

früher

Lehr- und Forschungsgebiet für Angewandte Geophysik, Rheinisch -
Westfälisch - Technische - Hochschule Aachen /
Alfred - Wegener - Institut für Polar- und Meeresforschung,
Bremerhaven

Sepan ✓

**Natürliche Gamma-Strahlung,
magnetische Suszeptibilität und Tonmineralogie
in Sedimentkernen aus dem Europäischen
Nordmeer**

PI: Niessen

Diplomarbeit

**vorgelegt von
Holger Matthiesen**

**Betreuer: Prof. Dr. J. Wohlenberg
Mitbetreuer: Dr. F. Niessen und Dr. C. Bücker**

Sommersemester 1997

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit
nur mit den angegebenen Hilfsmitteln angefertigt zu haben.

Bremerhaven, im Juli 1997,

Holger Matthiesen

Für meine Eltern.

INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung	Seite 6
Abstract	8
1. Einleitung	9
1.1. Grundlagen und Zielsetzung	9
1.2. Geographie des Untersuchungsgebietes	11
1.3. Hydrographie des Untersuchungsgebietes	14
1.4. Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes	16
1.5. Vorliegende Kerndaten	18
1.5.1. Sedimentkern PS2613-6	19
1.5.2. Sedimentkern PS2644-5	21
1.5.3. Sedimentkern PS2646-5	23
2. Methodik	25
2.1. Probenmaterial und Beprobungsstrategie	25
2.2. Natürliche Gamma-Strahlung	27
2.2.1. Physikalische Grundlagen	27
2.2.2. Der Szintillationszähler	30
2.2.3. Die Messapparatur	30
2.2.4. TMCA-Software/TISA-Hardware	34
2.2.5. Der Germanium-Low-Level-Detektor	35
2.3. Magnetische Suszeptibilität	37
2.4. Tonmineralogie	40
2.4.1. Aufbereitung	40
2.4.1. Messung und Auswertung	41

3. Ergebnisse	43
3.1. Sedimentkern PS2613-6	43
3.1.1. Magnetische Suszeptibilität	43
3.1.2. Natürliche Gamma-Strahlung	44
3.1.3. Tonmineralogie	46
3.2. Sedimentkern PS2644-5	48
3.2.1. Magnetische Suszeptibilität	48
3.2.2. Natürliche Gamma-Strahlung	50
3.2.2.1. NaJ-Detektor	50
3.2.2.2. Ge-Detektor	52
3.2.3. Tonmineralogie	55
3.3. Sedimentkern PS2646-5	56
3.3.1. Magnetische Suszeptibilität	56
3.3.2. Natürliche Gamma-Strahlung	58
3.3.3. Tonmineralogie	60
4. Diskussion	61
4.1. Natürliche Gamma-Strahlung als stratigraphischer Anzeiger?	61
4.2. Trägersubstanzen der natürlichen Gamma-Strahlung	65
4.3. Paläo-ozeanographische und -klimatische Interpretation	70
5. Schlussfolgerungen	73
Danksagung	74
6. Literaturverzeichnis	75
7. Anhang	80
7.1. Rohdaten	80
7.2. Kernbeschreibungen	84
7.3. Abbildungsverzeichnis	92
7.4. Tabellenverzeichnis	94

Zusammenfassung

MATTHIESEN, H. (1997): Natürliche Gamma-Strahlung, magnetische Suszeptibilität und Tonmineralogie in Sedimentkernen aus dem Nordatlantik. - Diplomarbeit, Lehr- und Forschungsgebiet für Angewandte Geophysik an der Rheinisch-Westfälisch-Technischen Hochschule Aachen / Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Indikation und Interpretation hochauflösender Klimaschwankungen in den marinen Isotopenstadien 1 bis 11 (380.000 Jahre vor heute) im Europäischen Nordmeer.

Es wurden drei Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5 von FS "Polarstern" während der Expedition "ARKTIS X/2" (1994) in der Grönlandsee und in der Dänemarkstraße gewonnen, die auf sedimentologische und geophysikalische Eigenschaften untersucht werden sollten.

Die Analyse der Sedimentkerne umfaßte hochauflösende Messungen der magnetischen Suszeptibilität, die Spektrometrie der natürlichen Gamma-Strahlung sowie die Untersuchung der tonmineralogischen Zusammensetzung mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie.

Die so gewonnenen Daten wurden mit umfangreichen, bereits veröffentlichten Ergebnissen, wie $\delta^{18}\text{O}$ -Daten, verglichen, um die Aussagefähigkeit und Signifikanz vor allem der gemessenen natürlichen Gamma-Strahlung zu überprüfen.

Die Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Die magnetische Suszeptibilität zeichnet sich im Europäischen Nordmeer als stratigraphisch nutzbarer Parameter aus, da sich vor allem die DANSGAARD-OESCHGER-Ereignisse in der Meßkurve widerspiegeln. Als Liefergebiet des ferromagnetischen Magnetits kann das Island-Archipel angenommen werden, da der absolute Wert der Suszeptibilität nach Norden abnimmt.

Sowohl die natürliche Gamma-Strahlung, als auch die tonmineralogische Zusammensetzung lassen deutliche Unterschiede zwischen den zwei Sedimentkernen aus der Dänemarkstraße (PS2644-5 und PS2646-5) auf der einen und dem Kern PS2613-6 aus der Grönlandsee auf der anderen Seite erkennen.

In den Sedimentkernen PS2644-5 und PS2646-5 sind Korrelationen der gemessenen Parameter möglich, so daß die Strahlungsemitter der natürlichen Gamma-Strahlung detektiert werden können. Die Strahlung ist zumindest zum Teil an die Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$), und dort insbesondere an das Mineral Illit gebunden. Da Tonminerale den Eintrag terrigenen Materials anzeigen, läßt sich die natürliche Gamma-Strahlung als Hinweisgeber für terrigene Liefergebiete nutzen.

Die bereits festgestellten Klimazyklen in den drei Kernen spiegeln sich auch in der natürlichen Gamma-Strahlung wider. Die negative Korrelation von natürlicher Gamma-Strahlung und magnetischer Suszeptibilität in den Kernen 2644 und 2646 ermöglicht die Nutzung der natürlichen Gamma-Strahlung als stratigraphischen Anzeiger. Die bereits bestehende Stratigraphie der drei Sedimentkerne konnte so ergänzt und erweitert werden.

Im Sedimentkern PS2613-6 ist eine Korrelation der Meßgrößen nicht möglich. Trotz weiterer Untersuchung möglicher Quellen der natürlichen Gamma-Strahlung, konnte keine Mineral- oder Materialkomponente eingegrenzt werden. Vermutlich überlagern sich unterschiedliche Strahlungsemitter, sodaß eine Korrelation unmöglich gemacht wird.

Aus den Ergebnissen der tonmineralogischen Untersuchungen werden für die marinen Sauerstoffsotopenstadien 2 bis 4 paläo-ozeanographische Veränderungen deutlich. In den Glazialen (Isotopenstadien 2 und 4) ist aufgrund hoher Illit- und niedriger Smektit-Gehalte ein stark ausgeprägter, aus Norden kommender, Ost-Grönlandstrom in der Dänemarkstraße anzunehmen, da Illit von Norden eingetragen wird. Im Interglazial (Isotopenstadium 3) ist die Wirkung des Ost-Grönlandstroms geringer und der nach Norden fließende Irminger Strom, der Smektit transportiert, ist dominant. Das ist aus den niedrigen Illit- und den hohen Smektit-Gehalten abzulesen.

Abstract

MATTHIESEN, H. (1997): Natural Gamma-Ray, magnetic susceptibility and clay mineralogy in sediment cores from the North Atlantic. - Master thesis, Department of Geophysics, Technical University of Aachen / Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Bremerhaven.

Three sediment cores (PS2613-6, PS2644-5 and PS2646-5), taken by RV "Polarstern" during the expedition "ARKTIS X/2" (1994) in the Denmark Strait and the Greenland sea, were investigated for geophysical and sedimentological properties to get information about climatic changes in the past 380 kyr (marine isotope stages 1-11). The analyses included high resolution magnetic susceptibility measurement, natural gamma ray spectrometry and clay mineral distribution by x-ray diffraction. The comparison of the results with published data, like $\delta^{18}\text{O}$ datings, are used mainly to verify the validity of the natural gamma ray.

The results can be summarized as follows:

The magnetic susceptibility is useful in the North Atlantic to produce a stratigraphy. As the delivery region for the ferromagnetic magnetite, the Iceland archipelago can be supposed.

Differences in the natural gamma ray and the clay composition between the two cores (PS2644-5 and PS2646-5) of the Denmark Strait and the core (PS2613-6) of the Greenland sea are obviously.

Correlations between the measured parameters in the cores PS2644 and PS2646 are useful to characterize the source of the natural gamma ray. The clay mineral illite is emitting a bigger part of the natural gamma ray. Because of clay minerals as a sign of terrigenous material, the natural gamma ray can be used as a hint for terrigenous delivery region.

A negative correlation between the natural gamma ray activity and the magnetic susceptibility is useful for stratigraphic significance. The published stratigraphic data could be verified.

A correlation between the measured parameters of core PS2613-6 is not possible. The gamma ray emitting material could not be identified, may be because of a superimposition of several emitting components.

Since the glacial periods (isotope stages 2 and 4), the clay mineral composition is giving hints for a powerful East Greenland Current in the Denmark Strait, because of a high Illite content. The Irminger Current is only effective in the interglacial isotope stage 3, indicated by a high Smectit content.

1. EINLEITUNG

1.1. Grundlagen und Zielsetzung

Das Europäische Nordmeer hat als "Lunge des Weltozeans" (REIDT & LYNN 1971) eine zentrale Bedeutung innerhalb des Weltklimas. Es gilt als Schlüsselregion zum Verständnis der globalen Zirkulationsmuster und übt eine wichtige Mittlerfunktion zwischen dem Arktischen Ozean und dem Nordatlantik aus.

Dabei werden Klimaschwankungen und die Variationen im Strömungsmuster der Region innerhalb geologischer Zeiträume in den Meeressedimenten "archiviert" (SEIBOLD & BERGER 1982).

Die vorliegende Arbeit wurde als Diplomarbeit am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), Bremerhaven in Zusammenarbeit mit dem Lehr- und Forschungsgebiet für Angewandte Geophysik an der Rheinisch-Westfälisch-Technischen-Hochschule Aachen vergeben.

Die Untersuchungen sollten an den drei Sedimentkernen PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5 durchgeführt werden, die vom Forschungsschiff "Polarstern" während der Expedition "ARKTIS-X/2" 1994 gezogen wurden. Diese Expedition begann am 17.08.1994 in Tromsø/Norwegen und endete am 6.10.1994 in Bremerhaven. Die Route führte zunächst nordwestwärts durch die Grönland-Island-Norwegen See bis vor die Küste Grönlands in die Hochstetter Bugten. Von dort fuhr die FS "Polarstern" südwärts durch den Kong Oscar Fjord und den Scoresby Sund.

Als erstes Ziel dieser Arbeit ist der methodische Ansatz zur Messung der natürlichen Gamma-Strahlung zu nennen. Die Messapparatur für natürliche Gamma-Strahlung ist Teil des Multi-Sensor Core Loggers (MSCL) der Firma GEOTEK, Surrey, England. Diese sollte als Grundvoraussetzung für die weitere Arbeit auf ihre Messfähigkeit überprüft werden. Es sollte getestet werden, welche informativen Zugewinne mit dieser Methodik erzielt werden können. Mit Hilfe der erzielten Meßergebnisse sollte eine Indikation und Interpretation von hochauflösenden Klimaschwankungen der letzten etwa 380.000 Jahre (marine Isotopenstadien 1-11) durchgeführt werden. Zu erwarten sind Rückschlüsse vor allem auf Liefergebiete für terrigenes Material und deren zeitliche Veränderung.

Messungen der natürlichen Gamma-Strahlung finden als gesteinsphysikalischer Parameter in Bohrlochuntersuchungen bereits Verwendung (HUENGES et al. 1989). In der quartären Meeresgeologie sind diese Untersuchungen bisher nicht angewendet worden.

Die gewonnenen Meßergebnisse der magnetischen Suszeptibilität dienen als "stratigraphisches Grundgerüst". In ihr spiegeln sich sowohl die Lithologie als auch die marinen Sauerstoffisotopenstadien wider.

Der Tonmineralgehalt sollte röntgendiffraktometrisch ausgewertet werden. Die Ergebnisse der magnetischen Suszeptibilität dienen zur Auswahl der Proben und zur Eingrenzung der zeitlichen Relation zwischen den Kernen. Eine mögliche Korrelation der drei Parameter magnetische Suszeptibilität, natürliche Gamma-Strahlung und tonmineralogische Zusammensetzung ist zu untersuchen.

Zwei der bearbeiteten Kerne (PS2644-5 und PS2646-5) werden schwerpunktmäßig im Sonderforschungsbereich (SFB) 313 "Veränderungen der Umwelt: Der nördliche Nordatlantik." bearbeitet. Es liegen also bereits eine Vielzahl von Daten und deren stratigraphische Interpretation vor. An diese Daten sollten die Ergebnisse dieser Arbeit angehängt werden. Ziel der Untersuchungen des SFB 313 ist, die verschiedenskaligen, raumzeitlichen Prozesse der Produktion sowie der biologischen, chemischen und sedimentären Kreisläufe im heutigen Ozean und am Meeresboden zu beschreiben und zu quantifizieren. Damit werden sie für eine Deutung der Umweltgeschichte und Klimaentwicklung aus den Sedimentkernen nutzbar gemacht und liefern Ausgangsdaten für deren Modellierung. Der Sonderforschungsbereich 313 wurde 1985 begründet und steht momentan in der Abschlußphase, die zu einer Gesamtbeschreibung des Systems "Europäisches Nordmeer" führen soll (Berichtsband 1994-95-96).

1.2. Geographie des Untersuchungsgebietes

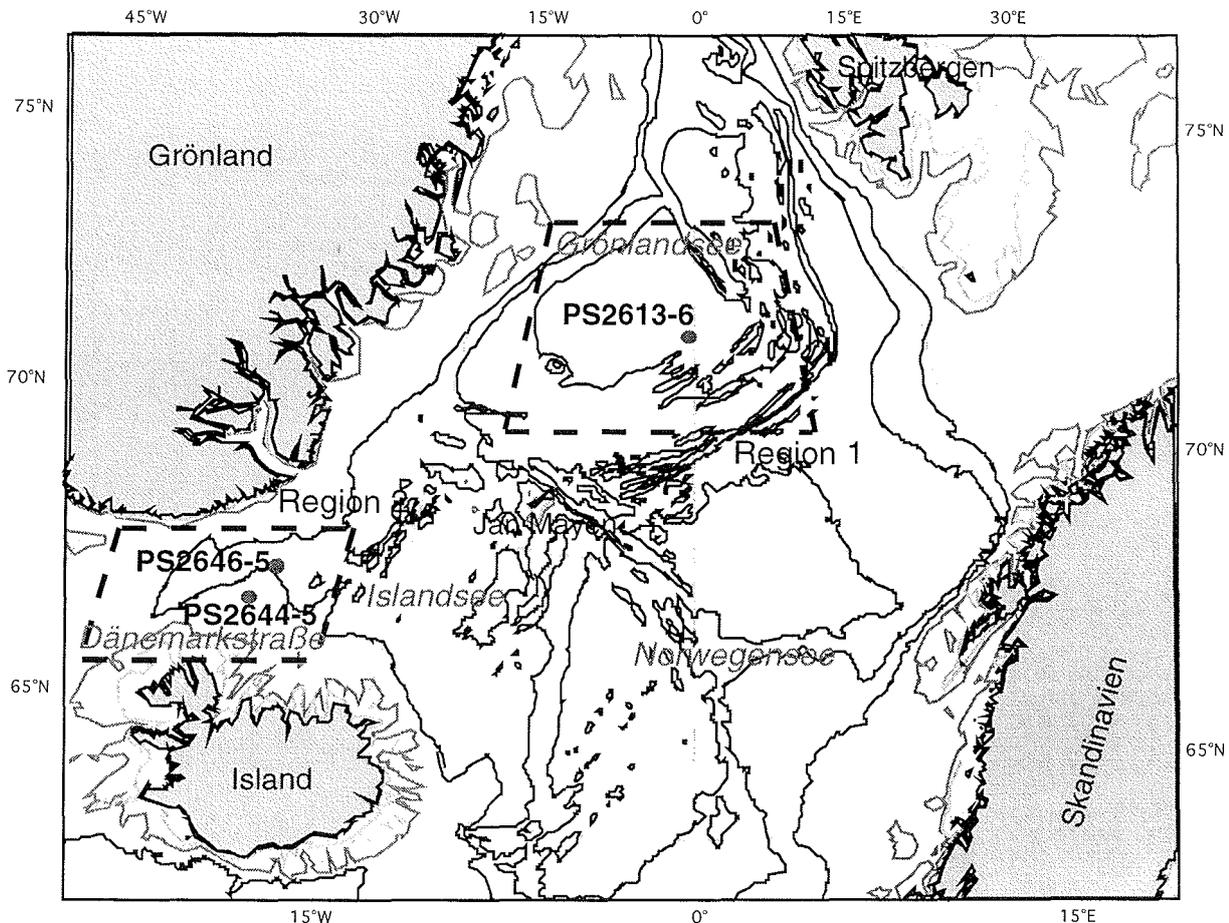


Abb. 1: Bathymetrische Karte des Europäischen Nordmeeres mit den Positionen der bearbeiteten Sedimentkerne und den zugehörigen geographischen Regionen.

Als Europäisches Nordmeer wird das nördlichste ozeanische Teilbecken des Nordatlantiks bezeichnet, das zwischen Island, Norwegen und Grönland liegt. Dieser Bereich gliedert sich wiederum in Grönland-, Island- und Norwegensee (Abb. 1).

Zur differenzierteren Beschreibung der Geographie und Bathymetrie in der Umgebung der Kernpositionen und der weiteren Auswertung ist es notwendig, zwei Regionen zu definieren, die im Folgenden getrennt beschrieben werden (siehe Abb. 1).

1.2.1. Grönlandsee (Region 1)

Das hier als Region 1 (siehe Abb. 1) bezeichnete Gebiet umfaßt die Grönlandsee, einen Teil des Europäischen Nordmeers. Die Grönlandsee erstreckt sich zwischen 72° und 77° nördlicher Breite und zwischen 15° westlicher und 10° östlicher Breite.

Die Region wird im Westen durch das grönländische Festland begrenzt. Im Norden schließt sich das Archipel von Spitzbergen an, und im Süden liegt die Insel Jan Mayen.

Die Wassertiefen erreichen in diesem Becken mehr als 3000 m. Sedimentkern PS2613-6 wurde im östlichen Bereich der Grönlandsee entnommen. Aufgrund vulkanischer Aktivitäten (vgl. Kapitel 1.4.) kommt es hier zur Bildung untermeerischer Vulkane, sogenannter Seamounts. Der Kern wurde an der Flanke eines solchen Seamounts im Strömungsschatten gewonnen (siehe Abb. 2). Für den Seamount sind oligozäne oder miozäne Alter anzunehmen, die sich aus paläomagnetischen Datierungen des Meeresbodens ergeben haben (CHOUBERT & FAURE-MURET 1976). Die exponierte Lage des Kerns auf einer Erhöhung ermöglichte eine ungestörte Sedimentablagerung und läßt geringe Sedimentationsraten und somit relativ lange Zeitreihen erwarten. Durch die eingetieften Täler des Meeresboden strömen dagegen Schlammlawinen (turbidity currents), die dem grönländischen Schelf entstammen und eine ungestörte Sedimentation verhindern, so daß es zur Bildung von Turbiditen kommt.

1.2.2. Dänemarkstraße (Region 2)

Bei der als Region 2 (siehe Abb. 1) bezeichneten Gegend handelt es sich um die Dänemarkstraße. Diese Wasserstraße, die zur Islandsee gehört, erstreckt sich zwischen 65° und 70° nördlicher Breite und zwischen 15° und 30° westlicher Länge. Sie stellt eine Verbindung zwischen dem Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer dar. Die Straße wird im Norden von Grönland und im Süden von der Insel Island eingerahmt. Diese Meerestraße ist mit Wassertiefen von weniger als 1500 m relativ flach. Aus Region 2 stammen die Sedimentkerne PS2644-5 und PS2646-5.

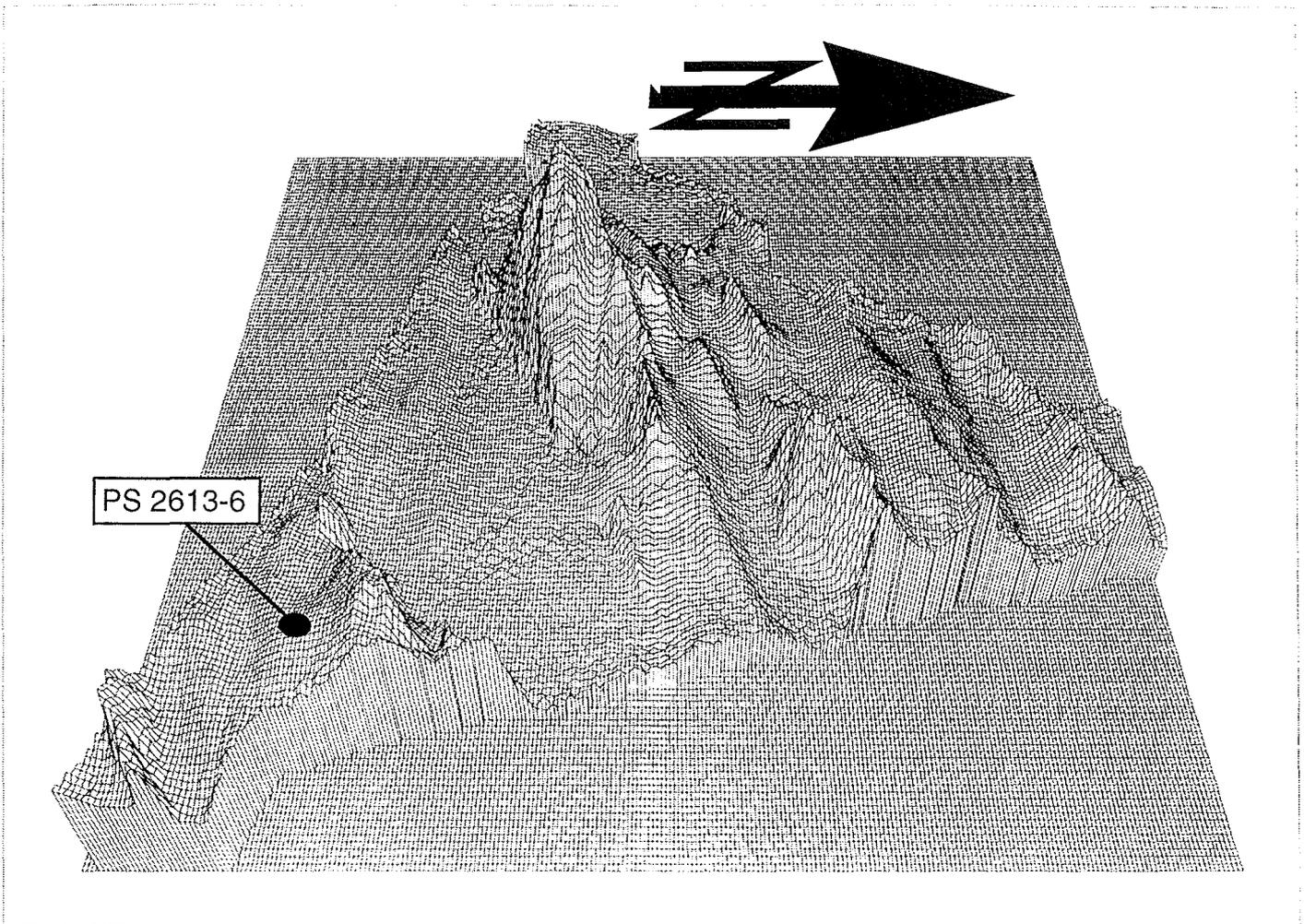


Abb. 2: Bathymetrische Karte des Meeresbodens in der Grönlandsee (Wassertiefe: 3259 m) mit der Kernstation PS2613-6 ($74^{\circ}10.54'N$, $00^{\circ}28.73'W$) (aus MONK et al. 1995).

1.3. Hydrographie des Untersuchungsgebietes

Die Oberflächenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer wird gesteuert von zwei Hauptströmen (vgl. Abb. 3). Die Nordatlantische Drift (North Atlantic Drift; NAD) transportiert relativ warmes ($> 3^{\circ}\text{C}$) und hochsalin角度 ($> 35,0\text{ ‰}$) Wasser aus dem zentralen atlantischen Becken in die Norwegensee. Sie ist der nördliche Ausläufer des Golfstromes (SWIFT 1986). Die dann als Norwegenstrom (Norwegian Current; NC) bezeichneten Wassermassen teilen sich zwischen 65° und 70° nördlicher Breite in zwei Komponenten. Den in westlicher Richtung fließenden Teil nennt man weiterhin Norwegenstrom. Dieser vermischt sich südlich von Spitzbergen mit dem Ost-Spitzbergenstrom (East Spitsbergen Current, ESC), und daraus resultiert der mäßig warme West-Spitzbergenstrom (West Spitsbergen Current, WSC).

Der östliche Ausläufer, der Nord-Kapstrom (Nord Cape Current, NKC), vermischt sich vor der Nordküste Norwegens mit dem Norwegischen Küstenstrom (Norwegian Coastal Current, NCC), der dem Ärmelkanal zwischen der englischen Insel und dem europäischen Festland entstammt.

Der Ost-Grönlandstrom (East Greenland Current; EGC) bringt kalte ($< 0^{\circ}\text{C}$) und niedrigsalin角度 ($34,4\text{ ‰}$) Wassermassen aus dem zentralen Arktischen Ozean entlang der Ostküste Grönlands nach Süden bzw. Südwesten. Der EGC geht aus der Transpolar drift (Trans Polar Drift, TPD) im Arktischen Ozean (SWIFT 1986) hervor.

Zwischen diesen beiden Oberflächenströmungen finden Vermischungs- und Austauschprozesse im Bereich des Europäischen Nordmeeres statt. Es entstehen zwei Wirbel, die Wasser gegen den Uhrzeigersinn transportieren. Im südlichen Teil ist dies der Ost Island Strom (East Iceland Current; EIC) und im Norden der Jan-Mayen-Polarstrom (Jan Mayen Polar Current; JMC) (SWIFT 1986).

In der Dänemarkstraße wird die Oberflächenzirkulation ebenfalls durch zwei Strömungen gesteuert. Der Ost-Grönlandstrom (EGC) verläuft entlang der Ostküste Grönlands in südwestliche Richtung. Der Irmingerstrom (Irminger Current; IC) zieht sich im Uhrzeigersinn um die Küste Islands herum. Er führt warmes Atlantikwasser durch die östliche Dänemarkstraße nach Norden und vermischt sich mit dem EGC. Es bilden sich dadurch Wirbel mit mäßig warmem Wasser aus.

1. Einleitung

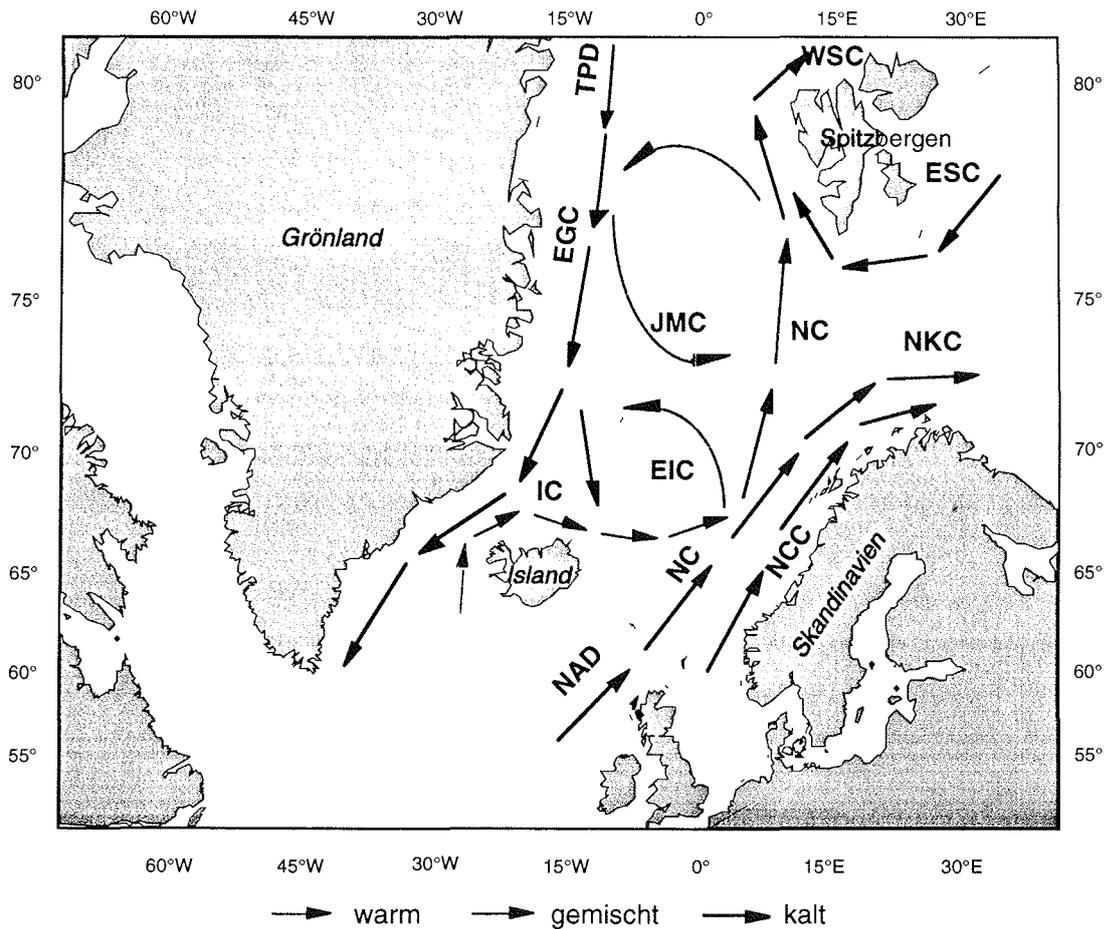


Abb. 3: Rezente Oberflächenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer.
(nach SWIFT 1986)

- Abkürzungen:
- TPD: Transpolardrift
 - EGC: Ost-Grönlandstrom
 - WSC: West-Spitzbergenstrom
 - ESC: Ost-Spitzbergenstrom
 - JMC: Jan-Mayen-Polarstrom
 - EIC: Ost-Islandstrom
 - IC: Irmingerstrom
 - NKC: Nord Kapstrom
 - NCC: Norwegen Küstenstrom
 - NC: Norwegenstrom
 - NAD: Nordatlantische Drift

1.4. Regionale Geologie des Untersuchungsgebietes

Der Meeresgrund des Europäischen Nordmeeres besteht aus vier stark eingetieften Becken: dem Boreas-, dem Grönland-, dem Lofoten- und dem Norwegen-Becken (Abb. 4). Diese Becken werden durch Störungszonen getrennt, die morphologische Rücken ausbilden. Südlich von Spitzbergen verlaufen der Knipovich- und der Mohns-Rücken. Dessen südliche Fortsetzung, der Kolbeinsey Rücken, wurde von der zeitlich jüngeren Jan-Mayen Störungszone nach Osten versetzt. Die Störungszonen sind Teil des Mittelatlantischen Rückens, der die tektonische Grenze zwischen der Amerikanischen Platte im Westen und der Eurasischen Platte im Osten bildet.

Die Öffnung des Europäischen Nordmeeres vollzog sich in einer Region, in der die Kruste bereits durch wiederholte "Riftphasen" vom Altpaläozoikum bis zum Paläozän gedehnt und dadurch ausgedünnt worden war (THIEDE & MYHRE 1996). Dieses Nebenmeer ist von passiv-vulkanischen Kontinentalrändern umsäumt. Im Süden ist das Europäische Nordmeer zum nordatlantischen Ozean durch den flachen, west-ost verlaufenden Grönland-Schottland Rücken begrenzt, dessen nördlichster Ausläufer, der Island-Faröer Rücken ist (Abb. 4). Dieser Rücken ist durch den Ausfluß großer Lavamengen entstanden, die aus dem Island-Hot-Spot stammen. Die krustale Entwicklung der Dänemarkstraße begann vor etwa 50 Millionen Jahren (THIEDE & MYHRE 1996), und ihre Rekonstruktion zeigt, daß die Dänemarkstraße erst seit 15 - 18 Millionen Jahren unterhalb des Meeresspiegels liegt.

Auf dem kristallinen Grundgebirge haben sich erdgeschichtlich junge und diagenetisch kaum verfestigte Sedimente abgelagert. Es handelt sich um terrestrische, marine und biogene Sedimente, in denen sich paläoklimatische Schwankungen widerspiegeln (VOGT 1986).

Diese zyklischen Schwankungen spiegeln die Hauptvereisungsphasen in der nördlichen Hemisphäre wider, die durch Veränderungen der drei astronomischen Faktoren, die als Milankovitch-Parameter (MILANKOVITCH 1930) bezeichnet werden, gesteuert werden. Die Rotation der Drehachse der Erde (Präzession) variiert in einem Zeitrahmen zwischen 19.000 und 23.000 Jahren, und bewirkt eine Änderung der Distanz zwischen Erde und Sonne. Änderungen in der Schiefe der Erdachse (Obliquität) sind in Zyklen von ca. 41.000 Jahren zu beobachten, und Veränderungen der Geometrie der Umlaufbahn der Erde um die Sonne (Exzentrizität) treten in Abständen von etwa 100.000 Jahren auf (ANDERSEN & BORNS 1994).

1.5. Vorliegende Kerndaten

Für die drei bearbeiteten Sedimentkerne ist bereits eine Stratigraphie erarbeitet worden (VOELKER 1996; NIESSEN et al. 1996). Diese beruht auf der Analyse stabiler Sauerstoffisotope und der Korrelation von magnetischer Suszeptibilität mit marinen Sauerstoffisotopenstadien im GRIP-Eiskern (RASMUSSEN et al. 1996), in denen sich die Interstadiale als Peaks der Suszeptibilität widerspiegeln.

Planktische Foraminiferen der Gattung *Neogloboquadrina pachyderma*, EHRENBERG, bauen die Sauerstoffisotope ^{18}O und ^{16}O in ihre Schale ein (ANDERSEN & BORNS 1994), und spiegeln daher das Verhältnis dieser Isotope im Oberflächenwasser wieder.

Im Oberflächenwasser verdunsten Wassermoleküle mit dem "leichten" ^{16}O -Isotop leichter als Moleküle mit ^{18}O -Isotop. Verdunstet nun Meerwasser aus dem Ozean, so ist dieser Dunst bereits mit ^{16}O angereichert. Auf dem Weg Richtung Polargebiet wird er durch Abregnen der "schwereren" ^{18}O -Moleküle weiter angereichert, um dann in den Eiskappen der Polarregionen gespeichert zu werden. Während einer Eiszeit wird eine größere Eismasse eingelagert, so daß das verbleibende Meerwasser mit ^{18}O -Molekülen angereichert ist (ANDERSEN & BORNS 1994).

Einzelproben organischen Materials werden radiometrisch (Accelerator Mass Spectrometry, AMS) datiert, und diese Alter in die Wertekurve eingehängt, die sich aus der Berechnung des $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$ -Verhältnisses, relativ bezogen auf den PDB-Standard (Pee Dee Belemnite Standard), ergibt. Dieser Standard-Wert ist an einem Belemniten aus der Peedee-Formation in South Carolina, U.S.A. gemessen worden (ANDERSEN & BORNS 1994). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve wird gegliedert in marine Isotopenstadien, die, mit Eins beginnend, vom Jüngeren ins Ältere nummeriert werden (ANDERSEN & BORNS 1994).

1.5.1. Sedimentkern PS2613-6

1.5.1.1. Lithologie

Der 5,75 m lange Sedimentkern PS2613-6 wurde im Grönlandbecken an der Flanke eines Seamounts in einer Wassertiefe von 3259 m gezogen. Lithologisch lassen sich nur geringe Unterschiede feststellen. Der gesamte Kern besteht hauptsächlich aus siltigem Ton mit einigen sandigeren Lagen. Einzelne Bereiche zwischen 200 und 400 cm, sowie unterhalb 425 cm enthalten hauptsächlich Quarzsand. Es treten deutliche Farbwechsel auf. In einer überwiegend braunen bis olivbraunen Matrix sind im gesamten Kern hellere und dunklere Lagen zu erkennen. In den obersten 20 cm wurde eine signifikant hohe Anzahl von Nannofossilien und Foraminiferen ermittelt. Kornfraktionsanalysen ergaben für die oberen vier Kernmeter als Hauptkomponente planktische Foraminiferen (VOELKER et al. 1995).

Grobkörniges Material ($\varnothing > 0,5$ cm), das sich von seiner Umgebung durch eine deutlich erhöhte Korngröße abhebt, und durch Abschmelzung von Eisbergen, in das es eingeschlossen war transportiert wurde, bezeichnet man als "Dropstones". Dropstones sind über den gesamten Kern in unregelmässigen Abständen vorhanden. Die Durchmesser der Dropstones reichen von 0,5 bis 8 cm (Abb. siehe Anhang S.85/86).

1.5.1.2. Stratigraphie

Für den Sedimentkern PS2613-6 liegt eine Sauerstoffisotopenstratigraphie vor (VOELKER 1996). Abbildung 5 zeigt die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve sowie die magnetische Suszeptibilität (HUBBERTEN 1995) und die dazugehörige Alterskorrelation. Bis zu einer Kerntiefe von 410 cm ist eine Einordnung bis zum marinen Sauerstoffisotopenstadium 9 erfolgt, was einem absoluten Alter zwischen 300.000 und 350.000 Jahren vor heute entspricht.

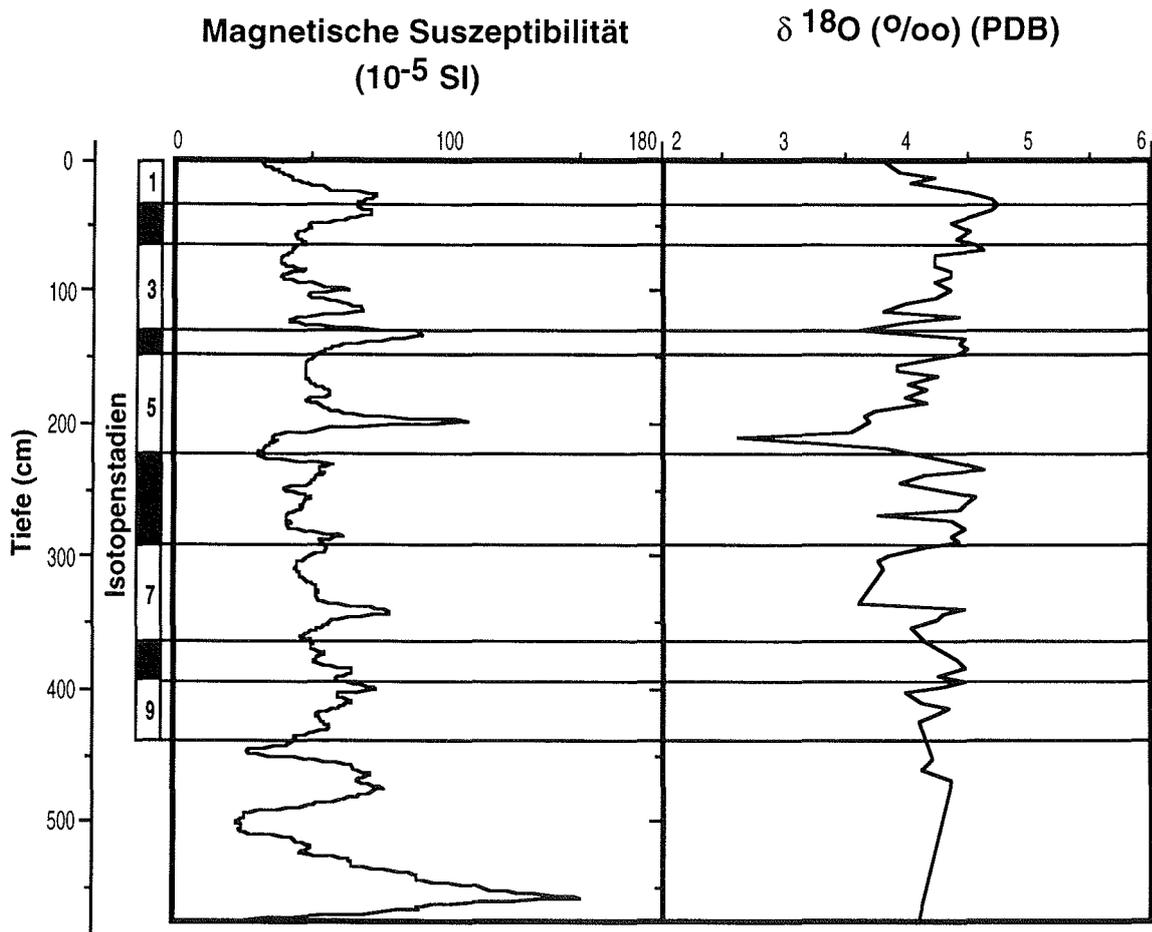


Abb. 5: Magnetische Suszeptibilität und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Sedimentkerns PS2613-6 mit marinen Sauerstoffisotopenstadien (Glazial: rot; Interglazial: gelb).

1.5.2. Sedimentkern PS2644-5

1.5.2.1. Lithologie

Der 9,18 m lange Sedimentkern PS2644-5 wurde bei 67°52.02' N und 21°45.92' W gewonnen. Die Dänemarkstraße hat dort eine Wassertiefe von 778 m. Die Lithologie des Kerns ist geprägt durch mittel- bis dunkelgraue, siltige Tone. Weite Bereiche des Kerns sind bioturbiert und farblich gefleckt. Es lassen sich fünf lithologisch unterscheidbare Zonen erkennen (ANDERS et al. 1995). Zone 1 (0-15 cm) enthält dunkelbraune, seltener grau-braune siltige Tone. Durchgängig sind dunkelgraue und schwarzbraune Linsen zu finden. Zone 2 (15-150 cm) ist charakterisiert durch dunkelgraue bis olivfarbene, sehr homogene siltige Tone, Silte und Tone. Kleine Dropstones und schmale Tonlinsen treten vereinzelt auf. Zone 3 (150-190 cm) zeigt farblich variierende siltige Tone. Die Farben reichen von dunkelgrau am Top der Zone über dunkelbraune Bereiche bis zu einem oliv-grau dominierten Abschnitt. Ein Dropstone (Ø 3 cm) findet sich bei 157 cm. Foraminiferen- und nannofossilreiche Horizonte wurden beobachtet. Zone 4 (190-745) beinhaltet hauptsächlich dunkelgraue siltige Tone mit intervallartig auftretenden schmalen Tonlinsen. Ein Dropstone (Ø 1,5 cm) liegt bei 490 cm. Einige Horizonte enthalten geringe Anteile an Foraminiferen und Nannofossilien. Bioturbation ist nahezu in der gesamten Zone festzustellen. Zone 5 (745-918 cm) enthält überwiegend graue und braune siltige Tone. Einzelne schmale Lagen sind bioturbiert (ANDERS et al. 1995) (Abb. siehe Anhang S.87/88).

1.5.2.2. Stratigraphie

Die Basis des Kerns PS2644-5 (NIESSEN et al. 1996) wird bei einer maximalen Kerntiefe von 918 cm in das marine Sauerstoffisotopenstadium 5 (75.000-130.000 Jahre vor heute) (siehe Abb. 6) gestellt.

Im oberen Bereich des Kerns (Isotopenstadium 1) ist eine gestörte Lagerung (mdl. Mitt. NIESSEN 1997) und im Isotopenstadium 2 ein Hiatus (mdl. Mitt. VOELKER 1997) zu vermuten.

Das Isotopenstadium 3 ist mit seinen 18 Interstadialen (DANSGAARD-OESCHGER Events) in diesem Kern hochaufgelöst, sodaß diese deutlichen Zyklen auch in der Kurve der magnetischen Suszeptibilität erkennbar sind. Diese Zyklen lassen sich mit der Sauerstoffisotopenkurve des GRIP-Eiskerns korrelieren (RASMUSSEN et al. 1996).

Die Interstadiale 1 bis 18 sind durch ausgeprägte Maxima der magnetischen Suszeptibilität zu erkennen und sie können dementsprechend zugeordnet werden. Die Heinrich-Ereignisse III bis VI werden bestimmten Minima in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve zugeordnet (NIESSEN et al. 1996).

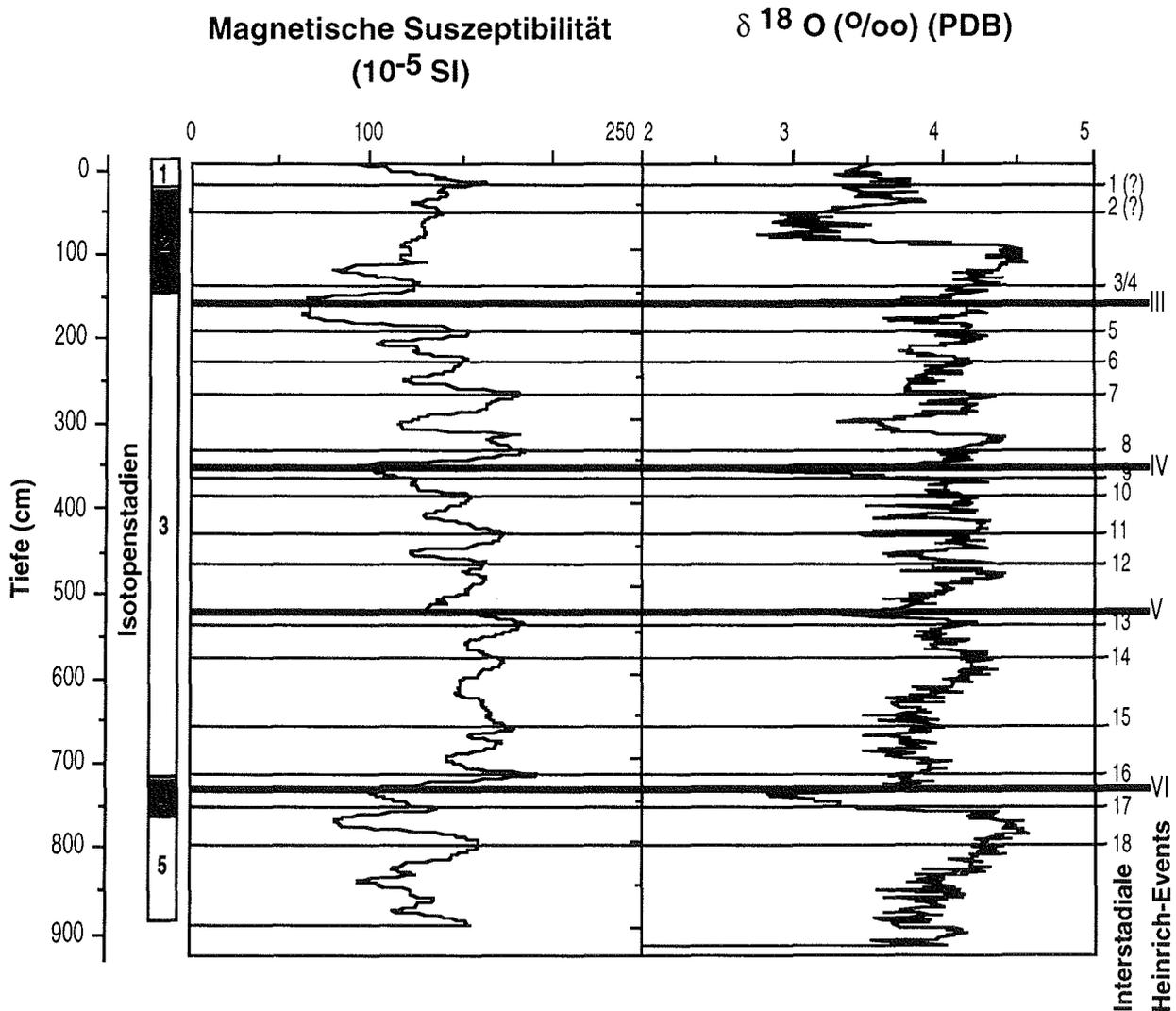


Abb. 6: Magnetische Suszeptibilität und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Sedimentkerns PS2644-5 mit marinen Sauerstoffisotopenstadien (Glaziale: rot, Interglaziale: gelb), Interstadialen und HEINRICH-Events..

1.5.3. Sedimentkern PS2646-5

1.5.3.1. Lithologie

Der 11,56 m lange Sedimentkern PS2646-5 stammt aus einer Wassertiefe von 1114 m. Er besteht lithologisch überwiegend aus siltigem Ton. Hellbraune bis dunkelgraue Farben herrschen vor. Der Kern läßt sich in 6 Zonen gliedern, deren obere fünf mit denen von Sedimentkern PS2644-5 zu korrelieren sind (ANDERS et al.1995).

Zone 1 (0-40 cm) setzt sich aus braunen bis dunkelbraunen siltigen Tonen zusammen. Der Bereich ist durchweg bioturbiert. Zone 2 (40-85 cm) hat einen homogenen Charakter und enthält dunklere Sedimente, vorwiegend dunkelgraue bis olivgraue siltige Tone und Silte. Zone 3 (85-220-cm) wird gebildet durch farblich von braun über grau bis oliv variierende siltige Tone. Einzelne Sedimentintervalle sind bioturbiert. Ein Dropstone wurde bei 107 cm gefunden. In einem Abschnitt von 154 bis 169 cm wurden Nannofossilien und Foraminiferen gefunden. Zone 4 (220-665 cm), die mächtigste Zone, baut sich aus sehr dunkelgrauen und olivgrauen siltigen Tonen auf, denen Lagen mit Tonlinsen zwischengeschaltet sind. In solchen Zwischenlagen finden sich Dropstones bei 260 und 440 cm. Zone 5 (665-920 cm) besteht aus siltigen Tonen, deren Farben von olivgrau bis dunkelbraun reichen. Der größte Teil dieser Zone weist Bioturbation auf. Dropstones liegen bei 670 und 720 cm. Zone 5 (920-1114 cm) ist charakterisiert durch eine Wechselfolge von dunkelgrauen und olivgrauen siltigen Tonen. Einige Bereiche sind bioturbiert. Lediglich ein Dropstone wurde bei 1092 cm gefunden (Abb. siehe Anhang S.89-91).

Grobfraktionsanalysen, durchgeführt an 10 Proben aus allen lithologischen Zonen, weisen Quarz als dominante Komponente aus. Dunkle Minerale sind nur von untergeordneter Bedeutung (ANDERS et al.1995).

1.5.3.2. Stratigraphie

Für den Sedimentkern PS2646-5 wurden ebenfalls $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen durchgeführt. Bis zu einer Kerntiefe von 750 cm konnte mit Hilfe der magnetischen Suszeptibilität eine gute Korrelation mit PS2644-5 bis zum marinen Sauerstoffisotopenstadium 5 (75.000-130.000 Jahre vor heute) durchgeführt werden (NIESSEN et al. 1996). Für den darunter liegenden Bereich existieren noch keine gesicherten Erkenntnisse (siehe Abb.7).

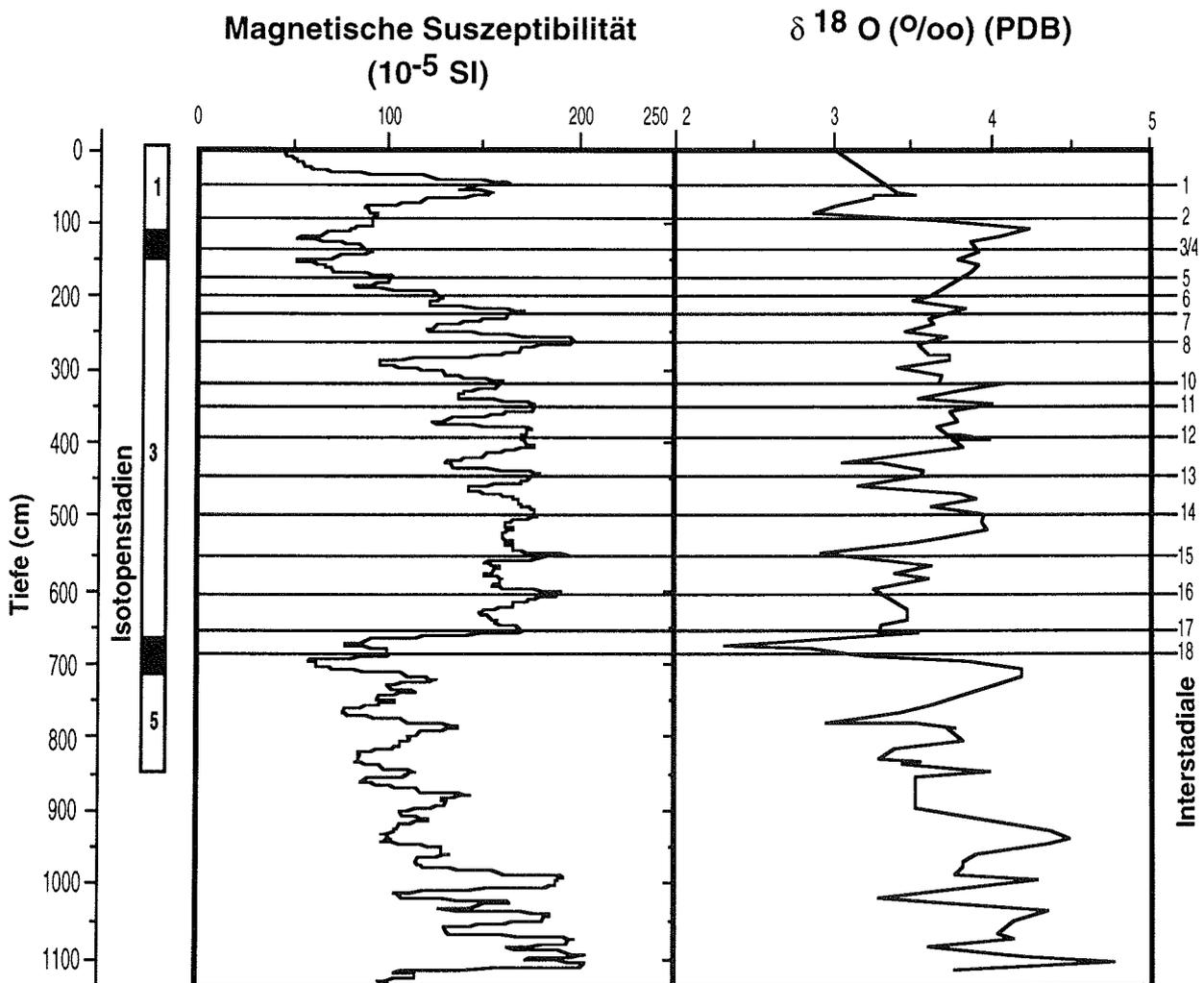


Abb. 7: Magnetische Suszeptibilität und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Sedimentkerns PS2646-5 mit marinen Sauerstoffisotopenstadien (Glaziale: rot, Interglaziale: gelb) und Interstadialen.

2. METHODIK

2.1. Probenmaterial und Beprobungsstrategie

Als Probenmaterial dienten die drei Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5 (Tabelle 1). Die Sedimentkerne wurden mit einem Schwerelot (SL) aus dem Meeresboden gestanzt. Diese Schwerelotkerne mit einem Durchmesser von 12 cm werden bereits an Bord in 1 m lange Segmente zerlegt. Nach Messung der sedimentphysikalischen Parameter wurden die Segmente der Länge nach durchgesägt, so daß zwei sogenannte Halblinier entstehen; eine Arbeits- und eine Archivhälfte. Die Messungen der magnetischen Suszeptibilität (Spule) und die lithologischen Beschreibungen der Kerne wurden bereits an Bord durchgeführt (HUBBERTEN 1995) und konnten für diese Arbeit genutzt werden.

Kern-Nr.	Gerät	Latitude (°N)	Longitude (°W)	Wassertiefe (m)	Kernlänge (cm)
PS 2613-6	Schwerelot	74°10.54'	00°28.73	3259	575
PS 2644-5	Schwerelot	67°52.02'	21°45.92'	778	918
PS 2646-5	Schwerelot	68°33.45'	21°12.68'	1114	1156

Tab. 1: Kernnummer, Gerätebezeichnung, geographische Position, Wassertiefe und Kernlänge der untersuchten Sedimentkerne.

An den drei Sedimentkernen PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5 wurde die magnetische Suszeptibilität mit einem Punktsensor gemessen.

Die Meßpunkte der natürlichen Gamma-Strahlung wurden anhand der Kurve der magnetischen Suszeptibilität und der Isotopenstratigraphie so ausgewählt, daß fast alle Maxima und Minima und somit die Stadiale und Interstadiale abgedeckt wurden. Es wurden an PS2613-6 25 Messungen in unterschiedlichen Kerntiefen durchgeführt. An PS2644-5 wurde an 33 Stellen die natürliche Gamma-Strahlung gemessen.

An PS2646-5 wurde in 19 Bereichen in unterschiedlicher Kerntiefe gemessen und an drei Meßpunkten erfolgte jeweils eine zweimalige Wiederholungsmessung, um eine Fehlerbetrachtung durchführen zu können. In diesem Kern wurde nur im unteren Kernabschnitt, unterhalb 688 cm, gemessen, da der obere Teil in stratigraphischer und lithologischer Beziehung identisch dem von PS2644-5 ist.

Die 62 in dieser Arbeit tonmineralogisch untersuchten Proben stammen aus den Sedimentkernen PS2613-6 (13 Proben), PS2644-5 (31 Proben) und PS2646-5 (18 Proben). Sie wurden anhand der Meßkurve der Suszeptibilität so ausgewählt, daß sowohl die Minima als auch die Maxima abgedeckt wurden.

Die Siltfraktion wurde stichprobenartig an 8 Punkten im Sedimentkern PS2613-6, die bereits zur Tonmineralanalyse beprobt waren, untersucht.

2.2 Natürliche Gamma-Strahlung

2.2.1. Physikalische Grundlagen

Die natürliche Gamma(γ)-Strahlung ist eine kurzwellige elektromagnetische Strahlung von der Art der Röntgenstrahlung mit Wellenlängen von 10^{-10} bis 10^{-13} m, denen Energiequanten der Größe 10^4 bis 10^7 eV entsprechen. Die Energiequanten breiten sich mit Lichtgeschwindigkeit ($v \approx 3 \cdot 10^8$ m/s) aus. Da die γ -Strahlung in vielen Wechselwirkungsprozessen Teilchencharakter hat, spricht man auch von γ -Quanten.

Bei einer radioaktiven Umwandlung entsteht ein neues Element, das meist seinerseits wieder radioaktiv ist und so erneut zerfällt, was zu einer Zerfallsreihe führt. Heute existieren vier natürliche Zerfallsreihen: Uran-235, Uran-238, Thorium-232 und Kalium-40.

Beim Zerfall der radioaktiven Isotope wird neben α - und β - auch γ -Strahlung emittiert. Das diskontinuierliche γ -Spektrum ist für jedes Radionuklid charakteristisch. K-40 ist charakterisiert durch eine einzelne Gamma-Emission bei 1460 keV, die beim Zerfall in Argon-40 entsteht. In der Th-232 Serie liegt der kennzeichnende Peak von Thallium (Tl-208) bei 2620 keV, aber es existieren zahlreiche niedrigenergetische Peaks (siehe Abb. 8). Der Peak von Wismut (Bi-214) bei 1760 keV dient zur Erkennung der U-238 Serie, aber auch hier sind eine Reihe von weiteren Peaks vorhanden (SERRA 1984). Die Zerfälle von Uran und Thorium produzieren unter anderem die gasförmigen Zerfallsprodukte (Emanationen) Actinon (Rn-219), Radon (Rn-222) und Thoron (Rn-220), die als Gase entweichen können, und so das radioaktive Gleichgewicht beeinflussen können (HOLLEMANN & WIBERG 1985).

2. Methodik

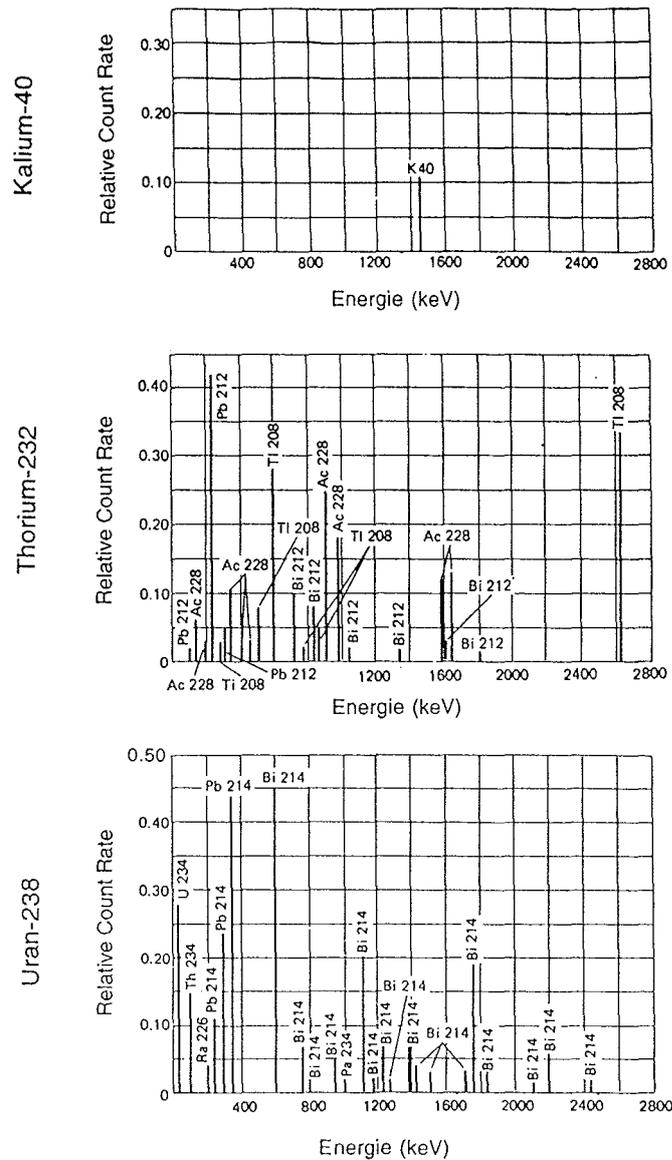


Abb. 8: Isotope der Uran-238-, Th-232- und K-40-Zerfallsreihen mit ausgewählten Gamma-Emissionen; Höhe der vertikalen Linien ist proportional zur relativen Intensität der Gamma-Emission (aus HEARST & NELSON 1985, verändert).

Die mengenmäßig größte Quelle natürlicher Radioaktivität ist das Kalium-40 Isotop, da es zu den am häufigsten in der Erdkruste auftretenden Elementen gehört. Es tritt sowohl in Sediment- als auch in Eruptivgesteinen auf und ist u.a. im Mineral Sylvit, in Feldspäten und in Tonmineralen enthalten (ELLIS 1987). Das Element U-238 emittiert eine deutlich höhere Strahlung, kommt aber seltener vor als K-40.

Die spezifische Energie der γ -Strahlung ermöglicht Aussagen über die Konzentration von Kalium (K), Uran (U) und Thorium (Th) durch die Gamma-Emission ihrer radioaktiven Isotope K-40, Tl-208 und Bi-214 im Sediment.

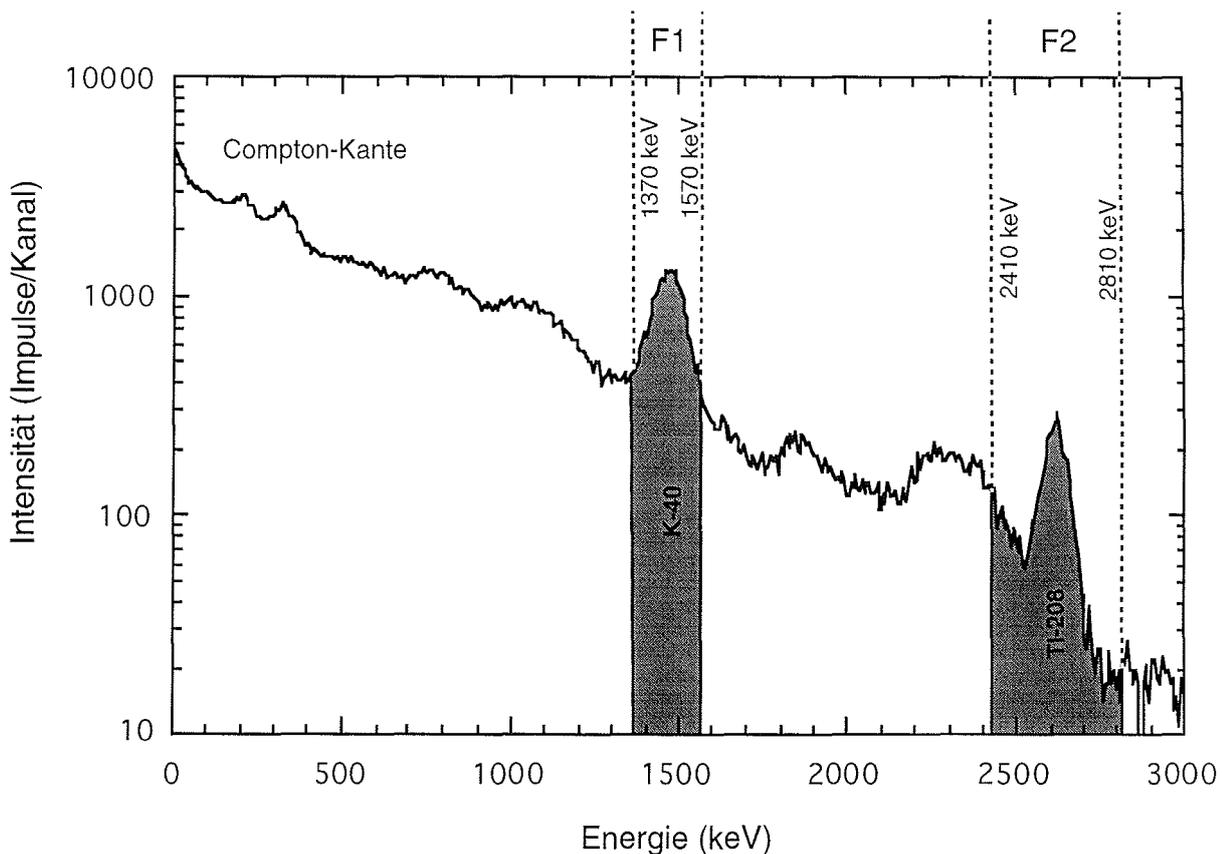


Abb. 9: Aufgezeichnetes Spektrum der natürlichen Gamma-Strahlung im Sedimentkern PS2613-6 in einer Kerntiefe von 122 cm mit Energiefenstern für K-40 (F1) und TI-208 (F2).

Das aufgezeichnete Spektrum (Abb. 9) hat einen sehr unregelmäßigen Verlauf. Im vorderen, niedrigerenergetischen Bereich treten sehr hohe Zählraten auf, die mit dem Compton-Effekt erklärt werden können. Dieser entsteht, wenn das γ -Quant einen Teil seiner Energie an ein Elektron abgibt. Die Energie der an diesem Prozeß beteiligten Elektronen wird am Szintillationszähler als Lichtblitz bestimmter Intensität registriert. Dieser Prozeß ergibt die sogenannte Compton-Kante. Außerdem wird Strahlung aufgezeichnet, deren Energie niedriger als die Compton-Kante ist (GREHN 1989).

Für die Auswertung sind die γ -Endstrahler der Kalium- (K-40), der Uran- (Bi-214) und der Thorium-Zerfallsreihe (TI-208) relevant. Daraus lassen sich Rückschlüsse auf die Zusammensetzung, die Herkunft (Liefergebiet) und die Entstehung des untersuchten Sediments ziehen (BLUM et al. 1997).

2.2.2. Der Szintillationszähler

Zur Messung der natürlichen Gamma-Strahlung wird ein Szintillationszähler mit einem Natriumjodidkristall verwendet, der mit Thallium als Leuchtzentrum dotiert ist (NaJ(Tl)). Das Meßprinzip basiert auf der Wechselwirkung von Strahlungsteilchen mit dem NaJ-Kristall. Die ionisierten Strahlungsteilchen (γ -Quanten) verlieren ihre Energie, indem sie in dem Kristall Elektronen in energetisch höhere Zustände versetzen (siehe Abb. 10). Diese Anregung wird durch die Emission von Photonen wieder abgebaut. Die Menge der Photonen ist hierbei das Maß für die Energie der auftreffenden Teilchen. Die Photonen werden durch einen Lichtleiter einer Photokathode zugeführt, auf der sie Elektronen lösen. Diese Elektronen werden in einer Kette von Dynoden beschleunigt, in der sie weitere Elektronen freisetzen und so das Signal verstärken, das am Ausgang des Multipliers, der Anode, einen meßbaren, energieproportionalen Impuls erzeugt.

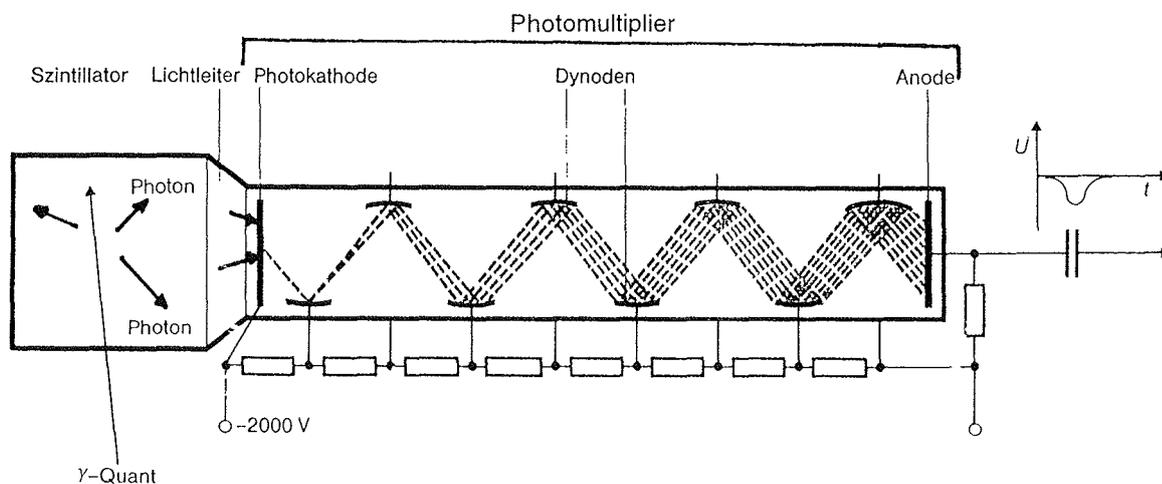


Abb.10: Physikalische Vorgänge bei der Messung der natürlichen Gamma-Strahlung in einem NaJ-Szintillationsdetektor (aus GREHN 1989).

2.2.3. Die Meßapparatur

Der NaJ-Detektor gehört ursprünglich als Ergänzungsausstattung zum Multi-Sensor Core Logger (MSCL, GEOTEK, Surrey, England). Er wurde aber aufgrund notwendiger langer Meßzeiten von der Meßbank abgekoppelt (Abb. 10). Der verwendete Szintillationszähler (Durchmesser: 3 Inch = ca. 7,6 cm) wird von einem 4,5 cm starken Bleimantel umgeben. Das zu messende halbe Kernsegment (Halbliner) wurde mit einer 0,5 cm dicken Plexiglasscheibe abgedeckt und hochstehend mit der Sedimentoberfläche vor den Detektor gebracht. Um die

Messung gegen äußere Strahlungseinflüsse zu schützen, erfolgte eine Abschirmung des zu messenden Bereichs des Sedimentkerns. Dazu wurden Bleiplatten mit einer Stärke von 2 cm genutzt, um die Untergrundstrahlung zu minimieren. Es wurde eine Meßzeit von 22 Stunden (79200 Sekunden) gewählt, da vorangegangene Versuche mit Meßzeiten von weniger als 22 Stunden keine signifikanten Peaks im aufgezeichneten Spektrum ergeben hatten.

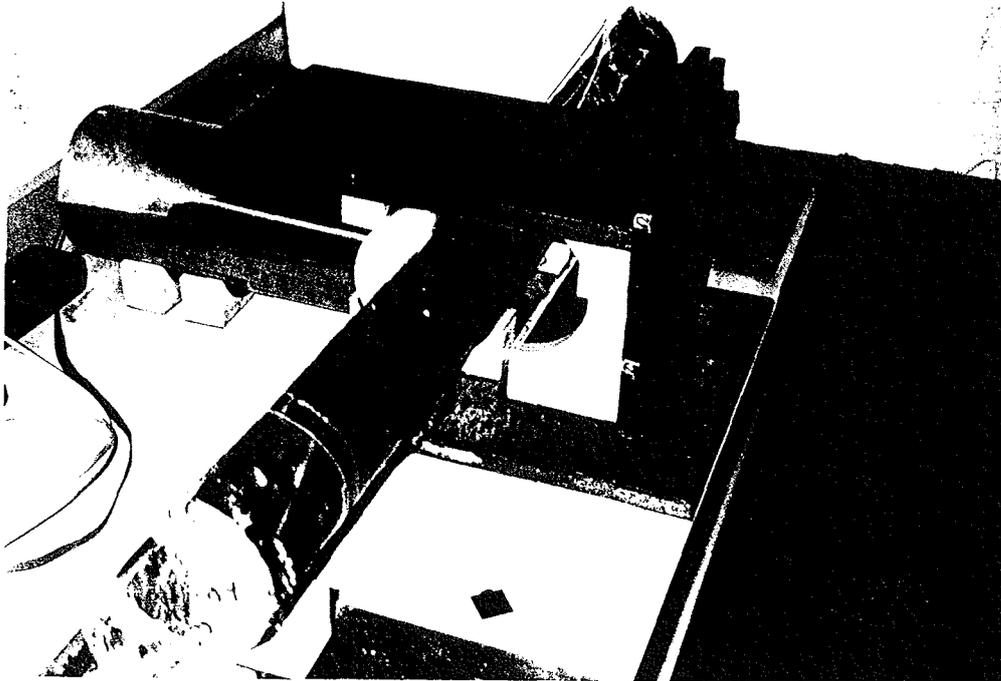


Abb. 11: Anordnung zur Messung der natürlichen Gamma-Strahlung mit dem bleiummantelten Detektor (links), dem aufrecht davorstehenden Sedimentkern und den abschirmenden Bleiplatten.

a. Energieeichung

Vor Messung und Auswertung der Spektren muß eine Energiekalibrierung durchgeführt werden. Dazu wurden die zwei markanten Peaks der Nuklide Kalium-40 und Thallium-208 verwendet. Die Peakspitzen, bezogen auf die Kanalnummern, wurden den bekannten Energien zugeordnet und so eine Skaleneichung vorgenommen. Jedes Spektrum mußte dabei neu geeicht werden, da der Szintillationszähler sein Aufzeichnungsspektrum leicht verschiebt, und dadurch die Peakspitzen auf unterschiedlichen Kanalnummern liegen. Diese Verschiebung ist bedingt durch die Schwankungen der Außentemperatur sowie der Temperatur des NaJ-Kristalls und der Elektronik.

Zur Überprüfung dieser Zuordnung wurden noch die Messungen eines Caesium-Strahlers (Cs-137) sowie von Kaliumchlorid (KCl) in pulverisierter Form verwendet,

die jeweils einen charakteristischen Peak erzeugen, der zweifelsfrei einer diskreten Energie zuzuordnen ist.

b. Hintergrundmessung

Um den Strahlungsanteil der Sedimentkerne zu bestimmen, muß die Hintergrundstrahlung bekannt sein. Darunter ist die Strahlung zu verstehen, die der Szintillationszähler unabhängig von der Probe mißt. Zur Messung des Hintergrundspektrums, das neben der kosmischen Strahlung noch die Verunreinigung des Detektors beinhaltet, mußten möglichst gleiche Bedingungen wie bei den Sedimentmessungen geschaffen werden. Dazu wurde ein 30 cm langer Halbliner mit strahlungsarmem, feinkörnigen, gebranntem Quarzsand gefüllt, mit einer Plexiglasplatte abgedeckt und senkrecht vor den Detektor gebracht. Das dann innerhalb von 22 Stunden gemessene Spektrum wurde als Hintergrundspektrum definiert und jeweils von den Sedimentspektren abgezogen. Um einen statistisch zuverlässigeren Wert zu erhalten, wurde die Hintergrundmessung dreimal durchgeführt. Es ergeben sich für den Bereich innerhalb des Energiefensters von K-40 eine Schwankung zwischen 2794 und 3064 Flächeneinheiten und ein Mittelwert von 2890 Flächeneinheiten. Die Flächeninhalte des Hintergrundspektrum im Energiefenster von Thallium-208 schwanken zwischen 230 und 416 Flächeneinheiten und ergeben einen Mittelwert von 299 Flächeneinheiten.

c. Auswertung

Als auswertungstauglich erweisen sich der Kalium-40 Peak und der Thallium-208 Peak. Es wurden für beide Isotope Energiebereiche (Fenster) ausgewählt (siehe Abb. 9), in denen das γ -Spektrum ein charakteristisches Intensitätsmaximum aufweist. Die Fenster liegen etwa symmetrisch zum Intensitätsmaximum. Nach Eingabe der Energiegrenzen integriert die TMCA-Software (siehe Kapitel 2.1.1.4.) über die Fläche des Peaks und berechnet so die Bruttopeakfläche. Die Basislinie des Meßspektrums wird automatisch erfaßt, indem eine Gerade durch die beiden Schnittpunkte der Integrationsgrenzen mit dem Spektrum gelegt und die Fläche unterhalb dieser Geraden berechnet wird. Diese Untergrundfläche wird automatisch von der berechneten Bruttopeakfläche abgezogen. Von dieser in willkürlichen Flächeneinheiten angegebenen Fläche wird dann das Hintergrundspektrum im entsprechenden Energiebereich subtrahiert und so die Nettopeakfläche ermittelt:

Nettoperakfläche = (Bruttoperakfläche - Untergrundfläche) - Hintergrundfläche

Die Nettoperakfläche kann bei unveränderter Meßanordnung als ein direktes Maß für die natürliche Gammastrahlung des entsprechenden Nuklids benutzt werden.

Die Auswertung des Bi-214 Peaks ergab bei der Integration negative Flächenwerte. Dieser Peak wurde deshalb als nicht auswertungstauglich betrachtet, und nicht weiter untersucht.

Eine quantitative Auswertung konnte aufgrund fehlender Eichpräparate nicht durchgeführt werden. Bei Vorhandensein solcher Präparate mit bekannten Gamma-Emissionen, wird die gemessene Strahlung auf das Spektrum des Präparates bezogen und so die Gamma-Strahlung quantitativ berechnet (vgl. RIDER 1996). Die fehlende quantitative Auswertung verhindert auch den Vergleich mit Messungen der natürlichen Gamma-Strahlung an Festgesteinen (z.B. RAUEN et al. 1990).

d. Fehlerbetrachtung

i. Totzeit

Der Detektor kann für eine gewisse Zeit keine Strahlung messen, da er noch mit der Verarbeitung des zuvor gemessenen beschäftigt ist. Diese Zeit nennt man Totzeit. Ist die Totzeit wie in diesem Fall sehr gering, so ist diese ein Maß für die nur geringe Strahlungsintensität (GREHN 1989). Aufgrund der sehr geringen Totzeit (2-3 sec.) erfolgt keine Korrektur der festgelegten Meßzeit.

ii. Statistik

Die Berechnung der Streuung der Meßwerte ist wichtig zur Beurteilung der Meßergebnisse. Es wurden in drei unterschiedlichen Kerntiefen im Sedimentkern PS2646-5 jeweils drei Messungen über 22 Stunden durchgeführt. Dabei ergab sich für die K-40-Nettoperakflächen innerhalb einer Meßserie eine Streuung von $\pm 8\%$ und für die TI-208-Nettoperakflächen eine Streuung von $\pm 19\%$. Diese Ergebnisse werden als repräsentativ angenommen und für die beiden anderen Kerne übernommen.

2.2.4. TMCA-Software/TISA-Hardware

Mit dem Vielkanalanalysatorprogramm TMCA 2 der Firma TARGET SYSTEMELECTRONICS, Köln, ist es möglich, die vom Szintillationszähler erfaßten Strahlungsspektren zu digitalisieren und sichtbar zu machen.

Es stehen die Hauptbefehle WINDOW, SPECTRUM, ADC, PRESET, COMPUTE, MARK und OTHERS zur Verfügung. Der WINDOW-Befehl mit verschiedenen Optionen ermöglicht eine Änderung der Ausgabefenster und eine Beeinflußung der Spektrendarstellung. Die Befehlsgruppe SPECTRUM lassen sich die Spektren bearbeiten. Die Steuerung der Meßkanäle und die Auswahl des Meßmodus erfolgt über die Option ADC. Der Befehl PRESET dient dazu, Zeitintervalle festzulegen und Zähler zu setzen. Die mathematische Bearbeitung der Spektren erfolgt über die Befehlsgruppe COMPUTE. Dazu ist das Setzen von Marken und Markierungen notwendig, das mit Hilfe der Befehlsgruppe MARK ermöglicht wird.

Sonstige Befehle, wie zum Beispiel das Anlegen eines ASCII-Files, sind mit der Option OTHERS anwählbar.

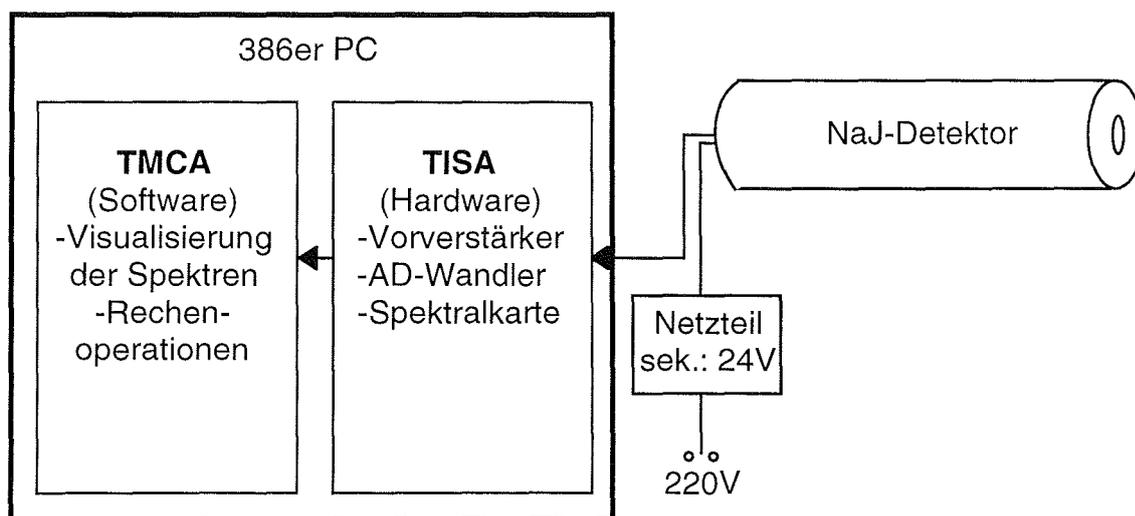


Abb. 12: Schematischer Aufbau der Apparatur zur Messung der natürlichen Gamma-Strahlung.

Die TISA-Hardware-Einsteckkarte enthält einen Vorverstärker, einen AD- (Analog-Digital) Wandler und eine Spektralkarte (siehe Abb. 12). Das vom Detektor aufgenommene Signal wird durch den Vorverstärker verstärkt, und im AD-Wandler (Fa. WILKINSON) mit Hilfe der Spektralkarte digitalisiert, bevor die Daten vom Rechner prozessiert werden.

2.2.5. Der Germanium-Low-Level-Detektor

Um Vergleichsmöglichkeiten zu anderen Meßgeräten für natürliche Gamma-Strahlung zu bekommen, wurden einige Einzelmessungen an einem Germanium-Low-Level-Detektor der Firma EURISYS Meßtechnik GmbH, Mainz (früher INTERTECHNIQUE) durchgeführt. Dazu wurde eine Spatelspitze des Sediments aus drei ausgewählten Kerntiefen jeweils in ein Proberöhrchen mit einem Volumen von 4 cm³ gefüllt.

Der Detektor ermöglicht eine energiewahlweise und somit nuklid-spezifische Meßung. Die Meßapparatur ist gegen äußere Einflüsse wie Höhenstrahlung oder Strahlung aus externen Quellen, z.B. Gebäudewände, mit einem 20 bis 25 cm starken Bleimantel geschützt. Das Blei emittiert bei Anregung durch γ -Strahlung Röntgenfluoreszenzstrahlung. Zur Unterdrückung dieser Strahlung ist die Meßkammer mit 10 mm dickem Elektrolyt-Kupfer umgeben. Um Kontakte des Detektors mit radonhaltiger Außenluft zu vermeiden, ist der Bereich zwischen den Kupferplatten und der Magnesium-Endkappe des Detektors mit Hartschaum gefüllt. Der Detektor selbst wird mit flüssigem Stickstoff (N₂) gekühlt. Alle diese Maßnahmen dienen dazu, das Hintergrundspektrum so niedrig wie möglich zu halten, um so die Nachweisgrenze zu erhöhen.

Die Auswertung der Spektren der Einzelmessungen erfolgte mit Hilfe des Programmes "Intergamma" der Firma EURISYS. Das Programm sucht automatisch entlang des energetisch geeichten Spektrums die bekannten Peaks und markiert diese. Die Peaknettoflächen werden berechnet und die Aktivitäten der einzelnen Nuklide ermittelt.

Die Aktivität A ist definiert als der Quotient aus der Anzahl der radioaktiven Umwandlungen oder isometrischen Übergänge ΔN (γ -Strahlung) und der Zeit Δt (Gleichung 2.1) (GREHN 1989).

$$A = \Delta N / \Delta t \quad (\text{Gleichung 2.1})$$

Sie wird in Becquerel (Bq) angegeben (1 Bq = 1 / s). Das entspricht einem Zerfall pro Sekunde.

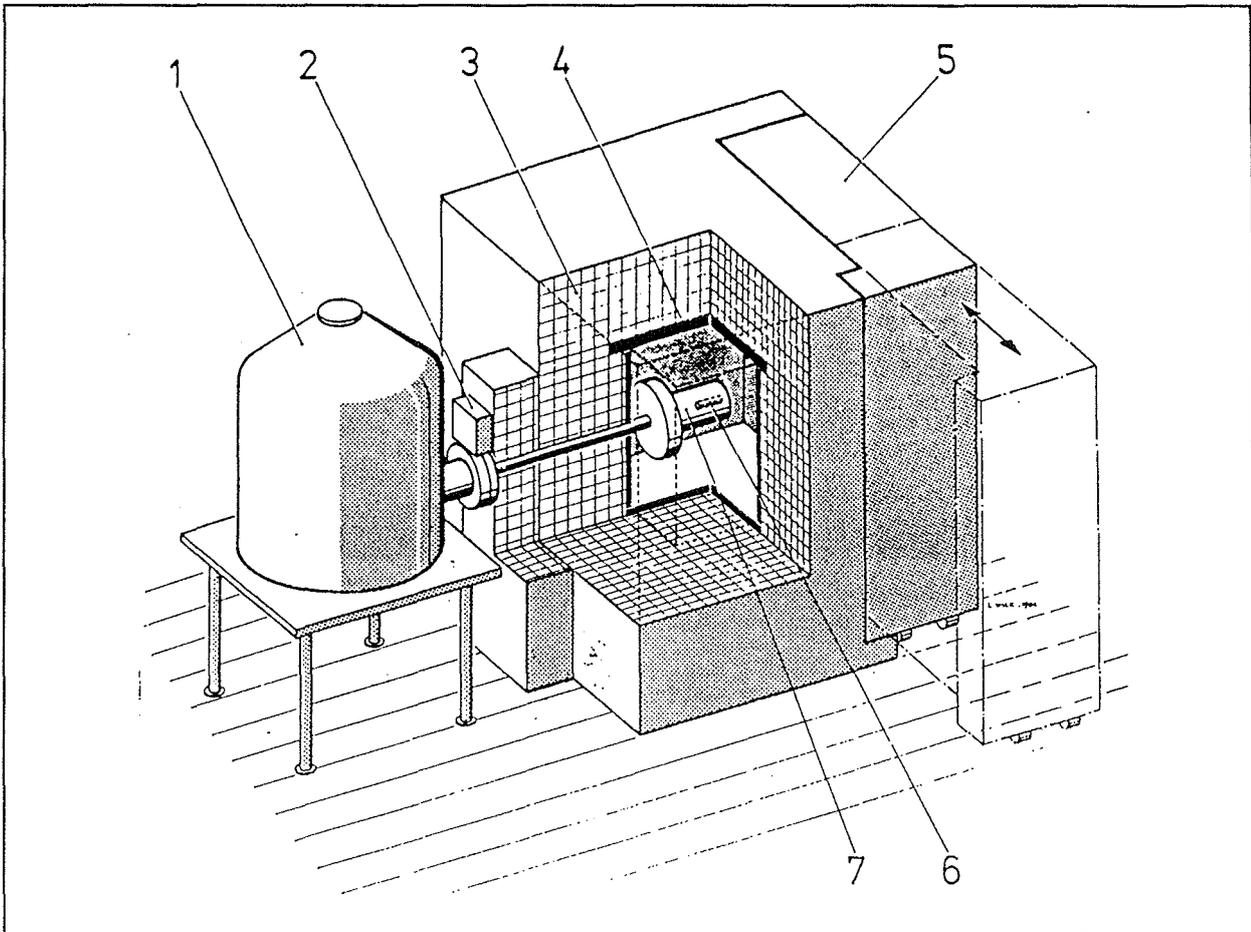


Abb. 13: Schematischer Aufbau des Germanium-Low-Level-Detektors.

- 1: Dewar-Gefäß für flüssiges N_2
- 2: Vorverstärker
- 3: Bleiabschirmung
- 4: Kupfer-Abschirmung
- 5: Tür
- 6: Probenraum
- 7: Detektor

2.3. Magnetische Suszeptibilität

Mit Hilfe der Multi-Sensor-Core-Logger (MSCL) Meßbank der Firma GEOTEK (Surrey, England) ist es möglich, ungeöffnete Sedimentkerne auf ihre sedimentphysikalischen Parameter zu untersuchen. Vollautomatisch werden Gammastrahlenabsorption, P-Wellenlaufzeit und magnetische Suszeptibilität gemessen (WEAVER & SCHULTHEISS 1990). Die Ergebnisse dieser Messungen tragen zum Verständnis der Sedimentationsprozesse während der Glazial- und Interglazialzeiten bei (WEBER et al. 1997). Die Zusammensetzung mariner, unkonsolidierter Sedimente richtet sich vor allem nach dem Eintrag biogenen (z.B. Karbonat und Opal) und terrigenen (z.B. Quarz und Tonminerale) Materials.

Ein magnetisches Feld kann durch die magnetische Flußdichte B und durch die magnetische Feldstärke H beschrieben werden (HERING et al. 1995). Die magnetische Flußdichte B ist definiert als der Quotient aus magnetischem Fluß (ϕ) pro Flächeneinheit (A) (Gleichung 2.21).

$$B = \Delta \phi / \Delta A \quad (\text{Gleichung 2.21})$$

Wird Materie in ein magnetisches Feld gebracht, so ändert sich die magnetische Flußdichte B . Die relative Permeabilitätszahl μ_r gibt an, um das Wievielfache sich die magnetische Flußdichte mit Materie (B_m) im Vergleich zur magnetischen Flußdichte ohne Materie (B_0) verändert (Gleichung 2.22).

$$B_m = \mu_r * B_0 \quad (\text{Gleichung 2.22})$$

Die durch die Materie zusätzlich hervorgerufene magnetische Flußdichte wird magnetische Polarisation J genannt (Gleichung 2.23).

$$J = B_m - B_0 \quad (\text{Gleichung 2.23})$$

Aus Gleichung 2.22 und 2.23 ergibt sich:

$$J = (\mu_r - 1) * B_0 \quad (\text{Gleichung 2.24})$$

Der Faktor $(\mu_r - 1)$ heißt magnetische Suszeptibilität χ_m . Die magnetische Suszeptibilität beschreibt das Verhältnis von Polarisation J , hervorgerufen durch Materie im Magnetfeld, und der magnetischen Flußdichte B_0 (ohne Materie), ist also eine dimensionslose, aber einheitenabhängige Zahl.

Die magnetische Suszeptibilität (MS) wird mit zwei Methoden gemessen, die auf dem gleichen Meßprinzip beruhen. Die Messungen werden mit einem M.S.2.-Sensor der Firma BARTINGTON, England, durchgeführt (DEARING 1994).

Dieses Meßprinzip basiert auf einer elektrischen Spule, in deren Induktionsbereich die zu messende Probe gebracht wird. In Abhängigkeit von der Suszeptibilität der Probe wird die Induktivität der Spule verändert. Die Größe der Suszeptibilität hängt von der Menge der ferri- (z.B. Eisen, Nickel, Chrom) und ferro- (z.B. Magnetit, Pyrrhotin) magnetischen Partikel innerhalb des Sediments ab. Aufgrund der Veränderung der Spuleninduktivität wird ein Schwingkreis verstimmt. Dieser Effekt ist ein Maß für die magnetische Suszeptibilität des gemessenen Materials (BÜCKER et al. 1988). Die Suszeptibilität ist eine dimensionslose Größe und wird in 10^{-5} SI-Einheiten angegeben.

Der Unterschied der beiden Meßmethoden liegt im Auflösungsvermögen. Im ersten Verfahren wird der gesamte Sedimentkern durch eine elektrische Spule geführt. Die Spulenmessung erfaßt in einem Kernabschnitt von ca. 10 cm Breite die Suszeptibilität des gesamten Sediments in diesem Bereich.

Im zweiten Verfahren wird die Suszeptibilität mit einem Punktsensor gemessen, nachdem der Sedimentkern bereits in zwei Halbliner geteilt wurde. Der Sensor erlaubt mit einem Durchmesser von 1,5 cm die punktuelle Messung. Der Punktsensor, in dem eine kleine elektrische Spule von Kunststoff umgeben ist, liegt direkt auf dem Sediment auf, und erfaßt nur den angrenzenden Bereich. Aufgrund der unterschiedlichen Sensorgeometrie unterscheiden sich die absoluten Intensitäten der gemessenen magnetischen Suszeptibilität voneinander. Die Messungen mit dem Punktsensor ergeben niedrigere Werte als die Spulenmessungen, der tendenzielle Verlauf der Kurve ändert sich jedoch nicht.

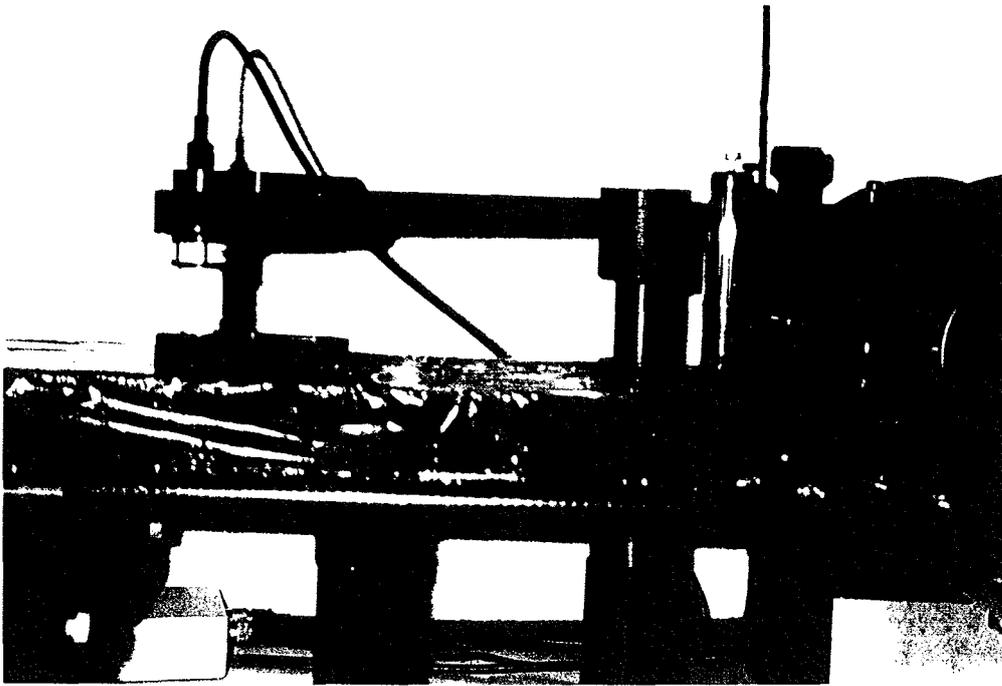


Abb. 14: Punktsensor zur Messung der magnetischen Suszeptibilität, auf einem Sedimentkern aufliegend.

2.4. Tonmineralogie

2.4.1. Aufbereitung

Tonminerale sind feinblättrige und feinstkörnige Schichtsilikate, die bei der chemischen oder physikalischen Verwitterung entstehen (MATTHES 1987). Die tonmineralogische Zusammensetzung mariner Sedimente kann Hinweise auf Liefergebiete und Transportwege des Materials geben (z.B. DIEKMANN et al. 1996). Zur Untersuchung der Korngrößenfraktionen muß eine Abtrennung des Kiesel- und Sandes ($> 63\mu\text{m}$) von Silt ($2-63\mu\text{m}$) und Ton ($< 2\mu\text{m}$) vorgenommen werden. Aus den entnommenen Proben wurde durch Naßsiebverfahren die Fraktion $> 63\mu\text{m}$ abgetrennt. Der Sand wurde im Trockenschrank getrocknet, und anschließend auf einer SARTORIUS-Präzisionswaage gewogen. Die aufgefangene Silt- und Tonfraktion wurde mit etwa 100 ml Wasserstoffperoxid (H_2O_2 , 10%ig) versetzt, um organische Reste zu oxidieren. Nach 24 stündiger Reaktion wurden 3 ml konzentrierte Essigsäure (CH_3COOH) zugegeben, um das zuvor entstandene Kohlendioxid zu entfernen und die Probe zu entkarbonatisieren.

Teilchen mit unterschiedlichen Korngrößen sinken in Suspension mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten ab. Basierend auf dem STOKES'schen Gesetz läßt sich bei konstanter Temperatur und gegebener Fallhöhe mit Hilfe der ATTERBERG-Methode (ATTERBERG 1912) die Tonfraktion abtrennen.

Die Fallhöhe betrug 27,5 cm, und die Siltfraktion war nach 21 Stunden und 15 Minuten bei 20°C abgesunken. Durch bis zu 30-maliges Aufschütteln mit 0,003%iger Ammoniaklösung (NH_3) und Absaugen der verbliebenen Suspension nach vorgegebener Sedimentationszeit, wurde die Tonfraktion nahezu vollständig ($< 8\%$ Rest) abgetrennt. Um das Absetzen zu beschleunigen, wurden der Tonfraktion wenige ml MgCl_2 -Lösung beigegeben. Diese wurde anschließend durch zweimaliges Zentrifugieren (HERAEUS SEPATECH, Cyrofuge M 7000) wieder abgetrennt.

Silt- und Tonfraktion wurden anschließend getrocknet und gewogen. Aus den Trockengewichten von Sand-, Silt- und Tonfraktion ergab sich die prozentuale Korngrößenverteilung des lithogenen, karbonatfreien Materials.

Nach dem Mörsern der Tonfraktion wurde ein Vakuumpräparat hergestellt, um eine röntgendiffraktometrische Untersuchung durchzuführen. Dazu wurden 40 mg der Probe mit 3 ml demineralisiertem Wasser und 1 ml Molybdänsulfid-Standard-Lösung (0,4 g MoS_2 pro l H_2O) versetzt und dispergiert. Über einen Membranfilter (0,15 μm Porendurchmesser) wurde die Flüssigkeit wieder abgetrennt, und der

Feststoff im Trockenschrank bei 60°C etwa 10 Minuten getrocknet.

2.4.2. Messung und Auswertung

Die Messung der Vakuumpräparate erfolgte an dem Röntgendiffraktometer PW 1850 der Firma PHILIPS.

In einem ersten Meßdurchgang wurden die Präparate im trockenen Zustand im Winkelbereich zwischen 2 und 40° mit einer Geschwindigkeit von 0,02° 2 θ / sec. untersucht. Anschließend wurden die Texturpräparate evakuiert und 24 Stunden mit Ethylenglykol-Dampf bedampft, um quellfähige Minerale zu aktivieren.

Es folgte ein zweiter Meßdurchgang mit den gleichen Rahmenbedingungen. Da sich die Peaks von Chlorit und Kaolinit (13-15 °2 θ) bei diesem Meßverfahren überschneiden, wurde zur besseren Auflösung eine dritte Messung im Bereich von 28 bis 30,5° mit 0,005° 2 θ / sec. durchgeführt.

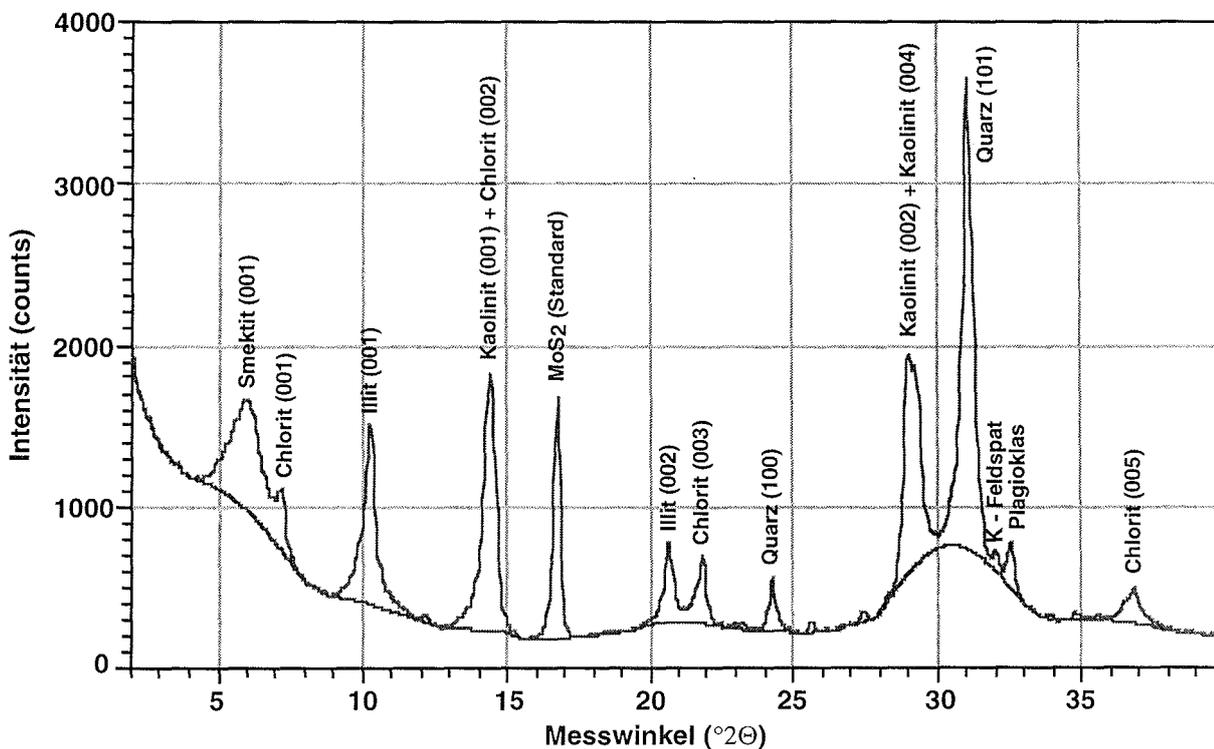


Abb. 15: Röntgendiffraktogramm eines Vakuumpräparates aus dem Sedimentkern PS2613-6 (Tiefe 122 cm) mit ausgewählten Mineralen zugeordneten Peaks.

Die gemessenen Spektren wurden rechnergestützt mit Hilfe der Software "MacDiff" (PETSCHIK et al. 1996) ausgewertet. Dieses Programm ermöglicht mit vorher erarbeiteten Analyseprogrammen eine interaktive und graphische Bearbeitung von

Röntgendiffraktogrammen (Abb. 15). Mit Hilfe eines vorher erarbeiteten Analyseprogrammes werden einzelne Peaks nach vorgegeben Linien gesucht, und die den Beugungsreflex beschreibenden Daten abgegriffen. Das Programm erfaßt die Intensität (Höhe über Untergrund), die Peakfläche und die Halbhöhenbreite.

Die integrierten Flächen der einzelnen Minerale wurden mit den empirisch bestimmten Faktoren (BISCAYE 1965) multipliziert, um die Vergleichbarkeit mit anderen Untersuchungen zu gewährleisten:

$$\begin{aligned} \text{A. Gesamtfläche} &= (17 \text{ \AA-Smektit-Fläche}) + (10 \text{ \AA-Illit-Fläche}) * 4 \\ &\quad + (7 \text{ \AA-Kaolinit+Chlorit-Fläche}) * 2 \\ \text{B. Smektit (\%)} &= 100 * (17 \text{ \AA-Smektit-Fläche}) / (\text{Gesamtfläche}) \\ \text{C. Illit (\%)} &= 400 * (10 \text{ \AA-Illit-Fläche}) / (\text{Gesamtfläche}) \\ \text{D. Kaolinit + Chlorit (\%)} &= 200 * (7 \text{ \AA-Kaolinit+Chlorit-Fläche}) * 2 / (\text{Gesamtfläche}) \\ \text{Kaolinit (\%)} &= 100 * (7 \text{ \AA-Kaolinit-Komponente}) * 2 / (\text{Gesamtfläche}) \\ \text{Chlorit (\%)} &= 100 * (7 \text{ \AA-Chlorit-Komponente}) * 2 / (\text{Gesamtfläche}) \end{aligned}$$

Aus diesen errechneten Werten werden die prozentualen Anteile der einzelnen Tonminerale gebildet und deren Verhältnisse errechnet. Aussagekräftig ist zusätzlich die Halbhöhenbreite von Illit und Smektit, die ein Maß für die Kristallinität der Minerale darstellt.

Stichprobenartig wurde an einigen Proben die Mineralzusammensetzung der Silt-Fraktion (2-63 μm) röntgendiffraktometrisch untersucht. Dazu werden Pulverpräparate hergestellt und in einem Röntgendiffraktometer PW 1850 der Firma PHILIPS unter Winkeln zwischen 2 und 100 $^\circ$ mit einer Schrittweite von 0,02 $^\circ$ 2 θ / sec. gemessen.

Die Auswertung der Diffraktogramme erfolgte ebenfalls mit dem Programm "Mac Diff".

3. ERGEBNISSE

Im folgenden Kapitel werden die gewonnenen Ergebnisse der Untersuchungen beschrieben. Die gemessenen Einzeldaten sind als Tabellen im Anhang aufgeführt. Aus Platzgründen sind die Werte der magnetischen Suszeptibilität nicht aufgeführt. Sie können aber in der SEPAN (Sediment and Paleoclimate Data Network) Datenbank des Alfred-Wegener Institutes (AWI) eingesehen werden (e-mail: Sepan@AWI-Bremerhaven.de). Die angegebenen Kerntiefen entsprechen den Entnahmetiefen der Proben im Sedimentkern, wobei die Meeresbodenoberfläche mit 0 cm gleichgesetzt wird.

3.1. Sedimentkern PS2613-6

3.1.1. Magnetische Suszeptibilität

Die mit dem Punktsensor gemessene magnetische Suszeptibilität läßt sich in drei Bereiche (Unit 1-3) gliedern (vgl. Abb. 16).

Unit 1 erstreckt sich von der Basis des Kerns (575 cm) bis zu einer Tiefe von 450 cm. Diese Einheit zeichnet sich durch leicht erhöhte Suszeptibilitätswerte aus. Zwei deutlich abgrenzbare Peaks sind bei 550 cm und 470 cm zu erkennen.

Unit 2 reicht von 450 cm bis 210 cm und umfaßt die marinen Isotopenstadien 6 bis 9. Im Gegensatz zu Unit 1 liegen die Werte niedriger. Eine große Anzahl scharf begrenzter kleiner Peaks ist erkennbar, ohne daß deutlich erhöhte Werte herausstechen.

Unit 3 in Kerntiefen von 210 cm bis zur Oberfläche, beinhaltet die Isotopenstadien 1 bis 5. Die Werte der magnetischen Suszeptibilität liegen deutlich höher als in Unit 2 und auch höher als in Unit 3. Das Maximum mit einem Wert von $52 \cdot 10^{-5}$ SI liegt bei einer Kerntiefe von 200 cm im Isotopenstadium 5. Unter Vernachlässigung der Anfangs- und Endminima liegt das absolute Minimum mit einem Wert von $6 \cdot 10^{-5}$ SI bei einer Kerntiefe von 89 cm im Isotopenstadium 3.

Weiterhin ist auffällig, daß die mit dem Punktsensor gemessene Suszeptibilität vor allem die Kleinzyklen und deren Maxima und Minima höher auflöst.

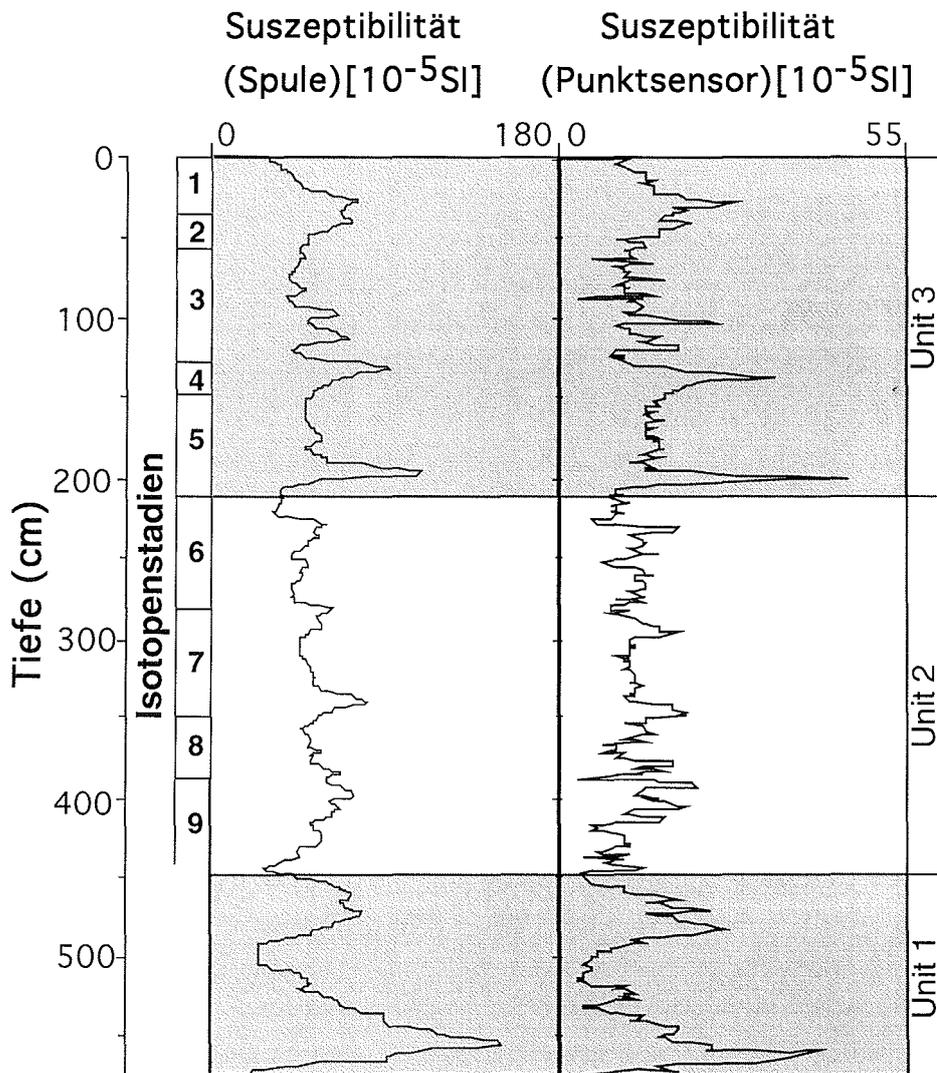


Abb. 16: Vergleich der Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit Spule und Punktsensor am Sedimentkern PS2613-6 mit bereits ermittelten Isotopenstadien und abgetrennten Units 1-3.

3.1.2. Natürliche Gamma-Strahlung

Die Nettoflächeninhalte des K-40-Peaks schwanken bei gleicher Meßzeit zwischen einem Minimum von 10276 Impulsen bei einer Tiefe von 195 cm und einem Maximum von 15536 Impulsen bei 558 cm.

Die Nettoflächeninhalte des TI-208-Peaks liegen zwischen 757 Flächeneinheiten (Kerntiefe: 231 cm) und 1576 Einheiten (Kerntiefe: 340 cm).

Die Meßkurve (Abbildung siehe Kapitel 4.1.Diskussion S.62) läßt sich in drei Units einteilen. In Unit 1 (Kerntiefe 460-575 cm) korrelieren die natürliche Gamma-Strahlung von K-40 und TI-208 negativ miteinander, wobei die K-40-Strahlung zum Jüngerer linear abfällt und die TI-208-Strahlung linear ansteigt.

Unit 2 (Kerntiefe: 200-460 cm) mit den Isotopenstadien 6 bis 9 ist gekennzeichnet durch eine hohe K-40-Strahlung mit Werten konstant um 13000 Flächeneinheiten und einer geringen Schwankungsbreite. Die TI-208-Strahlung korreliert positiv, wobei die Schwankungsbreite deutlich größer ist.

Unit 3 (Kerntiefe: 0-200 cm) umfaßt die Isotopenstadien 2 bis 5. Sie weist gegenüber Unit 2 einen deutlichen Abfall der K-40-Strahlungsintensität auf.

3.1.3. Tonmineralogie

Die relative prozentuale Verteilung der Tonminerale im Sedimentkern PS2613-6 zeigt ein deutliches Übergewicht des Illits mit Anteilen zwischen 36 und 70 % (vgl. Abb. 17). Der Smektit-Anteil schwankt zwischen 4 und 20 %. Der Gehalt von Chlorit liegt zwischen 12 und 23 %. Kaolinit liegt prozentual zwischen 13 und 29 %.

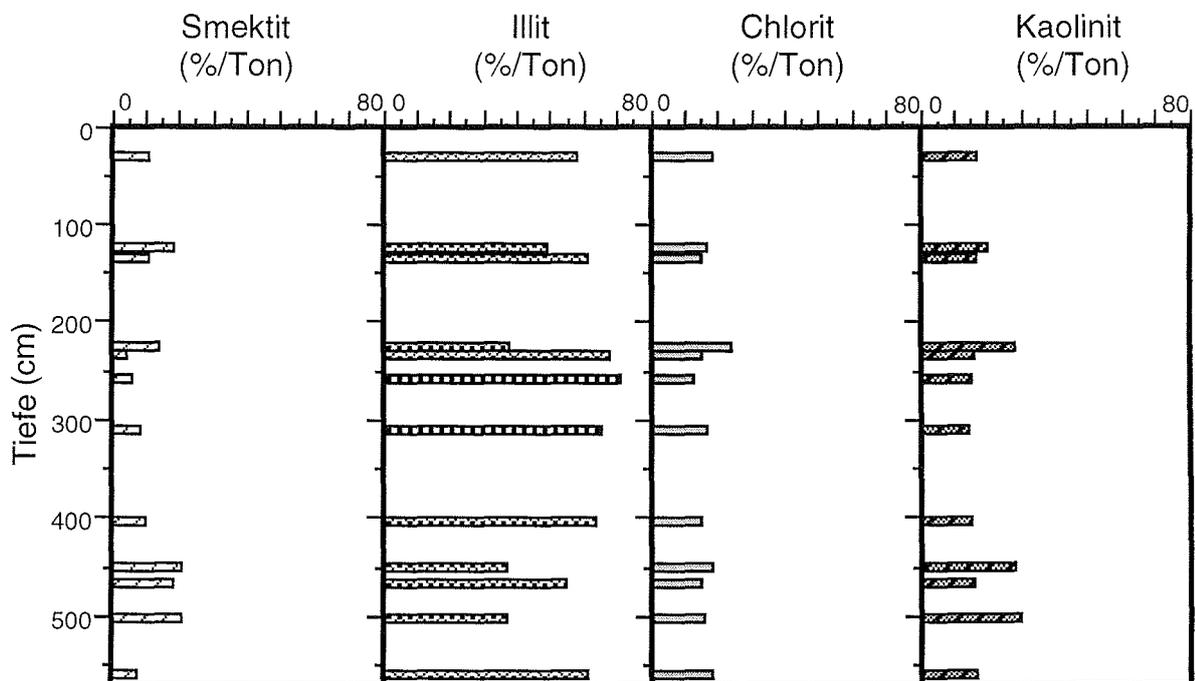


Abb. 17: Prozentuale Anteile der Tonminerale Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit an der Korngrößenfraktion $< 2 \mu\text{m}$ (PS2613-6).

Röntgendiffraktometrische Messungen der Siltfraktion ($2\text{-}63 \mu\text{m}$) im Sedimentkern PS2613-6 zeigen einen hohen prozentualen Anteil an Plagioklas (siehe Tabelle 2), der immer über 15 % liegt. Bei Kerntiefen von 224 und 447 cm sind erhöhte Anteile dieser Mischkristallreihe von 24 und 22 % zu verzeichnen. Pyroxen weist Anteile von unter 10 % auf. Ein prozentualer Höchstgehalt wird mit 9,7 % bei einer Kerntiefe von 28 cm erreicht. Die Kali-Feldspat-Gehalte sind relativ gering und liegen zwischen 3,3 und 7,7 %. Der Anteil an Glimmern, vor allem Muskovit und Biotit, liegt zwischen 1,4 und 4,8 %.

Sowohl bei der tonmineralogischen Verteilung als auch bei der Analyse der Siltfraktion sind deutliche Trends im Bezug auf Lithologie oder Stratigraphie nicht erkennbar.

3. Ergebnisse

Tiefe (cm)	Plagioklas (%)	Pyroxen (%)	K-Feldspat (%)	Glimmer (%)
28	15,7	9,7	7,7	2,2
224	24,1	6,0	4,5	2,1
231	16,7	8,8	3,6	4,3
257	16,8	9,2	5,3	4,8
308	19,0	7,1	3,8	2,6
401	19,4	9,2	3,3	2,4
447	22,3	5,7	6,7	4,8
500	16,7	7,3	3,9	1,4

Tab. 2: Prozentuale Anteile ausgewählter Minerale in der Siltfraktion (PS2613-6).

3.2. Sedimentkern PS2644-5

3.2.1. Magnetische Suszeptibilität

Die punktsensorisch gemessene magnetische Suszeptibilität zeigt eine große Schwankungsbreite (Abb. 18). Im Isotopenstadium 5 (790 bis 900 cm) sind drei Abschnitte zu unterscheiden. Der untere Bereich bis 850 cm, weist erhöhte Suszeptibilitätswerte zwischen 120 und $160 \cdot 10^{-5}$ SI auf. Der darüberliegende Abschnitt, bis 815 cm, erzeugt niedrigere Werte mit einer deutlich erhöhten Amplitude. Es folgt bis zur Grenze zum Stadium 4 (790 cm) ein Peak mit einem Höchstwert von $230 \cdot 10^{-5}$ SI.

Der Kernabschnitt (730-790 cm), der Isotopenstadium 4 abdeckt, zeichnet sich durch geringe Suszeptibilitätswerte aus und enthält nur einen relativ scharfen Peak, dessen Maximum bei $110 \cdot 10^{-5}$ SI liegt.

Das Isotopenstadium 3 (155-730 cm) zeichnet sich durch hohe Suszeptibilitätswerte aus. Dieser Bereich läßt sich wiederum in zwei Abschnitte einteilen. Der Untere (350-730 cm) besteht aus vier Zyklen (645-730, 525-645, 395-525, 350-395 cm), von denen drei hohe Werte und sehr geringe Schwankungsbreiten aufweisen. Der obere Zyklus erreicht nur sehr geringe Suszeptibilitätswerte. Die Zyklen sind durch dazwischenliegende starke Einbrüche der Suszeptibilitätswerte getrennt. Generell zeigt sich von einem Höchstwert bei 730 cm ausgehend, zum Jüngeren hin ein oszillierender Abfall auf einen Minimalwert.

Der obere Abschnitt (155-350 cm) enthält vier Zyklen deren Peaks allerdings wesentlich schärfer abgegrenzt werden können. Auch hier ist ein oszillierender Abfall zum Jüngeren hin zu beobachten.

Isotopenstadium 2 (20-155 cm) zeigt im Durchschnitt etwas niedrigere Werte als Stadium 3, aber deutlich höhere Peakhöhen als Stadium 4. Ein ansteigender Trend zur Oberfläche zeichnet sich ab.

Isotopenstadium 1 ist lediglich durch eine Spitze charakterisiert, deren Höchstwert hinter denen von Stadium 2 zurückbleibt.

Kleine, sehr scharf begrenzte Maxima werden durch die Punktmessung erst

sichtbar. Bei 620 cm Kerntiefe ist zum Beispiel mit der Spulenmessung kein eindeutiges Maximum gemessen worden. Im Gegensatz dazu wird dieses Maximum bei der Punktsensormessung von zwei sehr punktuellen Minima eindeutig abgegrenzt.

Besonders markant ist das Auftreten eines Peaks im Isotopenstadium 1 (Kerntiefe: 15 cm), der bei den Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit der Spule nicht ausgebildet ist.

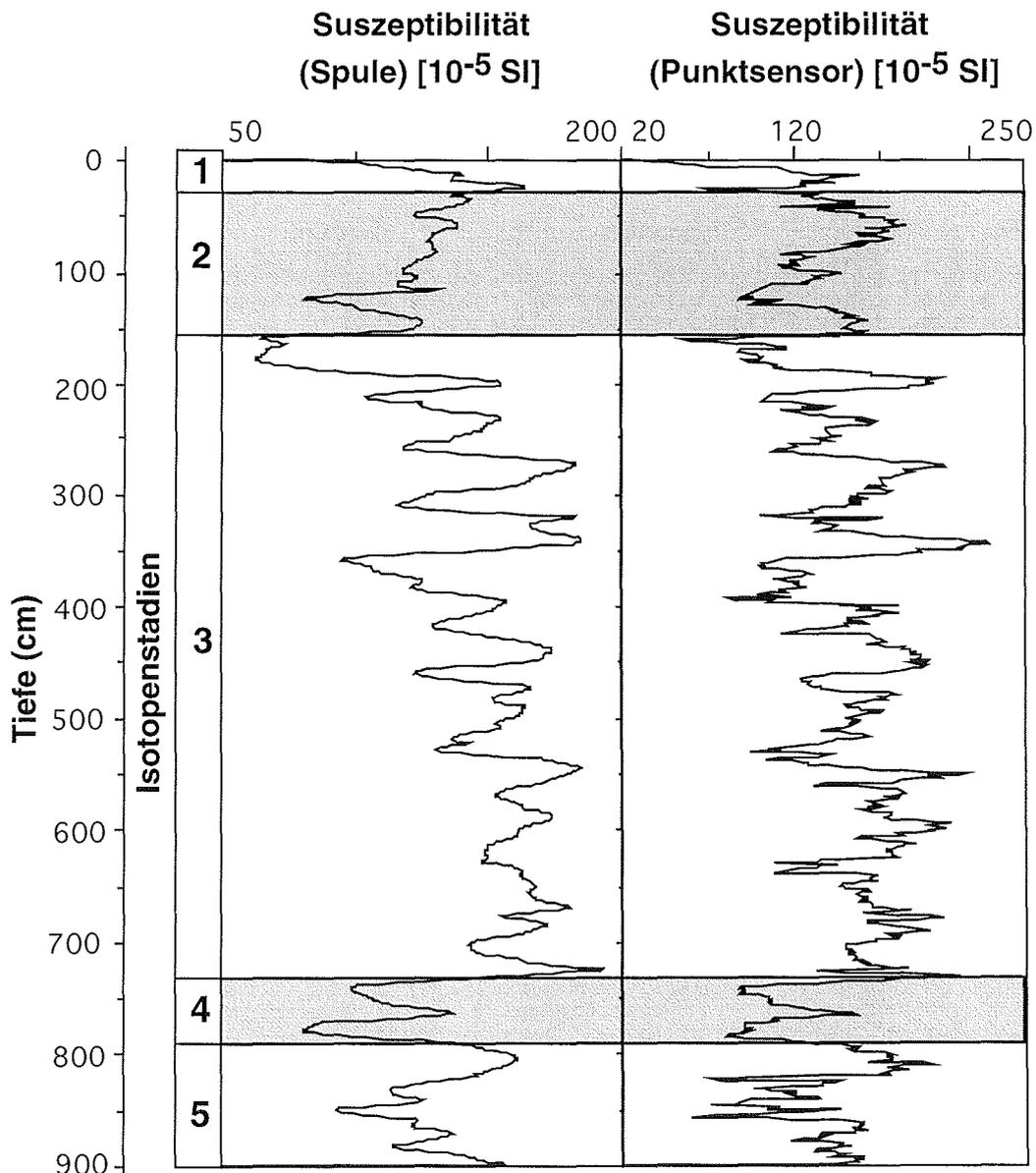


Abb. 18: Vergleich der Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit Spule und Punktsensor am Sedimentkern PS2644-5.

3.2.2. Natürliche Gamma-Strahlung

3.2.2.1. NaJ - Detektor

Im Sedimentkern PS2644-5 schwankt der Nettoflächeninhalt des Kalium-40-Peaks zwischen einem Minimum von 6128 Flächeneinheiten (Kerntiefe: 436 cm) und einem Maximum von 11566 Einheiten (774 cm) (vgl. Abb. 19).

Die Nettoflächeninhalt des Thallium-208-Peaks variiert zwischen 249 Einheiten (Kerntiefe: 329 cm) und 1405 Einheiten (Kerntiefe: 201 cm).

Es lassen sich sechs Units unterscheiden. Unit 1 (730-800 cm) umfaßt das marine Isotopenstadium 4. Die Nettoflächeninhalte von K-40 nehmen nach oben linear ab, während die Nettoflächeninhalte von TI-208 innerhalb einer geringen Breite schwanken.

Unit 2 (640-730 cm), gehört stratigraphisch in das Isotopenstadium 3 und zeichnet sich durch konstante K-40-Nettoflächenwerte aus. Die TI-Flächeninhalte steigen nach oben hin an.

In Unit 3 (510-640 cm), die ebenfalls zum Isotopenstadium 3 gehört, sind die Flächeninhalte beider Nuklide konstant, bis sie an der Grenze zu Unit 4 markant ansteigen. Die Flächeninhalte von K-40 und TI-208 sind insgesamt niedriger als in Unit 2.

Unit 4 (350-510 cm) zeigt eine unregelmäßige Variation sowohl der K-40- als auch der TI-208-Nettoflächeninhalte. Es ist aber in beiden Fällen ein tendenzieller Anstieg zur Grenze von Unit 5 erkennbar.

Unit 5 (155-310 cm) repräsentiert den jüngsten Abschnitt von Isotopenstadium 3. In diesem Abschnitt schwanken die Flächeninhalte sehr stark. Nach einem markanten Minimum sowohl bei K-40 als auch bei TI-208 an der unteren Unitgrenze ist erneut ein generelles Ansteigen der Werte zum Top hin zu erkennen.

In Unit 6 (60-155 cm), die dem Isotopenstadium 2 zugeordnet wird, fallen die Nettoflächeninhalte von K-40 und TI-208 innerhalb der Streuung linear ab. Eine Unitgrenze kann in der Regel also an einem deutlichen erhöhten Nettoflächeninhalt, besonders beim TI-208 aber auch beim K-40, lokalisiert werden.

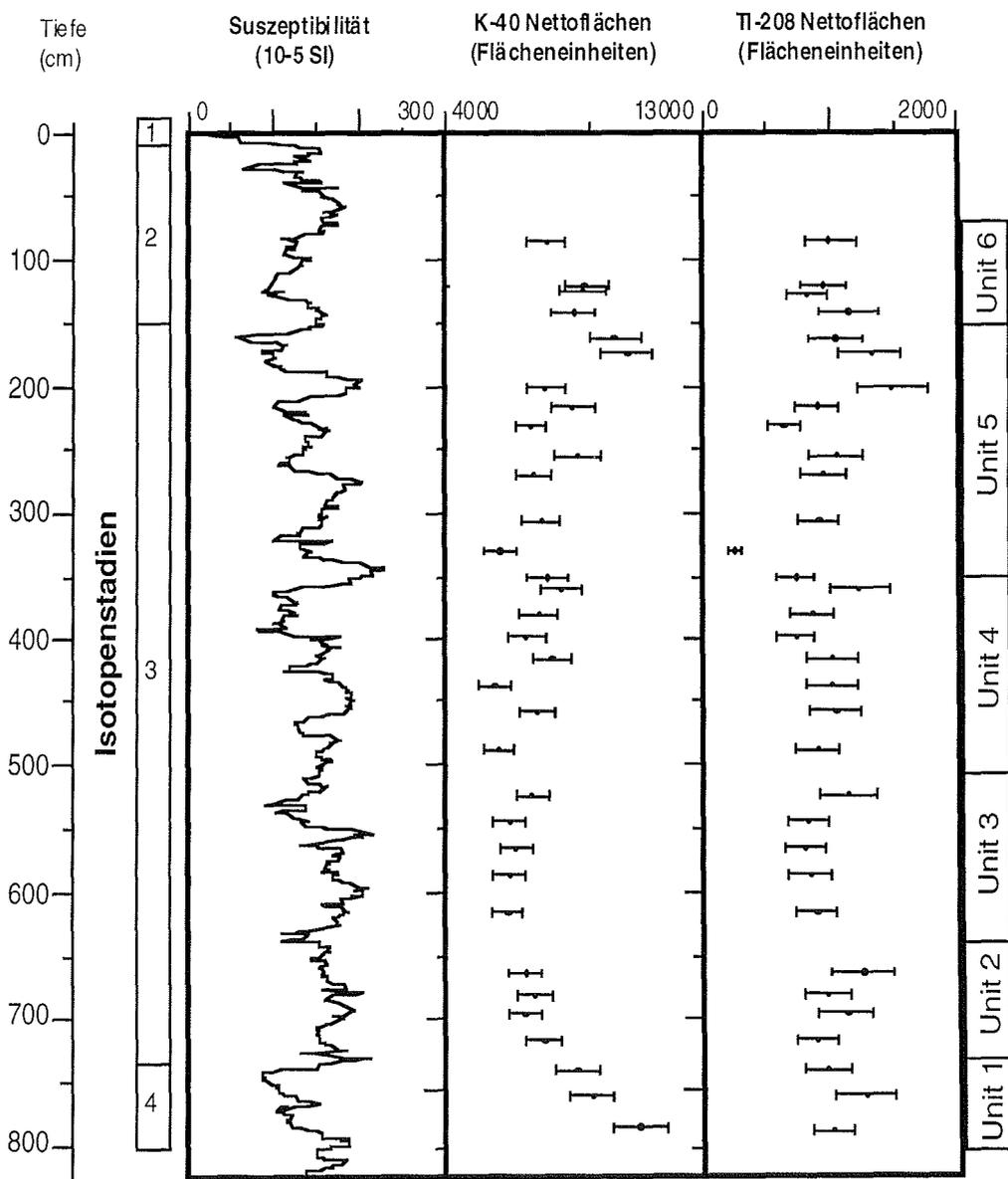


Abb. 19: Suszeptibilität, K-40 Nettopeakflächen und TI-208 Nettopeakflächen in Sedimentkern PS2644-5 mit marinen Isotopenstadien.

3.2.2.2. Ge - Detektor

Die Ergebnisse der Messungen mit dem Germanium-Low-Level Detektor sind in Tabelle 3 zusammengefaßt. Um die Ergebnisse der drei Einzelmessungen, welche unterschiedliche Meßzeiten aufweisen, besser vergleichen zu können, wurden sowohl die Nettoflächen als auch die Aktivitäten auf einen Bezugszeitraum von einer Stunde (1h) umgerechnet.

Die Ergebnisse lassen große Variationen in der Intensität der natürlichen Gamma-Strahlung erkennen. Die Nettoflächen des K-40-Nuklids, bezogen auf eine Stunde Messzeit (1h), schwanken zwischen 10,3 über 18,4 bis zu 28,5 Flächeneinheiten. Gleichzeitig variiert die Aktivität zwischen $10 \cdot 10^{-2}$ und $22 \cdot 10^{-2}$ Bequerel (Bq).

Auffällig ist die außerordentlich hohe Aktivität fast aller Isotope, ausgenommen K-40, in Probe 2 (Kerntiefe: 379 cm). Besonders die Energielinien von Pb-214 und Bi-214 weisen mit bis zu 105 Bq (Bi-214, 92 keV) eine um ein vielfaches höhere Aktivität im Vergleich zu den beiden anderen Proben auf. Die Nettoflächeninhalte sind allerdings teilweise niedriger als in den anderen Messungen. In Probe 3 (Kerntiefe: 774 cm) ist eine deutlich erhöhte Aktivität von Bi-214 mit 11 Bq zu verzeichnen. Die Aktivitätswerte aller anderer Nuklide liegen deutlich unter 10 Bq. Die Nettoflächen des Kalium-40-Nuklid-Peaks erhöht sich von 10,3 Einheiten bei einer Kerntiefe von 329 cm bis zu 28,5 Einheiten bei einer Tiefe von 774 cm.

Die Nettoflächeninhalte der Gammaemission von Thorium-232 bei 238 keV erhöhen sich von 9,2 Flächeneinheiten (Kerntiefe: 329 cm) bis zu 37,0 Flächeneinheiten (Kerntiefe: 774 cm). Dies ist eine Erhöhung um den Faktor 4.

3. Ergebnisse

Kerntiefe (cm)	Meßzeit (sec)	Nuklidname	Energie (keV)	Nettofläche (Einheiten)	Nettofläche (1 h)	Aktivität (Bq*E-01/Probe)	Aktivität (1 h) (Bq*E-02/Probe)
329	263910 (73,3 h)	Pb-210	46	312,6	4,3	0,53	0,72
		Pb-214	74	734,9	10,0	0,62	0,85
		Pb-214	87	267,1	3,6	0,30	0,41
		Bi-214	92	167,6	2,3	2,95	4,03
		U-235	186	107,4	1,5	0,02	0,02
		Th-228	238	674,7	9,2	0,17	0,24
		Pb-214	241	223,9	3,1	0,35	0,47
		Pb-214	295	275,7	3,8	0,22	0,30
		Ac-228	338	72,4	1,0	0,12	0,16
		Bi-211	351	305,4	4,2	0,42	0,57
		Th-228	583	66,1	0,9	0,09	0,12
		Bi-214	609	150,2	2,0	0,15	0,20
		Ac-228	911	41,9	0,6	0,11	0,15
		K-40	1460	751,8	10,3	7,50	10,24
379	274490 (76,2 h)	Pb-210	46	234,1	3,1	0,38	0,50
		Pb-214	74	1374,4	18,0	1,33	1,74
		Pb-214	87	537,9	7,1	69,66	91,42
		Bi-214	92	29,7	0,4	80,04	105,04
		U-235	186	286,2	3,8	0,04	0,05
		Th-228	238	1739,4	22,8	0,43	0,57
		Pb-214	241	337,6	4,4	59,48	78,06
		Pb-214	295	475,6	6,2	43,51	57,10
		Ac-228	338	165,9	2,2	2,18	2,86
		Bi-211	351	882,2	11,6	54,43	71,43
		Th-228	583	258,1	3,4	0,34	0,44
		Bi-214	609	254,3	3,3	38,15	50,07
		Ac-228	910	168,4	2,2	3,71	4,87
		K-40	1460	1400,9	18,4	13,44	17,64
774	345979 (96,1 h)	Pb-210	46	510,5	5,3	0,65	0,68
		Pb-214	74	2499,9	26,0	1,62	1,68
		Pb-214	87	1381,9	14,4	1,20	1,25
		Bi-214	92	763,2	7,9	10,25	10,67
		U-235	186	533,7	5,6	0,02	0,02
		Th-228	238	3551,6	37,0	0,70	0,73
		Pb-214	241	546,3	5,7	6,45	6,72
		Pb-214	295	807	8,4	4,95	5,15
		Ac-228	338	616,5	6,4	0,75	0,78
		Bi-211	351	1565,4	16,3	1,65	1,71
		Th-228	583	436,8	4,5	0,45	0,47
		Bi-214	609	598,9	6,2	0,45	0,47
		Ac-228	910	367,4	3,8	0,75	0,78
		K-40	1460	2740,6	28,5	20,86	21,71

Tab. 3: Meßergebnisse der natürlichen Gamma-Strahlung an drei Einzelproben des Sedimentkerns PS2644-5 mit dem Ge-Detektor (fettgedruckte Ergebnisse werden im Text erläutert).

3. Ergebnisse

Diese Messungen sind auch durchgeführt wurden, um die Ergebnisse des NaJ-Detektors zu überprüfen. Tabelle 4 zeigt einen Vergleich der Nettoflächeninhalte von K-40, gemessen mit dem Ge-Detektor und dem NaJ-Detektor.

Kerntiefe (cm)	Ge-Detektor K-40-Nettofläche (Flächeneinheiten)	NaJ-Detektor K-40-Nettoflächen (Flächeneinheiten)
329	10,3	6341
379	18,4	7620
774	28,5	11566

Tab. 4: Vergleich der Nettopeakflächen von K-40 aus Ge-Detektor- und NaJ-Detektor-Messungen (Sedimentkern PS2644-5).

Der Nettoflächeninhalt von K-40, gemessen mit dem Ge-Detektor, verdreifacht sich nahezu von 10,3 (329 cm) bis zu 28,5 Flächeneinheiten (774 cm). An den gleichen Probenpunkten ergaben die NaJ-Detektor Messungen nur eine Verdopplung der Werte von 6341 auf 11566 Flächeneinheiten.

Es zeigt sich, daß die Tendenzen übereinstimmen. Die absoluten Schwankungen sind in den Ge-Detektor-Messungen allerdings weitaus höher. Dies liegt zum einen an der höheren Auflösung und der besseren Abschirmung des Germanium-Detektors aber auch daran, daß die Messungen mit einer punktuell entnommenen Probe durchgeführt wurden, während der NaJ-Detektor einen Kreis mit 7.6 cm Durchmesser ("footprint") erfaßt.

Die Ge-Detektormessungen waren dennoch sinnvoll, um die Leistungsfähigkeit des NaJ-Detektors besser einschätzen zu können.

3.2.3. Tonmineralogie

Der Anteil der Tonminerale innerhalb der Korngrößenfraktion $< 2 \mu\text{m}$ im Kern PS2644-5 liegt zwischen 63 und 96 % und hat damit eine große Schwankungsbreite (Abb. 20). Smektit und Illit sind die häufigeren Tonminerale mit Gehalten von 9 bis 67 % (Smektit) bzw. von 12 bis 56 % (Illit). Auffällig ist, daß die prozentualen Anteile dieser beiden negativ miteinander korrelieren. Chlorit ist mit einem Anteil von 8 bis 20 % vertreten. Kaolinit weist an zwei Probenpunkten Gehalte von 20 % und mehr auf (125 cm, 740 cm). Meist schwankt der Gehalt zwischen 10 und 15 %. In einer Kerntiefe von 543 cm liegt der Anteil an diesem Tonmineral allerdings unter 1 %.

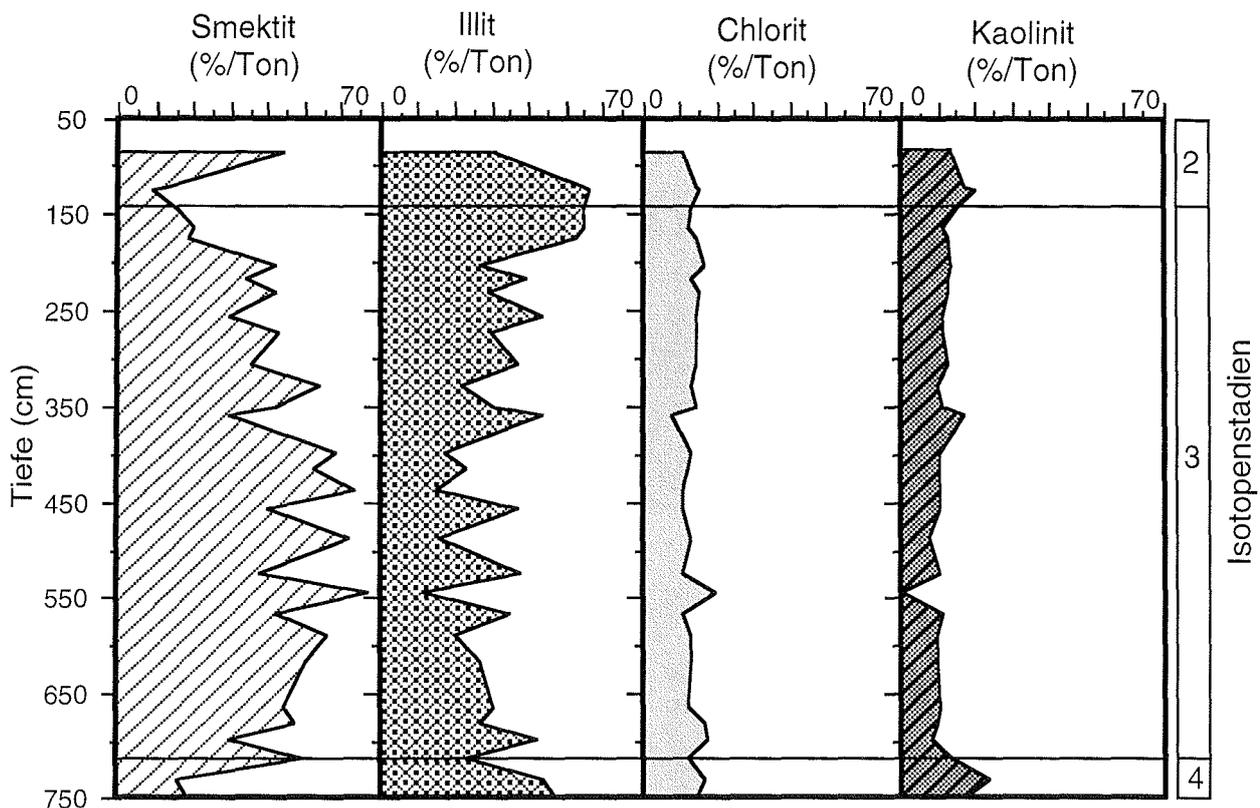


Abb. 20: Prozentuale Anteile der Tonminerale Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit, bezogen auf die Korngrößenfraktion $< 2 \mu\text{m}$ (PS2644-5) mit marinen Isotopenstadien.

Es wird deutlich, daß Smektit im Isotopenstadium 3 mit Illit antikorreliert (Abb. 20). In den Isotopenstadien 2 und 4 ist der Illit-Anteil dagegen deutlich höher als der Smektit-Gehalt. Die Anteile von Chlorit und Kaolinit bleiben konstant unter 20 %. Im Smektit und Illit sind signifikante Schwankungen zu erkennen, die sich auch in der Suszeptibilität widerspiegeln.

3.3. Sedimentkern PS2646-5

3.3.1. Magnetische Suszeptibilität

Die mit einem Punktsensor gemessene magnetische Suszeptibilität schwankt in ihren Werten zwischen 20 und $210 \cdot 10^{-5}$ SI (vgl. Abb. 21).

Die Wertekurve kann in sechs Units eingeteilt werden, die zum großen Teil den marinen Isotopenstadien entsprechen. Die oberen fünf Units sind denen von PS2644-5 in ihrer Charakteristik vergleichbar.

Unit 1 (930-1111 cm) weist hohe Suszeptibilitätswerte mit von niedrigen Werten scharf begrenzten Peaks auf. Es ist ein leicht abnehmender Trend der Peakhöchstwerte zum Kernhöheren hin zu beobachten.

Unit 2 (740-930 cm) entspricht dem Isotopenstadium 5. Sie ist charakterisiert durch etwas niedrigere Werte der magnetischen Suszeptibilität als in Unit 1. Die Kurve baut sich oszillierend ansteigend jeweils zu einem breiten Peak ansteigend auf, bevor ein markanter Abfall folgt. In der Tendenz der Peakhöchstwerte fällt die Kurve langsam Wert ab.

Unit 3 (660-740 cm) umfaßt das Isotopenstadium 4. Niedrige Suszeptibilitätswerte herrschen vor. Ein charakteristisch niedriger Peak mit einem Spitzenwert von $105 \cdot 10^{-5}$ SI wird eingerahmt von zwei deutlich stärkeren Peaks.

Unit 4 (150-660 cm) enthält Isotopenstadium 3. Die magnetische Suszeptibilität ist durchgängig sehr hoch. Es zeichnen sich zwei Zyklen ab. Der untere Zyklus (310-660 cm) umfaßt drei Abschnitte die von punktuell sehr niedrigen Werten begrenzt werden. Innerhalb der Abschnitte herrschen hohe Werte vor, deren Schwankungsbreite gering ist. Der obere Zyklus (150-310 cm) zeigt besser ausgebildete Peaks, deren Höchstwerte zum Jüngeren hin abnehmen. An der Grenze zu Isotopenstadium 2 wird mit einem sehr steilen Gradienten der niedrigste Wert erreicht.

Unit 5 (50-150 cm) mit Isotopenstadium 2 weist einen oszillierenden Anstieg der Suszeptibilität auf. Eine Spitze wird mit $170 \cdot 10^{-5}$ SI bei 50 cm Kerntiefe erreicht.

Unit 6 (0-50 cm) beinhaltet Isotopenstadium 1 und die Kurve fällt zur Oberfläche hin mit steilem Gradienten ab, um danach noch einmal einen schmalen Peak bei 40 cm auszubilden.

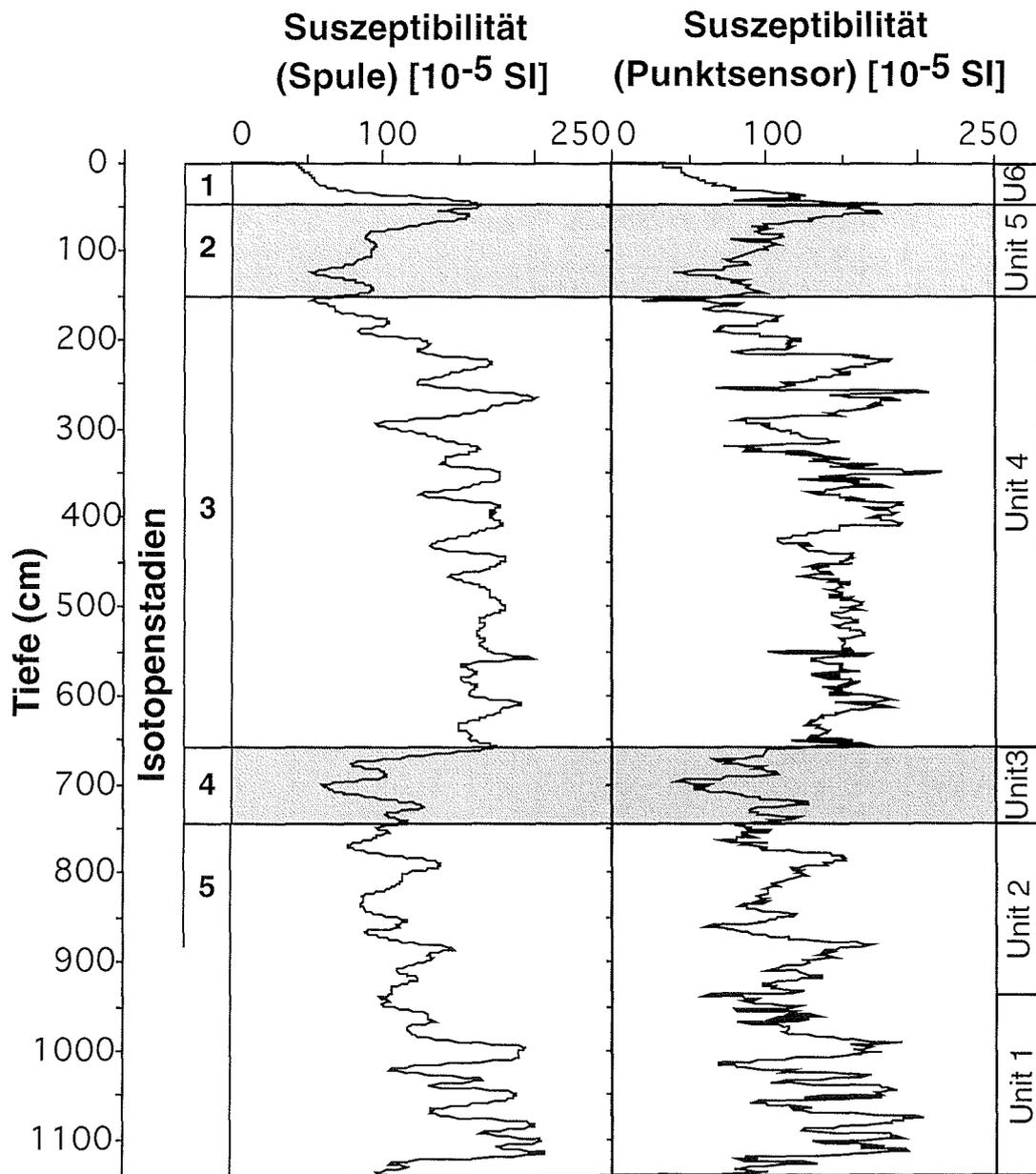


Abb. 21: Vergleich der Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit Spule und Punktsensor an Sedimentkern PS2646-5 mit marinen Sauerstoffisotopenstadien und abgetrennten Units 1-6.

3.3.2. Natürliche Gamma-Strahlung

Im Sedimentkern PS2644-5 schwanken die Nettopeakflächeninhalte des Kalium-40-Peaks zwischen 5979 Flächeneinheiten (859-865 cm) und 12977 Einheiten (696-702 cm) (vgl. Abb. 22). Die Integration des Thallium-208-Peaks ergab Werte zwischen 625 (1108-1114 cm) und 1491 Flächeneinheiten (932-938 cm).

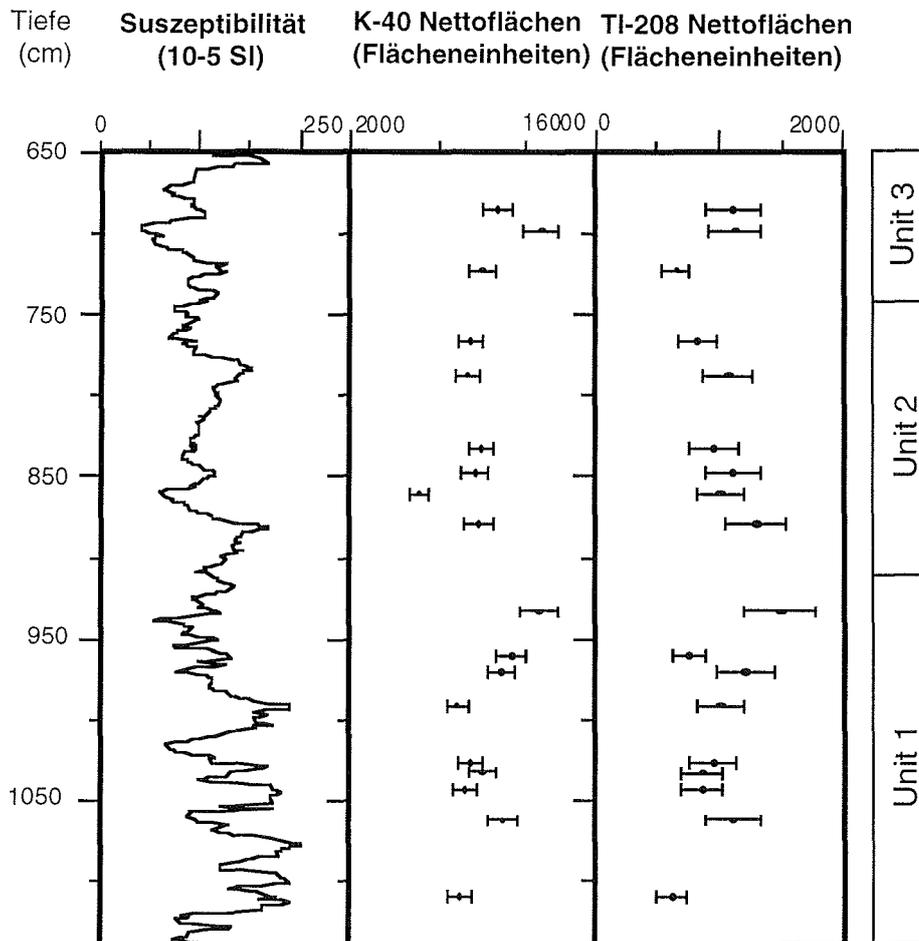


Abb. 22: Suszeptibilität, K-40 Nettopeakflächen und TI-208 Nettopeakflächen in Sedimentkern PS2646-5.

Drei Units lassen sich in der Kurve der natürlichen Gamma-Strahlung abgrenzen.

In Unit 1 (Kerntiefe: 930-1111 cm) verlaufen die Nettopeakflächen von K-40 und TI-208 weitgehend parallel. Die Unit beginnt mit einem sehr niedrigen Wert am tiefsten Meßpunkt bei 1111 cm. Es folgt ein zyklischer Anstieg der Werte sowohl der K-40 als auch der TI-208 Strahlung auf Spitzenwerte von 12944 Flächeneinheiten (K-40), bzw. 1491 Flächeneinheiten (TI-208).

Unit 2 (740-930 cm) ist charakterisiert durch insgesamt etwas höhere TI-208 Nettopeakflächenwerte. Die Nettopeakflächen von K-40 sind generell konstant und liegen etwas niedriger als in Unit 1. In beiden Wertegruppen ist eine Abnahme der Nettopeakflächen zum Kernhöheren zu erkennen.

Unit 3 (650-740 cm) ist nur durch drei Messungen belegt. In den K-40 Werten ist ein Peak zu erkennen, der seine Spitze bei 700 cm hat. In dem Flächen des TI-208 Peaks ist ein Anstieg von einem niedrigen Wert auf einen deutlich erhöhten Wert zu beobachten. Die oberste durchgeführte Messung bei 688 cm bleibt auf dem selben Niveau.

3.3.3. Tonmineralogie

Der relative prozentuale Gehalt der Tonminerale innerhalb der Kornfraktion $< 2 \mu\text{m}$ im Sedimentkern PS2646-5 schwankt zwischen 83 und 98 % bei einer Kerntiefe zwischen 699 und 1111 cm.

Aufgrund der Ergebnisse lassen sich zwei Units unterscheiden (vgl. Abb. 23). In Unit 1 (Kerntiefe 950-1111 cm) ist der Smektit das vorherrschende Tonmineral mit prozentualen Anteilen bis zu 64 %. Tendenziell ist zum Kerntiefsten eine Abnahme zu erkennen. Der Illit-Gehalt nimmt im selben Maße zu, in dem der Smektit-Gehalt abnimmt. Kaolinit mit 9 bis 20 % und Chlorit mit 2 bis 10 % spielen nur eine untergeordnete Rolle. Auffällig ist die Zunahme der Anteile beider Minerale in Unit 1 vom Kerntiefsten bis zur Grenze zu Unit 2. In Unit 2 (699-950 cm) ist der Illit mit prozentualen Gehalten von 25 bis 61 % das am stärksten vertretene Tonmineral. Der Smektit tritt in den Hintergrund. Diese beiden Minerale korrelieren negativ, und ihre Gehalte weisen eine große Schwankungsbreite auf. Der Anteil von Chlorit bleibt in Unit 2 konstant bei unter 10 %. Der Gehalt an Kaolinit steigt zum Kernhöchsten stetig an und erreicht bei 699 cm einen Wert von 18 %.

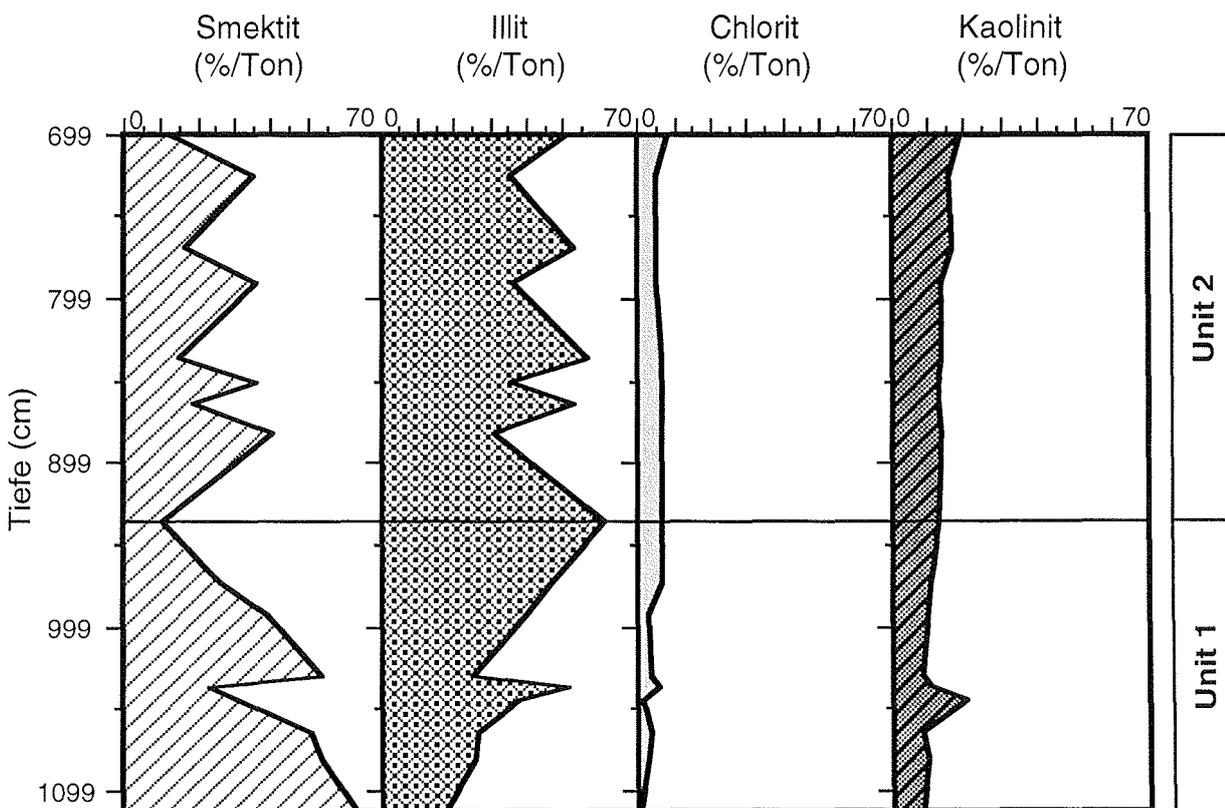


Abb. 23: Prozentuale Anteile der Tonminerale Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit bezogen auf die Korngrößenfraktion $< 2 \mu\text{m}$ (Sedimentkern PS2646-5).

4. DISKUSSION

4.1. Natürliche Gamma-Strahlung als stratigraphischer Anzeiger?

In diesem Kapitel wird die Nutzung der natürlichen Gamma-Strahlung als Hilfsparameter zur stratigraphischen Zuordnung diskutiert.

Für den Sedimentkern PS2613-6 liegt eine Sauerstoffisotopenstratigraphie nur bis zum Stadium 9 vor (VOELKER 1996). Unterhalb einer Kerntiefe von etwa 450 cm wurden nur noch vereinzelt Foraminiferen gefunden (mdl. Mittl. VOELKER 1997). Die erhöhte Karbonatlösung in der Grönlandsee, die bis ins Isotopenstadium 10 andauert, und sich danach abschwächt (BAUCH 1993) ist dafür verantwortlich. Vergleiche mit Sedimentkernen, die in der Islandsee nördlich Jan Mayen entnommen wurden (BAUCH 1993) zeigen ebenfalls unterhalb des Isotopenstadiums 9 nur ein sporadisches Auftreten von Foraminiferen. Aufgrund dieser Informationen in Verbindung mit der relativ homogenen Lithologie (vgl. Anhang S.85/86) ist anzunehmen, daß sich im Kern PS2613-6 unterhalb des Isotopenstadiums 9 ein ungestörter Übergang zu Isotopenstadium 10 anschließt.

Die Ergebnisse der natürlichen Gamma-Strahlung (Abb. 24) zeigen eine deutliche Änderung an der Grenze von Stadium 6 zu Stadium 5. Für Stadium 6 wird ein besonders intensives glaziales Maximum angenommen, und Stadium 5 wird als besonders ausgeprägte Warmzeit betrachtet (BAUCH 1993), so daß es zu einer sehr raschen Abschmelzung des Grönländischen Eisschildes kam.

Eine weitere deutliche Änderung der natürlichen Gamma-Strahlung ist im unteren Kernabschnitt, unterhalb des Isotopenstadiums 9, zu erkennen (vgl. Abb. 24). Die Intensitäten der Kalium-40 und der Thallium-208 Strahlung korrelieren in diesem unteren Bereich im Gegensatz zum oberen Teil negativ miteinander. Hier ist die Grenze zwischen Isotopenstadium 10 und 11 anzunehmen, da Isotopenstadium 11 und der ältere Teil von Isotopenstadium 5 aus klimatischer Sicht vergleichbar sind (BAUCH 1993). Bestätigt wird diese Vermutung auch durch die magnetische Suszeptibilität, die in den Glazialen eher niedrige Werte aufweist (Isotopenstadien 6 und 8) und in den Interglazialen (Isotopenstadien 7 und 9) höhere Werte zeigt.

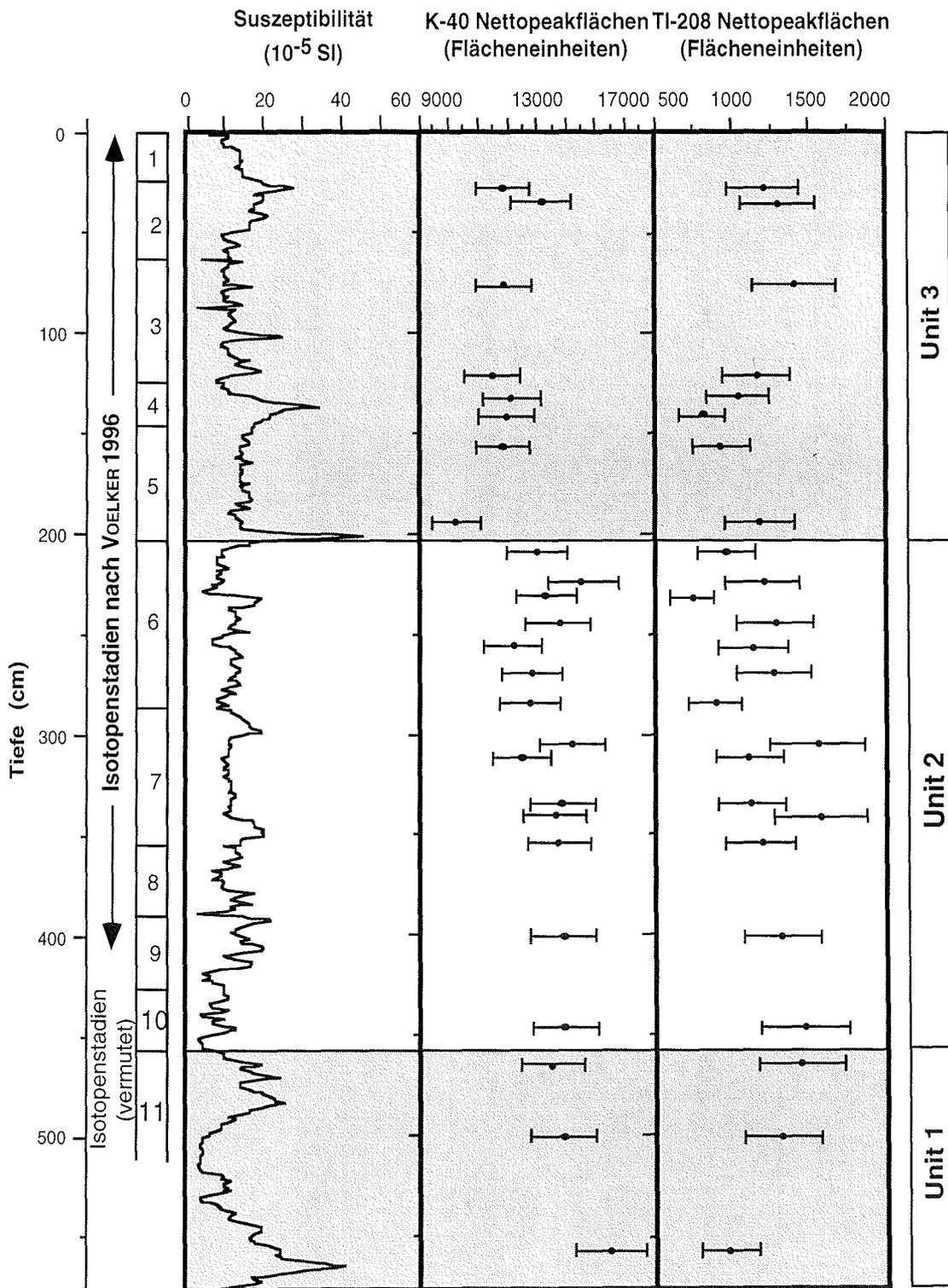


Abb. 24: Suszeptibilität, K-40 Nettopeakflächen, TI-208 Nettopeakflächen und marine Isotopenstadien des Sedimentkerns PS2613-6.

Auch in den Sedimentkernen PS2644-5 und PS2646-5 kann die natürliche Gamma-Strahlung als ein Hilfsparameter zur Ergänzung der bestehenden Sauerstoffisotopenstratigraphie genutzt werden. Eine stratigraphische Einordnung für die beiden Kerne liegt nur bis zum Isotopenstadium 5 vor (NIESSEN et al. 1996).

Die bereits bekannten Isotopenstadien 1-6 sind aufgrund der Meßergebnisse der natürlichen Gamma-Strahlung ebenfalls gut wiederzufinden. Die Ergebnisse zeigen einen Anstieg sowohl der Kalium-40 als auch der Thallium-208 Strahlung jeweils kurz vor den Isotopenstadiengrenzen (vgl. Abb. 25). Die DANSGAARD-OESCHGER-Ereignisse sind ebenfalls durch ein lineares Ansteigen der K-40 Nettopeakflächen jeweils bis zu einem hohen Wert in den Interstadialen, auf den ein starker Abfall zu den Stadialen folgt, charakterisiert.

In Sedimentkern PS2646 ist ein markanter Anstieg der Gamma-Strahlung von dem tiefsten Kernpunkt bis zu einem Höchstwert bei 940 cm zu erkennen. Es ist also zu vermuten, daß sich hier die Grenze zwischen Isotopenstadium 5 und 6 befindet.

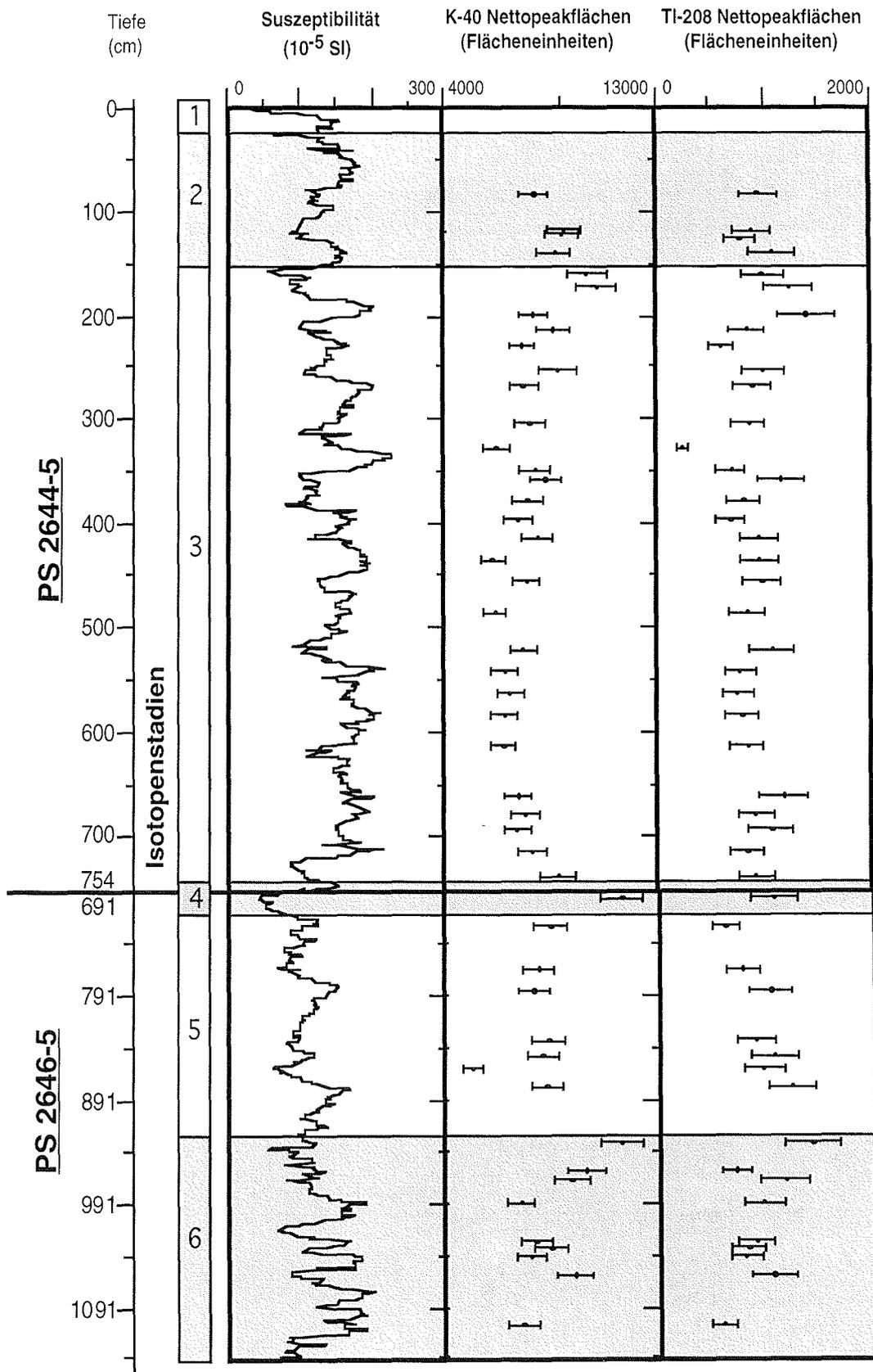


Abb. 25: Suszeptibilität, K-40 Nettopeakflächen und Tl-208 Nettopeakflächen aus den Sedimentkernen PS2644-5 und PS2646-5. Die Werte aus dem Kern PS2646-5 sind anhand dreier Messungen, die in beiden Kernen an stratigraphisch identischen Meßpunkten durchgeführt wurden, umgerechnet worden.

4.2. Trägersubstanz der natürlichen Gamma-Strahlung

In diesem Kapitel soll durch die Verknüpfung der unterschiedlichen Parameter analysiert und diskutiert werden, inwieweit sich die natürliche Gamma-Strahlung in den untersuchten Kernen durch das Vorkommen bestimmter Minerale erklären läßt. Den Tonmineralen kommt eine besondere Bedeutung zu, da einige Minerale hohe K-40-Gehalte aufweisen (vgl. Tab. 5). Tonminerale und ihre Anteile sind ein Anzeiger für terrigenes Material (CHAMLEY 1989). Ist ein Zusammenhang von natürlicher Gamma-Strahlung und bestimmten Tonmineralen herzustellen, so kann die natürliche Gamma-Strahlung als ein Signal für terrigenes Material angenommen werden.

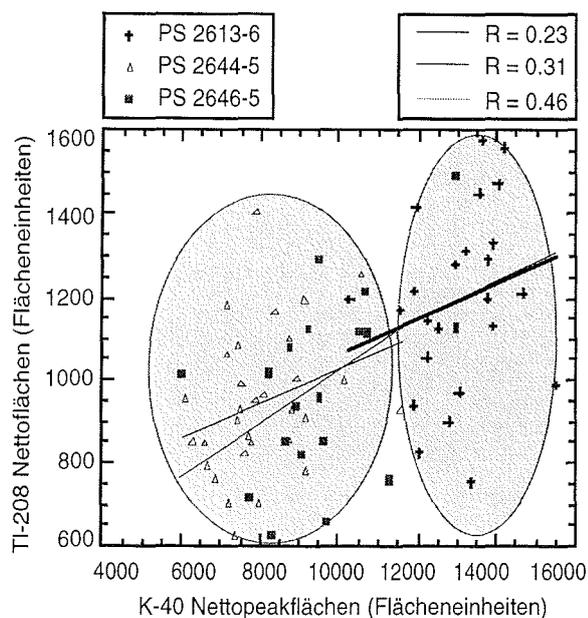


Abb. 26.: Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und TI-208 aus den Sedimentkernen PS2613-6; PS2644-5 und PS2646-5; R=Korrelationskoeffizient.

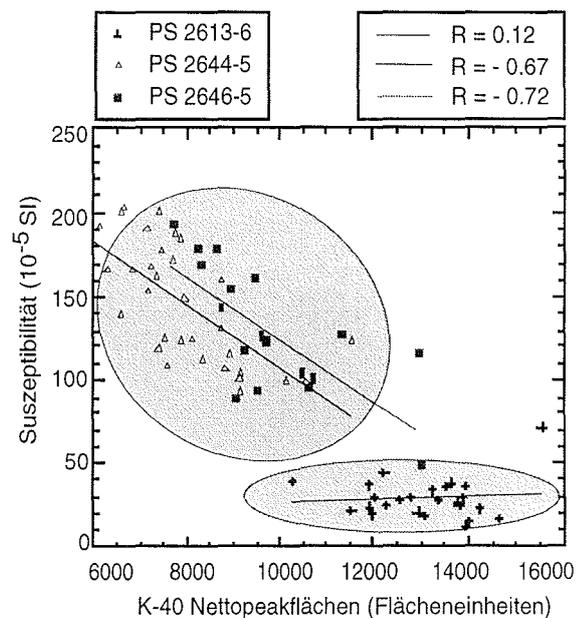


Abb.27.:Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 mit der magnetische Suszeptibilität der Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5; R=Korrelationskoeffizient.

Der Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von Kalium-40 und Thallium-208 (Abb. 26) zeigt für die drei Kerne Korrelationskoeffizienten unter 0,5, die damit eine sehr geringe Signifikanz haben. In den Kernen PS2644 und PS2646 liegen die Werte im gleichen Bereich, und auch die Regressionsgeraden verlaufen parallel. Die natürliche Gamma-Strahlung im Kern PS2613-6 ist dagegen deutlich höher.

Die große Streubreite und der damit verbundene niedrige Korrelationskoeffizient

haben vermutlich zwei Ursachen. Ein Grund ist sicherlich der hohe prozentuale Meßfehler für die Strahlung von TI-208, der bei 19,1 % liegt. Es liegt jedoch ebenfalls die Vermutung nahe, daß die natürliche Gamma-Strahlung von K-40 und TI-208 bereichsweise sowohl positiv als auch negativ korreliert. Diese Vermutung bestätigt sich in den Ergebnissen aus Sedimentkern PS2613-6, in dessen unterem Abschnitt eine Antikorrelation eindeutig zu konstatieren ist (vgl. Abb. 24).

Um eine Korrelation zwischen der natürlichen Gamma-Strahlung von Kalium-40 und der magnetischen Suszeptibilität in den drei Sedimentkernen (Abb. 27) durchführen zu können, mußte die magnetische Suszeptibilität gemittelt werden, da sie punktuelle Daten erfaßt. Die sieben Werte, die dem 3"-Durchmesser des Detektors zur Messung der natürlichen Gamma-Strahlung entsprechen, wurden mit einem gewichteten Filter gemittelt, um einen vergleichbaren "footprint" zugrunde zu legen.

Der Vergleich zeigt deutliche Unterschiede zwischen den beiden Kernen PS2644 und PS2646 und dem Kern PS2613. Für die beiden Ersten ergibt sich eine eindeutige negative Korrelation mit Koeffizienten von 0.67 bzw 0.72 (vgl. Abb. 27). Die Gamma-Strahlung ist im Vergleich zur Suszeptibilität relativ niedrig. Die natürliche Gamma-Strahlung entstammt also nicht dem Magnetit, der kein Kalium enthält, und anderen magnetischen Mineralen, die die Suszeptibilität steuern.

Im Sedimentkern PS2613 korrelieren Gamma-Strahlung und magnetische Suszeptibilität nicht. Die Gamma-Strahlung ist in Relation zur Suszeptibilität sehr hoch.

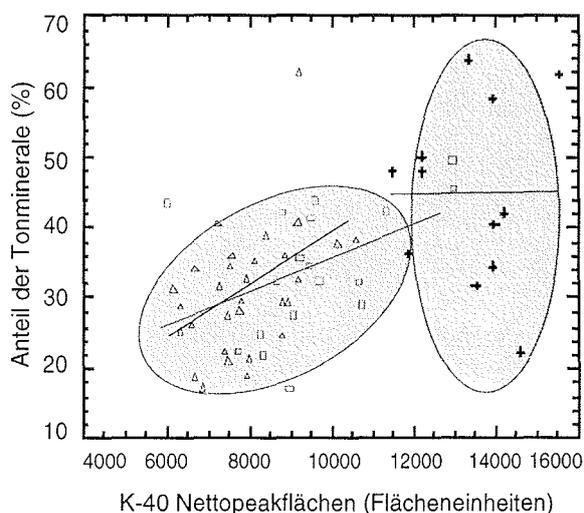


Abb. 28: Vergleich der Nettopeakflächen von K-40 und dem Anteil der Tonminerale in den Sedimentkernen PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5; R=Korrelationskoeffizienten.

+ PS 2613-5	— R = 0.006
Δ PS 2644-5	— R = 0.46
□ PS 2646-5	— R = 0.45

Ein Vergleich des Anteils der Tonminerale bezogen auf die Gesamtfraktion und der

natürlichen Gamma-Strahlung zeigt positive Korrelationskoeffizienten für die Kerne PS2644-5 und PS2646-5 (vgl. Abb. 27), die unter 0,5 liegen. Die Tonminerale erzeugen also einen Teil der natürlichen Gamma-Strahlung, sind aber nicht die alleinige Ursache. Die schlechte Korrelation kann auch durch andere Trägersubstanzen beeinflusst werden, die negativ mit den Tonmineralen korrelieren. Der prozentuale Anteil der Tonminerale korreliert im Kern PS2613 nicht mit den Nettopeakflächen von K-40. Hier ist der Strahlungsemitter in anderen Materialkomponenten zu suchen.

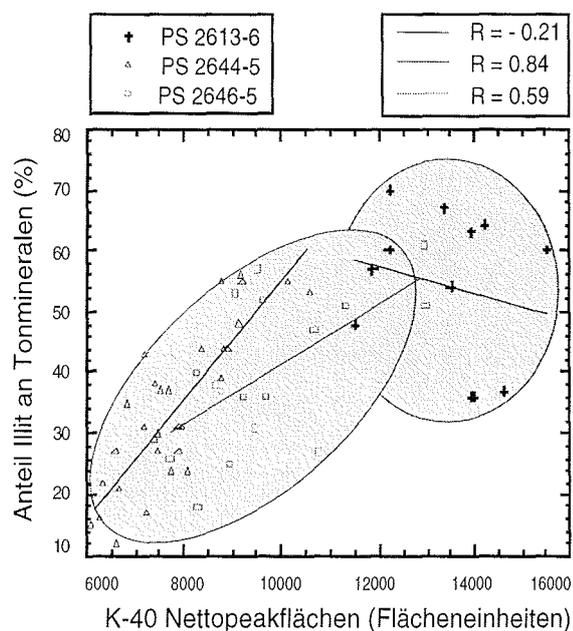


Abb. 29: Vergleich der Peaknettoflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und dem prozentualen Anteil von Illit, bezogen auf die Tonfraktion, in den Sedimentkernen PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5; R=Korrelationskoeffizient.

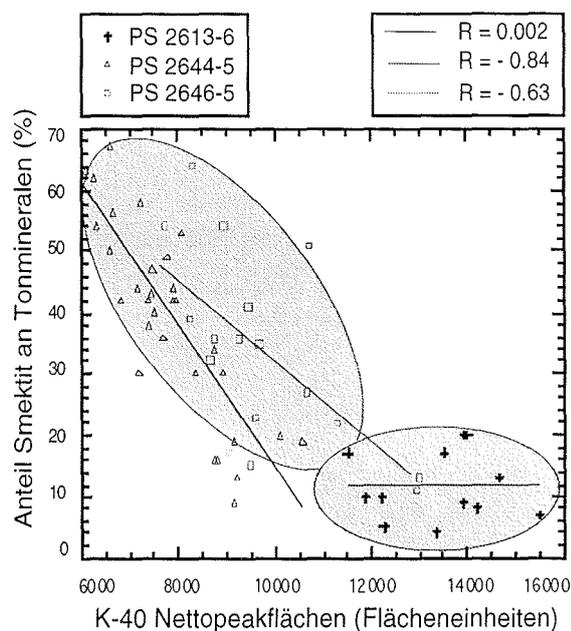


Abb. 30: Vergleich der Peaknettoflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und dem prozentualen Anteil von Smektit, bezogen auf die Tonfraktion, in den Sedimentkernen PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5; R=Korrelationskoeffizient.

Zur genaueren Eingrenzung der Strahlungserzeuger werden Vergleiche zwischen der natürlichen Gamma-Strahlung und den prozentualen Anteilen der Tonminerale Smektit und Illit vorgenommen (vgl. Abb. 29 und 30). Auch hier zeigen sich gute Korrelationskoeffizienten der Kerne 2644 und 2646. Im Kern 2613 ist keine Korrelation möglich.

Die Strahlung korreliert positiv mit dem Mineral Illit. Die Korrelation ist durch den erhöhten Kalium-Gehalt (siehe Tabelle 5) zu erklären. Eine negative Korrelation mit Smektit erklärt sich durch den niedrigen Kalium-Gehalt dieses Minerals. Die natürliche Gamma-Strahlung ist also an die Trägersubstanz Illit gebunden.

Mineral	Kalium-40 (Gewichts-%)	Thallium-208 (ppm)
Phyllosilikate (Tonminerale):		
Muskovit	7.9-9.7	6.0-22.0
Biotit	6.2-10.1	unbekannt
Kaolinit	0-1.49	unbekannt
Smectit	0-0.60	18.0-26.0
Illit	3.51-8.31	10.0-24.0
Chlorit	0	6.0-22.0
Feldspäte:		
Mikroklin	10.9-16	unbekannt
Orthoklas	11.8-14	unbekannt

Tab. 5: Kalium-40- und Thallium-208-Konzentration in ausgewählten Mineralen (aus ESLINGER & PEVEAR 1988, verändert).

Die K-40 Strahlung ist in PS2613 mit 13071 Flächeneinheiten wesentlich höher als bei PS2644 (7968 Flächeneinheiten) und PS2646 (9590 Flächeneinheiten). Die Strahlung ist also im Kern PS2613 um 3000 bis 4000 Flächeneinheiten höher. Ein Grund für diese Diskrepanz kann der generell höhere Tongehalt in der Gesamtprobe sein. Er liegt im PS2613 zwischen 95 und 98 %, wohingegen er in den Kernen PS2644 und PS2646 im Durchschnitt bei etwa 80 % liegt. Der Anteil an Illit innerhalb der Tonfraktion ist im PS2613 ebenfalls deutlich höher als bei PS2644/46. Er liegt bei 54 % (PS2613), während er mit 41% (PS2646) und 34 % (PS2644) an Dominanz abnimmt. Da die natürliche Gamma-Strahlung im Sedimentkern PS2613 jedoch nicht mit der Tonfraktion korreliert, kann für die höhere natürliche Gamma-Strahlung als Trägersubstanz ein erhöhter Anteil an Feldspäten, die Kalium-Gehalte von 10,9-16 Gewichts-% (Mikroklin) und 11,8-14 Gewichts-% (Orthoklas) aufweisen (siehe Tab. 5), vermutet werden.

Ein Vergleich der natürlichen Gamma-Strahlung mit ausgewählten Mineralen in der Siltfraktion (vgl. Abb. 31) zeigt eine positive Korrelation der Nettopeakflächen von K-40 und Plagioklasanteilen mit einem signifikantem Koeffizienten. Dieses Mineral enthält aber nur geringe Anteile an Kalium. Das Mineral Pyroxen korreliert negativ mit der natürlichen Gamma-Strahlung.

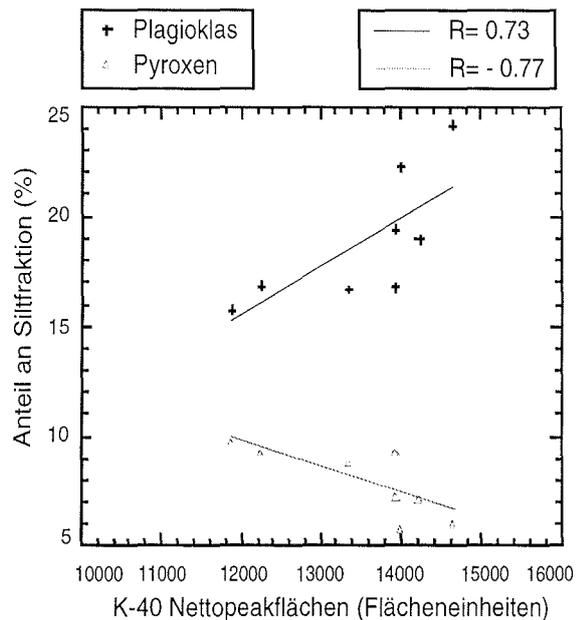


Abb. 31: Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von Kalium-40 und den prozentualen Anteilen von Pyroxen und Plagioklas, bezogen auf die Siltfraktion.

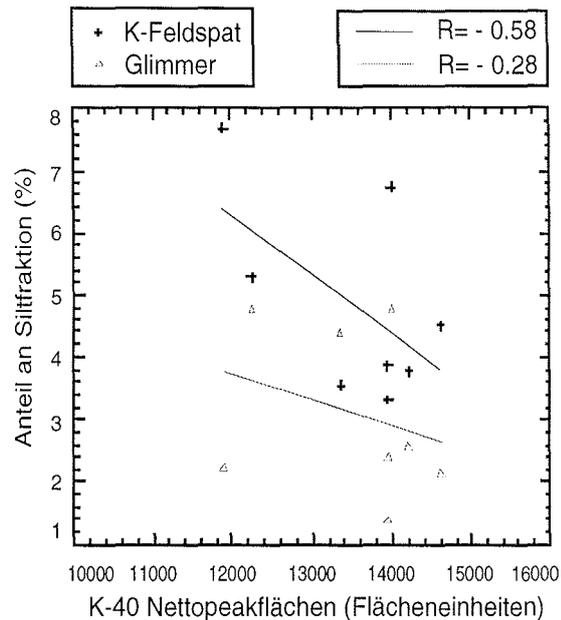


Abb. 32: Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von Kalium-40 und den prozentualen Anteilen von K-Feldspat und Glimmer, bezogen auf die Siltfraktion.

Entgegen den angestellten Vermutungen läßt sich die natürliche Gamma-Strahlung weder mit dem Kali-Feldspat-Anteil noch mit dem Anteil an Glimmer korrelieren. Beide Mineralgruppen haben hohe Gehalte an Kalium (vgl. Tab. 4).

Vulkanisches Glas konnte als Gamma-Strahlungsemitter aufgrund der Röntgen-diffraktogramme ausgeschlossen werden, da sich bei $10^\circ 2\theta$ kein breites, charakteristisches Maximum ausbildet (mdl. Mitt. DIEKMANN 1997). Als mögliche Strahlungsquelle kann noch Kalisalz in Betracht gezogen werden, das in den Poren eingeschlossen sein kann und bei der Aufbereitung zur Röntgendiffraktometrie ausgewaschen wird, so daß es mit diesem Verfahren nicht erfaßt werden kann.

Vermutlich ist eine Korrelation aufgrund der Überlagerung verschiedener, Gamma-Strahlung emittierender Materialien im Sediment nicht möglich.

4.3. Paläo-ozeanographische und -klimatische Interpretation

Die Interpretation der Ergebnisse liefert im Zusammenhang mit der bereits vorliegenden Stratigraphie Hinweise auf die Veränderung der paläo-ozeanographischen Situation in der Grönlandsee und der Dänemarkstraße während der letzten 380.000 Jahre.

4.3.1. Region 1 (PS2613-6)

Die Kurve der magnetischen Suszeptibilität des Kerns PS2613-6 zeigt vor allem in den Isotopenstadien 1-5 (Unit 3) einzelne sehr hohe, scharf begrenzte Peaks, die nicht mit der Stratigraphie zu korrelieren sind. Sie könnten an das Auftreten sehr dünner, basaltischer Aschelagen gebunden sein. Die Aschen entstammen vermutlich den vulkanischen Schloten, aus denen sich auch die Seamounts aufbauen. Diese Vermutung wird durch bereits vorliegende Untersuchungen an Sedimentkernen aus unmittelbarer Umgebung bestätigt (NOWACZYK & ANTONOW 1997). Bei diesen Untersuchungen konnten extreme Ausschläge der magnetischen Suszeptibilität mit schwarzen, basaltischen Aschelagen korreliert werden, die vulkanoklastischen Eruptionen des Mittelatlantischen Rücken entstammen. Bezüglich des Ablagerungsmechanismus ist nicht zu entscheiden, ob es sich bei den Aschelagen um (primäre) subaquatische pyroklastische Ströme ("subaqueous pyroclastic flows") handelt, oder ob diese zu einem späteren Zeitpunkt als subaquatische epiklastische Gravitationsströme ("subaqueous epiclastic mass flows") umgelagert wurden (ANTONOW 1995). In Unit 2 ist die vulkanische Aktivität vermutlich etwas schwächer. Die beiden Peaks in Unit 1 sind nicht mit vulkanischen Aktivitäten zu erklären, da in diesen Kerntiefen keine Aschelagen zu finden sind.

4.3.2. Region 2 (PS2644-5 und PS2646-5)

Der absolute Mittelwert der magnetischen Suszeptibilität der drei Sedimentkerne nimmt von Norden nach Süden zu. Dies wird an den Mittelwerten der mit dem Punktsensor gemessenen Suszeptibilität deutlich und es zeigt sich auch in den Spulenwerten. Die Werte erhöhen sich vom Sedimentkern PS2613-6 ($28 \cdot 10^{-5}$ SI) über PS2646-5 ($123,5 \cdot 10^{-5}$ SI) bis zum südlichsten Kern PS2644-5 ($146,1 \cdot 10^{-5}$ SI).

Die magnetische Suszeptibilität ist ein Indikator für terrigen eingetragenen Magnetit und andere ferromagnetische Minerale. Diese Vermutung wird bestätigt durch eine

Zunahme der Akkumulationsrate nach Süden (NIESSEN et al. 1996). Als Transportmechanismus scheidet Eisbergeintrag aus, da mit dem Irminger Strom keine Eisberge nach Norden geführt werden. Der Magnetit muß also in der Feinfraktion ($< 63 \mu\text{m}$) eingelagert und mit dem Irminger Strom transportiert worden sein. Als Quelle dieses Magnetits läßt sich aufgrund der signifikanten Zunahme des Mittelwertes der Suszeptibilität das Island-Archipel als submarines basaltisches Akkumulationsgebiet vermuten.

Der prozentuale Anteil von Smektit ist im Durchschnitt im Sedimentkern PS2613-6 deutlich geringer als in den Kernen PS2644-5 und PS2646-5. Es läßt sich also eine Smektit-Quelle südlich der Grönlandsee vermuten. Smektit kann u.a. als Verwitterungsprodukt aus vulkanischen Basalten entstehen. Island baut sich überwiegend aus vulkanischen Gesteinen auf. Nach einer Ausdehnung der Eischilde im späten Isotopenstadium 4 (FRONVAL & JANSEN 1997), kam es im Isotopenstadium 3 mit seinen schnellen Wechseln zwischen Stadien und Interstadien vermutlich zu einem zyklischen Anwachsen und Abschmelzen der Eiskappen, was zu einem erhöhten Abrieb der unterliegenden Gesteine führte. Diese physikalische Verwitterung erzeugt Smektit, der vom Island-Archipel eingetragen wird. In Sedimentkern PS2644-5 zeigt sich eine signifikante Abnahme der Smektit-Gehalte in den Isotopenstadien 2 und 4. In diesen Stadien war die Wirkung des Irminger Stroms (IC) also schwächer als in den Interstadien.

In den Kaltzeiten (Isotopenstadien 2 und 4) ist ein hoher Illit-Anteil festzustellen, während der Gehalt im Interglazial (Isotopenstadium 3) zurückgeht. Dieses Tonmineral wird aus Norden, vor allem aus dem Arktischen Ozean mit dem Ost Grönland Strom (EGC) eingetragen. Der hohe Illit-Anteil in den Kaltzeiten spricht für einen starken Einfluß des EGC, dessen Wirkung in den Warmzeiten durch einen starken Einfluß des Irminger Stroms eingedämmt wird.

In Sedimentkern PS2646-5 ist im Isotopenstadium 5 ein relativ niedriger Smektit-Gehalt und in Isotopenstadium 6 ein relativ hoher Smektit-Anteil zu beobachten. Diese Tatsache ist eine Trendumkehr zu den Isotopenstadien 2-4. Hier wiesen die Glaziale 2 und 4 relativ niedrige und das Interglazial (Isotopenstadium 3) relativ hohe Smektit-Werte auf. Es läßt sich folgern, daß grundlegende Änderungen im Strömungsmuster und in den Herkunftsgebieten vorlagen. Bestätigt wird diese Vermutung durch Sauerstoffisotopenuntersuchungen, die bei Vergleichen zwischen den Isotopenstadien 2 und 6 deutliche Unterschiede ergaben (MCMANUS et al. 1996). Ein Erklärungsversuch ist die starke Zyklizität (DANSGAARD-OESCHGER- und HEINRICH-Events) innerhalb der Isotopenstadien 2 bis 4. Diese

Variation hat möglicherweise zu dieser Trendumkehr geführt.

Die natürliche Gamma-Strahlung läßt sich neben den Tonmineralen als Anzeiger paläo-ozeanographischer Veränderungen heranziehen, wenn als Trägersubstanz ein bestimmtes Tonmineral, hier der Illit, lokalisiert worden ist. Eine erhöhte Gamma-Strahlung ist dann mit einem erhöhten Eintrag dieses bestimmten Tonminerals gleichzusetzen.

5. SCHLUSSFOLGERUNG

Die Messung der natürlichen Gamma-Strahlung ist eine zerstörungsfreie Meßmethode mit vertikaler Auflösung für Sedimentkerne im Auflösungsbereich von 10 cm. Die verwendete Meßanordnung erfordert einen großen Zeitrahmen um dichtgestaffelte Meßpunkte zu erfassen. Verbesserungen in der Detektortechnik und der Abschirmung der gesamten Meßapparatur würden diese Probleme minimieren. Die Meßapparatur im Feldlabor des Kontinentalen Tiefbohrprogrammes (KTB) mit drei NaJ-Szintillationsdetektoren und einer speziell gegossenen Bleiabschirmung (vgl. WIENAND et al. 1989) kann als Vorbild angesehen werden, da die Meßzeit nur 2 Stunden beträgt.

Die Messung der natürlichen Gamma-Strahlung ermöglicht in Sedimentkernen aus dem Europäischen Nordmeer eine Ergänzung tonmineralogischer Untersuchungen. Die Methode ist bei Optimierung der Meßzeit geeignet, die langwierige, und mit Ungenauigkeiten behaftete Probenaufbereitung zur röntgendiffraktometrischen Tonmineralanalyse, zu ergänzen, da Messungen des Gesamtsedimentes detailliertere Aussagen ermöglichen. Um den Faktor 10 niedrigere Meßzeiten erlauben neue Bismuth-Germanium-Oxide (BGO) Detektoren, die zwar eine schlechtere Energieauflösung aber eine sehr viel höhere Effizienz als die NaJ-Detektoren aufweisen (mdl. Mittl. BUECKER 1997).

Zum Vergleich mit bereits durchgeführten Messungen im Festgestein ist eine quantitative Eichung erforderlich, die an der verwendeten Meßapparatur aufgrund fehlender Eichpräparate nicht durchgeführt werden konnten.

Die natürlichen Gamma-Strahlung zeichnet sowohl kleine als auch große paläoklimatische Zyklen nach. Dadurch ist es möglich, bereits bestehende Stratigraphien zu ergänzen und zu verifizieren.

Ist die natürliche Gamma-Strahlung an ein bestimmtes Tonmineral, z.B. den Illit gebunden, so kann sie als Anzeiger für paläo-ozeanographische Veränderungen benutzt werden. Sind in einem Kern mehrere Strahlung emittierende Materialkomponenten vorhanden, so ist die Signifikanz der natürlichen Gamma-Strahlung stark eingeschränkt, da durch die Überlagerung aussagekräftige Trends verwischt werden.

Danksagung

Ich bedanke mich bei Dr. Frank Niessen (AWI) für die Anregung zu dieser Arbeit und die außergewöhnlich gute Betreuung vor Ort und von Bord der "Polarstern".

Ich bedanke mich bei Prof. Dr. J. Wohlenberg (RWTH-Aachen) für die Betreuung in Aachen, die kritische Durchsicht eines Vorentwurfs und sein Interesse am Fortgang der Arbeit.

Mein Dank gilt ebenso Dr. Christian Bücken (NLfB-GGA, Hannover), der mir stets durch Diskussionsbereitschaft und intensive Betreuung von Aachen und Hannover aus ein wichtiger Wegbegleiter war.

Prof. Dr. H. Miller (AWI) danke ich für die Bereitstellung eines optimalen Arbeitsplatzes sowie des zu bearbeitenden Probenmaterials.

Dr. Bernhard Diekmann gilt mein Dank für seine Hilfe bei der Auswertung der mineralogischen Röntgendiffraktogramme und für den Fortgang der Arbeit nützliche Literaturhinweise.

Dr. Michiel Rutgers van der Loeff und Heike Hölzgen danke ich für die Messungen mit dem Germanium-Detektor und ihre Hilfe bei der Auswertung.

Antje Voelker (SFB 313, Kiel) danke ich für die gute Zusammenarbeit und ihre Hilfsbereitschaft bei der Bereitstellung vorliegender Daten.

Ich danke meinen Mitdiplomanden Ingo Grafenauer, Ingo Kelz und Oliver Swientek für die gute Zusammenarbeit.

Der gesamten Arbeitsgruppe Arktis (Marion Behrends, Bettina Boucsein, Kirsten Fahl, Hans-Peter Kleiber, Jochen Knies, Ute Mann, Jens Matthiessen, Claudia Müller, Frank Schoster, Martina Siebold, Rüdiger Stein und Christoph Vogt) gilt mein Dank für zahlreiche kleine und grosse Tips.

Dank an Bettina Boucsein, Ute Mann, Jens Matthiessen, Claudia Müller und Christoph Vogt für ihr unermüdliches Korrekturlesen.

Für ihre Hilfe danke ich weiterhin Rita Fröhlking, Dr. Hannes Grobe, Silvia Janisch, Dr. Gerhard Kuhn, Helga Rhodes, Michael Seebeck, Dr. Rainer Sieger und allen Mitarbeitern des AWI, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

6. LITERATURVERZEICHNIS:

ANDERS, T.; SIMSTICH, J.; VÖLKER, A.; MATTHIESSEN, J.; STEIN, R. (1995): Marine Geological Investigations, Denmark Strait. - *In*: Hubberten, H.-W.: Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS "Polarstern" 1994 - Berichte zur Polarforschung **174**: 51-53.

ANDERSEN, B.G.; BORNS, H.W. (1994): The ice age world. - Scandinavian University Press, Oslo: 208 S.

ANTONOW, M. (1995): Sedimentationsmuster um den Vesteris Seamount (Zentrale Grönlandsee) in den letzten 250.000 Jahren. - Geomar Report **44**: 70.

ATTERBERG, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens. - Internationale Mitteilungen für Bodenkunde: 314 S.

BERNER, H.; WEFER, G. (1994): Clay-mineral flux in the Fram Strait and Norwegian Sea. - Marine Geology **116**: 327 - 345

Berichtsband 1994-95-96 (1996): Sonderforschungsbereich 313: Veränderungen der Umwelt: Der Nördliche Nordatlantik. - Berichte der Teilprojekte. Christian-Albrechts-Universität zu Kiel: 150 S.

BISCAYE, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and the adjacent seas and oceans. - Geological Society of American Bulletin, **77** (2): 803 - 832.

BLUM, P.; RABAUTE, A.; GAUDON, P.; ALLAN, J. (1997): Analysis of Natural Gamma Ray Spectra obtained from sediment cores with the shipboard scintillation detector of the Ocean Drilling Program: Example from LEG 156. - in preparation

BOND, G.C.; LOTTI, R. (1995): Iceberg discharges into the north atlantic on Millennial time scales during the last glaciation. - Science **267**: 1005-1010.

BÜCKER, C.; EIGNER, K.-H.; RAUCH, E.; WIENAND, J.; WOLTER, K. (1988): Gesteinsphysikalische Untersuchungen. - *In*: Emmermann, R.; Dietrich, H.-G.; Heinisch, M.; Wöhrl, T.: KTB Report **88-1**: D1-D42.

CHAMLEY, H. (1989): Clay Sedimentology. - Springer; Berlin: 623 S.

CHOUBERT, G.; FAURE-MURET, A. (1976): Atlas géologique du monde/Geological World Atlas. - Unesco; Paris: 22.

DANSGAARD, W.; JOHNSEN, S.J.; CLAUSEN, H.B.; DAHL-JENSEN, D.; GUNDESTRUP, N.S.; HAMMER, C.U.; HVIDBERG, C.S.; STEFFENSEN, J.P.; SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A.E., JOUZEL, J.; BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. - *Nature* **364**: 218-220.

DEARING, J. (1994): Environmental Magnetic Susceptibility - User Manual, Bartington, England: 104 S.

DIEKMANN, B.; PETSCHICK, R.; GINGELE, F.X.; FÜTTERER, D.K.; ABELMANN, A.; BRATHAUER, U.; GERSONDE, R.; MACKENSEN, A. (1996): Clay mineral fluctuations in Late Quaternary sediments of the Southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. - *In*: Wefer, G.: The South Atlantic: Present and Past Circulation. - Springer; Berlin: 621-644.

ELLIS, D.V. (1987): Well logging for earth scientists. - Elsevier; New York: 181-199.

ESLINGER, E.; PEVEAR, D. (1988): Clay Minerals for Petroleum Geologists and Engineers. - Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) Short Course Notes **22**; Tulsa, U.S.A.: 9-1 - 9-7.

FRONVAL, T.; JANSEN, E. (1997): Eemian and early Weichselian (140-60 ka) palaeoceanography and paleoclimate in the Nordic seas with comparison to Holocen conditions. - *Paleoceanography* **3**: 443-462.

GREHN, J. (1989): Metzler Physik. - J.B.Metzlersche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart: 576 S.

GRIP- (Greenland Ice-core Project) Members (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. - *Nature* **364**: 203-207

HEARST, J.R.; NELSON, P.H. (1985): Well logging for physical properties - McGraw-Hill; New York: 571 S.

HERING, E.; MARTIN, R.; STOHRER, M. (1995): Physik für Ingenieure. - VDI-Verlag; Düsseldorf: 743 S.

HOLLEMANN, A.F.; WIBERG, N. (1985): Lehrbuch der Anorganischen Chemie. - De Gruyter; Berlin: 1451 S.

HUBBERTEN, H.-W. (1995): Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS "Polarstern" 1994. - Berichte zur Polarforschung **174**: 122-182.

HUENGES, E.; BUECKER, C.; WOLTER, K.E.; WIENAND, J.; RAUEN, A.; LIPPMANN, E. (1989): Geophysics; Natural Gamma Radiation. - *In*: Emmermann, R.; Dietrich, H.-G.; Heinisch, M.; Wöhrl, T.: KTB Report 89-2: D5-D17.

HUGHES, T. (1996): Can Ice Sheets trigger abrupt climatic change? - *Artic and Alpine Research* **4**: 448-465.

MATTHES, S. (1987): Mineralogie. - Springer; Berlin: 444 S.

MCMANUS, J.F.; MAJOR, C.O.; FLOWER, B.P.; FRONVAL, T. (1996): Variability in sea-surface conditions in the north atlantic-Arctic gateways during the last 140,000 years. - *In*: Thiede, J.; Myhre, A.M.; Firth, J.V.; Johnson, G.L.; Ruddiman, W.F.: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results **151**: 437-443.

MILANKOVITCH, M. (1930): Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. - *In*: Köppen, W.; Geiger, R.: Handbuch der Klimatologie, I(A): 1-176.

MONK, J.; SCHREYER, C.; SEITZ, R. (1995): Bathymetrical Surveying using the Hydrosweep System. - *In*: Hubberten, H.-W.: Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS "Polarstern" 1994. - Berichte zur Polarforschung **174**: 83-88.

NIESSEN, F.; GROBE, H.; KIPFSTUHL, J.; VOELKER, A.H.L. (1996): High resolution records of sediment-physical properties from the Iceland sea: Implications for rapid ocean variability between 10 and 85 ka BP. - *In*: Jackman, C.H.: Solar energetic particle effects on stratospheric constituents. - EOS Trans. AGU, **77**(46), Fall Meet.Suppl., F453.

NOWACZYK, N.R.; ANTONOW, M. (1997): High-resolution Magnetostratigraphy of four Sediment Cores from the Greenland Sea I - Identification of the Mono Lake excursion, Laschamp and Biwa I / Jamaica geomagnetic polarity events. - *Geophysical Journal International*, in press.

PETSCHICK, R.; KUHN, G.; GINGELE, F. (1996): Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport and relation to oceanography. - *Marine Geology* **130**: 203-229.

RASMUSSEN, T.L.; THOMSEN, E.; LABEYRIE, L.; WEERING, T.C.E. van (1996): Rapid changes in surface and deep water conditions at the Faeroe Margin during the last 58.000 years. - *Palaeoceanography* **6**: 757-771.

RAUEN, A.; HUENGES, E.; BUECKER, C.; WOLTER, K.E.; WIENAND, J. (1990): Geophysik, Natürliche Radioaktivität der Bohrkerne. - *In*: Emmermann, R.; Dietrich, H.-G.; Lauterjung, J.; Woehrl, T.: KTB Report 90-2: D-1 - D-22.

REIDT, J.L.; LYNN, R.J. (1971): On the Influence of the Norwegian-Greenland Sea and Wedell Sea upon the bottom waters of the Indian and the Pacific Ocean. - *Deep Sea Research* **21**: 175-184.

RIDER, M. (1996): *The Geological Interpretations of Well Logs*. - Whittles, England: 67-90.

SCHÄFER, P.; THIEDE, J.; GERLACH, S.; GRAF, G.; ZEITZSCHEL, B. (1995): Global environmental change: the northern North Atlantic. - *Geologische Rundschau* **84**: 3-10.

SEIBOLD, E.; BERGER, W.H. (1982): *The sea floor*. - Springer; Berlin: 280 S.

SERRA, O. (1984): Fundamentals of well-log interpretation. 1. The acquisition of logging data. - *Developments in Petroleum Science*, 15A. Elsevier, Amsterdam: 423 S.

SWIFT, J. (1986): *The Arctic Waters*. - *In*: Hurdle, B.G.: *The Nordic seas*, Springer, New York, 129-151.

THIEDE, J.; MYHRE A.M. (1996): Introduction to the North-Atlantik-Arctic Gateways: Plate tectonic-paleoceanographic history and significance. - *In*: Thiede, J.; Myhre, A.M.; Firth, J.V.; Johnson, G.L.; Ruddiman, W.F.: *Proceedings of the Ocean Drilling Program*. - *Scientific Results*, **151**: 3-15.

VOELKER, A.H.L. (1996): Meltwater Spikes in the NE Denmark Strait Match GISP2 Record of climatic Change over the last 80 ky. - *In*: Jackman, C.H.: Solar energetic particle effects on stratospheric constituents. - EOS Trans. AGU, **77**(46), Fall Meet.Suppl., F453.

VOELKER, A.; ANDERS, T.; SIMSTICH, T.; MATTHIESSEN, J.; STEIN, R. (1995): Marine Geological Investigation, Greenland sea. - *In*: Hubberten, H.-W.: Die Expedition ARKTIS-X/2 mit FS "Polarstern" 1994. - Berichte zur Polarforschung **174**: 47-49.

VOGT, P.R. (1986): Seafloor topography, sediments, and palaeoenvironments. - *In*: Hurdle, B.G. : The Nordic seas. - Springer; New York: 237-386.

WEAVER, M.; SCHULTHEISS, P.J. (1990): Current Methods for Obtaining, Logging and Splitting Marine Sediment Cores. - Marine Geophysical Researches **12**: 85-100.

WEBER, M.E.; NIESSEN, F.; KUHN, G.; WIEDICKE, M. (1997): Calibration and application of marine sedimentary physical properties using a multi-sensor core logger. - Marine Geology **136**: 151-172.

WIENAND, J.; RAUEN, A.; HUENGES, E.; BUECKER, C.; WOLTER, K.E. (1989): Geophysik, Natürliche Radioaktivität. - *In*: Emmermann, R.; Dietrich, H.-G.; Lauterjung, J.; Woehrl, T.: KTB Report 89-5: D-10 - D-17.

7.ANHANG**7.1. Rohdaten****7.1.1. Prozentuale Korngrößenanteile**

Kernnummer	Teufe/Probe	Sand(%)	Silt(%)	Ton(%)
PS 2613-6	0 cm	4	46	50
	028 cm	18	45	37
	122 cm	11	40	49
	133 cm	14	35	51
	224 cm	35	42	23
	231 cm	6	29	65
	257 cm	17	33	51
	308 cm	9	48	44
	401 cm	1	39	60
	447 cm	12	46	41
	465 cm	7	41	32
	500 cm	12	52	35
	558 cm	0	37	63
PS 2644-5	084 cm	4	55	41
	121 cm	19	43	38
	125 cm	22	13	65
	143 cm	9	60	31
	163 cm	6	53	41
	173 cm	10	49	42
	201 cm	25	50	25
	217 cm	12	56	32
	230 cm	14	59	27
	255 cm	14	54	32
	271 cm	4	66	30
	305 cm	15	52	33
	329 cm	8	58	34
	350 cm	18	53	29
	359 cm	7	50	43
	397 cm	2	58	40
	415 cm	9	51	40
	436 cm	5	56	39
	457 cm	8	53	40
	487 cm	5	59	36
	524 cm	10	54	36
	543 cm	2	58	30
	565 cm	20	56	23
	587 cm	9	50	42
	615 cm	16	51	33
	663 cm	* / *	* / *	* / *
	681 cm	4	54	42
697 cm	2	55	43	
717 cm	8	56	36	
740 cm	18	44	38	
757 cm	7	51	42	

7.Anhang

Kernnummer	Teufe/Probe	Sand(%)	Silt(%)	Ton(%)
PS 2646-5	699 cm	13	40	47
	724 cm	7	58	35
	768 cm	7	61	32
	789 cm	4	49	47
	835 cm	3	54	44
	849 cm	3	58	40
	862 cm	3	52	45
	881 cm	6	57	37
	935 cm	5	43	52
	962 cm	6	51	44
	971 cm	12	54	35
	992 cm	1	70	29
	1028 cm	2	78	20
	1035 cm	1	52	47
	1044 cm	4	60	36
	1063 cm	6	63	31
1079 cm	2	71	27	
1111 cm	3	71	26	

7.1.2. Prozentuale Tonmineralanteile

Kern	Tiefe (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Kaolinit (%)	Ton-Min. (%)
PS2613-6	28	10	57	17	16	97
	122	17	48	16	19	98
	133	10	60	14	16	97
	224	13	37	23	27	98
	231	4	67	14	15	98
	257	5	70	12	14	95
	308	8	64	16	13	97
	401	9	63	14	14	98
	447	20	36	17	27	98
	465	17	54	14	15	98
	500	20	36	15	29	98
	558	7	60	17	16	98
	PS2644-5	84	44	31	12	14
121		13	55	15	17	86
125		9	56	16	20	96
143		16	55	14	15	79
163		20	55	13	12	92
173		19	53	15	13	92
201		42	27	17	14	75
217		34	39	14	13	91
230		42	29	16	13	82
255		30	44	15	12	92
271		43	30	15	12	70
305		36	37	15	13	86
329		54	22	14	10	74
350		42	31	15	12	74
359		30	44	8	17	90
397		58	17	14	11	79
415		53	24	13	11	88
436		63	15	11	11	81
457		40	37	12	11	91
487		62	16	14	8	81
524		38	38	12	11	76
543		67	12	20	0	63
565		42	35	12	12	74
587		56	21	14	10	82
615		50	27	14	10	78
663	44	31	13	11	86	
681	47	27	17	10	83	
697	30	43	18	9	95	
717	49	24	13	14	83	
740	16	44	17	24	96	
757	19	48	15	17	96	

7.Anhang

Kern	Tiefe (cm)	Smektit (%)	Illit (%)	Chlorit (%)	Kaolinit (%)	Ton-Min. (%)
PS2646-5	699	13	51	16	19	98
	724	35	36	13	16	92
	768	17	53	13	17	86
	789	36	37	13	14	90
	835	15	57	15	14	95
	849	36	36	15	13	91
	862	19	53	15	13	96
	881	41	31	15	14	94
	935	11	61	15	13	96
	962	22	51	15	12	97
	971	27	47	15	11	93
	992	39	40	11	10	86
	1028	54	25	12	9	86
	1035	23	52	14	11	94
	1044	32	38	10	20	90
	1063	51	27	12	9	94
	1079	54	26	11	10	83
1111	64	18	9	9	84	

7.2. Kernbeschreibung

Legende:

Lithology

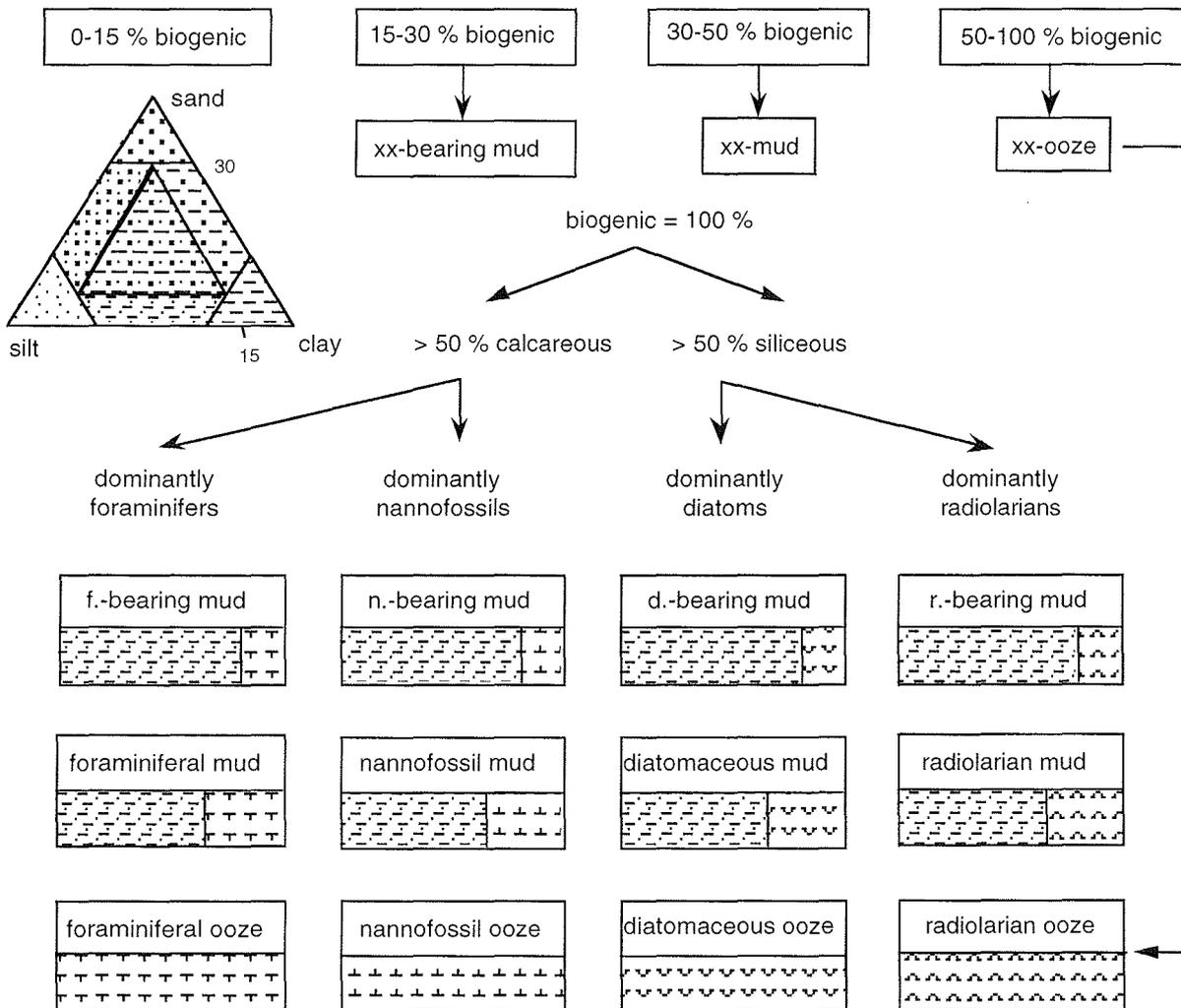
-  sand
-  sandy silt
-  sandy clay
-  sandy mud
-  silt
-  mud
-  clay
-  diamicton

-  foraminiferal ooze
-  nannofossil ooze
-  diatomaceous ooze
-  radiolarian ooze
-  volcanic ash
-  chert / porcellanite
-  pebbles, dropstones
-  sediment clasts

Structure

-  bioturbation
-  stratification
-  lamination
-  coarsening upward sequence
-  fining upwards sequence
-  sharp boundary
-  gradational boundary
-  transition zone

Nomenclature



PS2613-6 (SL)

Greenland Sea

ARK X/2

Recovery: 5.75 m

74° 10.54' N, 00° 28.73' W

Water depth: 3259 m

	Lithology	Texture	Color	Description	Age
0			10YR 5/3	0-22 cm: Nannofossil-bearing silty clay, brown (10YR 5/3).	
			2.5Y 4/3	22- 27 cm: Silty clay, olive brown (2.5 Y 4/3); gray lenses/spots at 23 cm.	
			10YR 5/3	27- 47 cm: Silty clay, brown (10YR 5/3). Dark gray (2.5Y 4/0) layer with some mudclasts and small wood/coal fragment at 38 cm.	
			10YR 4/3	47-98 cm: Silty clay, regular alternations in color between dark brown (10YR 4/3) and brown (10YR 5/3) on a 3-6 cm scale. Gray (2.5Y 5/0) layer at 47 cm; gray lenses and spots at 50, 55, and 81 cm.	
			10YR 5/3		
1			10YR 4/3	98-198 cm: Silty clay, brown (10YR 4/3). Dark gray (10YR 4/1) to gray (2.5Y 5/1) layers of quartz silt at 98-100, 127, 129, and 151 cm. Dark gray lenses/mud clasts at 100, 125-127, and 130 cm. Dropstone (black laminated siltstone, Ø 1.5 cm) at 105 cm.	
			10YR 4/3	198-287 cm: Silty clay, brown (10YR 4/3), alternating with dark grayish brown (2.5Y 4/2) to olive brown (2.5Y 4/3) silty clay. Clay, grayish brown (2.5Y 5/2) at 226-233 cm. Dark gray (2.5Y 3/1) layer at 210 and 233 cm. Dropstones at 203 cm (dark gray sandstone, Ø 1 cm) and 235 cm (white chalk, Ø 0.5 cm); black mudclast at 251 cm; sand lense (quartz sand, Ø 1.5 cm) at 249-250 cm.	
2			10YR 4/3	287-433 cm: Silty clay, brown (10YR 4/3) to olive brown (2.5Y4/3), dark grayish brown (2.5Y 4/2), reddish brown (2.5YR 4/4), and olive gray (2.5Y 5/3). Dark gray to black spots (mottling) at 308-325 cm; reddish brown (2.5YR 4/4) layer at 360-361; dark gray (2.5Y 4/0) to dark olive sandy mud at 375.5-377.5 cm; dark gray horizon at 415-417 cm. Dropstones at 359 cm (granite, Ø 2.5 cm), 365 cm (quartzite, Ø 2 cm), 369 cm (quartzite, Ø 1.5 cm), 371 cm (dark gray basalt ?, Ø 1 cm), and 416-417 cm (dark siltstone, Ø 2.5 cm).	
			2.5Y 4/2	433-451 cm: Sandy silty clay with common dark lenses and mudclasts (diamicton ?), dark grayish brown (2.5Y 4/4) and olive brown (2.5Y 4/3) to dark gray (2.5Y 4/0). Large dropstone (lydite, Ø 8 cm) at 413-436 cm.	
			10YR 4/3		
			2.5Y 4/3	451-500 cm: Silty clay, brown (10YR 4/3) to olive brown (2.5Y 4/2), reddish brown (2.5YR 4/4), and olive (5Y 4/3). Dark gray (2.5Y 4/0) layers and horizons at 453-454, 456-457, 460-461, 466-468, 475-476, 478-479, and 490 cm. Dropstone at 469 cm (black siltstone, Ø 0.5 cm).	
			10YR 4/3		
3			10YR 4/3 to 2.5Y 4/3	Bioturbation at 22-34 cm, 210-225 cm, 240-245 cm, 255-280 cm, 290-335 cm, 400-415 cm, 472-477 cm, and 485-495 cm.	
			2.5Y 4/2		
			10YR 4/3		
		2.5YR 4/4			
4		2.5Y 5/3			
		2.5Y 4/2			
		2.5Y 4/0			
		2.5YR 4/4			
		10YR 4/3			
5		5Y 4/3			

PS2613-6 (SL)

Depth in core (m)	Lithology	Texture	Color	Description	Age
5			5Y 4/2 5Y 3/2 5Y 4/3 5Y 4/2 5Y 3/2 5Y 4/3	500-512 cm: Silty clay, olive (5Y 4/2) to dark olive gray (5Y 3/2) silty clay with dark gray lenses and mud clasts (diamicton ?). 512-526 cm: Alternation of olive (5Y 4/3) and dark olive gray (5Y 3/2) intervals (1-2 cm in thickness) of silty clay and sandy mud. 526-575 cm: Silty clay, olive (5Y4/3), olive gray (5Y 4/2), and dark olive gray (5Y 3/2). Dropstones at 527-529 cm (black clay/siltstone, Ø 3.5 cm) and 548 cm (black sandstone, Ø 1 cm).	
6					
7					
8					
9					
10					

PS2644-5 (SL)

Recovery: 9.18 m

Island Sea

67° 52.02' N, 21° 45.92' W

ARK X/2

Water depth: 778 m

	Lithology	Texture	Color	Description	Age
Depth in core (m)	* * * * * * * * * * * * * * * * * *		10YR 4/3	0 - 5 cm:	Quaternary
			2.5Y 4/2	Sand-bearing silty clay, dark brown (10YR 4/3).	
				5 - 7 cm:	
				Clayey silt, olive gray (5Y 5/2); large burrow.	
				7 - 16 cm:	
				Silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2), stiff.	
			5Y 3/1 to 5Y 3/2	16 - 18 cm:	
				Silty clay, dark gray (5Y 4/1).	
				18 - 118 cm:	
				Silty clay, very dark gray (5Y 3/1) to dark olive gray (5Y 3/2), homogeneous; occasional occurrence of small dropstones and mudclasts throughout;	
				19-35 cm stiff.	
				118 - 152 cm:	
				Silty clay, dark olive gray (5Y 3/2).	
			5Y 3/2	152 - 166 cm:	
				Silty clay, dark gray (5Y 4/1), strongly mottled/bioturbated (olive, 5Y 5/3, lenses); dropstone (Ø 3 cm) at 157-159 cm.	
			5Y 4/1	166 - 180 cm:	
				Silty clay, dark brown (10YR 4/3), small dropstones.	
			10YR 4/3	180 - 190 cm:	
		Silt-bearing clay, olive (5Y 5/3) to olive gray (5Y 4/2).			
	5Y 5/3	190 - 465 cm:			
		Silty clay, alternation of very dark gray (5Y 3/1) intervals with small mudclasts and dark olive gray (5Y 3/2) mottled/bioturbated intervals with traces of foraminifers and nannofossils. Dark gray (5Y 4/1) bioturbated silty clay with trace amounts of foraminifers and nannofossils at 350-360 cm. Stiff interval at 389-395 cm. Dropstone (Ø 1.5 cm) at 490 cm.			
	5Y 3/1				
	5Y 3/2				
	5Y 3/1				
	5Y 3/2				
	5Y 3/1				
	5Y 3/2				
	5Y 4/1				
	5Y 3/2				
	5Y 3/1				
	5Y 3/2				
	5Y 3/1				
	5Y 3/2				
	5Y 3/1				
	5Y 3/2				
	5Y 3/1				

PS2644-5(SL)

	Lithology	Texture	Color	Description	Age				
5 6 7 8 9 10			5Y 3/1	465 - 673 cm: Silty clay, very dark gray (5Y 3/1), with small mudclasts at 550-560, 575-600, and 660-672 cm and black lenses at 518-520 cm.	Quaternary				
				673 - 718 cm: Silty clay, very dark gray (5Y 3/1) to dark olive gray (5Y 3/2), mottled/bioturbated in the lower part.					
				718 - 745 cm: Silty clay, very dark gray (5Y 3/1), small mudclasts at 737-743 cm.					
				745 - 767 cm: Silty clay, dark gray (5Y 4/1), mottled/bioturbated in the lower part.					
				767 - 784 cm: Silty clay, dark grayish brown (10YR 4/2), strongly mottled/bioturbated.					
				784 - 818 cm: Silty clay, very dark grayish brown (2.5Y 3/2) to dark olive gray (5Y 3/2), brown mottling in the upper part.					
				818 - 834 cm: Silty clay, dark olive gray (5Y 3/2).					
				834 - 846 cm: Silty clay, very dark gray (5Y 3/1), stiff, mudclasts and black lenses.					
				846 - 878 cm: Silty clay, olive gray (5Y 4/2); dropstone (Ø 3 cm) at 857-859 cm.					
				878 - 918 cm: Silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2), slightly mottled/bioturbated.					
							5Y 3/1 to 5Y 3/2		
							5Y 3/1		
		5Y 4/1							
		10YR 4/2							
		2.5Y 3/2 to 5Y 3/2							
		5Y 3/2							
		5Y 3/1							
		5Y 4/2							
		2.5Y 4/2							

PS2646-5 (SL)

	Lithology	Texture Color	Description	Age	
5 6 7 8 9 10			664 - 692 cm: Silty clay, dark olive gray (5Y 3/2) to dark gray (5Y 4/1), mottled/bioturbated in the lower part; dropstone at 670-671cm.	Quaternary	
		5Y 3/1	692 - 770 cm: Alternation of silt-bearing clay to silty clay, olive brown (2.5Y 4/3), and silty clay, dark olive gray (5Y 3/2), mottled/bioturbated; dropstone at 720 cm.		
			770 - 805 cm: Silty clay, olive gray (5Y 4/2), bioturbated.		
		5Y 3/2	805 - 842 cm: Silty clay, dark grayish brown (2.5Y 4/2) strongly bioturbated.		
			842 - 847 cm: Silty clay, brown (10YR 4/3), strongly bioturbated.		
		5Y 3/1	847 - 879 cm: Silty clay, dark gray (5Y 4/1) to gray (5Y 5/1), bioturbated.		
			879 - 909 cm: Silty clay, brown (10YR 4/3), strongly bioturbated.		
		5Y 3/2	909 - 923 cm: Silty clay, dark gray (5Y 4/1) to dark olive gray (5Y 3/2), bioturbated.		
		5Y 3/1	923 - 1156 cm: Alternation of very dark gray (5Y 3/1) and dark olive gray (5Y 3/2) silty clay, partly bioturbated; silty clay, gray (5Y 4/1) to olive gray (5Y 4/2) at 1009-1018 and 1066-1074 cm; dropstone at 1092-1093 cm.		
		5Y 3/2 to 5Y 4/1			
			2.5Y 4/3		
			5Y 3/2		
			2.5Y 4/3		
			5Y 3/2		
			2.5Y 4/3		
			5Y 3/2		
			5Y 4/2		
			2.5Y 4/2		
			10YR 4/3		
			5Y 4/1		
	5Y 5/1				
	10YR 4/3				
	5Y 4/1-5Y 3/2				
	5Y 3/1				
	5Y 3/2				
	5Y 3/1				

PS2646-5 (SL)

Depth in core (m)	Lithology	Texture	Color	Description	Age
10			5Y 3/2	923 - 1156 cm: Alternation of very dark gray (5Y 3/1) and dark olive gray (5Y 3/2) silty clay, partly bioturbated; silty clay, gray (5Y 4/1) to olive gray (5Y 4/2) at 1009-1018 and 1066-1074 cm; dropstone at 1092-1093 cm.	Quaternary
			5Y 4/2		
			5Y 3/2		
			5Y 3/1		
			5Y 3/2		
			5Y 3/1		
			5Y 4/1		
11			5Y 3/1		
			5Y 3/2		
			5Y 3/2		
12					
13					
14					
15					

7.3. Abbildungsverzeichnis

Abb. 1:	Bathymetrische Karte des Europäischen Nordmeeres mit den Positionen der bearbeiteten Sedimentkerne und den zugehörigen geographischen Regionen.	S. 11
Abb. 2:	Bathymetrische Karte des Meeresbodens in der Grönlandsee (Wassertiefe 3259 m) mit der Kernstation PS2613-6 (74°10.54'N, 00°28.73'W) (aus Monk et al. 1995).	S. 13
Abb. 3:	Rezente Oberflächenwasserzirkulation im Europäischen Nordmeer (nach SWIFT 1986).	S. 15
Abb. 4:	Physiographie und tektonische Struktur des Europäischen Nordmeeres (aus SCHÄFER et al. 1995).	S. 17
Abb. 5:	Magnetische Suszeptibilität und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit marinen Sauerstoffisotopenstadien des Sedimentkerns PS2613-6.	S. 20
Abb. 6:	Magnetische Suszeptibilität und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit marinen Sauerstoffisotopenstadien, Interstadialen und HEINRICH-Events des Sedimentkerns PS2644-5.	S. 22
Abb. 7:	Magnetische Suszeptibilität und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit marinen Sauerstoffisotopenstadien und Interstadialen des Sedimentkerns PS2646-5.	S. 24
Abb. 8:	Isotope der U-238-, Th-232- und K-40-Zerfallsreihen mit ausgewählten Gamma-Emissionen (aus HEARST & NELSON 1985, verändert).	S. 28
Abb. 9:	Aufgezeichnetes Spektrum der natürlichen Gamma-Strahlung im Sedimentkern PS2613-6 in einer Kerntiefe von 122 cm.	S. 29
Abb. 10:	Physikalische Vorgänge bei der Messung der natürlichen Gamma-Strahlung in einem NaJ-Szintillationsdetektor (aus GREHN 1989).	S. 30
Abb. 11:	Anordnung zur Messung der natürlichen Gamma-Strahlung.	S. 31
Abb. 12:	Schematischer Aufbau der Apparatur zur Messung der natürlichen Gamma-Strahlung.	S. 34
Abb. 13:	Schematischer Aufbau des Germanium-Low-Level-Detektor.	S. 36
Abb. 14:	Punktsensor zur Messung der magnetischen Suszeptibilität, auf einem Sedimentkern aufliegend.	S. 39

Abb. 15:	Röntgendiffraktogramm eines Vakuumpräparates aus dem Sedimentkern PS2613-6 (Tiefe 122 cm).	S. 41
Abb. 16:	Vergleich der Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit Spule und Punktsensor am Sedimentkern PS2613-6 mit bereits ermittelten Isotopenstadien.	S. 44
Abb. 17:	Prozentuale Anteile der Tonminerale Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit an der Korngrößenfraktion $< 2\mu\text{m}$ (PS2613-6).	S. 46
Abb. 18:	Vergleich der Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit Spule und Punktsensor am Sedimentkern PS2644-5.	S. 49
Abb. 19:	Suszeptibilität, K-40 Nettopeakflächen und TI-208 Nettopeakflächen in Sedimentkern PS2644-5 mit marinen Isotopenstadien.	S. 51
Abb. 20:	Prozentuale Anteile der Tonminerale Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit bezogen auf die Korngrößenfraktion $< 2\mu\text{m}$ mit marinen Isotopenstadien (PS2644-5).	S. 55
Abb. 21:	Vergleich der Messungen der magnetischen Suszeptibilität mit Spule und Punktsensor am Sedimentkern PS2646-5.	S. 57
Abb. 22:	Suszeptibilität, K-40 Nettopeakflächen und TI-208 Nettopeakflächen in Sedimentkern PS2646-5.	S. 58
Abb. 23:	Prozentuale Anteile der Tonminerale Smektit, Illit, Chlorit und Kaolinit an der Fraktion $< 2\mu\text{m}$ (Sedimentkern PS2644-5).	S. 60
Abb. 24:	Suszeptibilität, K-40 Nettopeakflächen, TI-208 Nettopeakflächen und marine Isotopenstadien des Sedimentkerns PS2613-6.	S. 62
Abb. 25:	Suszeptibilität, K-40 Nettopeakflächen, TI-208 Nettopeakflächen und marine Isotopenstadien der Sedimentkerne PS2644-5 und PS2646-5.	S. 64
Abb. 26:	Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und TI-208 aus den Sedimentkernen PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5.	S. 65
Abb. 27:	Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und der magnetischen Suszeptibilität der Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5.	S. 65
Abb. 28:	Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und dem Anteil der Tonminerale in der Gesamtfraktion der Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5.	S. 66

Abb. 29:	Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und dem prozentualen Anteil von Illit, bezogen auf die Tonfraktion, der Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5.	S. 67
Abb. 30:	Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und dem prozentualen Anteil von Smektit, bezogen auf die Tonfraktion, der Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5.	S. 67
Abb. 31:	Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und den Anteilen von Pyroxen und Plagioklas in der Fraktion 2-63 μm der Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5.	S. 69
Abb. 32:	Vergleich der Nettopeakflächen der natürlichen Gamma-Strahlung von K-40 und den Anteilen von K-Feldspat und Glimmer in der Fraktion 2-63 μm der Sedimentkerne PS2613-6, PS2644-5 und PS2646-5.	S. 69

7.4. Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1:	Kernnummer, Gerätbezeichnung, geographische Position, Wassertiefe und Kernlänge der untersuchten Sedimentkerne.	S. 25
Tab. 2:	Prozentuale Anteile ausgewählter Minerale in der Siltfraktion (PS2613-6).	S. 47
Tab. 3:	Meßergebnisse der natürlichen Gamma-Strahlung an drei Einzelproben des Sedimentkerns PS2644-5 mit dem Ge-Detektor.	S. 53
Tab. 4:	Vergleich der Nettopeakflächen von K-40 aus den Ge-Detektor- und den NaJ-Detektor-Messungen (Sedimentkern PS2644-5).	S. 54
Tab. 5:	Kalium-40- und Thallium-208-Konzentrationen in ausgewählten Mineralen (aus ESLINGER & PEVEAR 1988, verändert).	S. 68
Tab. 6:	Prozentuale Korngrößenanteile.	S. 80
Tab. 7:	Prozentuale Tonmineralanteile.	S. 82