Sonne und Präzessionsbewegung der Erdachse - positiv ergänzten. Eine solche Situation führte zur Erhöhung der Sonneneinstrahlung und zu einem extrem raschen Klimawechsel.

5 SCHLUßFOLGERUNGEN

Mittels radioisotopischer, geochemischer und sedimentologischer Methoden wurden holozäne und jungpleistozäne marine Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans und speziell des Nansen-Gakkel-Rückens (NGR) untersucht, um die rezenten und fossilen Sedimentationsbedingungen zu rekonstruieren. Die radioisotopischen, geochemischen, sedimentologischen, sedimentphysikalischen und lithologischen Erkenntnisse ergeben zusammen ein widerspruchsfreies Bild der Sedimentationsverhältnisse.

- Die Sedimentparameter zeigen, durch ihre typische Variabilität in den datierten Sedimentkernen, daß die Lithologie der Sedimente vom NGR eindeutig auf paläoklimatisch gesteuerte Sedimentationsprozesse zurückzuführen ist. Die Sedimente bestehen überwiegend aus silikaklastischem, terrigenem, eistransportiertem Material (IRD), das von umgelagerten und aufgearbeiteten Schelfsedimenten Sibiriens stammt. Eis bildet somit den dominierenden Faktor der Sedimentation in der ozeanischen Arktis. In ihrer geochemischen Zusammensetzung entsprechen die Sedimente Tonsteinen, Arkosen und Grauwacken.

- Die am NGR beobachteten identischen Sedimentsequenzen erstrecken sich über eine Entfernung von ca. 100 km quer über den Rücken, ungeachtet sämtlicher topographischer Unterschiede. Durch die Position der Sedimentkerne am NGR ist zu vermuten, daß die Sedimente ausschließlich aus pelagischem und eistransportiertem Material bestehen, und Trübestrome, die von den Schelfen und Schelfhängen kommen, keinen Einfluß auf die Sedimentation am NGR haben. Die hier untersuchten Sedimentkerne vom NGR repräsentieren deshalb, im Gegensatz zu den Sedimenten vom Nansen-Becken, in relativ unverfälschter und reiner Form die Sedimente, die während der letzten 250 000 Jahre, hauptsächlich infolge Eistransportes (IRD), im östlichen Arktischen Ozean abgelagert wurden.

- Vor 128 ka erfolgte am NGR ein rapider Wechsel der Sedimentationsbedingungen. Verantwortlich dafür war ein drastischer Wechsel in der Art der Eisbedeckung, der sich infolge eines rapiden Klimawechsels, innerhalb weniger hundert Jahre vollzog. Im Bereich des NGR wurde die Eisbedeckung, die zu großen Teilen aus Schelfeis-Eisbergen bestand, durch zunehmende Meereisbedeckung ersetzt. Auch in den folgenden Glazialen kann der Einfluß von Schelfeis nur gering gewesen sein. Wahrscheinlich reichte im Zeitraum 128 - 186 ka das Eis bis über den Schelfrand. Kurzzeitige Rückzüge des Schelfeises verhinderten in diesem Zeitraum mindestens dreimal den grobkörnigen Sedimenteintrag. Diese "Warmphasen" dauerten nach den Datierungen zwischen 1000 und 3000 Jahren. Während den letzten 128 000 Jahren kann das Schelfeis nur gelegentlich, wenn überhaupt, bis an die Schelfkante gereicht haben. Eisberge aus dem nordamerikanischen und grönländischen Gebiet haben, auf Grund des geringen Anteils an Kies- und Blockmaterial, wahrscheinlich in den letzten 250 000 Jahren das Gebiet des NGR nicht erreicht.

- Im östlichen Arktischen Ozean konnten weiträumig - zum ersten Mal - rezente Sedimentations- und Akkumulationsraten bestimmt werden. Während die Sedimentationsraten am Kontinentalhang der Barentssee und in weiten Teilen des Nansen-Beckens zwischen 2.5 und 6 cm/ky betragen, liegen sie am NGR unter 1 cm/ky. Es zeigt sich, daß die $^{230}\text{Th}_x$ -

Aktivitäten der Oberflächensedimente, bezogen auf die Wassertiefe, ein umgekehrtes Maß für die Sedimentationsrate sind.

- Die Untersuchungen zeigen, daß im Gebiet des NGR während des Jüngeren Pleistozäns die Sedimentationsraten, bedingt durch unterschiedliche Arten der Eisbedeckung, hochgradig variabel waren.

- Die alphaspektrometrische Analyse der $^{230}\text{Th}_x$ -Sedimentoberflächenaktivitäten bietet eine einfache aber effektive Methode zur Bestimmung rezenter Akkumulationsraten im Nordpolarmeer.

- Anhand der Verteilungsmuster zahlreicher sedimentologischer, sedimentphysikalischer und geochemischer Parameter in den Sedimentkernen, konnte die Sedimentverdünnung, und damit der Einfluß der Sedimentationsrate, als Ursache für $^{230}\text{Th}_x$ -Schwankungen in den Sedimenten des NGR zweifelsfrei nachgewiesen werden. Die geochemischen Elementverteilungsmuster werden eindeutig von der Kernlithologie bestimmt.

- Die $^{230}\text{Th}_x$ -Flußdichte in den Sedimenten vom NGR ist offenbar stark von der topographischen Position abhängig.

- Zur Altersbestimmung der Sedimente wurde, mittels $^{230}\text{Th}_x$ -Aktivitäten- und Inventaruntersuchungen, ein genereller zeitlicher Rahmen der Sedimente des NGR erstellt. Die exakten Altersbestimmungen erfolgten dann mittels $^{230}\text{Th}_x$ -Methode, Constant Flux-Methode, und z.T. mit einem hier entwickelten Kombinationsmodell. Mit Hilfe der hier angewendeten Methoden der Altersbestimmung können, mittels des Radioisotops ^{230}Th , arktische Sedimente, die ansonsten altersmäßig nur schwer zugänglich sind, im Zeitraum 0 - 300 ka zuverlässig datiert werden. Auch kurze Sedimentkerne (GKG) des östlichen Arktischen Ozeans, die nur wenige zehntausend Jahre alt sind, können mit der Constant Flux-Methode datiert werden. Die untersuchten Sedimente des NGR sind nicht älter als 250 ka. Die geochronologischen Ergebnisse decken sich mit denen von NOVACZYK & BAUMANN (in Druck) und mit den lithologischen Ergebnissen.

- Vom östlichen Arktischen Ozean und vom Nansen-Gakkel-Rücken wurden, entlang der Expeditionsroute von ARK IV/3, detaillierte bathymetrische Profile erstellt. Durch Anwendung der planaren und sphärischen Geometrie konnten Entfernungen und Hangneigungswinkel berechnet werden. Das Alter der komatiitischen Basalte vom NGR konnte, nach den Berechnungen, ins Quartär eingestuft werden.

- Durch die Herleitung einer Methode zur Bestimmung des Trockenraumgewichtes konnten die Akkumulationsraten des Gesamtsedimentes und einzelner chemischer Elemente berechnet werden. Ohne diese Herleitung wären die wesentlichen Ziele dieser Arbeit, wie Altersbestimmung und Berechnung von Sedimentations- und Akkumulationsraten, nicht erreicht worden, da bisher keine Trockenraumgewichtbestimmungen an den Sedimenten der Expedition ARK IV/3 vorlagen.

- Neben der hier entwickelten Herleitung einer Methode zur Trocken- und Feuchtraumgewichtbestimmung, konnte empirisch festgestellt werden, daß im östlichen Arktischen Ozean die Trockenraumgewichte mit den Wärmeleitfähigkeitswerten numerisch annähernd identisch sind.

Dies wird mit dem silikaklastischen Sedimentcharakter erklärt. Es gilt somit für die Sedimente des östlichen Nordpolarmeeres:

$$\text{Wärmeleitfähigkeit (W/m/K)} \approx \text{Trockenraumgewicht (g/cm}^3\text{)}$$

- In drei Kernen des NGR liegen die Gesamtakkumulationsraten im Zeitraum 0 - 128 ka unter $1 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. Zwischen 128 und 186 ka schwanken sie zwischen <1 und ca. $30 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. Am Rifttalboden schwankten die Akkumulationsraten während der letzten 128 ka zwischen 0.5 und $6 \text{ g/cm}^2/\text{ky}$. Die Akkumulationsraten der meisten Haupt- und Spurenelemente folgen, infolge der großen Sedimentationsratenunterschiede, im wesentlichen den Verteilungsmustern der Gesamtakkumulationsraten. Die Elementkonzentrationen spielen deshalb zumeist nur eine untergeordnete Rolle.

- Hydrothermale Beeinflussung der Sedimente konnte am NGR mit großer Sicherheit, im Sofia-Becken wahrscheinlich, nachgewiesen werden. Am NGR treten ungewöhnlich hohe As-Gehalte auf, die in SL 370-20 bis über 300 ppm betragen können. Es ist möglich, daß am NGR hydrothermale Wasser einer für MOR bisher noch nicht beschriebenen Zusammensetzung austreten. Die Mineralogie der magnetischen Komponenten am NGR umfaßt neben terrigenem Magnetit auch Titanomagnetit und Magnetit, die von den am NGR anstehenden Basalten und Serpentiniten herrühren. Als hydrothermale Komponente finden sich neben Magnetit auch Pyrrhotin und Goethit. Am NGR kann hydrothermale Aktivität mindestens während den letzten 130 ka nachgewiesen werden.

- Frühdiagenetische Prozesse führten in den Sedimenten des NGR zur Mobilisierung und Wiederausfällung von Fe, Mn und Mo in relativ grobkörnigen Sedimenten der B1-Sedimenteinheit. Da die B1-Sedimenteinheit zwischen 150 ka und 130 ka abgelagert wurde, fanden die diagenetischen Prozesse wahrscheinlich während der letzten 130 000 Jahre statt.

- Hohe Kaolinitgehalte in den Sedimenten des NGR sind mit relativ grobkörnigem silikaklastischem Detritus vergesellschaftet. Dies deutet möglicherweise auf die Aufarbeitung und Umlagerung eines sibirischen kaolinitisierten Sandsteins oder eines Sandsteins mit kaolinitischem Bindemittel hin. Illit ist positiv mit der Tonverteilung korreliert. Aus der Verteilung der Tonminerale in den Sedimentoberflächen des östlichen Arktischen Ozeans läßt sich keine Liefergebietsbedingte Systematik erkennen.

- Der aussagekräftigste Parameter der Sedimentkerne des NGR ist die Korngrößenverteilung. Charakteristisch für die Sedimente vom NGR ist die enorme Variabilität der Korngrößenverteilung. Diese widerspiegelt die Art der Eisbedeckung und somit die Sedimentationsbedingungen, unter denen arktische Sedimente am NGR abgelagert wurden. Alle anderen Sedimentparameter lassen sich im Endeffekt auf die Kornverteilung zurückführen. Deshalb muß bei fast allen quantitativen Fragen arktischer Sedimentation die Korngrößenanalyse im Zentrum der Untersuchungen stehen. Sandverteilungskurven aus anderen Meeresgebieten als aus dem Nordpolarmeer können nicht ohne weiteres mit solchen aus dem Arktischen Ozean verglichen werden, da jene zumeist einen erheblichen Anteil an biogenem Karbonat enthalten. Deshalb ist ein sinnvoller Vergleich von Sandverteilungskurven mittlerer und hoher Breiten nur sinnvoll, wenn zuvor das (biogene) Karbonat entfernt wurde. Die sedimentphysikalischen Parameter wie Feucht- oder Trocken-

raumgewicht etc. sind weitgehend von der Kornverteilung abhängig. Deshalb stellt die Bestimmung derselben die einfachste Methode zur Charakterisierung der Sedimente dar. Bei genügender Kenntnis der arktischen Sedimente lassen sich die sedimentphysikalischen Parameter sogar stratigraphisch verwenden.

- Die Karbonatgehalte der Sedimentoberflächen liegen im östlichen Arktischen Ozean unter 15 Gew.-%. Minimale Gehalte finden sich im Rifttal des NGR. Auch die TOC-Gehalte, die am Barentsseekontinentalhang fast 2 Gew.-% erreichen, sind im Rifttal am niedrigsten. In den Sedimentkernen des NGR finden sich lediglich Karbonatgehalte unter 5 Gew.-%. Die TOC-Gehalte können, aufgrund des Kohlegehaltes in den dunkelgrauen Sedimenten, bis zu 1.5 Gew.-% betragen.

- Hohe Schwefelgehalte bis 0.25 Gew.-% sind immer mit den dunkelgrauen, kohleführenden Sedimentlagen assoziiert. Schwefelträger ist im wesentlichen Pyrit, der einerseits mit den Kohlen verwachsen ist und andererseits wahrscheinlich authigen gebildet wurde.

- Die geringen Karbonatgehalte arktischer Sedimente widerspiegeln die, gegenüber anderen Meeresgebieten, geringe Anzahl an karbonatschalen Organismen im Wasserkörper. Die dennoch relativ hohen TOC-Gehalte der Sedimentoberflächen belegen, daß am Meeresboden eine geringe Metabolisierungsrate vorliegt und somit die Sedimentmischung gering ist. Zumischung von geringen Kohleanteilen ist aber nicht auszuschließen. Da in arktischen Tiefseesedimenten, trotz der geringen Bioproduktivität immer noch biogenes Karbonat vorhanden ist, scheint die CCD nirgends erreicht zu sein.

- Die Bildungstemperaturen der mit den Serpentiniten vergesellschafteten Aragonite lagen im Bereich der Bodenwassertemperaturen. Sie sind somit Kaltwasserbildungen. Der Aragonit wurde vor etwa 60 - 80 ka gebildet, zu einer Zeit also, wo die Serpentinite nahe der Meeresbodenoberfläche anstanden. Kogenetisch zu den Aragoniten sind auch die Mn-Abscheidungen, deren hohe Ni-Gehalte aus den Ultrabasiten abzuleiten sind.

- Tektonische Ereignisse konnten am NGR nicht nur subrezent, sondern wahrscheinlich auch im Zusammenhang mit dem rapiden Klimawechsel vor 128 ka, nachgewiesen werden.

- Zeugnis eines bisher unbekanntes Vorkommens von Bernstein geben winzige, mechanisch stark aufgearbeitete Bernsteinfragmente, die während des jüngeren Pleistozäns und Holozäns in Sedimenten des östlichen Nordpolarmeeres abgelagert wurden. Dies läßt sich nach dem geringen aber ubiquitären Vorkommen nur mit dem geringen spezifischen Gewicht des Bernsteins erklären.

- Die hier angewendeten Methoden der Altersbestimmung bieten in der nahen, und wahrscheinlich auch fernen Zukunft, die einzige Möglichkeit, arktische jungpleistozäne Sedimente tatsächlich höchstauflösend zu datieren.

- Aufgrund der zahlreichen Methoden, die in dieser Arbeit und in den Arbeiten von Kollegen an Kastenlot 364 angewendet wurden, kann dieser Sedimentkern als der am besten untersuchte Kern der gesamten Arktis, und somit quasi als Referenzkern, angesehen werden.

6 DANK

Für die Vergabe der Arbeit, die Betreuung und Unterstützung danke ich recht herzlich Herrn Professor Dr. P. Stoffers.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. R. Botz für die Anregung zu dieser Arbeit, seine stete Diskussionsbereitschaft und die kritische Durchsicht der Endfassung des Manuskriptes.

Herrn Prof. Dr. J. Thiede danke ich herzlich für die Unterstützung und sein Interesse am Fortgang der Arbeit.

Allen Professoren, Angestellten, Kollegen und Freunden des Geologisch-Paläontologischen Instituts, des GEOMAR, des Mineralogischen Instituts und des Sonderforschungsbereichs 313, die Anteil am Gelingen dieser Arbeit haben, sei hiermit herzlich gedankt.

Besonderer Dank gilt den Damen und Herren I. Dold, Dr. A. Altenbach, Prof. Dr. W. Balzer (Bremen), Dr. G. Bohrmann, I. Bornhöft, Dr. K. Buessler (Woods Hole), Dr. C. Devey, Dr. K. Cochran (Woods Hole), Dr. H. Erlenkeuser, Dr. K. Emais, P. Fiedler, Dr. H. Grobe (Bremerhaven), Dr. M. Hartmann, K. Heidland (Bremerhaven), Dr. P. Holler, Dr. H. Kassens, Dr. F. Kögler, K. Lackschewitz, Dr. G. Kuhn (Bremerhaven), J. Lippke, Dr. M. Kubisch, Dr. H. Lange, N. Mühlhan, Dr. N. Novaczyk (Bremen), U. Pagels, S. Perbandt, Dr. S. Pfirman (New York), Dr. U. Pflaumann, Dr. W. Prange, W. Rehder, W. Reimann, W. Reimers, B. Rippe, Dr. J. Rumohr, Dr. C. Samtleben, Dr. D. Schenk, U. Schuldt, Dr. G. Shimmield (Edinburgh), Dr. R. Spielhagen, A. Spies, E. Steen, Dr. R. Stein (Bremerhaven), U. Struck, G. Thiel, R. Tiedemann, W. Weber (Bremen), A. Weinkauff, C. Wieger, Dr. T. Wolf, Dr. I. Wollenburg, Dr. E. Vogelsang, Prof. Dr. T. Vorren (Tromsø) und nicht zuletzt Herrn Prof. Dr. P. Hörmann, Herrn Dr. J. Matthießen sei gedankt für anregende "Kellerdiskussionen".

Für die Überlassung der Rohdaten der Wassergehaltsbestimmungen gilt mein herzlicher Dank Herrn S. Vassmyr (Stavanger).

Herrn Dr. W. Plüger (RWTA Aachen) und Herrn Prof. Dr. D. Leyt-
haeuser (KFA Jülich) danke ich besonders für die Durchführung von
geochemischen Analysen. Frau M. Hahn sei für die Durchführung von
Sauerstoffisotopenanalysen herzlich gedankt. Herrn Dr. A. Mangini
(Heidelberg) danke ich für die Einführung in die Labortechnik der
U/Th-Radioisotopie.

Allen "Hiwis" sei für den großartigen Einsatz bei den z.T. diffi-
zilen Aufgaben herzlichst gedankt. Dem BMFT und der DFG danke ich für
die Finanzierung dieser Arbeit.

Herzlichen Dank auch dem Kapitän H. Jonas und der Mannschaft der
POLARSTERN.

Herrn Dr. R. Mühe gilt mein herzlicher Dank für die Unterstützung,
das Interesse an der Arbeit und die Hilfe bei der Korrektur der
Rohfassung des Manuskriptes.

Mein ganz besonderer Dank gilt nicht zuletzt meinen Eltern, die
mich während der Arbeit selbstlos unterstützt haben.

7 Literatur

- AAGAARD K. (1981) On the deep circulation in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research*, **28**, 251-268.
- AAGAARD K. (1989) A synthesis of the Arctic Ocean circulation. Rapport P.-v. Reun. cons. int. Explor. Mer, **188**, 11-22.
- AAGAARD K., J.H. SWIFT and E.C. CORMACK (1985) Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *Journal of Geophysical Research*, **90** (C3), 4833-4849.
- AAGAARD K. and E.C. CORMACK (1989) The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation. *Journal of Geophysical Research*, **94**, C 10, 14485-14498.
- AKSU A.E. (1985a) Paleomagnetic stratigraphy of the CESAR cores. In: Initial geological report on CESAR - the Canadian expedition to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, Geological Survey of Canada Paper, 84 (22), H.R. JACKSON, P.J. MUDIE and S.M. BLASCO, editors, pp. 101-114.
- AKSU A.E. (1985b) Planctonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy of CESAR cores 101 and 103: preliminary results. In: Initial geological report on CESAR - the Canadian expedition to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean, Geological Survey of Canada Paper, 84 (22), H.R. JACKSON, P.J. MUDIE and S.M. BLASCO, editors, pp. 115-124.
- ALT J.C. and J. HONNOREZ (1984) Alteration of the upper oceanic crust, DSDP site 417: mineralogy and chemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **87**, 149-169.
- ANDERSEN B.G. (1990) Cenozoic glacier fluctuations in polar regions - terrestrial records from Antarctica and the North Atlantic sector of the Arctic. In: Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, U. BLEIL and J. THIEDE, editors, NATO ASI series, Vol. 308, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 245-254.
- ANDERSEN O.G.N. (1989) Primary production, chlorophyll, light and nutrients beneath the Arctic sea ice. In: *The Arctic Seas*, Y. HERMAN, editor, Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 147-192.
- ANDERSON L.G., E.P. JONES, K.P. KOLTERMANN, P. SCHLOSSER, J.H. SWIFT and D.W.R. WALLACE (1989) The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Research*, **36** (3), 475-482.
- ANDERSON R.F. (1982) Concentration, vertical flux, and remineralisation of particulate uranium in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **46**, 1293-1299.
- ANDERSON R.F., M.P. BACON and P.G. BREWER (1983) Removal of ^{230}Th and ^{231}Pa from the open ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**, 7-23.

- ANDERSON R.F., M.Q. FLEISHER and A.P. LeHUREY (1989) Concentration, oxidation state, and particulate flux of uranium in the Black Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 2215-2224.
- BACKHAUS K., B. ERICHSON, W. PLINKE and R. WEIBER (1990) *Multivariate Analysemethoden*, Springer-Verlag, Berlin, 416 pp.
- BACON M. (1984) Glacial to interglacial changes in carbonate and clay sedimentation in the Atlantic Ocean estimated from ^{230}Th measurements. *Isotope Geoscience*, **2**, 97-111.
- BACON M.P. and C.-A. HUH (1984) Water column distribution of ^{230}Th and ^{231}Pa at three oceanographic settings. *EOS*, **65**, 227.
- BACON M.P., C.-A. HUH, A.P. FLEER and W.G. DEUSER (1985) Seasonality in the flux of natural radionuclides and plutonium in the deep Sargasso Sea. *Deep-Sea Research*, **32**, 273-286.
- BACON M.P., C.-A. HUH and R.M. MOORE (1989) Vertical profiles of some natural radionuclides over the Alpha Ridge, Arctic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, **95**, 15-22.
- BÄCKER, H. and M. SCHOELL (1972) New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea. *Nature*, **240**, 153-158.
- BALZER W. (1989) *Chemische Reaktionen und Transportprozesse in oberflächennahen Sedimenten borealer und polarer Meeresgebiete*. Habilitationsschrift, Universität Kiel, 312 pp.
- BAUMANN M. (1990) Coccoliths in sediments of the Eastern Arctic Basin. In: *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI series, Vol. 308, U. BLEIL and J. THIEDE, editors, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 437-445.
- BISCHOF J., J. KOCH, M. KUBISCH, R. SPIELHAGEN and J. THIEDE (1990) Nordic Seas surface ice drift reconstructions - evidence from ice-rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. In: *Glaci-marine Environments: Processes and Sediments*, Geological Society Special Publication, **53**, J.A. Dowdeswell J.A. and J.D. Scourse, editors, London, pp. 275-291.
- BJÖRLYKKE K. and A. ELVERHØI (1975) Reworking of Mesozoic clayey material in the north-western part of the Barents Sea. *Marine Geology*, **18**, M29-M34.
- BOHRMANN H. (1988) Morphology and geological record of the Nansen-Gakkel Ridge near 86 °N (Arctic Ocean). Abstracts ARWAWC: *Geologic History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, Bremen 10-14 October, 1988.
- BOHRMANN, H., R. BOTZ & P. STOFFERS (1988): Hydrothermale Aktivität am Nansen-Gakkel-Rücken.- Abstracts, Internationale Tagung der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung, Heidelberg.
- BOHRMANN H., R. BOTZ, P. STOFFERS and J. THIEDE (1989) Excess ^{230}Th profiles of long sediment cores from the Arctic Ocean: evidence for slow sedimentation rates from the western Nansen-Gakkel Ridge near 86° N. Abstracts 28th International Geological Congress,

Washington, D.C., Vol. 1, 168.

- BONATTI E., J.R. LAWRENCE, P.R. HAMLYN and D. BREGER (1980) Aragonite from deep sea ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**, 1207-1214.
- BOSTRÖM K. and S. VALDES (1969) Arsenic in ocean floors. *Lithos*, **2**, 351-360.
- BOSTRÖM K., M.N.A. PETERSON, O. JOENSUU and D.E. FISHER (1969) Aluminium-poor ferromanganoan sediments on active oceanic ridges. *Journal of Geophysical Research*, **74**, 3261-3270.
- BREWER P.G., Y. NOZAKI, D.W. SPENCER and A.P. FLEER (1980) Sediment trap experiments in the deep North Atlantic: isotope and element fluxes. *Journal of Marine Research*, **38**, 703-728.
- CAVALLO G.J. (1989) X-ray investigation of "mountain leather". *Canadian Mineralogist*, **27**, 237-239.
- CHEN J.H., R.L. EDWARDS and G.J. WASSERBURG (1986) ^{238}U , ^{234}U and ^{232}Th in seawater. *Earth and Planetary Science Letters*, **80**, 241-251.
- CLARK D.L., R.R. WHITMAN, K.A. MORGAN and S.D. MACKEY (1980) Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, central Arctic Ocean. *Geological Society of America, Special Paper*, **181**, 1-57.
- CLARK D.L., M. ANDREE, W.S. BROECKER, A.C. MIX, G. BONANI, H.J. HOFMAN, E. MORENZONI, M. NESSI, M. SUTER and W. WOELFLI (1986) Arctic Ocean chronology confirmed by accelerator ^{14}C dating. *Geophysical Research Letters*, **13**, 319-321.
- COCHRAN J.K. and J.K. OSMOND (1976) Sedimentation patterns and accumulation rates in the Tasman Basin. *Deep-Sea Research*, **23**, 193-210.
- COCHRAN J.K., T. MCKIBBIN-VAUGHAN, M.M. DORNBLASER, D. HIRSCHBERG, H.D. LIVINGSTON and K.O. BUESSELER (1990) ^{210}Pb scavenging in the North Atlantic and North Pacific Oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, **97**, 332-352.
- COLONY R. and A.S. THORNDIKE (1984) An estimate of the mean field of the Arctic sea-ice motion. *Journal of Geophysical Research*, **89** (C6), 10623-10629.
- COPLEN T.B., C. KENDALL and J. HOPPLE (1983) Comparison of stable isotope reference samples. *Nature*, **302**, 236-238.
- CRANE K., O. ELDHOLM, A.M. MYHRE and E. SUNDVOR (1982) Thermal implications for the evolution of the Spitsbergen Transform fault. *Tectonophysics*, **89**, 1-32.
- DARBY D.A., A.S. NAIDU, T. C. MOWATT and G. JONES (1989) Sediment composition and sedimentary processes in the Arctic Ocean. In: *The Arctic Seas*, Y. HERMAN, editor, Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 657-719.

- DEAN W.E., M. LEINEN and D.A.V. STOW (1985) Classification of deep-sea, fine-grained sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, 250-256.
- DICK H.J.B. (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: *Magmatism in the ocean basins*, No. 42, SAUNDERS A.D. and M.J. NORRY, editors, Geological Society Special Publication, pp. 71-105.
- DIETZ R.S. and G. SHUMWAY (1961) Arctic Basin geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 72, 1319-1330.
- DIETRICH G., K. KALLE, W. KRAUSS and G. SIEDLER (1975) *Allgemeine Meereskunde*. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 593 pp.
- DYMOND J. (1981) The geochemistry of Nazca Plate surface sediments: An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital and hydrogeneous sources. In: *Nazca Plate: Crustal formation and Andean convergence*, Geological Society of America Memoir, 154, KULM L.D. et al., editors, 133-174.
- EISENHauer A., A. MANGINI, R. BOTZ, P. WALTER, J. BEER, G. BONANI, M. SUTER, H.J. HOFMANN and W. WOELFLI (1990) High resolution ^{10}Be and ^{230}Th stratigraphy of Late Quaternary sediments from the Fram Strait (core 23235). In: *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI series, Vol. 308, U. BLEIL and J. THIEDE, editors, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 475-487.
- ELDHOLM O., A.M. KARASIK and P.A. REKSNES (1990) The North American plate boundary. In: *The Arctic Ocean region*, Vol. L, A. GRANTZ, L. JOHNSON and J.F. SWEENEY, editors, The Geological Society of America, Boulder, pp. 171-184.
- FISHER N.S., K. COCHRAN, S. KRISHNASWAMI and H.D. LIVINGSTON (1985) Predicting the oceanic flux of radionuclides on sinking biogenic debris. *Nature*, 335, 622-623.
- FINKEL R.C., S. KRISHNASWAMI and D.L. CLARK (1977) ^{10}Be in Arctic sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 35, 199-204.
- FRIEDMAN G.M. (1965) Occurrence and stability relationships of Aragonite, high-magnesian calcite, and low-magnesian calcite under deep-sea conditions. *Geological Society of America Bulletin*, 76, 1191-1196.
- FÜCHTBAUER H. and G. MÜLLER (1977) *Sedimente und Sedimentgesteine*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 784 pp.
- FUJITA K., D.B. COOK, H. HASEGAWA, D. FORSYTH and R. WETMILLER (1990) Seismicity and focal mechanisms of the Arctic region and the North American plate boundary in Asia. In: *The Arctic Ocean region*, Vol. L, A. GRANTZ, L. JOHNSON and J.F. SWEENEY, editors, The Geological Society of America, Boulder, pp. 79-100.
- GALT J.A. (1973) A numerical investigation of Arctic Ocean dynamics. *Journal of Physical Oceanography*, 3, 379-396.

- GARD G. (1988) Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of arctic and subarctic seas. Meddelanden från Stockholms Universitets Geologiska Institution, 275, Department of Geology, Stockholm University, 152 pp.
- GARD G. (1989) Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy: the eastern Arctic Ocean record. In: The Arctic Seas, Y. HERMAN, editor, Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 445-46.
- GILLET P. AND B. GOFFE (1988) On the significance of aragonite occurrences in the Western Alps. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99, 70-81.
- GOLDSCHMIDT P., S. PFIRMAN, I. WOLLENBURG and R. HENRICH (in press) Origin of mudclasts from the Arctic seafloor. Deep-Sea Research.
- GRIFFIN J.J., H. WINDOM and E. GOLDBERG (1968) The distribution of clay minerals in the World Ocean. Deep-Sea Research, 15, 433-459.
- HALE P.B. (1990) Offshore hard minerals. In: The Arctic Ocean region, Vol. L, A. GRANTZ, L. JOHNSON and J.F. SWEENEY, editors, The Geological Society of America, Boulder, pp. 551-565.
- HEEZEN B.C. and M. EWING (1961) The Mid-Oceanic Ridge and its extension through the Arctic Basin. In: Geology of the Arctic, G.O. RAASCH, editor, University of Toronto Press, Toronto, pp. 622-642.
- HENRICH R., H. KASSENS, E. VOGELSANG and J. THIEDE (1989) Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. Marine Geology, 86, 283-319.
- HERMAN Y., J.K. OSMOND and B.L.K. SOMAYAJULU (1989) Late Neogene Arctic paleoceanography. In: The Arctic Seas, Y. HERMAN, editor, Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 581-656.
- HIBLER III W.D. (1989) Arctic ice-ocean dynamics. In: The Arctic Seas, Y. HERMAN, editor, Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 47-92.
- HJELLE A. and O. LAURITZEN (1982) Geological map of Svalbard 1:500 000, sheet 3G Spitsbergen, northern part. Norsk Polarinstitutt Skrifter, 154 C, 1-15.
- HOANG C.-T. and P.J. HEARTY (1989) A comparison of U-series disequilibrium dates and amino acid epimerization ratios between corals and marine molluscs of Pleistocene age. Chemical Geology, 79, 317-323.
- HOLLER P. (1988) Sedimentäre Rutschmassen in der Tiefsee. Berichte - Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Kiel, 23, 141 pp.
- HOLLER P. and H. KASSENS (1989) Sedimentphysikalische Eigenschaften aus dem Europäischen Nordmeer. Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 "Sedimentation im Europäischen Nordmeer", 15, 61 pp.
- HUNKINS K. and H. KUTSCHALE (1967) Quaternary sedimentation in the Arctic Ocean. In: Progress in Oceanography, Vol. 4, M. SEARS,

editor, Pergamon Press, Oxford, pp. 89-94.

HUNKINS K., A.W. BÉ, N.D. OPDYKE and G. MATHIEU (1971) The Late Cenozoic history of the Arctic Ocean. In: The Late Cenozoic Ice Ages, K.K. TUREKIAN, editor, Yale University Press, New Haven, pp. 215-237.

HUH C.-A., D.L. ZAHNLE, L.F. SMALL and V.E. NOSHKIN (1987) Budgets and behaviors of uranium and thorium series isotopes in Santa Monica Basin sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**, 1743-1754.

IVANOVICH M. (1982) Uranium series disequilibrium applications in geochronology. In: IVANOVICH M. and R.S. HARMON, editors, Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems. Clarendon Press, Oxford, pp. 56-78.

IVANOVICH M. and R.S. HARMON, editors (1982) Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems. Clarendon Press, Oxford, 571 pp.

JEMSEK J.P., E.A. BERGMAN, J.L. NABELEK and S.C. SOLOMON (1984) Focal depth and mechanisms of large earthquakes on the Mid-Arctic Ridge System. *Eos*, **65**, 273.

JOHANNESSEN O.M. (1986) Brief overview of the physical oceanography. In: The Nordic Seas, B.G. HURDLE, editor, Springer-Verlag, New York, pp. 103-127.

JOHNSON G.L. and B.C. HEEZEN (1967) The Arctic Mid-Oceanic Ridge. *Nature*, **215**, 724-725.

JONES G.A. (1987) The central Arctic Ocean sediment record: Current progress in moving from a litho- to a chronostratigraphy. *Polar Research*, **5**, 309-311.

KASSENS H. (1990) Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, **24**, 117 pp.

KEFFER T., D.G. MARTINSON and B.H. CORLISS (1988) The position of the Gulf Stream during Quaternary glaciations. *Science*, **241**, 440-442.

KENT D.V. (1982) Apparent korrelation of palaeomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments. *Nature*, **299**, 538-539.

KINSMAN D.J.J. and H.D. HOLLAND (1969) The coprecipitation of cations with CaCO_3 - IV. The coprecipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16 and 96 °C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **33**, 1-17.

KOCZY F.F. (1951) Factors determining the element concentration in Sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **1**, 73-85.

KOCZY F.F. (1963) Age determination in sediments by natural radioactivity. In: The Sea, Vol. 3, N.M. HILL, editor, J. Wiley and sons, New York, pp. 816-831.

KOMINZ M.A., G.R. HEATH, T.-L. KU and N.G. PISIAS (1979) Brunhes time

- scale and the interpretation of climatic change. *Earth and Planetary Science Letters*, **45**, 394-410.
- KRAUSE G., J. MEINCKE and J. THIEDE, editors (1989) Scientific cruise report of Arctic Expeditions ARK IV/1, 2 & 3. *Reports on Polar Research*, **56**, 90-146.
- KRISTOFFERSEN Y. (1982) The Nansen Ridge, Arctic Ocean; some geophysical observations of the rift valley at slow spreading rate. *Tectonophysics*, **89**, 161-172.
- KU T.-L. (1976) The uranium-series methods of age determination. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **4**, 347-379.
- KU T.-L. and W.S. BROECKER (1967) Rates of sedimentation in the Arctic Ocean. In: *Progress in Oceanography*, Vol. 4, M. SEARS, editor, Pergamon Press, Oxford, pp. 95-104.
- KU T.-L., W.S. BROECKER and N. OPDYKE (1968) Comparison of sedimentation rates measured by paleomagnetic and the ionium methods of age determination. *Earth and Planetary Science Letters*, **4**, 1-16.
- KUBISCH M. (1991) Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre. Dissertation, Universität Kiel, 127 pp.
- LANGE H. (1982) Distribution of chlorite and kaolinite in eastern Atlantic sediments off North Africa. *Sedimentology*, **29**, 427-431.
- LI Y-H., J. BISCHOFF and G. MATHIEU (1969) The migration of manganese in the Arctic Basin sediment. *Earth and Planetary Science Letters*, **7**, 265-270.
- LØVLIE R., B. MARKUSSEN, H.-P. SEJRUP and J. THIEDE (1986) Magnetostratigraphy in three Arctic Ocean sediment cores; arguments for geomagnetic excursions within oxygen-isotope stage 2-3. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **43**, 173-184.
- MACKO S.A. and A.E. AKSU (1986) Amino acid epimerization in planktonic foraminifera suggests slow sedimentation rates for Alpha Ridge, Arctic Ocean. *Nature*, **322**, 730-732.
- MANGINI A. (1978) Thorium and uranium isotope analyses on "Meteor" core 12310, NW African Continental Rise. *Meteor Forschungs-Ergebnisse*, **29** (C), 1-5.
- MANGINI A. (1984) Datierung von Sedimenten und andere Anwendungen der Radionuklide Th-230, Pa-231 und Be-10 in der Marinen Geologie. Habilitationsschrift, Universität Heidelberg, 63 pp.
- MANGINI A. and C. SONNTAG (1977) ^{231}Pa dating of deep-sea cores via ^{227}Th counting. *Earth and Planetary Science Letters*, **37**, 251-256.
- MANGINI A., C. SONNTAG, G. BERTSCH and E. MÜLLER (1979) Evidence for a higher, natural U-content in world rivers. *Nature*, **79**, 337-339.
- MANGINI A., J. DOMINIK, P.J. MÜLLER and P. STOFFERS (1982) Pacific deep circulation: a velocity increase at the end of the interglacial stage 5 ? *Deep-Sea Research*, **29**, 1517-1530.

- MARCHIG V., H. GUNDLACH, P. MÖLLER and F. SCHLEY (1982) Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 50, 241-256.
- MARKUSSEN B. (1986) Late Quaternary sedimentation and paleoceanography in the eastern Arctic Ocean. Ph. D. Thesis, University of Oslo, 175 pp.
- MARKUSSEN B., R. ZAHN and J. THIEDE (1985) Late quaternary sedimentation in the eastern Arctic Basin: Stratigraphy and depositional environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50, 271-284.
- MARTINSON D.G., N.G. PISIAS, J.D. HAYS, J. IMBRIE, T.C. MOORE, JR and N.J. SHACKLETON (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, 1-29.
- MAZZULLO J., A. MEYER and R. KIDD (1987) New sediment classification scheme for the Ocean Drilling Program. Manuscript, 19 pp.
- MIENERT J., L. MAYER, G.A. JONES and J.W. KING (1990) Physical and acoustic properties of Arctic Ocean deep-sea sediments: paleoclimatic implications. In: *Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*, NATO ASI series, Vol. 308, U. BLEIL and J. THIEDE, editors, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 455-473
- MOSBY H. (1962) Water, salt and heat balance of the North Polar Sea and the Norwegian Sea. *Geofys. Publik.*, 24, 286-313.
- MÜHE R.K., H. BOHRMANN, P. STOFFERS, P.K. HÖRMANN and J. THIEDE (1989) Petrology of komatiitic basalts and serpentinites from Nansen-Gakkel Ridge at 86 °N and 23 °E (Arctic Ocean). *Terra Abstracts*, 1 (1), 204.
- MÜHE R.K., H. BOHRMANN, P.K. HÖRMANN, J. THIEDE and P. STOFFERS (1991) Spinifex basalts with komatiite-tholeiite trend from the Nansen-Gakkel Ridge (Arctic Ocean). *Tectonophysics*, 190, 95-108.
- MÜLLER G. (1964) *Methoden der Sediment-Untersuchung*. Schweizerbart, Stuttgart, 303 pp.
- MÜLLER G. and M. GASTNER (1971) The "Carbonate Bomb", a simple device for the determination of carbonate content in sediments, soils and other materials. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 10, 466-469.
- MÜLLER H. (1988) *Geochemie prävariskischer Metasedimenteinheiten aus Schwarzwald, Vogesen und der Nordschweiz unter besonderer Berücksichtigung der Schiefer von Baden-Baden und ihrer Metamorphose*. Dissertation, Universität Freiburg, 205 pp.
- NAIDU A.S., D.C. BURRELL and D.W. HOOD (1971) Clay mineral composition and geologic significance of some Beaufort Sea sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 691-694.
- NAMIAS J. (1989) Summer earthquakes in southern California related to pressure patterns at sea level and aloft. *Journal of Geophysical*

- Research, 94, B 12, 17.671-17.679.
- NINKOVICH D. and N.D. SHACKLETON (1975) Distribution, stratigraphic position and age of ash layer "L" in the Panama Basin region. Earth and Planetary Science Letters, 27, 20-34.
- NOVACZYK N. (1990) Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. Dissertation, Universität Bremen, 187 pp.
- NOVACZYK N. and M. BAUMANN (in press) Combined high-resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for Late Quaternary Arctic Ocean sediments. Deep Sea Research
- NOZAKI Y., H.-S. YANG and M. YAMADA (1987) Scavenging of thorium in the ocean. Journal of Geophysical Research, 92, C1, 772-778.
- O'NEIL J.R., R.N. CLAYTON and T.K. MAYEDA (1969) Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. Journal of Chemistry and Physics, 51, 5547-5558.
- OSMOND J.K. (1982) Quaternary deep-sea sediments: accumulation rates and geochronology. In: The Sea, Vol. 7, C. EMILIANI, editor, John Wiley and Sons, New York, pp. 1329-1371.
- PERRY R.K., H.S. FLEMING, J.R. WEBER, Y. KRISTOFFERSEN, J.K. HALL, A. GRANTZ and G.L. JOHNSON (1985) Bathymetry of the Arctic Ocean, Bathymetric chart 1.49 m by 1.06 m, scale 1 : 4 704 075, Naval Research Laboratory, Washington.
- PFIRMAN S., J.-C. GASCARD, I. WOLLENBURG, P. MUDIE and A. ABELMANN (1989) Particle laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987. Polar Research, 7, 59-66.
- PFIRMAN S., M.A. LANGE, I. WOLLENBURG and P. SCHLOSSER (1990) Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic - Antarctic comparisons. In: Geological history of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, NATO ASI series, Vol. 308, U. BLEIL and J. THIEDE, editors, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 187-211.
- PITMAN W.C. and M. TALWANI (1972) Seafloor Spreading in the North Atlantic. Geological Society of America Bulletin, 83, 691-646.
- POLARSTERN SHIPBOARD SCIENTIFIC PARTY (1988) Breakthrough in Arctic deep-sea research: the R/V POLARSTERN expedition 1987. Eos, 69 (25), 665, 676-678.
- PRINZ H. (1982) Abriss der Ingenieurgeologie. Enke, Stuttgart, 419 pp.
- RONA P.A. (1984) Hydrothermal Mineralization at seafloor spreading centers. Earth-Science Reviews, 20, 1-104.
- SARNTHEIN M. and R. TIEDEMANN (1991) Younger Dryas-style cooling events at glacial terminations I-VI ODP site 658: associated benthic $\delta^{13}\text{C}$ anomalies constrain meltwater hypothesis. Paleoceanography, 5, 1041-1055.

- SAVIN S.M. (1980) Oxygen and hydrogen isotope effects in low-temperature mineral - water interactions. In: Handbook of environmental isotope geochemistry, P. FRITZ and C. FONTES, editors, Vol. 1, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, pp. 283-327.
- SCHMITZ W. (1985) Sedimentverteilung und Akkumulationsraten im S.W. Pazifischen Becken. Dissertation, Universität Heidelberg, 146 pp.
- SCHOLTEN J.C., R. BOTZ, A. MANGINI, H. PAETSCH, P. STOFFERS and E. VOGELSANG (1990) High resolution $^{230}\text{Th}_x$ stratigraphy from high-latitude areas (Norwegian Sea, Fram Strait). Earth and Planetary Science Letters, **101**, 54-62.
- SEJRUP H.-P., G.H. MILLER, J. BRIGHAM-GRETTE, R. LØVLIE and D. HOPKINS (1984) Amino acid epimerization implies rapid sedimentation rates in Arctic Ocean cores. Nature, **310**, 772-775.
- SEMEVSKIJ D.V. (1965) Age of the Sverrefjellet volcano (in Russian). Mat-ly po geol Spichbergena. Leningrad.
- SERALATHAN P. and M. HARTMANN (1986) Molybdenum and vanadium in sediment cores from the NW-African continental margin and their relations to climatic and environmental conditions. "Meteor" Forschungs-Ergebnisse C, **40**, 1-17.
- SHEPARD F. (1954) Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. Journal of Sedimentary Petrology, **24**, 151-158.
- SHIMMIELD G.B. & N.B. PRICE (1988) The scavenging of U, ^{230}Th and ^{231}Pa during pulsed hydrothermal activity at 20° S, East Pacific Rise. Geochimica et Cosmochimica Acta, **52**, 669-677.
- SOMAYAJULU B.L.K., P. SHARMA and W.H. BERGER (1983) ^{10}Be , ^{14}C and U-Th decay series nuclides and $\delta^{18}\text{O}$ in a box core from the central North Atlantik. Marine Geology, **54**, 169-180.
- SOMAYAJULU B.L.K., P. SHARMA and Y. HERMAN (1989) Thorium and uranium isotopes in Arctic sediments. In: The Arctic Seas, Y. HERMAN, editor, Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 571-579.
- SPIELHAGEN R. (1990) Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre. Dissertation, Universität Kiel, 127 pp.
- SPIELHAGEN R., S. PFIRMAN and J. THIEDE, editors (1988) GEODATA: geoscientific report on the ARK IV/3 expedition of the PFVS POLARSTERN, summer 1987, to the central eastern Arctic Basin. Berichte - Reports, Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Kiel, **24**, 166 pp.
- SRIVASTAVA S.P. (1985) Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait. In: Geophysics of the polar regions, reprinted from Tectonophysics, **114**, HUSEBYE E.S., G.L. JOHNSON, and Y. KRISTOFFERSEN, editors, Elsevier, Amsterdam and New York, pp. 29-53.
- STENGER R. (1982) Das Kristallin der Forschungsbohrung Urach im Rahmen des süddeutschen Grundgebirges. Dissertation, Universität Freiburg, 117 pp.

- STEUERWALD B.A., D.L. CLARK and J.A. ANDREW (1968) Magnetic stratigraphy and faunal patterns in Arctic Ocean sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 79-85.
- SUMAN D.O. and M.P. BACON (1989) Variations in Holocene sedimentation in the North American Basin determined from ^{230}Th measurements. *Deep-Sea Research*, 36, 869-878.
- THIEDE J. (1986) *Geologische Geschichte der Polarmeere*. Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Kiel, 312 pp.
- THIEDE J. (1988) Wissenschaftlicher Fahrtbericht der Arktis-Expedition ARK IV/3. *Berichte zur Polarforschung*, 43, 1-237.
- THIEDE J., E. SUESS, P.J. MÜLLER (1982) Late Quaternary fluxes of major sediment components to the seafloor at the Northwest African continental slope. In: *Geology of the Northwest African Continental Margin*, U. v. RAD, K. HINZ, M. SARNTHEIN and E. SEIBOLD, editors, Springer, Berlin, New York, pp. 605-631.
- THIEDE J., A. ALTENBACH, U. BLEIL, R. BOTZ, P. MUDIE, S. PFIRMAN, E. SUNDVOR and others (1990) Properties and history of the central eastern Arctic Ocean sea floor. *Polar Record*, 26, 1-6.
- THURBER D.L. (1962) Anomalous $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ in nature. *Journal of Geophysical Research*, 67, 4518-4520.
- TISSOT B.P. & D.H. WELTE (1984) *Petroleum formation and occurrence*. Springer, Berlin, Heidelberg, 538 pp.
- VOGELSANG E. (1990) Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. *Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313*, 23, 136 pp.
- WEAVER C.E. (1989) *Clays, muds and shales*. *Developments in Sedimentology*, Vol. 44, Elsevier, Amsterdam, 819 pp.
- WEBER J.R. (1989) Physiography and bathymetry of the Arctic Ocean seafloor. In: *The Arctic Seas*, Y. HERMAN, editor, Van Nostrand Reinhold Company, New York, pp. 797-828.
- WHITTAKER E.J.W. and J. ZUSSMAN (1956) The characterization of serpentine minerals by X-ray diffraction. *Mineralogical Magazine*, 233, 105-126.
- WIMMENAUER W. (1984) Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. *Fortschritte der Mineralogie*, 62, Beiheft 2, 69-86.
- ZAHN R., B. MARKUSSEN and J. THIEDE (1985) Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. *Nature*, 314, 433-435.
- ZIEGLER P.A. (1989) Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys. *AAPG Memoir 43*, The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 196 pp.

ANHANG

Benutzte Abkürzungen

CFB	Karbonatfreie Basis
CCD	Karbonatkompensationstiefe
C _{org}	Gesamter organischer Kohlenstoff im trockenen Sediment
DSDP	Deep Sea Drilling Project
EDAX	Energiedispersive Röntgenanalyse
EPR	Ostpazifischer Rücken
FRG	Feuchtraumgewicht
GKG	Großkastengreifer
IRD	Eistransportiertes Material (ice-rafted detritus)
ka	Tausend Jahre; absolute Zeit, Alter oder altersmäßig definierter Zeitraum
KAL	Kastenlot
KOL	Kolbenlot
ky	Tausend Jahre; Zeitspanne, die nicht an Alter geknüpft ist
LOI	Glühverlust (loss on ignition)
MOR	Mittelozeanischer Rücken
NGR	Nansen-Gakkel-Rücken
NGS	Norwegisch-Grönländische See
ODP	Ocean Drilling Program
²³¹ Pa _{ex}	Anteil des ²³¹ Pa-Isotops, das aus der Wassersäule stammt
REM	Rasterelektronenmikroskop
SL	Schwerelot
SU	Sowjetunion
²³⁸ Th _{ex}	Anteil des ²³⁸ Th-Isotops, das aus der Wassersäule stammt
TOC	Gesamter organischer Kohlenstoff im trockenen Sediment
TRG	Trockenraumgewicht

Datentabellen

- Tabelle 1: Geochemische und sedimentologische Parameter der rezenten Sedimentoberflächen
- Tabelle 2: Geochemische und sedimentologische Parameter in SL 370-12
- Tabelle 3: Geochemische und sedimentologische Parameter in SL 370-20
- Tabelle 4: Geochemische und sedimentologische Parameter in KAL 364
- Tabelle 5: Radioisotopische Parameter der Sedimentoberflächen
- Tabelle 6: Radioisotopische Parameter von SL 370-12
- Tabelle 7: Radioisotopische Parameter von SL 370-20
- Tabelle 8: Radioisotopische Parameter von KAL 364
- Tabelle 9: Radioisotopische Parameter von KAL 372
- Tabelle 10: Radioisotopische Parameter von GKG 280, GKG 340, GKG 362, GKG 371, GKG 376 und GKG 423
- Tabelle 11: Sedimentphysikalische Parameter von KAL 364, KAL 365, SL 370-12, SL 370-20, GKG+KAL 371, KAL 372 und KAL 376
- Tabelle 12: Gesamtakkumulationsraten und Akkumulationsraten von Elementen und Komponenten in KAL 364

Tabelle 1: Geochemische und sedimentologische Parameter der rezenten Sedimentoberflächen

Stations-Nr. PO 11-	Pos. Grad N	Pos. Grad E	Wassertiefe (m)	S (%)	CaCO3 (%)	TOC (%)	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	U2O5 (%)
269	81.271	31.441	200	0.040	4.00	1.20	69.83	0.67	11.94	4.82	1.58	1.96	0.33	1.84	2.63	0.02
276	81.490	31.406	577	0.053	7.71	1.48	56.79	0.77	14.59	6.59	3.78	2.72	0.26	1.24	3.00	0.03
278	81.530	31.576	701	0.054	8.23	1.54	54.94	0.77	14.87	6.82	4.09	2.69	0.28	1.48	3.05	0.04
280	81.571	31.650	886	0.044	5.16	1.45	57.83	0.83	15.73	7.03	2.31	2.63	0.27	1.34	3.10	0.04
282	81.596	31.525	1404	0.060	5.03	1.81	58.29	0.86	16.04	7.26	2.36	2.69	0.36	1.52	3.15	0.04
287	81.672	30.831	2837	0.055	8.25	1.36	54.44	0.83	15.35	7.16	4.42	2.63	0.30	2.14	3.03	0.04
296	81.791	31.505	3004	0.020	10.79	1.01	53.49	0.83	15.48	7.24	5.60	2.70	0.30	1.24	3.02	0.04
310	82.046	32.095	2981	0.035	10.76	1.43	52.29	0.81	15.42	7.25	5.83	2.73	0.31	1.48	2.96	0.04
340	82.950	32.050	3755	0.048	10.95	1.51	50.43	0.77	15.40	7.30	7.02	2.50	0.55	1.44	3.01	0.04
358	84.026	30.367	4045	0.030	10.39	0.86	51.26	0.82	16.12	7.69	6.26	2.61	0.61	1.64	3.12	0.04
362	85.076	29.126	4037	0.024	3.87	1.00	51.47	0.94	19.38	9.39	1.81	3.00	0.37	1.79	3.45	0.06
364	85.358	26.331	3634	0.024	11.16	0.76	52.94	0.74	13.17	5.85	8.11	2.14	0.25	1.42	2.62	0.03
365	85.513	25.296	3180	0.018	10.65	0.57	54.42	0.70	13.84	7.47	6.81	1.95	0.50	1.84	2.62	0.05
370-HF	85.896	22.836	4450		1.85		51.97	0.77	15.54	11.31	3.14	2.82	0.57	2.42	2.84	0.07
KAL 370	85.901	22.723	4569		0.78		55.83	0.86	16.95	9.41	0.65	4.79	0.25	1.76	2.92	0.05
370-12	85.906	22.730	4674	0.057	5.28	0.64	53.14	0.76	15.65	11.84	2.55	3.04	0.71	1.55	2.71	0.07
370-20	85.931	22.733	5211	0.036	1.63	0.54	59.07	0.73	13.81	8.64	0.88	5.53	0.38	1.48	2.53	0.05
371	86.096	22.016	3704	0.044	4.73		73									
372	86.130	23.158	3972	0.033	6.97	0.73	53.04	0.75	16.31	8.33	4.02	2.17	0.72	1.55	2.68	0.05
376	85.381	21.708	2895	0.066	12.26	1.10	55.41	0.70	14.26	7.49	6.39	1.90	0.57	1.70	2.67	0.05
382	83.410	19.875	4066	0.020	3.08	0.82	52.51	1.03	19.60	9.46	1.28	2.97	0.25	0.97	3.39	0.05
396	82.796	16.055	1377	0.049	13.43	1.10	53.58	0.73	13.45	6.93	7.01	2.09	0.25	1.42	2.54	0.04
423	81.326	15.298	2270	0.046	10.19	1.12	53.53	0.75	15.87	8.89	4.97	2.23	0.65	1.41	2.75	0.05
430	78.753	1.790	2554	0.018	10.53	0.73	64.31	0.52	11.00	3.82	6.24	1.65	0.13	1.71	2.21	0.02
Mittelw.				0.040	7.40	1.07	55.25	0.78	15.17	7.70	4.22	2.70	0.40	1.50	2.87	0.04

Stations-Nr. PO 11-	Cr2O3 (%)	P2O5 (%)	SO3 (%)	LOI (%)	SUMME (%)	Cu (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Zn (ppm)	Cd (ppm)	Pb (ppm)	Mo (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)	Bi (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Rb (ppm)	Ga (ppm)	
269	0.01	0.21	0.10	4.96	100.90	0.5	19	34	77	8	29	4	30	2	5	152	391	21	8	87	13	
276	0.01	0.24	0.12	9.50	99.64	13	21	49	103	0	55	0	26	0	3	198	476	26	50	111	18	
278	0.01	0.24	0.15	10.07	99.50	10	19	44	106	0	53	0	25	1	4	192	393	24	20	100	18	
280	0.01	0.24	0.16	8.25	99.77	14	22	50	110	0	43	0	25	4	4	164	437	27	40	108	19	
282	0.01	0.25	0.20	8.78	101.81	13	22	49	99	3	50	1	24	4	2	153	349	25	40	108	19	
287	0.01	0.22	0.16	9.95	100.68	20	22	49	102	0	37	1	23	1	0	223	420	25	44	100	19	
296	0.02	0.24	0.24	11.10	101.54	22	25	52	97	7	45	0	23	4	0	256	422	26	66	101	18	
310	0.02	0.23	0.26	11.05	100.68	24	26	53	101	0	39	0	21	1	0	275	515	26	20	106	18	
340	0.01	0.21	0.17	10.94	99.79	32	33	60	95	0	33	3	37	3	0	304	395	26	89	109	18	
358	0.01	0.21	0.16	10.15	100.70	34	41	66	125	0	29	5	43	1	3	275	381	27	42	111	19	
362	0.02	0.23	0.11	8.32	100.34	31	33	67	115	1	26	2	34	2	6	128	252	27	42	112	22	
364	0.01	0.19	0.17	11.26	98.90	16	20	44	82	0	32	0	24	4	3	338	537	23	39	80	17	
365	0.01	0.24	0.12	9.13	99.70	38	47	59	98	0	20	4	68	1	2	268	494	27	40	89	16	
370-HF	0.02	0.36	0.07	8.32	100.22	168	62	88	135	0	26	6	139	4	0	216	477	34	59	100	20	
KAL 370	0.03	0.20	0.03	6.43	100.16	61	41	263	155	0	22	3	67	3	4	136	467	29	37	106	22	
370-12	0.02	0.37	0.14	7.20	99.75	126	60	93	253	0	36	5	126	2	6	217	401	33	70	94	20	
370-20	0.04	0.24	0.01	5.89	99.28	53	40	229	113	2	27	4	88	4	0	154	462	28	34	85	15	
371																						
372	0.01	0.25	0.07	7.85	97.80	37	56	73	106	0	26	6	75	4	5	238	440	30	44	103	19	
376	0.01	0.23	0.11	8.77	100.17	34	47	59	99	0	24	3	65	4	2	316	440	28	10	91	17	
382	0.02	0.22	0.03	7.59	99.37	41	31	70	130	1	24	2	32	4	1	130	337	32	50	130	27	
396	0.01	0.19	0.16	12.04	99.54	18	21	45	86	0	31	0	17	2	4	341	485	24	0	88	16	
423	0.01	0.28	0.08	8.37	99.04	10	22	41	79	0	20	0	21	4	3	232	262	22	28	86	15	
430	0.00	0.12	0.14	7.74	99.61	4	18	29	62	0	20	0	17	3	7	284	358	19	5	67	12	
Mittelw.	0.01	0.24	0.13	8.85	99.95	35.6	32.9	72.4	110	0.6	32.8	2.1	45.3	2.7	2.0	226	417	26.5	38.1	98.8	18.1	

Stations-Nr. PO 11-	Nb (ppm)	Zr (ppm)	Fe2O3/Al2O3	10000* Cu/Al2O3	10000* Co/Al2O3	10000* As/Al2O3	1000*Al/(Al+Fe+Mn)	Sand (%)	Silt <-EUR-> (%)	Ton (%)	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)
269	11	229	0.40	0.04	1.59	2.51	63.5	18.93	52.69	20.38	9	57	25	9
276	13	192	0.45	0.89	1.44	1.78	61.6	5.37	43.13	51.50	7	58	26	9
278	13	174	0.46	0.67	1.28	1.68	61.2	4.41	40.81	54.78	8	57	23	12
280	14	210	0.45	0.89	1.40	1.59	61.9	3.03	43.32	53.65	12	50	31	8
282	13	188	0.45	0.81	1.37	1.50	61.3	0.83	45.24	53.93	9	55	25	11
287	13	180	0.47	1.30	1.43	1.50	60.8	0.93	43.68	55.39	14	50	26	9
296	13	175	0.47	1.42	1.61	1.49	60.7	0.88	40.87	58.24	13	49	29	9
310	13	181	0.47	1.56	1.69	1.36	60.6	0.83	42.92	56.25	13	48	29	9
340	13	165	0.47	2.08	2.14	2.40	59.6	2.93	34.29	63.67	12	53	26	9
358	13	170	0.48	2.11	2.54	2.67	59.3	5.80	30.58	63.63	15	51	24	10
362	12	158	0.48	1.60	1.70	1.75	59.9	0.18	15.90	83.92	15	39	32	14
364	12	184	0.44	1.21	1.52	1.82	61.9	3.47	39.60	56.93	15	51	23	11
365	12	209	0.54	2.75	3.40	4.91	56.6	7.94	41.63	50.43	14	50	23	13
370-HF	12	192	0.73	10.81	3.99	8.37	49.6							
KAL 370	13	212	0.56	3.60	2.42	3.95	57.0							
370-12	12	205	0.76	8.05	3.83	8.95	48.4	2.75	36.98	60.27	13	40	40	8
370-20	12	207	0.63	3.84	3.48	6.37	53.6	9.99	46.94	43.97	14	42	35	9
371								2.51	35.85	61.64	10	48	27	15
372	12	195	0.51	2.27	3.43	4.60	57.5	2.51	38.11	59.38	16	48	23	13
376	12	207	0.52	2.38	3.30	4.56	57.3	4.56	36.19	59.25	17	50	24	8
382	14	184	0.48	2.09	1.58	1.63	60.4	0.11	16.30	83.59	16	37	36	11
396	12	196	0.45	1.34	1.56	1.26	61.7	8.92	43.87	47.21	15	50	26	9
423	11	157	0.59	0.66	1.46	1.39	54.3	0.55	41.81	57.63	14	49	28	6
430	10	179	0.35	0.36	1.64	1.55	67.7	32.10	39.43	28.47	18	49	28	6
Mittelw.	12.4	189	0.58	2.29	2.16	2.99	59.0	5.39	38.60	56.00	13.1	49.1	27.7	9.9

Tabelle 2: Geochemische und sedimentologische Parameter in SL 370-12

SL370-12 Teufe (cm)	S	CaCO3	TOC	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3T	CaO	MgO	MnO	Na2O	K2O	V2O5	Cr2O3	P2O5	SO3	LOI	Summe
(cm)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
1	0.057	4.54	0.64	53.14	0.76	15.65	11.84	2.55	3.04	0.71	1.55	2.71	0.07	0.02	0.37	0.14	7.28	99.75
5	0.063	2.85	0.39	50.88	0.82	17.16	11.33	2.32	3.36	0.59	1.30	3.16	0.06	0.02	0.30	0.04	7.84	99.18
10	0.042	3.75	0.39	47.75	0.77	16.51	14.19	2.76	3.42	0.78	1.58	3.06	0.08	0.02	0.43	0.04	8.54	99.93
17	0.023	0.63	0.33	58.64	0.86	17.11	7.32	1.11	2.42	0.25	2.86	3.21	0.04	0.02	0.17	0.05	5.20	99.26
26	0.024	3.69	0.32	54.36	0.76	16.52	9.80	2.35	2.92	0.46	1.76	3.08	0.06	0.02	0.25	0.04	6.83	99.21
41	0.027	0.50	0.25	54.68	0.83	17.02	10.71	0.84	3.00	0.79	1.77	2.95	0.06	0.02	0.26	0.02	6.50	99.45
51	0.008	0.23	0.21	66.73	0.77	14.06	5.45	0.59	1.48	0.09	1.77	2.50	0.03	0.02	0.16	0.02	4.91	97.75
60	0.009	0.12	0.27	64.60	0.82	15.56	6.07	0.47	1.49	0.15	1.48	2.66	0.03	0.02	0.16	0.01	4.74	98.24
70	0.009	0.11	0.36	67.59	0.69	13.48	6.90	0.43	1.12	0.04	1.54	2.57	0.02	0.02	0.14	0.03	4.06	98.63
88	0.020	0.08	0.47	66.84	0.77	15.06	6.30	0.52	1.44	0.39	1.92	2.57	0.03	0.02	0.15	0.00	4.72	99.91
100	0.011	0.54	0.56	64.08	0.82	15.63	6.33	0.52	1.48	0.59	1.79	2.60	0.03	0.02	0.13	0.00	5.17	99.17
115	0.236	1.20	1.02	66.18	0.78	14.50	4.06	0.98	1.90	0.84	1.66	2.63	0.03	0.02	0.10	0.14	5.42	99.29
130	0.171	0.20	1.05	67.62	0.76	13.86	5.08	0.82	1.60	0.86	1.89	2.53	0.03	0.02	0.09	0.09	5.18	99.64
160	0.167	0.66	1.12	66.36	0.71	13.28	4.88	1.04	1.46	0.88	1.89	2.48	0.02	0.02	0.09	0.11	5.16	97.50
193	0.165	1.33	1.22	64.86	0.72	14.30	5.00	1.29	1.56	0.10	1.81	2.65	0.02	0.02	0.09	0.11	5.70	98.23
200	0.019	1.91	0.73	52.74	0.82	16.94	11.30	1.98	2.86	0.19	1.28	3.19	0.06	0.02	0.24	0.02	7.68	99.34
210	0.004	0.05	0.32	69.68	0.72	13.23	5.09	0.72	1.13	0.29	2.43	2.57	0.02	0.01	0.13	0.03	3.65	99.69
232	0.006	0.02	0.53	68.70	0.68	12.95	5.88	0.65	1.14	0.06	2.09	2.59	0.02	0.01	0.12	0.03	4.01	98.93
241	0.100	0.53	1.14	69.13	0.75	14.15	3.66	0.71	1.32	0.03	2.22	2.57	0.02	0.01	0.08	0.03	4.93	99.59
257	0.095	1.10	1.24	70.19	0.73	13.31	4.13	0.79	1.10	0.11	2.05	2.48	0.02	0.02	0.07	0.04	5.01	100.04
265	0.011	1.09	0.41	67.79	0.74	13.48	5.78	0.74	1.57	0.11	1.46	2.73	0.03	0.02	0.11	0.01	4.28	96.85
277	0.005	0.09	0.44	65.99	0.76	14.05	6.06	0.61	1.51	0.16	1.76	2.59	0.03	0.02	0.16	0.03	4.68	98.42
292	0.010	0.05	0.52	68.20	0.71	12.82	5.60	0.58	1.32	0.06	1.95	2.54	0.02	0.02	0.12	0.02	4.24	98.21
303	0.015	0.29	0.95	71.11	0.75	12.50	3.13	0.66	1.13	0.03	1.73	2.62	0.02	0.01	0.07	0.02	4.07	97.84
317	0.016	1.07	0.36	59.45	0.82	16.48	7.79	1.00	2.46	0.30	2.06	3.25	0.04	0.02	0.18	0.03	5.36	99.24
Mittelw.	0.057	1.07	0.61	63.06	0.76	14.79	6.98	1.08	1.89	0.26	1.82	2.74	0.04	0.02	0.17	0.04	5.37	99.01

SL370-12 Teufe (cm)	Cu	Co	Ni	Zn	Cd	Pb	Mo	As	Sb	Bi	Sr	Ba	Y	La	Rb	Ga	Nb	Zr	100xAl/ (Al+Fe+Mn)
(cm)	(ppm)																		
1	126	60	93	253	0	36	5	126	2	6	217	405	33	70	94	20	12	205	48.4
5	168	60	111	152	0	37	8	108	2	4	163	278	37	88	107	20	13	188	52.0
10	113	49	60	102	0	22	8	119	1	1	122	127	29	87	69	14	8	113	45.4
17	35	32	57	113	0	19	2	33	3	2	142	332	27	52	111	20	12	106	63.0
26	101	43	75	112	1	24	8	81	5	3	171	298	31	53	101	19	11	177	54.8
41	99	64	93	108	1	30	22	85	3	4	150	288	34	51	95	21	12	187	52.6
51	13	21	40	80	0	14	2	36	5	3	144	447	25	61	79	17	11	235	65.7
60	17	32	44	89	1	15	4	39	3	2	148	492	27	34	85	10	12	244	65.4
70	8	18	25	78	0	16	11	33	6	4	153	527	24	29	76	15	11	253	59.5
88	11	20	38	88	4	13	14	12	4	2	154	521	25	35	81	18	11	246	62.9
100	13	22	50	86	0	13	21	13	1	2	145	463	25	53	84	19	11	230	62.9
115	10	20	42	86	0	15	0	10	4	1	135	517	25	49	85	17	11	236	69.2
130	8	22	39	84	0	12	0	9	1	3	141	490	23	36	78	16	11	248	67.1
160	8	23	38	75	2	13	0	9	2	2	165	510	22	20	75	16	11	240	66.9
193	8	24	42	74	0	17	0	10	2	1	175	423	24	17	80	17	11	245	67.9
200	65	28	46	96	0	17	1	49	2	3	99	154	24	64	81	16	10	142	52.7
218	0	19	18	51	0	11	1	14	2	2	122	162	14	28	49	10	8	169	64.9
232	1	25	30	71	7	15	5	30	3	6	168	515	22	22	73	15	11	248	62.2
241	12	21	35	66	0	13	0	9	3	2	176	512	21	48	73	16	10	253	74.4
257	7	10	33	62	1	13	0	8	3	8	172	511	23	17	70	15	11	254	70.3
265	79	26	41	83	0	13	1	20	0	0	132	461	24	24	83	16	11	236	63.4
277	0	23	32	54	0	10	1	20	2	0	78	101	13	20	45	10	7	121	63.0
292	0	22	30	61	0	12	3	21	3	0	117	222	17	14	61	13	9	192	63.1
303	27	24	44	63	0	16	0	7	3	7	158	374	20	14	74	14	11	268	74.9
317	34	30	56	110	0	18	1	23	3	4	145	454	30	43	114	21	13	217	60.6
Mittelw.	38.5	29.8	48.8	91.9	0.7	17.4	4.7	37.0	2.7	2.9	148	383	24.8	41.2	80.9	16.5	10.8	213	62.1

SL370-12 Teufe (cm)	Illit	Kaolinit	Chlorit	Sand	Silt	Ton
(cm)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
1	13	40	9	39	2.75	36.98
5					2.50	26.30
10	3	48	25	24	2.17	20.74
17					9.00	37.70
26	1	54	24	21	8.67	36.21
41	6	42	32	20	4.84	35.68
51	4	38	38	20	25.09	38.82
60	7	35	43	15	12.46	47.76
70	6	35	47	12	27.68	41.44
88	8	35	42	15	21.21	42.26
100					20.00	
115	6	42	32	20	20.16	45.42
130					30.00	
160	10	35	39	15	30.69	40.82
193	15	34	35	16	28.48	36.67
200	13	40	31	15	3.76	28.26
218					33.00	
232	17	31	40	12	31.18	37.62
241	19	28	38	15	29.07	41.03
257	20	25	42	13	33.65	39.37
265	12	42	29	17	23.89	37.43
277					25.00	
292	18	37	33	12	26.16	39.10
303	20	30	36	13	28.49	40.19
317	16	47	20	16	2.40	44.28
Mittelw.	11.3	37.8	33.4	17.4	19.29	37.81

Tabelle 3: Geochemische und sedimentologische Parameter in SL 370-20

SL370-20 Teufe (cm)	S (%)	CaCO3 (%)	TOC (%)	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	U2O5 (%)	Cr2O3 (%)	P2O5 (%)	SO3 (%)	LOI (%)	SUM (%)
1	0.036	0.45	0.54	59.07	0.73	13.81	8.64	0.88	5.53	0.38	1.48	2.53	0.05	0.04	0.24	0.01	5.89	99.21
2	0.032	0.69	0.39	60.84	0.73	13.37	7.77	0.86	6.50	0.38	1.45	2.47	0.04	0.04	0.20	0.02	5.77	100.35
9	0.043	1.54	0.48	58.07	0.75	14.82	9.44	0.88	5.55	0.47	1.41	2.65	0.05	0.03	0.25	0.02	6.06	100.46
20	0.020	0.77	0.36	66.67	0.69	13.55	6.06	1.19	2.75	0.23	1.96	2.69	0.03	0.02	0.15	0.03	3.72	99.75
39	0.029	0.12	0.30	56.10	0.71	13.55	12.54	0.88	5.48	0.29	1.30	2.40	0.07	0.04	0.34	0.01	5.80	99.66
48	0.031	0.41	0.36	53.87	0.90	10.60	11.25	0.81	3.05	0.45	1.32	3.34	0.05	0.02	0.29	0.04	6.49	100.47
59	0.032	0.66	0.34	57.63	0.84	16.32	9.10	1.02	4.12	0.33	1.60	2.93	0.04	0.03	0.22	0.03	5.89	100.01
64	0.012	1.44	0.15	70.16	0.55	10.26	4.31	1.47	4.01	0.21	1.87	2.37	0.02	0.04	0.10	0.10	3.75	100.01
73	0.024	1.89	0.16	52.52	0.86	17.86	11.30	1.62	3.34	0.60	1.29	3.39	0.05	0.02	0.28	0.03	6.00	100.03
92	0.025	3.06	0.32	55.60	0.77	15.34	10.23	2.13	4.07	0.47	1.50	2.96	0.05	0.02	0.24	0.09	6.54	100.01
110	0.043	2.40	0.35	54.51	0.75	15.43	10.44	2.06	4.24	0.59	1.41	2.91	0.05	0.02	0.28	0.09	6.71	99.56
119	0.038	1.97	0.30	55.65	0.75	15.06	11.12	1.74	4.91	0.54	1.48	2.76	0.05	0.03	0.30	0.03	6.35	100.71
123	0.032	0.03	0.32	53.33	0.78	16.17	15.00	0.54	2.55	0.34	1.67	3.16	0.08	0.02	0.44	0.03	5.92	100.01
125	0.023	3.39	0.37	54.80	0.79	16.24	9.66	3.41	4.15	0.42	1.46	2.93	0.05	0.03	0.24	0.06	7.47	101.75
153	0.003	0.59	0.13	72.18	0.55	10.07	3.98	1.07	3.64	0.17	1.85	2.40	0.02	0.03	0.09	0.04	3.16	100.01
165	0.034	0.96	0.35	54.69	0.79	15.95	11.30	1.15	5.04	0.48	1.40	2.93	0.05	0.03	0.30	0.05	6.30	100.45
173	0.019	0.92	0.25	59.86	0.76	16.07	0.51	0.95	3.05	0.34	1.92	3.09	0.05	0.02	0.22	0.04	4.92	99.06
187	0.013	0.65	0.15	59.71	0.59	11.65	7.27	0.80	9.37	0.24	2.70	2.26	0.03	0.08	0.15	0.07	6.00	101.71
205	0.006	0.08	0.18	72.55	0.61	12.49	5.13	0.67	1.80	0.13	1.81	2.77	0.03	0.01	0.12	0.03	2.97	101.15
219	0.009	0.47	0.26	62.73	0.80	15.98	8.41	0.63	2.48	0.38	1.90	3.12	0.05	0.02	0.22	0.04	4.73	101.47
236																		
242	0.028	0.62	0.23	54.75	0.78	16.85	13.70	0.53	2.43	0.35	1.69	3.25	0.09	0.01	0.39	0.03	5.49	100.34
247	0.008	0.05	0.41	73.01	0.79	14.04	3.54	0.66	1.48	0.04	1.64	2.89	0.02	0.01	0.11	0.03	3.34	101.58
266	0.023	0.01	0.22	53.06	0.84	17.05	13.85	0.53	2.66	0.75	1.50	3.20	0.08	0.02	0.41	0.06	5.96	99.97
272	0.043	0.07	0.29	47.35	0.73	14.53	21.69	0.62	2.55	1.09	1.48	2.69	0.15	0.02	0.60	0.03	6.77	100.38
287	0.038	0.18	0.27	50.90	0.84	17.30	14.94	0.48	2.62	0.42	1.11	3.31	0.09	0.02	0.43	0.04	7.49	99.95
301	0.010	0.05	0.27	66.80	0.75	13.35	4.84	0.86	1.64	2.91	2.04	2.75	0.03	0.01	0.10	0.05	4.06	100.15
307	0.014	0.10	0.79	71.21	0.73	13.84	3.82	0.79	1.42	0.03	2.11	2.71	0.02	0.01	0.06	0.07	4.09	100.11
311	0.009	0.22	0.24	59.93	0.84	16.78	8.92	0.58	2.75	0.07	1.73	3.25	0.05	0.01	0.22	0.04	5.09	100.21
316	0.010	0.22	0.40	63.66	0.83	15.99	7.67	0.52	2.01	0.07	1.53	3.06	0.04	0.02	0.20	0.02	4.77	100.38
326	0.020	0.72	0.23	53.29	0.89	18.07	12.03	0.81	3.11	0.16	1.53	3.68	0.05	0.02	0.33	0.03	6.17	100.15
346	0.071	0.31	0.97	67.58	0.85	15.81	4.53	0.61	1.75	0.04	1.48	3.05	0.04	0.01	0.09	0.06	4.64	100.51
351	0.009	0.10	0.18	68.57	0.72	13.82	7.22	0.72	1.38	0.12	2.14	2.67	0.04	0.01	0.19	0.05	3.74	101.22
Mittelw.	0.02	0.79	0.34	60.02	0.76	15.03	9.32	1.01	3.51	0.42	1.65	2.90	0.05	0.02	0.25	0.04	5.43	100.46

SL370-20 Teufe (cm)	Cu (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Zn (ppm)	Cd (ppm)	Pb (ppm)	Mn (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)	Bi (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Rb (ppm)	Ga (ppm)	Nb (ppm)	Zr (ppm)	100xAl/ (Al+Fe+Mn)
1	53	48	229	113	2	27	4	88	4	0	154	462	28	34	85	15	12	207	53.6
2	45	47	250	89	0	20	4	69	3	0	144	450	27	42	80	15	11	212	55.5
9	75	53	203	97	0	21	6	78	4	0	159	473	29	41	80	17	12	203	53.0
20	92	36	100	79	0	19	3	44	4	0	183	528	25	47	80	15	11	272	61.9
39	660	66	217	214	0	24	7	127	4	0	154	463	32	88	81	16	11	214	44.4
48	107	62	97	134	0	32	6	80	4	3	133	323	36	60	115	22	13	186	54.5
59	73	51	157	113	0	25	4	65	4	2	145	475	33	36	100	20	12	200	56.6
64	29	34	222	56	0	16	2	27	3	0	191	517	19	4	63	11	9	294	63.1
73	108	104	127	145	0	37	9	99	5	0	156	503	40	54	121	22	14	201	53.0
92	176	67	146	125	4	34	7	106	6	0	187	470	35	48	103	17	12	213	51.9
110	183	60	155	134	0	28	14	96	4	0	205	479	36	65	101	19	13	189	51.3
119	93	52	182	100	0	26	9	107	3	3	196	274	33	74	80	16	11	194	49.3
123	85	45	102	121	0	26	8	134	4	0	120	435	41	55	110	20	12	204	44.3
125	186	51	114	146	0	31	5	91	5	6	161	514	37	60	117	21	13	202	54.8
153	12	26	155	45	0	14	0	17	3	4	187	533	17	10	61	9	9	329	66.4
165	154	56	178	123	5	32	8	105	3	0	148	386	35	61	98	10	13	202	50.5
173	66	37	100	104	0	27	6	67	4	3	166	558	28	37	105	20	12	216	57.8
187	50	38	373	79	0	16	3	49	4	1	119	397	21	23	69	13	9	177	53.9
205	27	23	63	67	0	15	1	33	3	0	166	537	21	24	80	13	10	210	64.2
219	46	33	79	100	0	21	7	57	3	0	131	505	31	14	102	18	12	213	57.8
236																			
242	124	46	69	122	0	26	6	149	5	1	128	459	39	39	121	20	13	195	47.5
247	31	18	32	68	0	13	0	11	2	3	156	432	26	60	85	16	12	267	74.8
266	85	50	75	124	10	26	11	164	5	2	124	422	40	70	116	21	14	190	46.8
272	136	73	84	123	5	28	19	338	6	1	127	346	50	113	96	17	11	184	32.4
287	91	49	77	126	9	26	9	215	6	0	109	356	41	81	124	22	14	169	45.9
301	44	86	55	67	0	14	30	18	3	0	184	589	22	50	79	14	10	241	55.6
307	9	19	29	65	0	16	0	9	3	0	181	527	23	42	79	15	11	248	73.1
311	37	29	73	109	0	19	1	48	4	0	124	505	31	56	111	20	13	214	58.5
316	27	30	52	101	0	20	3	32	3	1	122	386	38	54	100	18	12	226	61.0
326	51	38	70	117	0	29	4	102	4	0	105	294	35	40	122	22	14	169	52.8
346	42	22	44	100	2	23	0	6	4	0	145	431	26	35	97	19	13	244	72.3
351	3	30	40	71	0	13	7	108	0	3	172	477	25	17	81	15	11	237	58.7
Mittelw.	93.8	46.2	123	106	1.2	23.3	6.3	85.8	3.8	1.0	153	453	31.0	47.9	95.6	17.4	11.8	217	55.5

Tabelle 3 (Fortsetzung): Geochemische und sedimentologische Parameter in SL 370-20

370-20 Teufe (cm)	Sand (%)	Silt (%)	Ton (%)	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)
1	9.99	46.04	43.97	14	42	35	9
2							
9	7.42	42.62	49.96	11	42	38	10
20							
39	4.65	41.17	54.18	13	40	31	16
48							
59							
64	55.02	26.98	18.00	14	38	38	9
73	0.16	25.37	74.47	11	49	25	15
92							
110							
119							
123							
125	2.96	34.59	62.46	13	46	22	18
153							
165							
173	6.24	43.40	50.37	11	47	25	17
187	31.53	30.60	37.87	14	39	31	16
205	41.86	29.16	28.98	15	42	29	14
219							
236	2.65	21.99	75.36	3	51	32	14
242	2.36	34.33	63.31	14	54	15	17
247	28.32	31.29	40.38	12	39	40	9
266							
272							
287	0.07	23.89	76.04	16	49	23	13
301	40.30	29.32	30.38	18	40	20	22
307	30.53	35.53	33.95	22	34	31	12
311							
316	17.00	36.47	46.53	12	44	31	12
326	0.14	26.02	73.83	12	49	25	13
346	18.37	38.66	42.97	13	40	30	17
351							
Mittelw.	16.64	33.19	50.16	13.2	43.6	28.9	14.1

Tabelle 4: Geochemische und sedimentologische Parameter in KAL 364

KAL 364 Teufe (cm)	S (%)	CaCO3 (%)	TOC (%)	SiO2 (%)	TiO2 (%)	Al2O3 (%)	Fe2O3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	MnO (%)	Na2O (%)	K2O (%)	U2O5 (%)	Cr2O3 (%)	P2O5 (%)	SO3 (%)	LOI (%)	Summe (%)
1	0.022	9.00	0.47	57.41	0.80	16.04	7.82	3.35	2.29	0.42	1.88	2.79	0.04	0.02	0.20	0.05	7.05	100.31
10	0.024	4.40	0.38	57.70	0.83	16.20	7.47	2.74	2.50	0.36	1.63	3.04	0.04	0.02	0.10	0.05	6.68	99.52
20	0.029	3.39	0.34	52.93	0.85	17.57	8.98	3.06	2.94	0.61	1.69	3.44	0.05	0.02	0.24	0.05	7.16	99.60
30	0.026	0.27	0.44	57.42	0.85	17.38	7.98	1.63	2.63	0.32	2.08	3.27	0.04	0.02	0.24	0.04	5.88	99.77
40	0.020	1.35	0.29	55.70	0.91	17.14	8.55	1.91	2.81	0.37	1.82	3.27	0.05	0.03	0.29	0.04	6.54	99.43
44.5	0.011	2.82	0.20															
50	0.019	4.50	0.26	58.70	0.79	16.13	7.16	2.31	2.29	0.28	1.87	3.17	0.04	0.02	0.18	0.03	5.82	98.79
54	0.016	0.80	0.25															
64	0.033	0.74	0.26	56.96	0.85	17.09	9.82	0.92	2.62	0.71	1.86	3.11	0.06	0.02	0.24	0.00	5.95	100.19
75	0.014	0.42	0.18	68.00	0.78	14.51	5.54	0.71	1.55	0.10	1.35	2.61	0.03	0.02	0.16	0.01	4.00	99.37
83	0.022	0.07	0.26	59.30	0.90	17.49	7.96	0.62	2.08	0.13	1.46	2.72	0.04	0.02	0.20	0.00	5.77	98.69
91	0.032	0.36	0.19	66.72	0.80	14.71	5.45	0.53	1.42	0.32	1.89	2.63	0.02	0.02	0.15	0.00	4.16	98.81
100	0.016	0.03	0.31	68.60	0.69	13.41	5.98	0.52	1.25	0.44	2.05	2.48	0.02	0.02	0.15	0.01	3.96	99.58
109	0.005	0.02	0.34	67.01	0.76	13.93	5.96	0.56	1.47	0.24	1.67	2.55	0.02	0.02	0.11	0.01	4.23	98.53
121	0.017	0.01	0.39	66.47	0.77	13.97	6.23	0.44	1.59	0.34	1.60	2.47	0.02	0.02	0.14	0.01	4.30	98.45
122.3	0.063	0.47	0.89															
137	0.010	0.02	0.58	68.00	0.75	13.74	5.99	0.58	1.39	0.34	1.90	2.50	0.03	0.02	0.11	0.01	4.47	99.84
143	0.160	0.01	0.98	69.00	0.75	13.74	3.89	0.62	1.38	0.03	1.95	2.59	0.02	0.02	0.09	0.03	4.77	98.88
150	0.100	0.01	0.58															
160	0.181	0.11	1.06	67.31	0.75	14.10	4.47	0.74	1.37	0.04	1.83	2.59	0.02	0.02	0.09	0.06	5.60	98.97
170	0.245	0.13	1.29	67.85	0.71	13.86	4.60	0.60	1.32	0.05	1.72	2.63	0.02	0.02	0.09	0.03	5.12	98.61
180	0.176	0.34	1.46	62.89	0.81	15.55	5.81	0.80	1.80	0.09	1.60	2.67	0.03	0.03	0.10	0.07	6.37	98.70
186	0.184	0.27	1.25	66.12	0.79	14.19	5.84	0.74	1.78	0.11	1.56	2.46	0.02	0.03	0.11	0.07	5.85	99.60
191	0.134	0.44	1.85	58.35	0.90	17.15	6.87	0.82	2.03	0.15	1.84	2.66	0.03	0.03	0.14	0.05	8.08	99.08
196	0.823	3.30	0.46	57.48	0.88	18.09	6.61	1.69	2.80	0.16	2.01	3.65	0.04	0.02	0.12	0.02	6.93	100.50
200	0.019	0.93	0.47	60.97	0.81	16.32	7.42	1.01	2.11	0.12	2.02	3.04	0.04	0.02	0.16	0.00	5.65	99.69
209	0.006	0.26	0.35	67.17	0.71	13.76	5.06	0.76	1.29	0.05	1.78	2.54	0.02	0.02	0.11	0.02	3.61	96.91
222	0.009	0.08	0.74	67.42	0.76	13.94	5.91	0.72	1.47	0.05	1.76	2.44	0.02	0.02	0.11	0.01	4.36	98.99
229	0.097	0.04	1.63	64.95	0.83	16.13	3.88	0.60	1.45	0.03	1.83	2.71	0.03	0.02	0.10	0.03	5.78	98.45
231	0.013	0.07	0.65	63.18	0.82	15.97	5.29	0.60	1.69	0.04	1.67	3.05	0.04	0.02	0.10	0.02	3.79	97.28
237	0.006	0.01	0.53	68.25	0.72	14.02	5.03	0.53	1.22	0.04	1.85	2.67	0.03	0.02	0.12	0.00	4.03	98.52
239	0.011	0.01	0.50	61.10	0.80	16.35	6.72	0.66	1.66	0.07	1.66	2.73	0.04	0.02	0.14	0.00	5.02	97.05
246	0.003	0.07	0.35	71.70	0.67	12.64	4.41	0.68	1.05	0.05	1.94	2.49	0.02	0.02	0.08	0.00	3.19	98.93
258	0.065	0.36	1.40	71.86	0.69	13.44	3.03	0.66	1.06	0.06	1.99	2.63	0.02	0.01	0.06	0.06	4.82	100.36
262	0.032	0.03	0.50	80.91	0.45	9.13	1.87	0.58	0.58	0.04	1.49	2.38	0.01	0.01	0.02	0.03	2.38	99.87
280	0.096	0.54	1.45	67.77	0.71	13.75	4.35	1.83	1.16	0.10	2.12	2.48	0.02	0.02	0.09	0.05	5.41	99.06
290	0.089	1.47	1.37	68.72	0.74	14.11	4.74	1.29	2.26	0.11	1.92	2.44	0.02	0.02	0.08	0.10	5.74	101.31
296.25	0.015	2.03	0.78	58.21	0.84	16.58	6.34	2.42	2.24	0.17	1.51	3.30	0.04	0.02	0.13	0.05	6.86	98.71
296.75	0.014	2.78	0.54	56.91	0.85	16.97	7.19	2.12	2.54	0.18	1.51	3.39	0.04	0.02	0.13	0.01	6.85	98.71
297	0.006	1.56	0.39	68.25	0.75	13.63	4.88	1.22	1.51	0.07	1.54	2.75	0.02	0.01	0.09	0.01	4.32	99.05
307	0.007	0.02	0.41	71.83	0.67	12.24	4.86	0.51	1.10	0.07	1.93	2.25	0.02	0.01	0.13	0.05	3.78	99.44
315	0.013	1.25	0.56	56.70	0.90	17.71	8.21	0.98	2.68	0.34	1.37	3.50	0.05	0.02	0.19	0.01	6.13	98.79
324	0.006	0.46	0.36	59.96	0.92	16.80	7.93	0.70	2.06	0.16	1.68	2.91	0.04	0.02	0.17	0.01	5.58	98.92
328	0.003	0.13	0.17	75.27	0.68	11.45	3.05	0.84	0.79	0.04	2.13	2.62	0.02	0.01	0.06	0.02	2.14	99.13
332	0.004	0.21	0.34	70.04	0.73	13.16	5.03	0.64	1.37	0.05	1.60	2.56	0.02	0.02	0.09	0.01	3.74	99.06
344	0.009	0.31	0.56	70.67	0.70	12.75	4.92	0.70	1.22	0.06	1.94	2.57	0.02	0.02	0.11	0.01	3.87	99.55
355	0.091	0.07	1.10	74.70	0.64	11.31	2.76	0.61	0.98	0.03	1.46	2.43	0.02	0.01	0.04	0.04	3.89	98.99
365	0.076	0.47	1.69	61.64	0.84	16.12	5.65	0.67	1.71	0.10	1.86	2.73	0.03	0.02	0.12	0.04	6.04	98.38
372	0.070	0.13	1.21	65.80	0.76	14.33	4.16	0.69	1.51	0.09	1.70	2.71	0.02	0.02	0.07	0.02	5.55	97.42
373.5	0.013	0.44	0.69	57.86	0.93	18.17	6.92	1.04	2.79	0.43	1.83	3.61	0.05	0.02	0.13	0.03	6.38	100.17
376	0.009	1.37	0.47	55.11	0.87	17.69	9.10	0.95	2.82	0.37	1.81	3.51	0.05	0.02	0.21	0.01	6.50	99.82
381	0.009	1.17	0.35	58.65	0.81	16.17	7.25	0.99	2.34	0.30	2.31	3.28	0.03	0.02	0.16	0.01	5.05	97.36
390	0.017	0.63	0.51	54.37	0.88	17.52	9.66	1.01	2.81	0.80	1.80	3.37	0.05	0.02	0.22	0.02	6.75	99.27
402	0.011	0.03	0.29	69.62	0.73	13.42	5.18	0.74	1.49	0.07	2.01	2.39	0.02	0.01	0.11	0.02	3.45	99.27
409	0.006	0.06	0.26	72.49	0.72	12.64	4.30	0.65	1.04	0.06	2.00	2.34	0.02	0.01	0.10	0.00	3.07	99.43
416	0.004	0.07	0.25	70.42	0.71	13.19	4.06	0.70	1.10	0.06	2.21	2.44	0.02	0.02	0.09	0.03	3.37	98.42
425																		
Mittelw	0.043	0.90	0.64	64.47	0.78	14.95	5.93	1.02	1.76	0.19	1.80	2.80	0.03	0.02	0.13	0.03	5.13	99.05

Tabelle 4 (Fortsetzung): Geochemische und sedimentologische Parameter in KAL 364

KAL 364 Teufe (cm)	Cu (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Zn (ppm)	Cd (ppm)	Pb (ppm)	Mo (ppm)	As (ppm)	Sb (ppm)	Bi (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Y (ppm)	La (ppm)	Rb (ppm)	Ga (ppm)	Nb (ppm)	Zr (ppm)	Al*100/ (Al+Fe+Mn)	
1	23	32	43	84	0	18	3	44	3	1	155	183	20	28	76	15	9	146	59.4	
10	41	49	65	104	0	25	4	43	4	3	171	292	26	20	99	19	11	196	61.8	
20	70	55	98	133	0	36	10	64	0	2	183	383	35	64	129	23	14	185	57.9	
30	43	39	60	126	0	25	5	45	3	2	160	399	31	49	121	23	14	287	61.2	
40	60	46	75	121	0	29	7	53	5	0	159	449	32	71	118	23	15	283	59.1	
44.5																				
50	39	27	55	103	0	24	4	37	4	0	180	532	28	41	111	20	12	209	62.0	
54																				
64	72	58	76	119	1	31	23	78	4	0	166	423	36	78	111	21	13	214	54.9	
75	14	23	37	82	0	14	2	34	4	2	144	474	26	25	83	17	12	255	66.0	
83	26	28	50	116	0	18	4	40	3	0	126	333	30	44	95	22	13	221	62.0	
91	10	22	42	85	0	13	9	27	3	1	148	486	26	53	83	17	12	270	65.7	
100	7	20	38	77	0	16	14	26	3	1	154	490	22	48	75	15	11	256	61.1	
109	12	22	43	97	0	15	12	11	5	1	123	581	25	39	81	17	11	235	62.9	
121	11	19	37	83	3	15	9	14	4	2	142	487	25	49	80	16	11	250	61.5	
122.3																				
137	9	22	35	81	0	13	15	24	3	2	149	521	24	27	76	16	11	249	62.0	
143	7	20	38	80	0	15	0	9	3	3	148	478	23	22	78	16	11	261	72.6	
150																				
160	7	21	37	83	0	12	0	10	1	1	151	492	23	51	78	16	11	248	70.3	
170	7	24	37	77	0	16	0	10	4	3	154	504	24	61	77	16	12	255	69.3	
180	10	22	40	86	0	15	0	13	2	0	157	515	25	49	84	19	12	239	66.6	
186	12	24	49	87	0	16	0	11	5	3	133	454	26	25	78	18	11	228	64.3	
191	11	24	48	96	0	16	0	12	2	1	137	448	29	47	90	21	13	211	64.8	
196	07	28	53	121	0	41	0	11	1	0	140	390	26	51	131	24	14	189	66.9	
200	27	26	46	100	0	18	3	31	4	3	156	431	29	13	103	20	13	226	62.1	
209	4	22	31	78	0	16	2	28	2	1	184	548	23	35	75	17	11	244	67.1	
222	2	24	34	78	1	13	2	21	2	3	159	542	24	63	75	16	11	235	63.9	
229	9	21	42	79	3	14	0	11	3	1	181	508	23	42	82	19	11	251	75.7	
231	51	24	43	110	0	17	0	15	2	2	145	427	26	33	102	21	13	227	69.4	
237	3	20	32	85	2	16	2	21	2	4	154	476	25	44	80	17	11	246	67.6	
239	9	24	42	106	1	18	2	31	3	4	156	471	28	26	87	20	13	235	64.5	
246	0	17	27	68	0	11	2	17	1	2	168	539	20	22	71	14	10	263	68.2	
258	18	17	26	61	0	14	0	8	4	2	174	527	20	34	73	15	11	268	76.7	
262	0	15	15	39	0	10	0	7	4	1	164	587	13	22	57	9	8	223	78.3	
280	5	21	32	70	0	14	0	10	2	2	183	491	22	46	70	16	11	247	70.0	
290	8	21	33	73	8	12	0	4	2	3	172	502	23	85	73	16	11	254	68.7	
296.25	25	26	45	121	0	9	0	13	4	2	139	283	24	30	111	20	12	188	65.8	
296.75	24	28	51	117	2	15	8	20	3	3	142	447	27	42	120	21	13	196	63.5	
297	12	21	33	78	0	12	1	19	3	0	149	480	23	17	84	16	12	274	67.5	
307	22	23	37	73	0	12	4	17	3	4	141	511	22	32	67	13	10	223	65.2	
315	24	34	61	120	1	27	1	32	2	5	126	408	30	74	129	23	14	192	61.0	
324	12	32	51	109	0	23	4	38	4	3	141	428	28	58	99	21	13	208	61.1	
328	0	17	21	49	0	13	0	13	4	1	192	509	19	36	69	11	11	370	73.7	
332	0	23	32	76	0	16	2	28	3	2	152	454	21	30	77	15	11	234	66.2	
344	1	21	31	72	0	14	2	18	5	0	162	472	21	9	73	16	11	242	65.9	
355	2	19	31	60	0	12	0	8	4	1	149	488	18	42	67	12	10	265	75.4	
366	12	26	41	92	2	15	1	7	3	1	150	396	27	43	83	19	12	222	67.9	
372	53	21	35	81	0	22	0	6	3	5	158	497	22	34	82	17	11	259	71.8	
373.5	273	29	58	128	0	24	1	10	4	2	132	482	29	37	132	23	15	193	65.0	
376	37	35	64	126	2	24	2	33	1	0	131	462	32	41	128	24	14	195	58.5	
381	17	30	51	108	0	20	2	25	4	5	148	516	30	52	115	20	13	223	61.7	
390	38	39	68	128	0	28	4	73	5	5	125	431	32	49	124	23	14	193	55.7	
402	4	24	35	79	0	13	1	28	4	2	159	443	23	25	70	16	10	141	65.9	
409	0	21	28	63	0	10	3	18	3	6	166	542	21	20	69	14	11	259	68.7	
416	15	21	29	65	0	14	1	20	3	0	174	499	21	23	71	15	11	255	70.8	
425																				
Mittelw.	24.7	26.3	43.3	91.0	0.3	17.7	3.1	23.8	3.1	2.0	154	461	25.2	40.4	89.8	17.9	11.8	230	65.7	

Tabelle 4 (Fortsetzung): Geochemische und sedimentologische Parameter in KAL 364

KAL 364 Teufe (cm)	Sand (%)	Slit (%)	Ton (%)	Smektit (%)	Illit (%)	Kaolinit (%)	Chlorit (%)
1	3.47	39.60	56.93	15	51	23	11
10	7.56	34.50	57.94	15	42	27	16
20							
30	2.73	35.46	61.81	11	47	22	20
40							
44.5							
50	10.54	39.18	50.27	9	48	25	19
54							
64	3.76	33.26	62.98	11	43	28	18
75	21.50	38.84	39.67	6	40	32	21
83	12.18	44.82	43.00	10	36	36	18
91							
100							
109	23.29	41.34	35.37	4	40	34	22
121							
122.3							
137	26.04	41.62	32.34	22	32	31	14
143							
150							
160	24.73	45.21	30.06	16	31	37	15
170							
180							
186	10.48	43.59	45.93	18	28	39	14
191	9.29	35.03	55.68	17	37	31	15
196	3.58	24.94	71.48	12	46	29	13
200							
209	34.97	40.98	24.05	18	28	38	16
222	30.00	39.50	30.42	20	28	36	16
229	16.57	42.57	40.86	15	27	43	15
231	11.85	35.10	53.06	6	41	35	17
237							
239							
246	37.25	35.25	27.50	11	29	44	16
250	34.35	37.60	28.05	19	26	41	14
262	68.48	18.13	13.39	14	33	40	13
280	30.95	40.37	28.68	17	26	41	16
290	35.47	39.31	25.22	16	29	39	16
296.25	8.92	29.67	61.41	6	47	32	15
296.75							
297							
307	18.32	39.06	42.62	15	37	32	16
315							
324	15.38	43.74	40.88	19	32	35	13
328	4.85	54.18	40.97	19	32	33	16
332							
344							
355	36.37	38.13	25.50	18	29	39	14
366							
372	8.92	33.54	65.54	11	45	28	16
373.5	8.25	32.18	67.57	9	48	25	18
376							
381							
390	1.68	37.14	61.18	14	43	28	14
402	27.52	41.89	30.59	14	31	32	24
409	31.91	37.71	30.38	15	28	38	19
416	25.22	37.99	36.79	15	34	34	18
425	9.16	34.87	55.98	15	38	33	14
Mittelw.	18.81	37.83	43.36	13.9	36.2	33.5	16.2

Tabelle 5: Radioisotopische Parameter der Sedimentoberflächen

Stations- Nr.	Pos. Grad N	Pos. Grad E	Wasser- tiefe (m)	²³⁸ U (ppm)	+/- (ppm)	²³² Th (ppm)	+/- (ppm)	(²³⁴ U/ ²³⁸ U)	+/- (²³⁸ U) (dpm/g)	+/- (²³⁴ U) (dpm/g)	(²³⁰ Th) (dpm/g)	+/- (²³⁰ Th) (dpm/g)	(²³⁰ Thex) (dpm/g)	+/- (²³⁰ Thex) (dpm/g)	(²³¹ Pa) (dpm/g)	+/- (²³¹ Pa) (dpm/g)
269	81.271	31.441	200	2.35	0.08	10.10	0.45	0.93	0.04	1.73	0.06	1.62	2.78	0.12	1.16	0.15
276	81.490	31.406	577	2.86	0.08	10.00	0.42	0.90	0.04	2.11	0.06	1.91	2.84	0.11	0.93	0.14
278	81.530	31.575	701	2.80	0.10	12.00	0.42	0.96	0.05	2.07	0.07	1.98	3.20	0.11	1.30	0.17
280	81.571	31.650	886	2.96	0.09	12.10	0.40	0.93	0.04	2.19	0.07	2.03	3.70	0.11	1.67	0.15
282	81.596	31.525	1404	2.96	0.09	10.00	0.34	0.97	0.04	2.18	0.07	2.12	3.62	0.10	1.50	0.15
287	81.672	30.831	2037	3.28	0.16	10.60	0.28	0.97	0.07	2.42	0.12	2.35	6.05	0.11	3.70	0.22
296	81.791	31.505	3004	2.65	0.06	11.20	0.77	0.93	0.03	1.95	0.05	1.82	6.02	0.20	4.20	0.29
310	82.046	32.095	2981	2.25	0.22	11.70	0.29	0.96	0.14	1.66	0.17	1.59	6.94	0.11	5.35	0.30
340	82.950	32.050	3755	2.62	0.14	11.50	0.28	0.92	0.07	1.93	0.11	1.77	6.53	0.11	4.76	0.20
350	84.026	30.367	4045	2.62	0.17	11.20	0.59	0.89	0.09	1.94	0.13	1.73	20.30	0.39	18.57	0.44
362	85.076	29.126	4037	2.98	0.10	12.40	0.35	0.94	0.05	2.14	0.08	2.00	8.25	0.14	6.25	0.19
364	85.358	26.331	3634	2.94	0.13	11.30	0.27	0.91	0.06	2.17	0.10	1.97	24.50	0.19	22.53	0.25
365	85.513	25.296	3180	2.47	0.10	12.30	0.40	0.93	0.06	1.82	0.08	1.70	17.20	0.24	15.50	0.27
370-12	85.906	22.730	4674	2.82	0.17	11.00	0.39	0.90	0.08	2.08	0.12	1.87	30.40	0.33	28.53	0.38
370-20	85.931	22.733	5211	2.42	0.13	9.83	0.33	0.95	0.07	1.78	0.10	1.69	13.60	0.19	11.91	0.25
371	86.096	22.016	3704	2.52	0.14	12.60	0.31	0.95	0.07	1.86	0.10	1.77	26.20	0.22	24.43	0.28
372	86.130	23.158	3972	2.70	0.09	14.00	0.26	0.92	0.04	1.99	0.07	1.84	28.90	0.19	27.06	0.21
376	85.381	21.708	2896	2.76	0.06	11.20	0.27	0.89	0.03	2.04	0.05	1.82	19.90	0.18	18.08	0.19
382	83.410	19.875	4066	2.91	0.13	14.00	0.40	0.95	0.06	2.15	0.10	2.05	6.16	0.13	4.11	0.21
396	82.796	16.055	1377	2.49	0.09	9.52	0.39	0.94	0.05	1.84	0.07	1.74	4.41	0.13	2.67	0.17
423	81.326	15.298	2270	2.61	0.12	10.30	0.29	0.90	0.06	1.93	0.09	1.74	6.20	0.11	4.46	0.18
430	78.753	1.790	2554	1.98	0.09	7.79	0.26	0.96	0.06	1.46	0.07	1.40	4.57	0.10	3.17	0.15

Stations- Nr.	(²³⁰ Thex/ ²³² Th)	+/-	(²³⁸ U/ ²³² Th)	TRG (g/ccm)	SR (cm/ky)	AR (g/qcm/ ky)	AR CaCO3 (g/qcm/ ky)	AR <0.002 mm> (g/qcm/ ky)	AR 0.063 mm (g/qcm/ ky)	AR TOC (g/qcm/ ky)	(²³⁰ Thex) norm. a. Hassert. (dpm/g/km)
269	0.47	0.06	0.70	0.75	0.60	0.447	0.018	0.127	0.085	0.005	5.81
276	0.35	0.06	0.79	0.50	3.22	1.609	0.124	0.829	0.086	0.024	1.62
278	0.44	0.06	0.70	0.50	2.81	1.406	0.116	0.770	0.062	0.022	1.05
280	0.56	0.06	0.74	0.50	2.75	1.380	0.071	0.741	0.042	0.020	1.88
282	0.56	0.06	0.82	0.43	5.66	2.433	0.122	1.312	0.020	0.044	1.07
287	1.42	0.09	0.93	0.49	4.07	1.995	0.165	1.105	0.019	0.027	1.30
296	1.52	0.15	0.71	0.45	4.13	1.861	0.201	1.004	0.016	0.019	1.40
310	1.86	0.11	0.50	0.45	3.22	1.450	0.156	0.815	0.012	0.021	1.79
340	1.60	0.08	0.60	0.55	3.73	2.053	0.225	1.307	0.042	0.031	1.27
350	6.74	0.39	0.70	0.55	1.03	0.566	0.059	0.360	0.033	0.005	4.59
362	2.05	0.09	0.70	0.40	4.20	1.680	0.065	1.410	0.003	0.017	1.55
364	8.10	0.21	0.78	0.55	0.76	0.419	0.047	0.239	0.015	0.003	6.20
365	5.12	0.19	0.60	0.60	0.89	0.533	0.057	0.269	0.042	0.003	4.87
370-12	10.54	0.40	0.77	0.60	0.71	0.426	0.022	0.257	0.012	0.003	6.10
370-20	4.92	0.19	0.74	0.60	1.90	1.138	0.019	0.500	0.114	0.006	2.29
371	7.88	0.21	0.60	0.45	0.80	0.394	0.019	0.243	0.010	0.003	6.59
372	7.86	0.16	0.58	0.50	0.76	0.382	0.027	0.227	0.010	0.003	6.81
376	6.56	0.17	0.74	0.50	0.83	0.417	0.051	0.247	0.019	0.005	6.24
382	1.19	0.07	0.62	0.45	5.71	2.570	0.079	2.148	0.003	0.021	1.01
396	1.14	0.09	0.79	0.45	2.98	1.340	0.100	0.633	0.120	0.015	1.94
423	1.76	0.08	0.76	0.55	2.41	1.324	0.135	0.763	0.007	0.015	1.96
430	1.66	0.10	0.76	0.64	3.27	2.093	0.220	0.596	0.672	0.015	1.24

SR: Sedimentationsrate; AR: Akkumulationsrate

Tabelle 6 (Fortsetzung): Radioisotopische Parameter von SL 370-12

370-12 Teufe (cm)	(230Thex/ 232Th)	+/-	TRG (g/ccm)	(230Thex) alters- korrig. (dpm/g)	(238U/ 232Th) (238U)	authg. (dpm/g)	SR (cm/ky)	AR (g/qcm/ ky)	Alter n. LSR (ka)	kumulat. 5Ca/5Cp 5Cp:1318 (dpm/qcm)	kumulat. 5Ca/5Cp 5Cp:857 (=65%) (dpm/qcm)	kumulat. 5Ca (dpm/qcm)	Alter n. Kominz (ka)
1	10.54	0.40	0.65	30.16	0.77	0.02	0.41	0.27	2.94	0.035	0.054	46.36	6.50
3	6.95	0.19	0.71	24.10	0.75	-0.03	0.48	0.34	0.02	0.091	0.140	73.76	10.54
8	18.08	0.38	0.54	54.98	0.56	-0.79	0.29	0.16	23.53	0.174	0.268	103.06	20.32
13	5.33	0.26	0.84	28.91	0.59	-0.58	0.35	0.29	38.24	0.233	0.358	260.53	42.96
18	2.67	0.08	0.81	13.42	0.66	-0.32	0.75	0.61	52.94	0.258	0.396	293.25	49.79
23	7.72	0.16	0.65	51.83	0.60	-0.53	0.26	0.17	67.55	0.322	0.496	370.67	69.95
28	4.65	0.11	0.79	31.31	0.74	-0.06	0.34	0.27	82.35	0.364	0.559	432.96	85.04
33	2.55	0.08	0.89	20.37	0.65	-0.35	0.46	0.41	97.06	0.391	0.601	469.05	96.37
35.5	3.64	0.13	0.89	27.45	0.78	-0.06	0.33	0.29	104.41	0.398	0.612	470.50	99.54
39	4.07	0.14	0.67	41.21	0.69	-0.22	0.31	0.21	114.71	0.433	0.666	524.47	116.45
44	2.54	0.13	0.71	24.43	0.82	0.16	0.48	0.34	129.41	0.453	0.697	550.00	127.48
49	0.23	0.06	1.33	2.35	0.75	-0.01	3.90	5.20		0.456	0.700	554.56	129.15
53	0.14	0.06	1.34	1.49	0.74	-0.05	6.12	8.19		0.458	0.702	557.53	130.49
58	0.34	0.08	1.32	2.98	0.97	0.44	3.10	4.10		0.462	0.706	563.32	133.15
63	0.06	0.06	1.33	0.90	0.82	0.14	9.36	12.48		0.464	0.708	565.22	134.03
68	0.05	0.05	1.38	0.93	0.79	0.07	9.52	13.10		0.465	0.709	567.08	134.91
73	0.00	0.09	1.30	0.57	1.07	0.56	16.37	21.29		0.466	0.710	568.15	135.42
78	-0.01	-0.06	1.28	0.37	0.82	0.14	25.75	32.09		0.467	0.710	568.84	135.74
83	0.15	0.09	1.27	1.19	0.70	0.04	8.09	10.24		0.468	0.712	571.01	136.78
88	-0.02	-0.07	1.27	0.40	0.99	0.51	24.10	30.54		0.469	0.713	571.73	137.13
93	0.06	0.06	1.27	0.97	0.87	0.25	9.09	12.56		0.470	0.714	573.49	137.98
98	-0.02	-0.07	1.29	0.38	0.97	0.46	24.93	32.18		0.471	0.715	574.19	138.32
103	0.02	0.06	1.29	0.64	0.98	0.49	14.72	18.99		0.472	0.715	575.36	138.89
107	0.02	0.07	1.30	0.61	0.97	0.44	15.38	19.99		0.472	0.716	576.49	139.44
113	-0.01	-0.09	1.45	0.54	1.10	0.60	15.44	22.37		0.473	0.717	577.60	139.99
118	0.03	0.06	1.39	0.71	0.95	0.46	12.26	17.03		0.474	0.718	579.00	140.69
123	0.02	0.06	1.39	0.75	0.99	0.55	11.70	16.24		0.475	0.719	580.46	141.42
128	-0.01	-0.07	1.41	0.48	1.04	0.61	17.91	25.32		0.476	0.720	581.41	141.89
135			1.36	0.50			17.82	24.23		0.478	0.721	583.32	142.86
145	0.07	0.06	1.40	0.59	1.16	0.87	14.81	20.74		0.479	0.723	585.59	144.02
155			1.36	0.51			17.62	23.96		0.481	0.725	587.50	145.00
165			1.40	0.47			18.34	25.67		0.482	0.726	589.32	145.95
175			1.41	0.44			19.63	27.67		0.483	0.727	591.01	146.84
185			1.40	0.55			15.73	22.82		0.485	0.729	593.11	147.95
195	0.00	0.06	1.32	0.50	1.06	0.68	18.50	24.42		0.486	0.730	594.89	148.90
200.5	2.18	0.06	0.85	29.32	0.56	-0.70	0.49	0.42		0.491	0.735	601.00	152.50
205	1.73	0.07	1.40	18.70	0.75	-0.02	0.50	0.71		0.532	0.775	654.40	186.75
215	0.79	0.07	1.42	0.86	0.64	-0.27	1.01	1.44		0.551	0.795	680.19	200.41
225	0.08	0.06	1.47	0.83	0.70	-0.12	9.99	14.68		0.553	0.797	682.60	210.74
235	0.00	0.07	1.47	0.74	0.86	0.20	11.26	16.55		0.555	0.798	684.86	212.03
245			1.40	0.80			10.29	15.23		0.556	0.800	687.23	215.15
255	0.02	0.00	1.40	1.11	1.02	0.53	7.06	11.01		0.559	0.803	690.30	218.23
265	0.67	0.09	1.22	7.15	0.96	0.39	1.44	1.76		0.571	0.815	706.44	236.04
275	0.26	0.12	1.37	3.14	0.82	0.13	2.87	3.93		0.577	0.821	714.16	245.71
285	-0.01	-0.07	1.36	0.75	0.86	0.22	12.02	16.35		0.578	0.822	715.97	248.10
295	0.00	0.07	1.50	0.81	0.96	0.41	10.11	15.16		0.580	0.824	718.10	250.99
305	-0.01	-0.07	1.22	0.64	1.06	0.56	15.64	19.00		0.581	0.825	719.46	252.89
315	0.00	0.06	1.18	12.54	0.80	0.09	0.87	1.02		0.599	0.842	742.77	291.72
325	0.27	0.05	1.07	4.82	0.74	-0.07	2.40	2.57		0.604	0.848	750.60	300.64

Tabelle 7: Radioisotopische Parameter von SL 370-20

370-20 Teufe (cm)	Teufen- Inter- vall (cm)	Alter (ka)	238U (ppm)	+/- (ppm)	232Th (ppm)	+/- (ppm)	(234U/ 238U) +/-	(238U) (dpm/g)	+/- (dpm/g)	(234U) (dpm/g)	+/- (dpm/g)	(230Th) (dpm/g)	+/- (dpm/g)	(230Thex) (dpm/g)	+/- (dpm/g)	(230Thex)(231Pa) (dpm/g) ab 155 cm:	+/- (dpm/g)
1	2	0.53	2.42	0.13	9.83	0.35	0.95	0.07	1.70	0.10	1.69	13.60	0.19	11.91	0.25	11.91	1.65
5	10	2.93	2.52	0.11	10.30	0.25	0.94	0.06	1.06	0.00	1.74	9.76	0.12	8.02	0.18	8.02	1.32
15	10	5.96	2.37	0.07	9.37	0.44	0.95	0.04	1.75	0.05	1.66	10.50	0.23	8.84	0.25	8.86	0.90
25	10	8.80	2.43	0.07	9.76	0.24	0.97	0.04	1.79	0.05	1.74	8.94	0.11	7.20	0.14	7.20	0.99
35	10	13.26	2.52	0.11	11.70	0.31	0.94	0.06	1.86	0.08	1.74	15.70	0.10	13.96	0.22	13.96	1.45
45	10	18.39	2.97	0.10	13.90	0.41	0.94	0.05	2.20	0.07	2.07	17.00	0.23	14.93	0.26	14.93	1.22
55	10	22.75	2.98	0.13	11.40	0.34	0.90	0.06	2.20	0.10	1.99	11.30	0.17	9.31	0.23	9.41	1.20
65	10	24.48	2.00	0.08	8.33	0.24	0.99	0.05	1.53	0.06	1.52	5.61	0.09	4.09	0.13	4.09	0.61
75	10	32.73	2.36	0.13	10.40	0.24	0.90	0.07	1.74	0.10	1.57	16.70	0.15	15.13	0.21	15.13	1.50
85	10	39.09	2.45	0.10	9.60	0.35	0.98	0.05	1.81	0.07	1.77	13.60	0.20	11.83	0.24	11.87	0.95
95	10	46.77	2.60	0.11	11.80	0.40	0.96	0.06	1.92	0.08	1.85	20.10	0.26	18.25	0.29	18.25	0.97
105	10	58.35	2.63	0.12	13.80	0.39	0.93	0.06	1.94	0.08	1.81	24.30	0.26	22.49	0.29	22.49	1.33
115	10	66.66	2.63	0.14	10.40	0.28	0.86	0.07	1.94	0.11	1.67	14.20	0.17	12.53	0.23	12.55	1.23
125	10	77.88	2.57	0.18	11.80	0.28	0.98	0.10	1.89	0.13	1.85	19.40	0.18	17.55	0.29	17.55	1.20
135	10	82.95	2.76	0.18	11.50	0.44	0.87	0.08	2.03	0.14	1.77	8.53	0.19	6.76	0.28	6.76	0.21
145	10	89.32	2.73	0.09	13.00	0.35	0.91	0.04	2.01	0.07	1.83	10.50	0.16	8.67	0.19	8.67	0.46
155	10	97.17	2.83	0.09	10.10	0.43	0.98	0.04	2.09	0.07	2.85	8.00	0.19	5.95	0.22	6.17	0.95
165	10	112.16	2.80	0.13	12.30	0.31	0.88	0.06	2.13	0.10	1.88	19.30	0.20	17.42	0.25	17.42	1.01
175	10	123.46	2.74	0.12	10.70	0.30	0.98	0.06	2.02	0.08	1.98	12.60	0.16	10.62	0.22	10.66	1.00
185	10	127.24	2.51	0.16	8.40	0.32	1.09	0.09	1.85	0.12	2.02	4.66	0.12	2.64	0.25	2.94	0.64
195	10	130.70	2.37	0.10	8.92	0.29	0.94	0.06	1.75	0.07	1.65	2.90	0.08	1.25	0.15	1.36	0.36
205	10	131.95	2.21	0.10	10.20	0.43	0.94	0.06	1.63	0.07	1.54	2.14	0.10	0.60	0.15	0.60	0.48
215	10	132.54	2.48	0.08	9.55	0.32	0.88	0.04	1.83	0.06	1.61	1.84	0.07	0.23	0.11	0.29	0.39
225	10	133.39	2.99	0.10	10.70	0.25	0.99	0.05	2.20	0.06	2.18	2.29	0.06	0.11	0.14	0.34	0.47
235	10	134.01	2.74	0.09	9.52	0.21	0.93	0.04	2.02	0.06	1.87	1.90	0.05	0.03	0.11	0.29	0.63
245	10	134.05	3.10	0.09	10.70	0.26	1.00	0.04	2.29	0.07	2.28	2.26	0.06	-0.02	0.13	0.30	0.26
255	10	135.48	3.63	0.11	11.60	0.28	0.95	0.04	2.68	0.08	2.54	2.28	0.06	-0.26	0.14	0.20	0.16
265	10	137.46	3.99	0.36	12.40	0.36	0.80	0.12	2.94	0.27	2.60	2.54	0.09	-0.06	0.43	0.60	0.37
275	10	139.45	4.34	0.17	13.75	0.43	0.90	0.05	3.20	0.13	3.15	3.14	0.10	-0.00	0.24	0.65	0.74
285	10	139.82	3.52	0.14	13.14	0.26	0.92	0.05	2.60	0.10	2.40	2.32	0.05	-0.00	0.17	0.10	0.70
295	10	140.79	2.99	0.11	12.47	0.25	0.94	0.05	2.21	0.08	2.07	2.32	0.05	0.24	0.14	0.24	0.73
305	10	145.60	2.71	0.07	7.50	0.19	1.00	0.04	2.00	0.05	2.01	2.57	0.05	0.55	0.10	1.16	0.93
315	10	145.09	2.56	0.06	12.40	0.48	0.89	0.03	1.89	0.05	1.69	1.79	0.09	0.10	0.12	0.10	0.21
325	10	146.22	3.12	0.09	14.00	0.54	0.91	0.04	2.30	0.07	2.09	2.03	0.10	-0.06	0.15	0.09	0.02
335	10	146.67	3.61	0.08	13.60	0.50	0.94	0.03	2.67	0.06	2.52	1.88	0.09	-0.64	0.14	0.16	0.64
345	10	151.00	4.04	0.10	9.32	0.44	0.94	0.03	3.13	0.07	2.96	2.82	0.12	-0.14	0.17	1.27	0.07

370-20 Teufe (cm)	(230Thex/ 232Th) +/-	TRG (g/ccm)	(230Thex) alters- 232Th) (dpm/g)	(238U/ 232Th) +/- (dpm/g)	authig. (238U) (dpm/g)	SR (cm/ky)	AR (g/ccm/ ky)	kumul. 5Ca/5Cp SCp: 1470.4#2 dpm/qcm	kumulat. 5Ca/5Cp SCp: 1470.4 dpm/qcm	Alter n. (ka)	kumulat. Alter n. 5Ca (dpm/qcm)	Alter n. Kominz (ka)	
1	4.92	0.20	0.60	11.97	0.74	-0.03	3.78	2.27	0.005	0.010	1.06	14.29	0.69
5	3.17	0.11	0.80	8.24	0.73	-0.04	4.16	3.33	0.027	0.053	5.95	64.13	3.33
15	3.84	0.21	0.89	9.36	0.76	0.02	3.30	2.93	0.053	0.107	12.27	142.91	7.57
25	3.00	0.09	1.00	7.80	0.75	-0.01	3.52	3.52	0.078	0.156	18.39	214.87	11.60
35	4.85	0.15	0.78	15.78	0.65	-0.30	2.24	1.75	0.115	0.230	28.38	324.06	18.00
45	4.37	0.15	0.80	17.69	0.64	-0.36	1.95	1.57	0.156	0.312	40.54	444.06	25.51
55	3.32	0.13	1.04	11.60	0.70	0.10	2.29	2.38	0.189	0.378	51.57	541.93	32.04
65	1.99	0.09	0.92	5.12	0.75	-0.01	5.79	5.33	0.202	0.404	56.13	579.55	34.66
75	5.92	0.16	1.14	20.46	0.68	-0.10	1.21	1.38	0.260	0.521	79.83	751.47	47.50
85	5.01	0.21	1.04	17.01	0.77	0.04	1.57	1.64	0.302	0.605	100.79	875.24	57.78
95	6.29	0.23	0.77	20.09	0.66	-0.26	1.30	1.00	0.350	0.700	130.75	1015.39	70.75
105	6.62	0.21	0.86	38.50	0.57	-0.61	0.86	0.74	0.416	0.832	193.44	1208.77	91.63
115	4.90	0.16	1.01	23.20	0.76	0.02	1.20	1.21	0.459	0.918	271.41	1335.51	107.09
125	6.04	0.18	0.89	35.96	0.65	-0.29	0.89	0.79	0.512	1.024	unendl.	1491.68	131.98
135	2.39	0.14	0.97	14.52	0.72	-0.09	1.97	1.91	0.534	1.069	1557.23	143.94	
145	2.71	0.09	0.90	19.74	0.63	-0.39	1.57	1.41	0.561	1.122	1635.24	160.13	
155	2.39	0.14	1.46	15.11	0.84	0.23	1.27	1.06	0.592	1.183	1725.35	182.45	
165	5.76	0.17	0.89	48.98	0.70	-0.14	0.67	0.59	0.644	1.289	1800.39	236.52	
175	4.03	0.14	0.97	33.26	0.77	0.05	0.89	0.86	0.679	1.359	1903.81	297.96	
185	1.28	0.13	1.10	9.49	0.90	0.30	2.64	2.91	0.698	1.301	2016.11	327.36	
195	0.57	0.07	1.05	4.53	0.80	0.10	2.89	3.04	0.700	1.391	2030.37	343.40	
205	0.24	0.06	0.77	2.03	0.65	-0.25	8.71	6.71	0.703	1.394	2035.01	349.18	
215	0.10	0.05	0.95	1.00	0.78	0.07	14.33	13.62	0.705	1.396	2037.81	352.81	
225	0.04	0.05	0.99	1.16	0.84	0.23	11.03	11.71	0.707	1.398	2041.17	357.35	
235	0.01	0.05	0.84	1.00	0.86	0.26	16.20	13.61	0.709	1.400	2043.61	360.77	
245	-0.01	-0.05	1.11	1.03	0.87	0.32	11.91	13.22	0.711	1.402	2046.91	365.56	
255	-0.09	-0.05	0.90	0.96	0.94	0.54	15.73	14.16	0.713	1.404	2049.39	369.31	
265	-0.02	-0.14	1.28	2.11	0.96	0.65	5.06	6.47	0.718	1.409	2057.01	381.72	
275	-0.00	-0.07	1.15	2.37	0.94	0.66	5.02	5.77	0.723	1.414	2064.54	395.58	
285	-0.02	-0.05	1.43	0.35	0.80	0.18	27.15	38.82	0.724	1.415	2065.92	398.31	
295	0.08	0.05	1.48	0.89	0.72	-0.09	10.31	15.26	0.727	1.417	2069.53	405.82	
305	0.30	0.06	1.50	4.44	1.07	0.61	2.00	3.12	0.739	1.429	2086.93	451.83	
315	0.03	0.04	1.03	0.39	0.62	-0.40	33.97	34.99	0.739	1.430	2087.90	455.31	
325	-0.02	-0.04	1.31	0.34	0.67	-0.20	30.25	39.63	0.740	1.431	2089.14	459.35	
335	-0.19	-0.04	0.96	0.63	0.80	0.66	22.57	21.67	0.741	1.432	2090.70	464.99	
345	-0.06	-0.07	1.17	5.12	1.37	1.41	2.31	2.70	0.751	1.442	2105.61	542.53	

Tabelle 8: Radioisotopische Parameter von KAL 364

KAL 364 Teufe (cm)	Teufen- inter- vall (cm)	Alter (ka)	238U (ppm)	+/- (ppm)	232Th (ppm)	+/- (ppm)	(234U/ 238U)	+/-	(238U) (dpm/g)	+/-	(234U) (dpm/g)	(230Th) (dpm/g)	+/-	(230Thex) (dpm/g)	+/-	(230Thex) (dpm/g)	(231Pa) (dpm/g)	+/-
1	3	3.50	2.94	0.13	11.30	0.27	0.91	0.06	2.17	0.10	1.97	24.50	0.19	22.53	0.25	22.53	2.22	0.15
4	3	4.42	2.99	0.12	11.41	0.43	0.88	0.05	2.21	0.09	1.95	20.00	0.29	18.05	0.32	18.05	2.18	0.24
9	5	11.00	2.27	0.09	11.70	0.38	0.85	0.05	1.60	0.07	1.43	14.10	0.20	12.67	0.23	12.67	1.33	0.19
14	5	24.57	2.64	0.12	14.49	0.53	0.94	0.06	1.95	0.09	1.83	21.00	0.32	19.97	0.35	19.97	1.41	0.27
20	5	37.67	3.04	0.10	15.31	0.37	0.90	0.04	2.24	0.07	2.02	23.40	0.23	21.30	0.26	21.30	1.71	0.20
25	5	44.69	3.04	0.11	12.12	0.45	0.90	0.05	2.24	0.08	2.02	12.20	0.23	10.18	0.26	10.18	0.89	0.25
30	5	49.01	2.97	0.12	12.90	0.35	0.86	0.05	2.19	0.09	1.89	8.65	0.14	6.76	0.20	6.76	0.99	0.18
35	5	57.05	2.51	0.09	15.40	0.38	0.87	0.05	1.85	0.07	1.61	10.70	0.16	9.09	0.19	9.09	1.10	0.21
38	3.8	62.57	2.68	0.09	14.11	0.35	0.91	0.04	1.98	0.06	1.79	10.30	0.15	8.51	0.18	8.51	0.83	0.15
43	5	70.94	2.63	0.09	13.05	0.36	0.89	0.05	1.94	0.07	1.72	11.20	0.17	9.40	0.20	9.40	1.16	0.17
48	5	01.75	2.57	0.08	12.29	0.51	1.01	0.04	1.89	0.06	1.90	11.30	0.24	9.40	0.26	9.40	1.12	0.27
53	5	92.23	2.46	0.07	11.00	0.35	0.94	0.04	1.81	0.05	1.70	9.79	0.16	8.09	0.18	8.09	1.16	0.17
58	5	99.23	2.76	0.08	11.90	0.23	0.90	0.04	2.04	0.06	1.84	7.91	0.09	6.07	0.13	6.07	1.00	0.12
63	5	112.32	2.94	0.09	14.30	0.29	0.97	0.04	2.17	0.07	2.11	12.40	0.13	10.29	0.18	10.29	1.07	0.13
68	5	123.89	2.91	0.11	13.41	0.25	0.95	0.05	2.14	0.08	2.04	8.68	0.10	6.64	0.17	6.64	0.74	0.15
73	5	129.43	2.99	0.10	18.00	0.26	0.87	0.04	2.20	0.07	1.92	3.92	0.08	2.00	0.13	2.00	0.89	0.16
78	5	130.13	2.48	0.09	9.57	0.24	0.99	0.05	1.83	0.07	1.80	1.93	0.05	0.13	0.13	0.25	0.33	0.15
83	5	131.47	2.83	0.10	9.92	0.24	0.93	0.05	2.09	0.07	1.94	2.31	0.06	0.37	0.13	0.50	0.67	0.16
88	5	132.93	2.59	0.09	10.60	0.40	0.89	0.04	1.91	0.06	1.70	2.07	0.09	0.37	0.13	0.51	0.65	0.27
93	5	133.94	2.29	0.08	8.06	0.41	0.92	0.05	1.69	0.06	1.56	1.77	0.09	0.21	0.13	0.34	0.71	0.29
98	5	134.96	2.33	0.08	9.33	0.40	1.00	0.05	1.72	0.06	1.72	1.91	0.09	0.19	0.13	0.33	0.49	0.28
103	5	135.41	2.52	0.09	8.12	0.31	0.90	0.04	1.86	0.06	1.67	1.69	0.07	0.02	0.12	0.14	0.56	0.22
108	5	136.69	2.68	0.08	9.54	0.33	0.90	0.04	1.98	0.06	1.78	2.04	0.08	0.26	0.12	0.39	0.77	0.21
113	5	137.56	2.85	0.06	9.35	0.40	0.90	0.03	2.10	0.05	1.88	2.05	0.09	0.17	0.12	0.28	0.41	0.23
118	5	138.47	2.55	0.05	9.81	0.36	0.98	0.03	1.80	0.04	1.85	2.03	0.08	0.18	0.11	0.29	0.60	0.25
123	10	139.12	2.70	0.07	7.82	0.18	0.94	0.04	1.99	0.05	1.88	1.80	0.04	0.00	0.10	0.10	0.29	0.09
135	10	139.90	3.19	0.10	8.93	0.20	0.99	0.04	2.35	0.07	2.33	2.31	0.05	-0.02	0.14	0.12	0.46	0.11
145	10	140.64	2.84	0.09	7.78	0.17	0.98	0.04	2.09	0.06	2.04	2.03	0.04	-0.01	0.12	0.11	0.61	0.13
155	10	141.59	2.99	0.08	7.29	0.16	0.94	0.04	2.21	0.06	2.07	2.10	0.04	0.03	0.11	0.14		
165	10	142.82	2.73	0.08	8.06	0.18	0.91	0.04	2.01	0.06	1.83	1.90	0.04	0.07	0.11	0.17		
175	10	143.72	2.75	0.09	7.91	0.17	0.96	0.04	2.03	0.07	1.94	1.95	0.04	0.01	0.12	0.12		
185	10	145.09	3.76	0.09	9.40	0.17	0.98	0.03	2.77	0.07	2.72	2.79	0.05	0.07	0.13	0.19		
195	9	146.32	2.07	0.06	8.62	0.20	0.88	0.04	1.53	0.04	1.35	1.52	0.04	0.17	0.08	0.25	0.27	0.12
196.5	1	147.41	5.54	0.14	14.72	0.34	1.16	0.04	4.09	0.10	4.74	6.93	0.12	2.19	0.23	2.42	0.60	0.15
205	10	154.59	2.02	0.06	9.70	0.24	0.84	0.04	1.49	0.04	1.24	2.16	0.05	0.92	0.09	1.00	0.40	0.15
215	10	156.69	3.47	0.13	9.07	0.20	0.99	0.05	2.56	0.10	2.53	2.62	0.08	0.09	0.10	0.27	0.37	0.10
225	10	159.21	2.30	0.08	8.54	0.22	0.96	0.05	1.69	0.06	1.62	1.83	0.05	0.21	0.11	0.33	0.38	0.16
231.5	1	161.06	3.15	0.09	12.40	0.36	0.96	0.04	2.32	0.07	2.23	5.39	0.12	3.16	0.17	3.33	0.52	0.14
235	9	163.90	2.06	0.05	7.63	0.22	0.90	0.06	1.52	0.07	1.36	1.51	0.04	0.15	0.11	0.26		
245	10	164.91	2.25	0.08	7.05	0.22	0.97	0.05	1.66	0.06	1.62	1.60	0.05	-0.02	0.12	0.10		
255	10	166.34	2.00	0.11	6.06	0.21	0.99	0.00	1.53	0.08	1.52	1.52	0.05	-0.00	0.15	0.15		
265	10	167.16	2.57	0.08	7.87	0.24	0.93	0.04	1.90	0.06	1.76	1.72	0.05	-0.04	0.11	0.07	0.07	0.14
275	10	168.02	2.73	0.08	8.56	0.20	0.90	0.04	2.01	0.06	1.81	1.79	0.05	-0.02	0.11	0.09	0.47	0.13
285	10	169.06	2.77	0.10	8.88	0.29	0.91	0.05	2.05	0.08	1.87	1.84	0.07	-0.03	0.14	0.11	0.69	0.13
295	9	173.60	2.84	0.12	9.49	0.32	0.94	0.06	2.10	0.09	1.90	2.35	0.08	0.37	0.17	0.53	0.36	0.20
296.5	1	175.16	2.92	0.09	11.00	0.28	0.84	0.04	2.15	0.07	1.81	3.55	0.08	1.74	0.13	1.87	0.68	0.14
305	10	178.05	2.19	0.12	7.26	0.24	0.91	0.07	1.62	0.09	1.47	1.56	0.06	0.09	0.15	0.24	0.43	0.16
315	10	181.45	2.20	0.09	8.72	0.55	0.94	0.05	1.63	0.06	1.54	1.83	0.11	0.29	0.15	0.45	0.89	0.30
325	10	183.37	2.37	0.08	8.97	0.30	0.90	0.04	1.75	0.06	1.50	1.64	0.06	0.06	0.11	0.17	0.47	0.15
335	10	184.62	2.39	0.10	7.67	0.21	0.99	0.06	1.77	0.07	1.75	1.73	0.05	-0.02	0.13	0.11	0.42	0.10
345	10	185.98	2.64	0.10	8.96	0.30	0.96	0.06	1.95	0.07	1.87	1.89	0.07	0.02	0.10	0.12	0.88	0.19
355	10	188.09	2.55	0.10	6.96	0.29	0.89	0.05	1.88	0.08	1.68	1.75	0.07	0.07	0.14	0.21	0.35	0.18
365	10	190.15	2.66	0.11	8.17	0.33	0.91	0.05	1.96	0.08	1.78	1.73	0.07	-0.05	0.15	0.10	0.46	0.21
373.5	0.5	191.89	3.63	0.16	14.60	0.34	1.04	0.06	2.68	0.12	2.78	6.63	0.11	3.05	0.24	4.09	0.37	0.13
375	9	209.30	4.26	0.17	12.00	0.34	1.13	0.06	3.14	0.13	3.54	5.06	0.11	1.52	0.26	1.78	1.10	0.21
385	10	215.54	2.28	0.08	10.40	0.32	0.99	0.05	1.68	0.06	1.67	2.04	0.07	0.37	0.13	0.49	0.35	0.10
395	10	217.43	2.13	0.07	7.60	0.22	0.89	0.04	1.50	0.05	1.41	1.45	0.05	0.04	0.10	0.13	0.17	0.11
405	10	225.15	2.31	0.09	9.18	0.25	0.92	0.05	1.70	0.06	1.56	1.83	0.06	0.27	0.12	0.39	0.47	0.12

Tabelle 8 (Fortsetzung): Radioisotopische Parameter von KAL 364

KAL 364 Teufe (cm)	(230Thex/ 232Th)	+/-	TRG (g/ccm)	(230Thex/ alters- korrig. (dpm/g)	(238U/ 232Th) (238U)	authig (238U)	SR (dpm/g)	AR (cm/ky)	Alter n. LSR (ka)	kumulat. SCa/SCp (ka)	Alter n. Mangini (ka)	kumulat. SCa (dpm/gcm)	Alter n. Kominz (ka)
1	0.10	0.21	0.60	23.27	0.78	0.06	0.06	0.51	3.51	0.04	3.00	40.55	4.00
4	6.72	0.28	0.62	19.63	0.79	0.08	0.90	0.56	7.02	0.03	3.76	34.93	5.09
9	4.40	0.16	0.78	14.02	0.58	-0.51	0.76	0.59	15.79	0.08	9.30	84.20	12.71
14	5.60	0.23	0.93	25.04	0.55	-0.76	0.37	0.34	24.56	0.17	20.52	176.85	28.63
20	5.60	0.15	0.74	30.25	0.60	-0.62	0.38	0.28	35.09	0.25	31.06	255.54	44.28
25	3.42	0.15	0.75	15.37	0.75	-0.02	0.71	0.54	43.86	0.29	36.58	293.78	52.79
30	2.13	0.09	0.66	10.62	0.69	-0.22	1.16	0.76	52.63	0.31	39.94	316.09	58.00
35	2.40	0.00	0.06	15.30	0.49	-1.03	0.62	0.53	61.40	0.35	46.00	355.20	68.03
38	2.45	0.00	0.78	15.14	0.57	-0.66	0.69	0.53	66.67	0.37	50.22	380.29	74.92
43	2.96	0.10	0.75	18.23	0.61	-0.49	0.60	0.45	75.44	0.41	56.36	415.84	85.51
40	3.11	0.15	0.89	19.96	0.62	-0.41	0.46	0.41	84.21	0.45	64.05	457.65	99.45
53	2.76	0.10	0.90	18.92	0.62	-0.41	0.48	0.43	92.90	0.48	71.22	494.02	113.23
58	2.07	0.06	0.73	15.14	0.70	-0.18	0.71	0.52	101.75	0.50	75.05	516.26	122.61
63	2.92	0.00	0.73	28.97	0.62	-0.50	0.38	0.28	110.53	0.54	84.13	553.73	140.51
60	2.01	0.06	0.88	20.80	0.65	-0.37	0.43	0.38	119.30	0.57	91.01	582.79	156.77
73	0.75	0.05	1.27	6.60	0.83	0.18	0.90	1.14	128.07	0.58	94.16	595.48	164.71
78	0.05	0.05	1.22	0.04	0.78	0.04	7.13	8.73		0.58	94.55	597.03	165.72
83	0.15	0.05	1.16	1.69	0.86	0.24	3.73	4.33		0.58	95.29	599.96	167.66
88	0.14	0.05	1.25	1.72	0.73	-0.07	3.42	4.26		0.59	96.10	603.11	169.77
93	0.10	0.06	1.25	1.18	0.86	0.03	4.95	6.19		0.59	96.65	605.25	171.24
98	0.08	0.06	1.30	1.14	0.75	-0.02	4.93	6.39		0.59	97.20	607.30	172.72
103	0.01	0.06	1.36	0.48	0.93	0.34	11.16	15.16		0.59	97.44	608.32	173.38
108	0.11	0.05	1.37	1.36	0.84	0.20	3.89	5.33		0.60	98.13	610.97	175.25
113	0.07	0.05	1.25	1.01	0.91	0.35	5.74	7.18		0.60	98.59	612.74	176.53
110	0.07	0.05	1.27	1.03	0.78	0.05	5.58	7.01		0.60	99.07	614.57	177.87
125	0.00	0.05	1.29	0.36	1.03	0.53	15.36	19.77		0.60	99.42	615.80	178.83
135	-0.01	-0.06	1.31	0.43	1.07	0.60	12.00	16.74		0.60	99.83	617.43	179.98
145	-0.00	-0.06	1.35	0.39	1.09	0.64	13.54	18.31		0.60	100.21	618.88	181.07
155	0.02	0.06	1.31	0.52	1.23	0.85	10.50	13.78		0.60	100.71	620.73	182.48
165	0.03	0.05	1.36	0.65	1.01	0.50	8.13	11.04		0.61	101.34	623.10	184.30
175	0.00	0.06	1.37	0.47	1.04	0.55	11.14	15.23		0.61	101.80	624.81	185.64
185	0.03	0.05	1.34	0.73	1.20	1.01	7.30	9.78		0.61	102.50	627.38	187.68
195	0.08	0.04	1.02	0.95	0.72	-0.08	7.30	7.46		0.61	103.12	629.66	189.53
196.5	0.61	0.06	0.82	9.43	1.13	1.34	0.92	0.75		0.62	103.67	631.64	191.16
205	0.38	0.04	1.25	4.16	0.62	-0.32	1.39	1.74		0.63	107.15	644.12	202.02
215	0.04	0.08	1.26	1.15	1.15	0.85	4.75	6.01		0.63	108.14	647.58	205.24
225	0.10	0.05	1.24	1.41	0.80	0.09	3.97	4.91		0.63	109.30	651.62	209.11
231.5	1.04	0.06	1.24	14.70	0.76	0.00	0.38	0.47		0.64	110.50	655.74	213.22
235	0.08	0.06	1.31	1.18	0.81	0.09	4.41	5.79		0.64	111.40	658.02	216.39
245	-0.01	-0.07	1.51	0.45	0.96	0.34	9.86	14.93		0.64	111.85	660.33	217.98
255	-0.00	-0.09	1.40	0.69	0.91	0.25	7.00	9.78		0.65	112.47	662.42	220.21
265	-0.02	-0.06	1.65	0.33	0.98	0.43	12.20	20.24		0.65	112.82	663.59	221.49
275	-0.01	-0.05	1.36	0.43	0.95	0.41	11.51	15.70		0.65	113.19	664.83	222.86
285	-0.01	-0.06	1.39	0.50	0.94	0.39	9.62	13.35		0.65	113.63	666.29	224.50
295	0.16	0.07	1.29	2.64	0.90	0.33	1.98	2.56		0.66	115.51	672.47	231.69
296.5	0.64	0.05	1.10	9.38	0.79	0.09	0.64	0.70		0.66	116.14	674.53	234.19
305	0.05	0.09	1.53	1.24	0.91	0.26	3.45	5.30		0.66	117.20	678.21	238.83
315	0.14	0.07	0.94	2.37	0.76	-0.00	2.94	2.75		0.66	118.59	682.30	244.32
325	0.03	0.05	1.33	0.92	0.79	0.07	5.23	6.96		0.67	119.31	684.65	247.43
335	-0.01	-0.07	1.30	0.61	0.94	0.34	7.90	10.35		0.67	119.77	686.10	249.47
345	0.01	0.04	1.35	0.64	0.88	0.27	7.33	9.08		0.67	120.27	687.66	251.70
355	0.04	0.08	1.52	1.22	1.10	0.50	3.44	5.21		0.67	121.30	690.09	256.48
365	-0.02	-0.07	1.32	0.60	0.98	0.43	7.91	10.47		0.67	121.75	692.25	258.56
373.5	1.07	0.07	0.90	23.95	0.75	-0.05	0.29	0.26		0.68	122.35	694.09	261.43
375	0.51	0.09	1.02	12.20	1.06	0.90	0.51	0.52		0.69	127.81	710.42	290.96
385	0.14	0.05	0.98	3.60	0.66	-0.26	1.63	1.60		0.70	129.49	715.29	301.50
395	0.02	0.05	1.06	0.99	0.85	0.16	5.29	5.60		0.70	129.99	716.70	304.87
405	0.12	0.05	1.40	3.07	0.75	-0.02	1.30	1.81		0.70	131.89	722.09	318.40

Tabelle 9: Radioisotopische Parameter von KAL 372

KAL 372 Teufe (cm)	Alter Inte- vall (cm)	238U (ka)	232Th				238U				230Th				230Thex				(231Pa)	
			+/-	(ppm)	(ppm)	(ppm)	+/-	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	+/-	(dpm/g)							
1	3	4.31	2.78	0.09	14.00	0.26	0.92	0.04	1.99	0.07	1.04	28.98	0.19	27.06	0.21	27.06	2.16	0.14		
2	5	10.86	2.85	0.08	12.50	0.29	0.88	0.04	2.10	0.06	1.85	18.20	0.17	16.35	0.20	16.35	1.10	0.15		
6	5	17.00	2.94	0.11	12.50	0.35	1.00	0.05	2.17	0.08	2.16	16.60	0.20	14.44	0.24	14.44	1.17	0.16		
11	5	22.03	2.48	0.12	10.10	0.37	0.98	0.07	1.83	0.09	1.79	11.90	0.20	10.11	0.25	10.11	0.87	0.19		
16	5	28.11	2.10	0.07	9.19	0.28	0.93	0.04	1.55	0.05	1.45	10.60	0.15	9.15	0.17	9.15	0.73	0.12		
21	5	43.45	2.70	0.07	15.10	0.29	0.90	0.03	1.99	0.05	1.78	32.10	0.21	30.32	0.22	30.32	1.56	0.12		
26	5	53.92	2.63	0.08	12.80	0.31	0.88	0.04	1.94	0.06	1.71	15.70	0.17	13.99	0.20	13.99	0.79	0.14		
31	5	59.77	2.61	0.07	14.90	0.33	0.95	0.04	1.93	0.05	1.84	9.64	0.13	7.80	0.16	7.80	0.70	0.13		
36	5	71.94	2.53	0.07	12.50	0.28	0.98	0.04	1.87	0.05	1.83	13.80	0.14	11.97	0.17	11.97	0.75	0.14		
41	5	83.79	2.43	0.09	11.80	0.28	0.91	0.05	1.79	0.07	1.63	15.60	0.16	13.97	0.19	13.97	0.43	0.12		
46	5	91.20	2.01	0.10	9.96	0.26	0.85	0.06	1.40	0.07	1.26	5.93	0.10	4.67	0.15	4.67	0.45	0.15		
51	5	98.94	2.49	0.10	11.90	0.30	0.93	0.05	1.04	0.07	1.70	7.83	0.12	6.13	0.17	6.13	0.96	0.16		
56	5	117.26	2.99	0.13	17.10	0.44	0.96	0.06	2.21	0.10	2.11	19.00	0.23	16.89	0.28	16.89	0.52	0.17		
61	5	125.79	3.00	0.14	13.70	0.37	0.94	0.06	2.21	0.10	2.07	0.62	0.15	6.55	0.22	6.55	0.59	0.15		
66	5	127.78	3.08	0.20	11.60	0.31	1.01	0.09	2.27	0.15	2.29	3.59	0.09	1.30	0.27	1.30	0.70	0.17		
71	5	129.05	2.37	0.02	11.00	0.25	0.91	0.08	1.76	0.01	1.61	2.90	0.06	1.29	0.16	1.29	0.42	0.12		
76	5	130.85	2.69	0.16	10.30	0.24	0.94	0.08	1.98	0.11	1.86	2.32	0.06	0.46	0.20	0.46	0.63	0.13		
81	5	131.39	2.49	0.11	8.72	0.27	0.97	0.06	1.83	0.08	1.78	1.83	0.06	0.05	0.16	0.21	0.34	0.14		
86	5	131.95	2.54	0.10	9.16	0.32	0.95	0.05	1.87	0.07	1.78	2.02	0.09	0.24	0.15	0.24	0.52	0.19		
91	5	133.20	2.59	0.10	9.36	0.43	0.93	0.05	1.91	0.07	1.77	2.31	0.11	8.54	0.16	8.54	0.87	0.20		
95.5	4	133.60	2.53	0.10	9.30	0.31	0.88	0.05	1.86	0.07	1.64	1.85	0.07	0.21	0.13	8.21	0.89	0.19		
115	23	136.32	2.45	0.13	7.88	0.32	0.99	0.08	1.81	0.10	1.78	1.85	0.08	0.07	0.18	0.25	0.33	0.20		
145	30	137.89	2.90	0.09	8.90	0.29	0.90	0.04	2.14	0.06	1.92	1.88	0.07	-0.04	0.12	0.10	0.63	0.18		
195	50	140.57	3.08	0.10	9.13	0.32	0.91	0.04	2.27	0.07	2.07	2.00	0.07	-0.07	0.14	0.10	0.71	0.20		

KAL 372 Teufe (cm)	230Thex/ 232Th	+/-	TRG (g/ccm)	(230Thex/ alters- korrig. (dpm/g)	(238U/ 232Th) (dpm/g)	authg. (238U) (dpm/g)	SR (cm/ky)	AR (g/qcm/ ky)	Alter n. LSR (ka)	kumulat. SCa/SCp (-93%) (dpm/qcm)	kumulat. SCa/SCp SCP:1050 SCP:1123 (dpm/qcm)	kumulat. SCa (dpm/qcm)	CaCO3 (%)
1	7.86	0.16	0.50	28.16	0.50	-0.63	0.70	0.15	3.57	0.039	0.036	13.61	5.60
2	5.32	0.14	0.72	18.07	0.68	-0.24	0.76	0.55	8.93	0.095	0.089	23.67	3.31
6	4.78	0.15	0.72	16.09	0.71	-0.17	0.81	0.59	14.29	0.145	0.136	75.93	2.10
11	4.07	0.18	0.80	12.39	0.74	-0.06	1.00	0.80	19.64	0.184	0.172	116.54	3.81
16	4.05	0.14	1.02	11.86	0.69	-0.17	0.82	0.84	28.57	0.228	0.213	163.29	1.77
21	8.16	0.17	0.70	45.24	0.54	-0.83	0.33	0.23	37.50	0.330	0.308	270.08	2.65
26	4.44	0.12	0.93	22.99	0.62	-0.45	0.48	0.44	46.43	0.392	0.366	334.82	0.71
31	2.13	0.06	0.86	13.53	0.53	-0.86	0.86	0.73	55.36	0.424	0.396	368.33	8.74
36	3.89	0.10	1.07	23.23	0.61	-0.47	0.41	0.44	64.29	0.485	0.453	432.55	1.66
41	4.81	0.13	0.80	30.24	0.62	-0.42	0.42	0.34	73.21	0.538	0.503	488.52	1.09
46	1.91	0.00	1.37	10.82	0.60	-0.38	0.67	0.93	82.14	0.568	0.531	520.55	2.67
51	2.89	0.08	1.02	15.25	0.63	-0.38	0.65	0.66	91.87	0.598	0.559	551.76	0.63
56	4.81	0.12	0.78	49.76	0.53	-0.99	0.27	0.21	100.00	0.661	0.618	617.27	0.13
61	1.94	0.08	0.82	20.89	0.66	-0.35	0.59	0.48	108.93	0.686	0.642	644.24	0.09
66	0.46	0.09	0.92	4.23	0.80	-0.10	2.52	2.31	117.86	0.692	0.647	650.22	0.00
71	0.48	0.06	0.94	4.28	0.65	-0.30	2.42	2.28	126.79	0.698	0.652	656.33	0.00
76	0.18	0.08	1.25	1.55	0.78	0.05	5.00	6.26	135.71	0.701	0.655	659.24	0.06
81	0.02	0.07	1.50	0.70	0.85	0.20	9.25	13.86		0.702	0.656	660.80	0.00
86	0.11	0.07	1.36	0.80	0.83	0.16	8.93	12.11		0.784	0.658	662.41	0.00
91	0.24	0.07	1.31	1.85	0.83	0.16	4.01	5.25		0.707	0.661	665.97	0.00
95.5	0.09	0.06	1.35	0.71	0.81	0.12	10.07	13.56		0.708	0.662	667.09	0.00
115	0.03	0.09	1.33	0.07	0.93	0.34	8.44	11.23		0.715	0.662	674.69	0.00
145	-0.02	-0.06	1.43	0.36	0.98	0.48	19.13	27.35		0.719	0.662	670.98	0.00
195	-0.03	-0.06	1.44	0.37	1.01	0.56	18.65	26.82		0.726	0.662	686.17	0.00

Tabelle 10: Radioisotopische Parameter in GK6 280, 340, 362, 364, 371, 376 und 423

GKG 280 Teufe	Teufen- Intervall	Alter	238U	232Th	(234U/ 238U)	(238U)	(234U)	(230Th)	(230Thex)	TRG	kumulat. SCa/SCp SCp: 250 (dpm/qcm)	SR	AR
(cm)	(cm)	(ka)	(ppm)	(ppm)		(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(g/ccm)	(dpm/qcm)	(cm/ky)	(g/qcm/ ky)
1	1	0.36	2.97	12.10	0.93	2.19	2.03	3.70	1.67	0.50	0.003	2.75	1.38
10	10	4.78	3.14	11.00	0.93	2.32	2.15	3.55	1.40	0.71	0.043	2.26	1.61
20	10	9.48	3.09	11.60	0.91	2.28	2.08	3.43	1.35	0.75	0.084	2.13	1.60
30	10	14.41	3.39	12.20	0.96	2.50	2.40	3.66	1.26	0.81	0.124	2.03	1.64
40	10	17.88	3.32	11.40	0.98	2.45	2.41	3.05	0.64	0.83	0.146	3.76	3.12

GKG 340 Teufe	Teufen- Intervall	Alter	238U	232Th	(234U/ 238U)	(238U)	(234U)	(230Th)	(230Thex)	TRG	kumulat. SCa/SCp SCp: 1059 (dpm/qcm)	SR	AR
(cm)	(cm)	(ka)	(ppm)	(ppm)		(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(g/ccm)	(dpm/qcm)	(cm/ky)	(g/qcm/ ky)
2	2	0.54	2.62	11.50	0.92	1.93	1.77	6.53	4.76	0.55	0.005	3.72	2.05
5	5	3.38	2.44	10.10	0.90	1.80	1.63	9.42	7.79	0.70	0.031	1.76	1.23
10	5	4.23	2.74	7.99	0.89	2.02	1.79	3.67	1.88	0.85	0.038	5.89	5.01
15	5	4.60	1.87	6.06	0.92	1.38	1.26	1.76	0.50	1.40	0.042	13.47	18.86
20	5	7.15	2.37	9.00	0.86	1.75	1.51	6.74	5.23	0.90	0.064	1.97	1.77
25	5	8.71	2.43	9.46	0.95	1.79	1.71	4.54	2.83	1.00	0.077	3.28	3.20

GKG 362 Teufe	Teufen- Intervall	Alter	238U	232Th	(234U/ 238U)	(238U)	(234U)	(230Th)	(230Thex)	TRG	kumulat. SCa/SCp SCp: 1139 (dpm/qcm)	SR	AR
(cm)	(cm)	(ka)	(ppm)	(ppm)		(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(g/ccm)	(dpm/qcm)	(cm/ky)	(g/qcm/ ky)
2	2	0.48	2.90	12.40	0.94	2.14	2.00	8.25	6.25	0.40	0.004	4.19	1.68
10	10	2.58	3.10	12.30	0.88	2.29	2.02	4.38	2.36	0.92	0.023	4.76	4.38
20	10	6.66	2.85	11.90	0.94	2.10	1.96	6.97	5.01	0.82	0.059	2.45	2.01
30	10	8.47	3.14	11.20	0.84	2.32	1.95	4.28	2.33	0.76	0.075	5.51	4.21

GKG 364 Teufe	Teufen- Intervall	Alter	238U	232Th	(234U/ 238U)	(238U)	(234U)	(230Th)	(230Thex)	TRG	kumulat. SCa/SCp SCp: 1025 (dpm/qcm)	SR	AR
(cm)	(cm)	(ka)	(ppm)	(ppm)		(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(g/ccm)	(dpm/qcm)	(cm/ky)	(g/qcm/ ky)
2	2	2.66	2.94	11.30	0.91	2.17	1.97	24.50	22.53	0.55	0.024	0.75	0.41
5	5	8.92	2.99	10.50	0.83	2.21	1.84	20.00	18.16	0.62	0.079	0.80	0.49
10	5	14.36	2.27	9.88	0.85	1.68	1.43	13.10	11.67	0.79	0.124	0.92	0.73
15	5	25.91	2.64	14.00	0.94	1.95	1.83	21.10	19.27	0.94	0.212	0.43	0.41
20	5	36.45	3.04	12.40	0.90	2.24	2.02	22.00	19.98	0.75	0.205	0.47	0.35
25	5	41.89	3.04	9.55	0.90	2.24	2.02	11.40	9.38	0.76	0.320	0.92	0.70
30	5	45.31	3.02	11.00	0.76	2.23	1.68	8.24	6.56	0.66	0.341	1.46	0.96
35	5	51.38	2.51	12.50	0.87	1.85	1.61	9.99	8.38	0.88	0.377	0.82	0.72
40	5	56.83	2.68	12.20	0.91	1.98	1.79	9.70	7.99	0.78	0.408	0.92	0.72

GKG 371 Teufe	Teufen- Intervall	Alter	238U	232Th	(234U/ 238U)	(238U)	(234U)	(230Th)	(230Thex)	TRG	kumulat. SCa/SCp SCp: 1045 (dpm/qcm)	SR	AR
(cm)	(cm)	(ka)	(ppm)	(ppm)		(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(g/ccm)	(dpm/qcm)	(cm/ky)	(g/qcm/ ky)
2	2	2.31	2.52	12.60	0.95	1.86	1.77	26.20	24.43	0.45	0.021	0.87	0.39
5	5	9.91	2.93	12.40	0.91	2.16	1.95	21.70	19.75	0.70	0.007	0.66	0.46
10	5	18.85	2.60	13.90	0.99	1.98	1.97	23.10	21.13	0.71	0.159	0.56	0.40
15	5	33.62	2.75	17.30	0.88	2.03	1.78	30.70	28.92	0.77	0.266	0.34	0.26
20	5	37.55	2.34	12.50	0.91	1.73	1.58	7.90	6.32	0.86	0.293	1.27	1.10
25	5	40.84	2.37	12.30	0.93	1.75	1.62	6.70	5.08	0.87	0.314	1.52	1.32
30	5	55.94	2.82	15.40	0.94	2.08	1.95	23.00	21.85	0.85	0.403	0.33	0.28
35	5	62.55	2.28	12.80	0.92	1.68	1.55	9.53	7.98	0.92	0.438	0.76	0.70

GKG 376 Teufe	Teufen- Intervall	Alter	238U	232Th	(234U/ 238U)	(238U)	(234U)	(230Th)	(230Thex)	TRG	kumulat. SCa/SCp SCp: 817 (dpm/qcm)	SR	AR
(cm)	(cm)	(ka)	(ppm)	(ppm)		(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(g/ccm)	(dpm/qcm)	(cm/ky)	(g/qcm/ ky)
2	2	2.43	2.87	11.20	0.86	2.12	1.82	19.90	18.08	0.50	0.022	0.82	0.41
5	5	7.44	2.70	10.90	0.90	1.99	1.79	13.18	11.31	0.64	0.066	1.00	0.64
10	5	20.31	2.80	14.90	0.97	2.07	2.00	22.40	20.40	0.84	0.171	0.39	0.33
15	5	32.47	2.87	14.00	0.89	2.12	1.89	17.40	15.51	0.93	0.259	0.41	0.30
20	5	37.62	2.56	13.00	0.86	1.89	1.63	7.43	5.80	0.97	0.293	0.97	0.94
25	5	49.64	2.87	12.00	0.92	2.12	1.95	14.50	12.55	0.96	0.367	0.42	0.40
30	5	56.64	2.72	12.20	0.86	2.01	1.73	8.46	6.73	0.96	0.407	0.71	0.69

GKG 423 Teufe	Teufen- Intervall	Alter	238U	232Th	(234U/ 238U)	(238U)	(234U)	(230Th)	(230Thex)	TRG	kumulat. SCa/SCp SCp: 640.5 (dpm/qcm)	SR	AR
(cm)	(cm)	(ka)	(ppm)	(ppm)		(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(dpm/g)	(g/ccm)	(dpm/qcm)	(cm/ky)	(g/qcm/ ky)
2	2	0.83	2.62	10.30	0.90	1.93	1.74	6.20	4.46	0.55	0.008	2.40	1.32
6	5	3.57	2.56	9.72	0.98	1.89	1.86	6.27	4.41	0.72	0.032	1.83	1.31
11	5	7.63	2.89	13.40	0.87	2.13	1.85	7.89	6.04	0.75	0.068	1.23	0.93
14	3	9.86	2.55	11.30	0.96	1.88	1.80	6.85	5.05	0.80	0.087	1.34	1.08
19	5	12.85	2.85	11.10	0.97	2.10	2.03	5.88	3.85	0.83	0.112	1.67	1.38
24	5	15.22	3.31	11.10	0.93	2.44	2.27	4.94	2.67	0.92	0.131	2.11	1.95
29	5	16.53	3.13	9.14	0.80	2.31	2.03	3.54	1.51	0.89	0.141	3.81	3.39
34	5	18.72	2.78	10.60	0.91	2.05	1.87	4.21	2.34	0.94	0.158	2.28	2.14

SR: Sedimentationsrate; AR: Akkumulationsrate

Tabelle 11 (Fortsetzung): Sedimentphysikalische Parameter in GK6+KAL 371, KAL 372 und KAL 376

GKG+KAL 371					KAL 372					KAL 376				
Teufe	U	TRG	FRG	P	Teufe	U	TRG	FRG	P	Teufe	U	TRG	FRG	P
(cm)	(%)	(g/ccm)	(g/ccm)	(%)	(cm)	(%)	(g/ccm)	(g/ccm)	(%)	(cm)	(%)	(g/ccm)	(g/ccm)	(%)
1	177.73	0.47	1.32	82.56	1	165.06	0.50	1.33	81.39	5	76.41	0.89	1.57	66.94
2	123.45	0.63	1.41	76.72	5	102.92	0.72	1.47	73.17	10	02.66	0.84	1.54	68.66
3	116.33	0.66	1.43	75.66	10	88.96	0.80	1.52	70.22	15	72.19	0.92	1.59	65.67
4	98.74	0.75	1.48	72.54	15	61.67	1.02	1.65	62.04	20	81.47	0.85	1.55	68.35
5	95.07	0.77	1.49	71.79	20	106.01	0.70	1.46	73.89	25	75.33	0.90	1.58	66.62
10	115.75	0.66	1.43	75.56	25	72.04	0.93	1.59	65.63	30	63.03	1.01	1.64	62.55
15	93.88	0.77	1.50	71.53	30	80.62	0.86	1.55	68.12	35	81.46	0.85	1.55	68.34
20	80.07	0.86	1.55	68.22	35	56.83	1.07	1.68	60.10	40	64.52	0.99	1.63	63.10
25	79.29	0.87	1.56	68.01	40	89.27	0.80	1.52	70.29	45	41.19	1.28	1.81	52.19
30	87.34	0.81	1.52	70.06	45	36.02	1.37	1.87	48.84	50	36.08	1.37	1.87	48.88
35	64.62	0.99	1.63	63.47	50	61.94	1.02	1.65	62.14	55	36.34	1.37	1.86	49.06
40	94.41	0.77	1.50	71.65	55	93.42	0.78	1.50	71.23	60	41.51	1.28	1.81	52.38
45	74.33	0.91	1.58	66.61	60	85.85	0.82	1.53	69.47	65	36.43	1.36	1.86	49.12
50	61.96	1.02	1.65	62.51	65	72.90	0.92	1.59	65.89	70	34.81	1.39	1.88	47.98
55	81.75	0.85	1.55	68.67	70	69.95	0.94	1.60	64.96	75	39.49	1.31	1.83	51.14
60	39.06	1.32	1.83	51.46	75	43.10	1.25	1.79	53.32	80	38.02	1.34	1.84	50.19
65	58.65	1.05	1.67	61.23	80	29.70	1.50	1.94	44.04	85	39.21	1.32	1.83	50.96
70	68.07	0.96	1.61	64.65	85	36.80	1.36	1.86	49.43	90	39.40	1.31	1.83	51.08
75	63.23	1.01	1.64	62.97	90	39.59	1.31	1.83	51.20	95	38.64	1.33	1.84	50.59
80	52.49	1.12	1.71	58.61	95	37.43	1.35	1.85	49.80	100	37.17	1.35	1.85	49.62
85	58.57	1.05	1.67	61.20	100	42.21	1.27	1.80	52.80	105	37.48	1.35	1.85	49.83
90	35.76	1.38	1.87	49.31	105	39.44	1.31	1.83	51.10	110	36.20	1.37	1.86	48.96
95	39.34	1.31	1.83	51.63	110	31.83	1.45	1.92	45.76	115	36.95	1.36	1.86	49.47
100	35.75	1.38	1.87	49.30	115	43.51	1.25	1.79	53.55	120	37.50	1.35	1.85	49.84
105	56.44	1.08	1.69	60.33	120	36.90	1.36	1.86	49.44	125	35.44	1.38	1.87	48.43
110	60.26	1.04	1.66	61.86	125	32.58	1.44	1.91	46.33	130	37.98	1.34	1.84	50.16
115	35.40	1.38	1.87	49.06	130	35.06	1.39	1.88	48.16	135	36.81	1.36	1.86	49.38
120	36.97	1.35	1.86	50.12	135	33.48	1.42	1.90	47.01	140	39.12	1.32	1.83	50.90
125	39.04	1.32	1.83	51.44	140	32.25	1.45	1.91	46.08	145	38.82	1.32	1.84	50.71
130	31.21	1.47	1.92	46.01	145	31.54	1.46	1.92	45.52	150	37.96	1.34	1.85	50.15
135	30.99	1.47	1.93	45.83	150	31.74	1.46	1.92	45.69	155	37.83	1.34	1.85	50.06
140	29.41	1.51	1.95	44.58	155	27.58	1.55	1.97	42.23	160	37.10	1.35	1.85	49.57
145	29.27	1.51	1.95	44.46	160	31.66	1.46	1.92	45.63	165	35.78	1.38	1.87	48.67
150	30.52	1.48	1.93	45.47	165	37.60	1.34	1.85	49.91	170	40.53	1.29	1.82	51.79
155	33.76	1.41	1.89	47.91	170	33.94	1.41	1.89	47.35	175	36.10	1.37	1.87	48.89
160	66.96	0.97	1.62	64.28	175	31.35	1.46	1.92	45.38	180	36.43	1.36	1.86	49.12
165	59.74	1.04	1.66	61.66	180	33.28	1.42	1.90	46.87	185	35.95	1.37	1.87	48.79
170	56.12	1.08	1.69	60.19	185	28.79	1.52	1.96	43.27	190	35.43	1.38	1.87	48.42
175	42.67	1.26	1.80	53.61	190	33.61	1.42	1.89	47.11	195	37.52	1.35	1.85	49.86
180	39.13	1.32	1.83	51.50	195	34.32	1.40	1.89	47.63	200	40.46	1.30	1.82	51.74
185	38.33	1.33	1.84	51.00	200	35.78	1.38	1.87	48.67	205	43.15	1.25	1.79	53.35
190	35.22	1.39	1.88	48.93	205	36.11	1.37	1.87	48.90	210	39.30	1.31	1.83	51.02
195	44.81	1.23	1.78	54.80	210	38.81	1.32	1.84	50.78	215	37.39	1.35	1.85	49.77
200	29.51	1.50	1.95	44.66	215	35.19	1.39	1.88	48.25	220	37.92	1.34	1.85	50.12
205	45.67	1.22	1.77	55.26	220	38.14	1.33	1.84	50.27	225	40.73	1.29	1.82	51.91
210	62.45	1.01	1.65	62.68	225	35.29	1.39	1.87	48.32	230	36.51	1.36	1.86	49.18
215	69.01	0.95	1.61	64.96	230	36.95	1.36	1.86	49.47	235	36.05	1.37	1.87	48.06
220	67.24	0.97	1.62	64.37	235	32.71	1.44	1.91	46.43	240	31.04	1.47	1.93	45.13
225	62.28	1.02	1.65	62.62	240	30.78	1.48	1.93	44.93	245	25.28	1.60	2.01	40.12
230	37.18	1.35	1.85	50.25						250	24.34	1.63	2.02	39.21
235	32.48	1.44	1.91	46.97						255	29.42	1.51	1.95	43.81
240	78.82	0.87	1.56	67.08						260	27.92	1.54	1.97	42.53
245	49.96	1.16	1.73	57.43						265	29.95	1.49	1.94	44.25
250	87.64	0.81	1.52	70.13						270	29.65	1.50	1.94	44.00
255	81.11	0.86	1.55	68.50						275	29.17	1.51	1.95	43.60
260	62.92	1.01	1.64	62.86						280	30.06	1.49	1.94	44.34
										285	31.99	1.45	1.91	45.88
										290	28.75	1.52	1.96	43.24
										295	29.06	1.51	1.95	43.51
										300	27.35	1.55	1.98	42.02
										305	33.68	1.42	1.89	47.16
										310	32.60	1.44	1.91	46.35
										315	58.77	1.05	1.67	60.90
										320	34.04	1.41	1.89	47.42
										325	32.44	1.44	1.91	46.23
										330	35.44	1.38	1.87	48.43
										335	33.43	1.42	1.90	46.97
										340	32.83	1.43	1.90	46.52
										345	32.84	1.43	1.90	46.53
										350	30.38	1.48	1.94	44.60
										355	31.13	1.47	1.93	45.21
										360	29.73	1.50	1.94	44.07
										365	31.03	1.45	1.92	45.76

U: Wassergehalt (bez. a. Trockenmasse); TRG: Trockenraumgewicht; FRG: Feuchtraumgewicht; P: Porosität

Tabelle 12: Gesamtakkumulationsrate und Akkumulationsraten von Elementen und Komponenten in KAL 364

KAL364 Teufe (cm)	Gesamt- AR (g/acm/ ky)	AR v. S102 (g/acm/ ky)	AR T102 (g/acm/ ky)	AR Al203 (g/acm/ ky)	AR Fe203T (g/acm/ ky)	AR v. CaO (g/acm/ ky)	AR MgO (g/acm/ ky)	AR MnO (g/acm/ ky)	AR Na2O (g/acm/ ky)	AR v. K2O (g/acm/ ky)	AR v. U2O5 (mg/ acm/ky)	AR v. Cr2O3 (mg/ acm/ky)	AR v. P2O5 (mg/ acm/ky)	AR v. TOC (g/acm/ ky)	AR v. CaCO3 (g/acm/ ky)	AR v. Sand (g/acm/ ky)
1	0.514	0.295	0.084	0.082	0.040	0.017	0.012	0.002	0.010	0.014	0.206	0.103	1.029	0.0024	0.0463	0.055
10	0.592	0.342	0.085	0.096	0.044	0.016	0.015	0.002	0.010	0.010	0.237	0.118	1.056	0.0023	0.0260	0.017
20	0.281	0.149	0.002	0.049	0.025	0.009	0.008	0.002	0.005	0.010	0.141	0.056	0.674	0.0010	0.0095	0.007
30	0.763	0.430	0.006	0.133	0.061	0.012	0.020	0.002	0.016	0.025	0.305	0.153	1.831	0.0033	0.0020	0.030
40	0.535	0.298	0.005	0.092	0.046	0.010	0.015	0.002	0.010	0.017	0.267	0.160	1.551	0.0016	0.0072	0.008
50	0.411	0.241	0.003	0.066	0.029	0.010	0.009	0.001	0.008	0.013	0.165	0.082	0.740	0.0011	0.0195	0.049
64	0.278	0.150	0.002	0.048	0.027	0.003	0.007	0.002	0.005	0.009	0.167	0.056	0.668	0.0007	0.0021	0.011
75	1.143	0.777	0.009	0.166	0.063	0.008	0.010	0.001	0.015	0.030	0.343	0.229	1.829	0.0020	0.0049	0.260
83	4.333	2.570	0.039	0.750	0.345	0.027	0.090	0.006	0.053	0.118	1.733	0.067	0.667	0.0111	0.0032	0.761
91	6.193	4.132	0.050	0.911	0.338	0.033	0.080	0.020	0.117	0.163	1.239	1.239	9.289	0.0120	0.0222	1.273
100	15.157	10.398	0.105	2.033	0.906	0.079	0.189	0.067	0.311	0.376	3.031	3.031	22.736	0.0474	0.0051	4.756
109	5.331	3.573	0.041	0.743	0.318	0.030	0.070	0.013	0.089	0.136	1.056	1.056	5.855	0.0182	0.0009	1.278
121	19.769	13.140	0.152	2.762	1.232	0.087	0.314	0.067	0.316	0.488	3.954	3.954	27.676	0.0771	0.0016	5.476
137	16.744	11.386	0.126	2.301	1.003	0.097	0.233	0.057	0.310	0.419	5.023	3.349	10.419	0.0976	0.0020	5.236
143	10.307	12.632	0.137	2.515	0.712	0.114	0.253	0.085	0.357	0.474	3.661	3.661	16.476	0.1794	0.0010	5.715
160	11.040	7.431	0.083	1.557	0.493	0.082	0.151	0.004	0.202	0.206	2.200	2.200	9.936	0.1169	0.0121	2.804
170	15.227	10.311	0.100	2.110	0.700	0.091	0.201	0.008	0.262	0.400	3.045	3.045	13.704	0.1963	0.0130	4.517
180	9.700	6.150	0.079	1.521	0.568	0.070	0.176	0.009	0.164	0.261	2.934	2.934	9.700	0.1432	0.0333	1.894
186	9.700	6.466	0.077	1.308	0.571	0.072	0.166	0.011	0.153	0.241	1.956	2.934	10.758	0.1221	0.0264	1.894
191	7.463	4.354	0.067	1.200	0.513	0.061	0.151	0.011	0.137	0.199	2.239	2.239	10.440	0.1381	0.0320	0.829
196	0.753	0.433	0.007	0.136	0.050	0.013	0.021	0.001	0.015	0.027	0.101	0.151	0.904	0.0035	0.0240	0.027
200	1.738	1.060	0.014	0.204	0.129	0.018	0.037	0.002	0.035	0.053	0.695	0.340	2.701	0.0081	0.0162	0.521
209	6.010	4.037	0.043	0.827	0.304	0.046	0.070	0.003	0.107	0.153	1.202	1.202	6.611	0.0213	0.0155	1.766
222	4.914	3.313	0.037	0.685	0.290	0.035	0.072	0.002	0.086	0.120	0.983	0.983	5.406	0.0363	0.0041	1.117
229	4.914	3.192	0.041	0.793	0.191	0.033	0.071	0.001	0.090	0.133	1.474	0.983	4.914	0.0799	0.0020	1.117
231	0.467	0.295	0.004	0.075	0.025	0.003	0.008	0.000	0.008	0.014	0.107	0.093	0.467	0.0030	0.0004	0.055
237	5.787	3.950	0.042	0.811	0.291	0.031	0.071	0.002	0.107	0.155	1.736	1.157	6.945	0.0305	0.0005	1.362
239	5.787	3.536	0.051	0.946	0.309	0.030	0.096	0.004	0.096	0.150	2.315	1.157	0.102	0.0207	0.0005	1.362
246	14.920	10.704	0.100	1.807	0.650	0.102	0.157	0.007	0.290	0.372	2.906	2.906	11.943	0.0520	0.0112	6.037
258	9.781	7.029	0.067	1.315	0.296	0.065	0.104	0.006	0.195	0.257	1.956	0.370	5.869	0.1372	0.0350	4.502
262	20.242	16.370	0.091	1.840	0.379	0.117	0.117	0.008	0.302	0.402	2.024	2.024	4.040	0.1007	0.0061	0.379
280	15.699	10.639	0.111	2.159	0.603	0.162	0.182	0.016	0.333	0.389	3.140	3.140	14.129	0.2274	0.0040	5.430
290	13.353	9.176	0.099	1.004	0.633	0.172	0.168	0.015	0.256	0.326	2.671	2.671	10.603	0.1029	0.1963	4.290
296.25	0.703	0.409	0.006	0.116	0.045	0.017	0.016	0.001	0.011	0.023	0.201	0.141	0.913	0.0055	0.0143	0.061
296.75	0.703	0.400	0.006	0.119	0.051	0.015	0.018	0.001	0.011	0.024	0.201	0.141	0.913	0.0030	0.0195	0.061
297	2.560	1.740	0.019	0.349	0.125	0.031	0.039	0.002	0.039	0.070	0.512	0.256	2.304	0.0099	0.0399	0.490
307	5.300	3.007	0.036	0.649	0.258	0.027	0.050	0.004	0.102	0.119	1.060	0.530	6.891	0.0217	0.0013	1.467
315	2.755	1.562	0.025	0.400	0.226	0.027	0.074	0.009	0.030	0.096	1.377	0.551	5.234	0.0154	0.0344	0.169
324	6.957	4.171	0.064	1.169	0.552	0.049	0.143	0.011	0.117	0.202	2.703	1.391	11.027	0.0251	0.0319	1.155
328	6.957	5.236	0.047	0.797	0.212	0.050	0.055	0.003	0.140	0.182	1.591	0.696	4.174	0.0119	0.0093	1.155
332	10.353	7.251	0.076	1.362	0.521	0.066	0.142	0.005	0.166	0.265	2.071	2.071	9.310	0.0340	0.0216	3.023
344	9.870	6.901	0.069	1.259	0.406	0.069	0.121	0.006	0.192	0.254	1.976	1.976	10.066	0.0550	0.0304	3.619
355	5.211	3.097	0.033	0.509	0.144	0.032	0.051	0.002	0.076	0.127	1.042	0.521	2.004	0.0574	0.0039	1.050
366	10.467	6.452	0.080	1.607	0.591	0.070	0.179	0.010	0.195	0.206	3.140	2.093	12.561	0.1770	0.0400	1.174
372	10.467	6.000	0.080	1.500	0.435	0.072	0.150	0.009	0.170	0.204	2.093	2.093	7.327	0.1266	0.0136	1.174
373.5	0.259	0.150	0.002	0.047	0.018	0.003	0.007	0.001	0.005	0.009	0.130	0.052	0.337	0.0010	0.0011	0.001
376	0.523	0.280	0.005	0.093	0.040	0.005	0.015	0.002	0.009	0.010	0.262	0.105	1.099	0.0025	0.0072	0.020
381	1.601	0.939	0.013	0.259	0.116	0.016	0.037	0.005	0.037	0.053	0.400	0.320	2.561	0.0056	0.0100	0.054
390	5.599	3.044	0.049	0.981	0.541	0.057	0.157	0.045	0.101	0.189	2.000	1.120	12.310	0.0207	0.0353	1.030
402	1.000	1.259	0.013	0.243	0.094	0.013	0.027	0.001	0.036	0.043	0.362	0.101	1.909	0.0053	0.0006	0.609
409	1.000	1.311	0.013	0.229	0.070	0.012	0.019	0.001	0.036	0.042	0.362	0.101	1.800	0.0047	0.0011	0.609
416	1.000	1.273	0.013	0.239	0.073	0.013	0.020	0.001	0.040	0.044	0.362	0.362	1.627	0.0044	0.0014	0.609

