

**Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der  
Maudkuppe (Nordöstliches Weddellmeer)**

**Sedimentology and Palaeomagnetism of sediments from  
Maud Rise (Northeast Weddell Sea)**

---

Dieter Cordes

Ber. Polarforsch. 71 (1990)  
ISSN 0176-5027

**Dieter Cordes**

Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung  
Columbusstraße; 2850 Bremerhaven; Bundesrepublik Deutschland

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1990 am Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen angefertigt wurde.

# INHALTSVERZEICHNIS

SEITE

## VORWORT

ZUSAMMENFASSUNG .....	1
SUMMARY.....	3
<b>1 EINFÜHRUNG.....</b>	<b>5</b>
1.1 AUFGABENSTELLUNG.....	6
1.2 LAGE DES ARBEITSGEBIETES UND GEOLOGISCHER RAHMEN.....	6
1.3 HYDROGRAPHIE.....	8
1.4 UNTERSUCHUNGSMATERIAL.....	11
<b>2 GRUNDLAGEN DER MAGNETISCHEN UNTERSUCHUNGEN.....</b>	<b>12</b>
2.1 DAS MAGNETFELD DER ERDE.....	12
2.2 DIE MAGNETISIERUNG DER GESTEINE.....	12
2.3 DIE TRÄGER DER GESTEINSMAGNETISIERUNG.....	16
2.3.1 Magnetische Minerale der Gesteine.....	16
2.3.2 Magnetische Minerale in Meeressedimenten.....	17
2.3.2.1 Allothigene magnetische Minerale.....	17
2.3.2.2 Diagenetische magnetische Minerale.....	18
2.3.2.3 Authigene magnetische Minerale.....	18
2.4 MESSUNGEN GESTEINSMAGNETISCHER PARAMETER.....	19
2.5 DIE PALÄOMAGNETISCHE ALTERSDATIERUNG.....	26
<b>3 EXPERIMENTELLE UNTERSUCHUNGEN.....</b>	<b>29</b>
3.1 PROBENNAHME .....	29
3.2 MESSUNG DER REMANENTEN MAGNETISIERUNG.....	29
3.3 SUSZEPTIBILITÄTSMESSUNGEN .....	32
3.4 ARM-MESSUNGEN.....	33
3.5 IRM-MESSUNGEN.....	33
3.6 SEPARATION UND BESTIMMUNG DER MAGNETISCHEN TRÄGER.....	35
<b>4 UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE .....</b>	<b>37</b>
4.1 ERGEBNISSE DER SEDIMENTOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGEN .....	37
4.1.1 Erläuterung einzelner sedimentologischer Parameter.....	37
4.1.2 Sedimenttypen.....	39
4.1.3 Sedimentologische Parameter im Kern PS1448-1 .....	40
4.1.4 Sedimentologische Parameter im Kern PS1467-1 .....	42
4.1.5 Sedimentologische Parameter im Kern PS1451-1 .....	44
4.1.6 Sedimentologische Parameter im Kern PS1466-1 .....	46
4.2 PALÄOMAGNETISCHE UND GESTEINSMAGNETISCHE UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE.....	48
4.2.1 Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Parameter im Kern PS1458-1....	48
4.2.2 Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Parameter im Kern PS1467-1....	52
4.2.3 Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Parameter im Kern PS1451-1....	58

4.2.4	Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Parameter im Kern PS1466-1....	63
4.2.5	Vergleich der Entmagnetisierungscharakteristika.....	69
4.3	GESTEINSMAGNETISCHE ERGEBNISSE.....	70
4.3.1	Volumenssuszeptibilität ( $\chi_V$ ) und frequenzabhängige Suszeptibilität ( $\chi_{FD}$ )...70	
4.3.2	Isothermale remanente Magnetisierung (IRM) .....	72
4.3.3	Remanenzkoerzitivkraft ( $H_{CR}$ ).....	75
4.3.4	R-Wert.....	76
4.3.5	Anhysteretische remanenten Magnetisierung (ARM).....	77
4.3.6	Vergleich von ARM- und IRM-Entmagnetisierungskurven .....	78
4.3.7	MDF-Werte für NRM, ARM und IRM .....	81
4.3.8	SIRM/ $\chi$ -Verhältnis.....	82
4.3.9	Separation und REM/EDAX-Bestimmung der magnetischen Partikel.....	84
4.3.10	Zusammenfassung der Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen.....	86
5	<b>SYNTHESE UND SCHLUSSFOLGERUNGEN</b> .....	88
5.1	ENTWICKLUNG DER SEDIMENTATION IM BEREICH DER MAUDKUPPE .....	88
5.2	BILDUNG DES PALÄOMAGNETISCHEN SIGNALS IM SEDIMENT.....	97
6	<b>LITERATUR</b> .....	102
	<b>ANHANG</b> .....	110
A 1	<b>GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGSMETHODEN</b> .....	110
A 1.1	BEPROBUNG .....	110
A 1.2	KERNBESCHREIBUNG.....	110
A 1.3	RADIOGRAPHIEN .....	111
A 1.4	KORNGRÖSSENANALYSE.....	111
A 1.5	BESTIMMUNG DES GEHALTES AN EISVERFRACHTETEM DETRITUS ("IRD") .....	111
A 1.6	WASSERGEHALTSBESTIMMUNG.....	112
A 1.7	QUANTIFIZIERUNG DES ORGANISCHEN KOHLENSTOFFS UND KALZIUMKARBONATS .....	113
A 1.8	BESTIMMUNG DES GEHALTES AN BIOGENEM OPAL.....	114
A 2.1	Abkürzungsverzeichnis.....	116
A 2.2	Einheiten.....	117
A 3.1	Kernbeschreibungen.....	118
A 3.2	Sedimentologische Parameter.....	136
A 3.3	Paläomagnetische Parameter.....	143
A 3.4	Gesteinsmagnetische Parameter .....	151

## VORWORT

Den Herren Prof. Dr. D. Fütterer (Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven) und Prof. Dr. U. Bleil (Fachgebiet Geophysik des Fachbereiches Geowissenschaften der Universität Bremen) danke ich für die Vergabe und für das Interesse am Fortgang der vorliegenden Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Dr. V. Spieß, Dr. G. Kuhn, Dr. M. Schlüter und Dipl.-Geol. M. Melles für die wissenschaftliche und moralische Unterstützung. Für die biostratigraphischen Untersuchungen möchte ich mich bei Dr. A. Abelmann und Dr. R. Gersonde bedanken. Allen Mitarbeiter, besonders jedoch Frau R. Fröhlking, Frau S. Wiebe-Kawaletz und Frau U. Bock, des Alfred-Wegener-Institutes, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, möchte ich hiermit herzlich danken und noch einmal auf das wirklich gute Arbeitsklima im AWI und auf dem FS "Polarstern" hinweisen. Herrn Dipl.-Geophys. N. Nowaczyk und Frau L. Brück halfen bei paläomagnetischen Meßproblemen. Die Si-Bestimmung an der ICP der geochemischen Abteilung des Fachbereichs Geowissenschaften ermöglichten Frau Dipl.-Geol. A. Kölling und Frau R. Henning. Den Herren G. Bohrmann, Dr. M. Rütgers van der Loeff und Dr. W. U. Ehrmann sei für das Lesen des Manuskriptes und für eine fortwährende wissenschaftliche Begleitung gedankt.

Zum Schluß danke ich noch besonders meiner Freundin Ute für ihr Verständnis und die stete Ermunterung.



## Zusammenfassung

Sedimentologische, paläomagnetische und gesteinsmagnetische Untersuchungen an Sedimenten aus drei Schwerlotkernen und einem Kolbenlotkern von der Maudkuppe wurden durchgeführt. Die Maudkuppe ist ein topographisches Hochgebiet mit Wassertiefen um 2000 m, liegt 400 km vor dem antarktischen Kontinent (Königin Maud Land) und besitzt eine känozoische Sedimentabfolge mit biosilikatischen und karbonatischen Sedimenten.

Die sedimentologischen Parameter erlauben eine Abgrenzung von fünf verschiedenen Sedimenttypen, die unterschiedlichen Ablagerungsräumen, -bedingungen und -zeiten zugeordnet werden können.

Durch kombinierte paläomagnetische und biostratigraphische Methoden ist eine Datierung der Sedimente möglich. Aus dieser Datierung werden lokal unterschiedlich mächtige Schichtlücken ersichtlich.

Unterhalb der CCD werden während des Miozäns sehr feinkörnige Sedimente (Tiefseetone) mit geringen Mengen an biosilikatischen Mikrofossilien abgelagert. Die Sedimentationsraten liegen um 0,1 cm/1000 a. Pleistozäne Sedimente dieser Kernposition besitzen einen hohen Gehalt an grobem eisverdriftetem Detritus (IRD).

Oberhalb der CCD dominieren in mittleren bis oberen Pliozän biosilikatische Sedimente aus Diatomeen, Radiolarien und Silikoflagellaten. Veränderungen in der ozeanischen Zirkulation im obersten Pliozän, die zur Ausbildung von Schichtlücken und einem Fazieswechsel innerhalb der Sedimente führen, können möglicherweise auf einen verstärkten Zufluß relativ jungen Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) zurückzuführen sein. Die dominierenden biosilikatischen Diatomeenschlämme werden von karbonatischen Foraminiferenschlämme abgelöst, die überwiegend aus der Foraminiferenart *Neogloboquadrina pachyderma* bestehen. Es treten nur geringe Anteile groben eistransportierten Materials auf. Die Sedimentationsraten schwanken in den hochbiogenen Sedimentschlämme allgemein um 1,0 cm/1000 a, während sie in den Foraminiferen- und Diatomeenmuds um 0,1 cm/1000 a liegen.

Aufgrund sehr geringer Gehalte an magnetischen Partikeln (< 0,01 Vol.-%) besitzen die Sedimente überwiegend sehr geringe Intensitäten (z.T. < 1 mA/m) der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) und erschweren, kombiniert mit Überprägungen der NRM durch sekundäre Remanenzen, erheblich die paläomagnetische Interpretation.

Durch gesteinsmagnetische Bestimmungen sind Aussagen über Art und Größe der magnetischen Partikel im Sediment möglich. Nach einer modifizierten Separation von Suspensionen im Magnetscheider gelang eine Anreicherung und raster-elektronenmikroskopische Untersuchung dieser Partikel in der Fraktion 0,6 bis 63 µm.

Die Ausrichtung kleiner magnetischer Sedimentpartikel in den obersten wassergesättigten Sedimentschichten ist für die Bildung der remanenten Magnetisierung (Post-Sedimentationsremanenz = PDRM) verantwortlich. Die Träger der natürlich remanenten Magnetisierung sind überwiegend Titanomagnetite im Bereich magnetischer Pseudoeinbereichsteilchen mit Durchmessern zwischen 2 und 8  $\mu\text{m}$ . Die detritischen magnetischen Partikel unterliegen einer diagenetischen Veränderung. Durch Oxidation in den obersten Horizonten des Sedimentes können sehr kleine Körner gelöst und größere Titanomagnetite zu Titanomaghemiten oxidiert werden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit zeigen, daß die Überlieferung der Polarität des Erdmagnetfeldes im Sediment nicht nur von den magnetischen Partikeln, sondern auch von der Zusammensetzung der sedimentären Matrix abhängig ist. Die Post-Sedimentationsremanenz (PDRM) kann sich solange bilden, wie ein ausreichendes Porenvolumen für eine Rotation der magnetischen Partikel zur Verfügung steht. Dieses Porenvolumen ist abhängig von der Sedimentzusammensetzung und der Bioturbation. Hohe Anteile biogener Sedimentkomponenten führen zur Erweiterung des Bereiches, in dem die PDRM gebildet wird. Feinkörnige abiogene Sedimentkomponenten innerhalb biogener Sedimente führen zur Stabilisierung des primären paläomagnetischen Signals.



## Summary

Sedimentological, palaeomagnetic and rock magnetic measurements on sediments of three gravity cores and one piston core from Maud Rise have been carried out. The Maud Rise, a topographic high with water depths around 2000 m, is situated about 400 km off the Antarctic continent (Dronning Maud Land) and bears a Cenozoic sediment sequence with biosiliceous and carboniferous sediments.

After determination of several sedimentological parameters, five distinct sediment types can be distinguished, which are related to different areas, conditions and times of deposition.

The age determination of sediments is based on palaeomagnetic and biostratigraphic methods. Hiatuses of variable length are evident in the different sites.

In the Miocene age very fine-grained sediments (pelagic clay) with small amounts of biosiliceous microfossils were deposited below the CCD. The sedimentation rate varied around 0,1 cm/1000 a. At this site Pleistocene sediments have a high amount of coarse ice rafted detritus (IRD).

In the middle and upper Pliocene, biosiliceous sediments consisting of diatoms, radiolarians and silicoflagellates dominate above the CCD. In the uppermost Pliocene, the occurrence of hiatuses and changes in the sedimentary facies indicate drastic changes in the oceanic circulation patterns, possibly in relation with increased production of NADW. The dominating biosiliceous diatom oozes were followed by carboniferous foraminiferal oozes that consist predominantly of the species *Neogloboquadrina pachyderma*. Only small amounts of coarse IRD exist in these sediments. The sedimentation rates varied from 1,0 cm/1000 a in the high-biogenic foram and diatom oozes to 0,1 cm/1000 a in the muds.

Due to the small amounts of magnetic particles (< 0,01 vol.-%) the sediments have predominantly very low intensities (partly < 1 mA/m) of natural remanent magnetization (NRM). As a consequence it is difficult to distinguish this signal from secondary moments.

Rock-magnetic measurements are used to obtain informations about mineralogy and grain size of the magnetic particles in the sediment. A modified separation technique of sediment suspensions in a magnetic barrier separator allows the concentration and REM-analysis of these particles in the fraction between 0,6 and 63  $\mu\text{m}$ .

In the uppermost water-filled sediment layers the alignment of small magnetic particles is responsible for the formation of the remanent magnetization (post-depositional detrital remanent magnetization = PDRM). The predominant carriers of the NRM are pseudo-single domain titanomagnetites with grain sizes between 2 and 8  $\mu\text{m}$ . The detrital magnetic carriers are influenced by diagenetic changes. In

the uppermost sediment layers very small particles can be dissolved and larger titanomagnetites can be oxidized to titanomaghemites.

The preservation of the polarity of the earth magnetic field in the sediment not only depends on the magnetic particles but also on the texture of the sediment. If there is sufficient void space for rotation of magnetic particles, a PDRM can be formed. This void space is related to the composition of the sediment and to bioturbation. In layers with high amounts of biogenic components PDRM-formation takes place. Fine-grained non-biogenic components within biogenic sediments lead to a stabilization of the primary palaeomagnetic signal.

## 1 EINFÜHRUNG

Die globale Klimaentwicklung im Neogen steht in enger Wechselwirkung mit der ozeanischen Zirkulation in den Polargebieten. Durch sehr unterschiedliche Prozesse kommt es in den Sedimenten zur Überlieferung von Signalen, die der Rekonstruktion dieser Entwicklung in geologischen Zeiträumen dienen können. Detaillierte Untersuchungen, bei Anwendung sowohl stratigraphischer als auch sedimentologischer Methoden, können Informationen über die Ablagerungsgeschichte der Sedimente sowie paläozeanographische und paläoklimatische Entwicklungen dieser Gebiete erbringen. Für sämtliche Interpretationen ist die altersmäßige Einstufung der Sedimente von großer Bedeutung. Aus der paläomagnetischen Datierung erhält man Altersfixpunkte durch die Umpolungen der Richtungen des Erdmagnetfeldes zu bestimmten geologischen Zeiten. Bereits GRAHAM (1949) untersuchte, ob es bei sedimentären Gesteinen zum Erhalt der Magnetisierungsrichtungen kommen kann. Er stellte in sedimentären Gesteinen unveränderte Magnetisierungen bis vor 200 Millionen Jahren fest. Als Ursache für die Ausrichtung dieser Partikel gelten, neben den Faktoren, die normalerweise die Lagerung der Partikel steuern, wie hydrodynamische Kräfte, Art der Sedimentoberfläche, BROWN'sche Molekularbewegung und kolloidale Phänomene, das Erdmagnetfeld. KING (1955) führte erste Untersuchungen zur Stabilität der Magnetisierungsrichtungen an künstlich abgelagerten Warvensedimenten durch. In den 60er Jahren wurden paläomagnetische Untersuchungen auf Tiefseesedimente ausgedehnt. KEEN (1963) untersuchte die Variationen in den Magnetisierungsrichtungen in Tiefseekernen des Atlantiks. Es wurde versucht, die Variationen zur Korrelation und damit auch zur Datierung zu verwenden. Die Ursache für die Variationen führte KEEN (1963) auf die Genese der Sedimente zurück. Aufgrund der ebenfalls in den 60er Jahren entdeckten Polaritätswechseln des Erdmagnetfeldes wurden paläomagnetische Messungen als Datierungsmethode von Tiefseesedimenten benutzt (COX et al., 1963; COX, 1969). Im Zuge der Verbesserung in der Meßtechnik ist man seit den 70er Jahren imstande, die niedrigen Intensitäten der magnetischen Signale in jungen Sedimenten mit hohen Gehalten an biogenen Komponenten zu bestimmen. Die Qualität der Überlieferung der magnetischen Polarität von Sedimenten ist von der Sedimentzusammensetzung, den sedimentologischen und den diagenetischen Prozessen abhängig. Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Beschreibung und Datierung der Sedimente und den Prozessen, die zur Bildung des paläomagnetischen Signals im Sediment führen.

Für die Untersuchungen wurden Sedimente der Maudkuppe ausgewählt, die in einem DFG-Projekt (GERSONDE & FÜTTERER, 1989) und durch zwei Bohrlokationen (Sites 689 und 690) des "Ocean Drilling Program" (ODP) Leg 113, bezüglich der paläozeanographischen und paläoklimatischen Entwicklung der Antarktis während des Plio-/Pleistozäns, detailliert untersucht wurden. Bei der Maudkuppe handelt es sich um eine der Antarktis vorgelagerte Erhebung, deren känozoische Sedimente zu einem sehr großen Teil aus biogenen Komponenten bestehen. Während die Ablagerungsbedingungen im frühen Pliozän durch eine hohe Produktion von biogenem Opal charakterisiert sind, bestehen die plio/pleistozänen Sedimente (jünger als 2,2 Ma) zum größten Teil aus karbonatischen Komponenten.

## 1.1 AUFGABENSTELLUNG

In dieser Arbeit wird versucht, neben der sedimentologischen Beschreibung und paläomagnetischen Datierung der Sedimente, die Prozesse und Bedingungen zu klären, die zur Bildung der remanenten Magnetisierung der Sedimente beitragen. Im Einzelnen soll dabei auf folgende Fragen eingegangen werden:

- Wie beeinflußt die Zusammensetzung des Sedimentes die Bildung der remanenten Magnetisierung? Wirken strukturelle Eigenschaften des Sediments auf die Magnetisierung ein?
- Wie wirken sich Bioturbation und Veränderungen des Wassergehaltes des Sedimentes aus?
- Welche Minerale sind für das magnetische Signal verantwortlich?
- Gibt es frühdiagenetische Beeinflussungen auf magnetische Minerale und treten Veränderungen des Signals mit der Zeit auf?
- Können sich Probennahmeeffekte auf die Qualität des magnetischen Signals auswirken?

Besonderes Augenmerk wird dabei auf die Variationen der Sedimentzusammensetzung gelegt, die unmittelbar auf den Remanenzserwerb einwirken. Neben den beschreibenden sedimentologischen Methoden steht die Quantifizierung der verschiedenen Sedimentkomponenten im Vordergrund. Der Eintrag von Sedimentkomponenten, die nicht biogenen Ursprungs sind, soll mit den Gehalten an magnetischen Mineralen verglichen werden.

Primäres Ziel der paläomagnetischen Messungen ist die magnetostratigraphische Einstufung der Sedimente. Darüber hinaus lassen sie, besonders durch Verknüpfung mit gesteinsmagnetischen Untersuchungsmethoden, Angaben zur Art und Größe der magnetischen Partikel zu. Es wird versucht, diese Partikel zu separieren und rasterelektronenmikroskopisch zu untersuchen. Durch die Kenntnis der Zusammensetzung der Sedimente sollen Phänomene, die während paläomagnetischer Untersuchungen der Proben auftreten, erklärt werden.

## 1.2 LAGE DES ARBEITSGEBIETES UND GEOLOGISCHER RAHMEN

Die Maudkuppe befindet sich an der östlichen Begrenzung des Weddellmeeres zum Lazarevmeer. Die etwa N-S streichende, aseimische Kuppenstruktur liegt zwischen 0-5° östlicher Länge und 64-66°30' südlicher Breite (Abb. 1). Sie erhebt sich über das etwa 5000 m tiefe Weddellmeerbecken bis in 2000 m Wassertiefe. Die Oberfläche ist flach gewellt und besitzt nur wenige scharfe Erhebungen vorwiegend im östlichen Bereich (BARKER, KENNETT et al., 1988). Aus dem während ODP Leg 113 (Site 690) erbohrten ozeanischen Grundgebirge ("basement") schließen BARKER, KENNETT et al. (1988) auf geologische Übereinstimmungen zur Rio Grande-Schwelle und zum Walfisch-Rücken.

Die Entstehung des Weddellmeeres ist eng mit dem Zerbrechen des Gondwanakontinents verbunden (LAWVER et al., 1985). Reflexionsseismische (HINZ & KRAUSE, 1982) und geomagnetische (LABRÉQUE & BARKER, 1981) Untersuchungen zeigen typische Riftstrukturen. Das Weddellmeerbecken entstand auf der Südflanke des "spreading-centers" des Nova-Scotia-Rücken. Die Geologie des Weddellmeeres wird ausführlich von BARKER, KENNETT et al. (1988) behandelt.

Erste umfangreiche Untersuchungen an den Sedimenten des nordöstlichen Weddellmeeres wurden im Rahmen der Fahrt 1276 von "ARA ISLAS ORCADAS" im Jahre 1977 durchgeführt. Vom Alfred-Wegener-Institut (Bremerhaven) wurden während der FS "Polarstern"-Expeditionen ANT-IV/4 und ANT-VI/3 1986 und 1988 Sedimentkerne gewonnen, aus denen zusammen mit den Tiefbohrungen an der Maudkuppe (ODP Leg 113, Sites 689 und 690), umfassende Ergebnisse zur paläozeanographischen und paläoklimatologischen Entwicklung in der Antarktis während des Plio-/Pleistozän mit Hilfe von kieseligen Mikrofossilien erarbeitet werden (ABELMANN et al., im Druck).

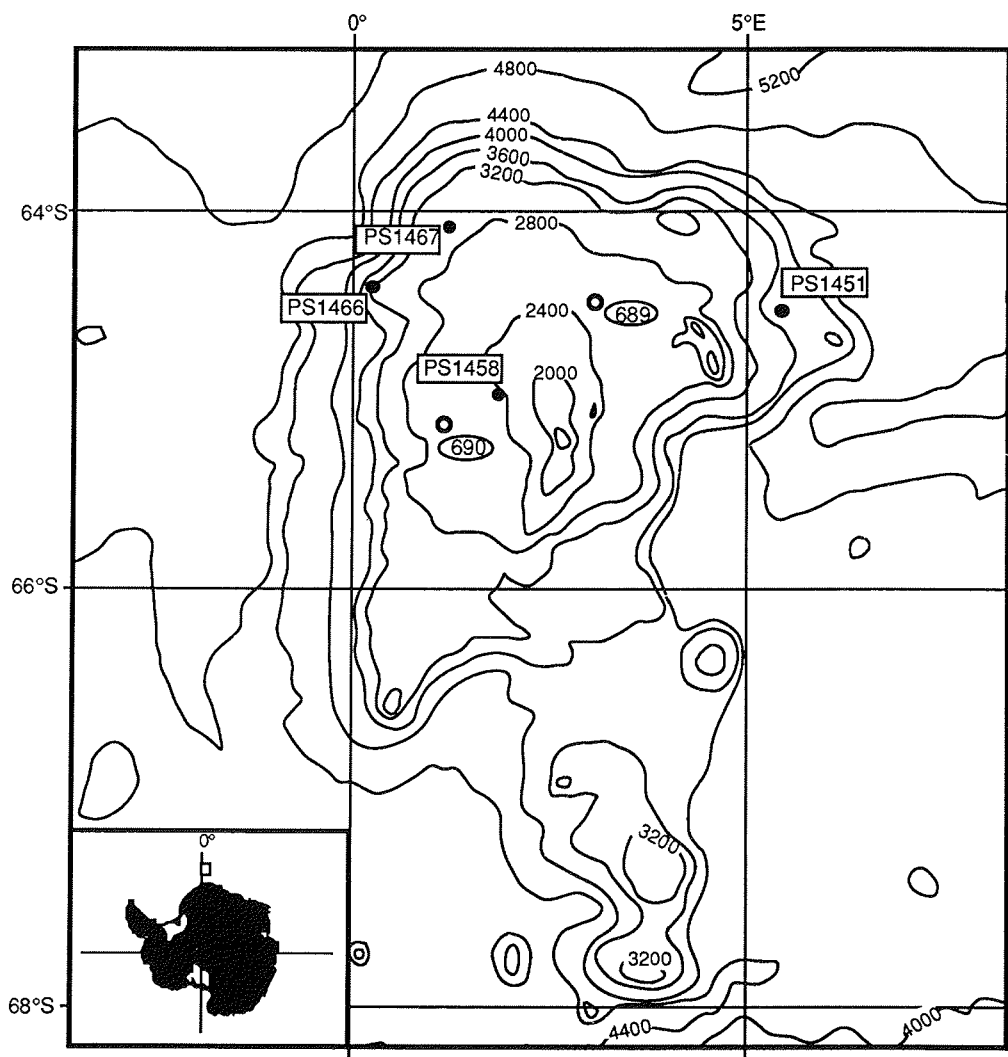


Abb. 1: Bathymetrische Karte der Maudkuppe (verändert nach JOHNSON et al., 1981) und Lage im Bereich der Antarktis mit Positionen der Kerne PS1451, PS1458, PS1466 und PS1467 der FS "Polarstern"-Expeditionen ANT-IV/4 und den Bohrlokalen 689 und 690 von ODP Leg 113.

Die Genese der Maudkuppe als relativ isolierte Erhebung in der Tiefsee wird z.Z. durch die Wechselwirkung eines mittelozeanischen Rückens mit einem "hot spot" erklärt. Die stratigraphischen Einheiten, die über dem ozeanischen Basement liegen, das als Oberkreide (oberes Campan oder unteres Maastricht ?) datiert wird, bestehen aus  $\pm$  kontinuierlich abgelagerten, pelagischen, biogenen Sedimenten (BARKER, KENNETT et al., 1988).

Die Abfolge der Sedimentation wird allerdings immer wieder durch Schichtlücken unterbrochen (LEDBETTER & CIESIELSKI, 1986; ABELMANN et al., im Druck), die sich auch in Reflexionen der Mehrkanalseismik und der 3,5 kHz-Seismik (BARKER, KENNETT et al., 1988) zeigen und die auf zunehmende Bodenwasseraktivität zurückzuführen sind. Aus seismischen Messungen ergeben sich Sedimentmächtigkeit von etwa 500 m.

Die Sedimentationsraten sind, verglichen mit anderen gleichartigen ozeanischen Gebieten, niedrig. Sie liegen zwischen 0,4-0,9 cm/1000 a und sind anscheinend über lange Zeitintervalle sehr gleichförmig. Ab dem oberen Oligozän wird, wahrscheinlich durch die Entwicklung der kalten antarktischen Wassermassen, die kalkige Sedimentation (vorwiegend Nannofossilien) durch eine biosilikatische (Diatomeen, Radiolarien, Silikoflagellaten) abgelöst (besonders ab oberem Miozän). Im späten Pliozän setzt dann eine verstärkte Sedimentation karbonatischer Partikel ein, die von Foraminiferen (z.B. *Neogloboquadrina pachyderma*) dominiert wird. Als Quellen grobkörnigen, terrigenen Eintrags sind eistransportierter Detritus ("IRD") vom antarktischen Kontinent und sehr untergeordnet vulkanisches Aschenmaterial aus dem Bereich der antarktischen Halbinsel anzusehen. Die durch das Auftreten von "IRD" zu datierende Eisbergdrift setzte an der Maudkuppe spätestens im frühen Miozän, wahrscheinlich jedoch schon im mittleren Oligozän ein (BARKER, KENNETT et al., 1988). Die Zusammensetzung des "IRD" aus metamorphen Gesteinen deutet auf die Ostantarktis als Herkunftsgebiet hin (ANDREWS, 1984). Die Sedimente der Maudkuppe weisen auf ein pelagisches Ablagerungsmilieu in niedrigen bis mittleren bathyalen Tiefen hin. Der Gipfel der Maudkuppe soll sich in der oberen Kreide in 500-1000 m Wassertiefe befunden haben, um langsam bei konstant gleichbleibender Entfernung zur Antarktis auf 2000 m Tiefe abzusinken. Die Polarfront lag immer nördlich der Maudkuppe (BARKER, KENNETT et al., 1988).

### 1.3 HYDROGRAPHIE

Das Klima der Antarktis wird durch die Pollage des Kontinents und die Isolierung gegen die ozeanischen Gebiete der mittleren Breiten bestimmt. Die Isolierung wird durch den Antarktischen Zirkumpolarstroms (ACC) verursacht, der aus den vorherrschenden Westwinden in diesem Bereich resultiert (Abb. 2). Die Zirkulation des sich im atlantischen Sektor südlich anschließenden Weddellmeeres wird durch ein großes zyklonales Wirbelsystem, dem Weddellwirbel (DEACON, 1979), dominiert. Er wird von in diesen Breiten vorherrschenden östlichen Winden angetrieben und beeinflusst stark die küstenferne Oberflächenzirkulation. Der südlich gerichtete Arm des Weddellwirbels überstreicht das Untersuchungsgebiet. Durch dieses vorherrschende Strömungssystem kann das geringe Auftreten von Eisbergen und die geringen Anteile an eisverfrachtetem Detritus ("IRD") in Sedimenten der Maudkuppe erklärt werden.

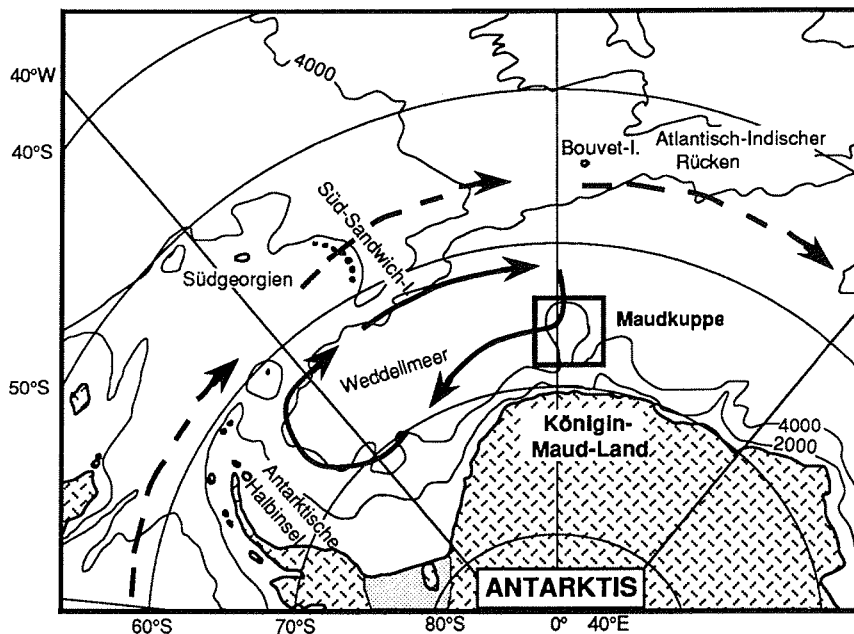


Abb. 2: Arbeitsgebiet und schematische Darstellung der Meeresströmungen im Südatlantik und Weddellmeer, Weddellwirbel = schwarze Pfeile; Zirkumantarktischer Strom = gestrichelte Pfeile und Arbeitsgebiet = schwarzer Rahmen (verändert nach GORDON, 1986).

Die Temperaturen des Oberflächenwasser der antarktischen Ozeangebiete unterscheiden sich stark von denen gemäßigter Breiten. Dabei ist eine Zonierung von Wassermassen und Temperaturbereichen festzustellen. An den Zonen-grenzen, die durch das Aufeinandertreffen bestimmter Wassermassen entstehen, kommt es z.T. zu charakteristischen Temperatursprüngen. Eine umfassende Beschreibung der Hydrographie der antarktischen Wassermassen geben HELLMER & BERSCH (1985).

Ein hydrographischer Schnitt vom antarktischen Kontinent nach Norden durch das Weddellmeer in den Südatlantik hinein zeigt bei etwa 65° S die Antarktische Divergenz (Abb. 3). Aus dem Aufeinandertreffen einer nördlich gelegenen Westwindzone und der südlichen Ostwindzone resultiert ein Auftriebsgebiet an der Scherzone des Antarktischen Oberflächenwassers (Antarctic Surface Water = AASW). Bei ca. 50° S existiert eine weitere Wassermassengrenze mit einem Temperatursprung von 2 - 3° C. An der Antarktischen Konvergenz oder Polarfrontzone (PFZ) sinkt das kalte und geringer saline AASW zwischen der Polarfront (PF) und der Subantarktischen Front (SF) unter das Subantarktische Oberflächenwasser (Subantarctic Surface Water = SASW) ab. Die Polarfront stellt die Grenze der maximalen winterlichen Meereisbedeckung dar.

Unter dem etwa 250 m mächtigen AASW befindet sich das Antarktische Zirkumpolare Tiefenwasser (Antarctic Circumpolar Deepwater = CDW). Diese

Wassermasse wird von dem sehr kalten und salzreichen Antarktischen Bodenwasser (Antarctic Bottom Water = AABW) unterlagert, das vor allem im Weddellmeer und im Rossmeer entsteht. Das Gemisch aus CDW und Schelfwasser, das bei der Abkühlung von Meerwasser und Schmelzwasser (SCHLOSSER, 1986) an der Unterseite der Eisschelfe gebildet wird, besitzt eine hohe Dichte und fließt über den Kontinentalhang in die tieferen Regionen des Südpolarmeeres.

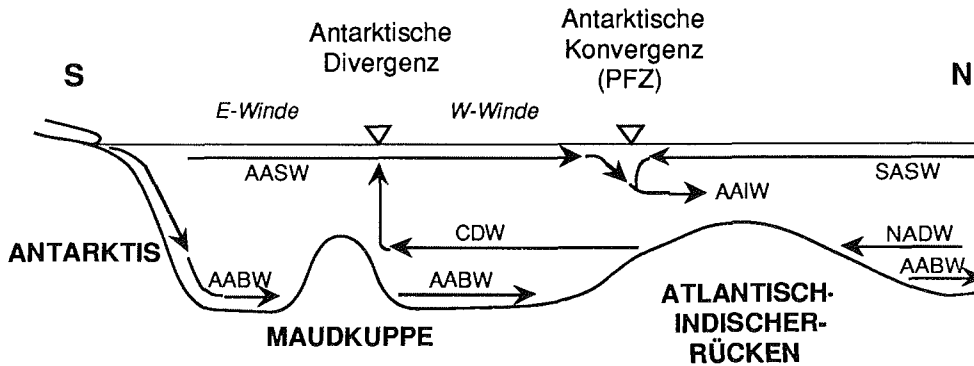


Abb. 3: Schematisches Modell der Wassermassen zwischen Antarktis und Atlantisch-Indischem Rücken (verändert nach DIETRICH & ULRICH, 1968).

Die Maudkuppe liegt etwa 1000 km südlich der Polarfront, 100 km südlich der antarktischen Divergenz und 500 km nördlich des antarktischen Kontinents (Königin-Maud-Land) im Einflußbereich des antarktischen Oberflächenwassers.

Verminderte Meereisbedeckung oder das Auftreten ganzjährig eisfreier Gebiete im Packeisgürtel (sogenannten Polynien) (COMISO & GORDON, 1987; DEFELICE & WISE, 1981; MARTINSON et al., 1981) führen zu einer relativ hohen biogenen Jahresproduktion in diesem Gebiet. Die biogene Produktion im Gebiet der Maudkuppe ist sehr viel höher als im zentralen Weddellmeer. LUTJEHARMS (1985), VAN BENNEKOM et al. (1988) und WEFER et al. (im Druck) führen dies auf die Ausbildung einer Front an der Maudkuppe zurück, die kaltes Wasser im Westen von wärmeren im Osten der Maudkuppe trennt (GORDON & HUBER, 1984).

Die Sedimente des nordwestlichen Weddellmeeres liegen zum großen Teil im Einflußbereich der oben beschriebenen Wassermassen der südlichen Hemisphäre. ABELMANN et al. (im Druck) beschreiben jedoch außerdem einen verstärkten Zufluß des im Nordatlantik gebildeten Tiefenwassers (North Atlantic Deep Water = NADW) auf die Sedimentation des nordöstlichen Weddellmeeres. Somit hat das NADW, dessen Bildung durch das Klima der nördlichen Hemisphäre beeinflusst wird, vermutlich einen starken Einfluß auf die Zusammensetzung der Sedimente der Maudkuppe. Durch zunehmenden Einfluß des NADW kommt es ab 2,2 Ma zur verstärkten Ablagerung karbonatischer Sedimente und zu kleineren Schichtlücken an den Flanken der Maudkuppe. Ähnliche Bedingungen finden sich auch in den Ablagerungen des Atlantisch-Indischen Rückens (ABELMANN et al., im Druck). Die Sedimentation an der Maudkuppe wird zudem von der Verbreitung des Meereises gesteuert. Die Bedeckung des Ozeans durch Meereis kontrolliert die jährliche Exportproduktivität (WILLIAMS, VON BODUNGEN et al., 1989) und den Fluß biogenen Opals aus der photischen Zone zum Meeresboden (WEFER et al., im



Druck). Die Kompensationstiefe des Calcits ("Calcite Compensation-Depth" = CCD) liegt heute im Bereich der Maudkuppe bei etwa 4200 m, zeigt aber nach Proben aus Großkastengreifern aus mehr als 4000 m Wassertiefe für die jüngere geologische Vergangenheit Schwankungen auf (mdl. Mitt. R.Gersonde). Die Tiefenlage der CCD stimmt damit in etwa mit der Obergrenze des Weddellmeer-Bodenwassers (Weddell Sea Bottom-Water = WSBW) überein, die nach GORDON (1978) bei ca. 4500 m liegt.

#### 1.4 UNTERSUCHUNGSMATERIAL

Die in der Fragestellung aufgeführten Untersuchungen wurden an Kernmaterial durchgeführt, das auf der Expedition ANT-IV/4 (März-April 1986) von dem FS "POLARSTERN" gekernt worden ist (FÜTTERER, 1987). Die Kernlängen der bearbeiteten Kerne PS1451-1, PS1458-1, PS1466-1 und PS1467-1 (Tab. 1) liegen zwischen 5,26 m und 10,95 m. Die Kernpositionen (Abb. 1) beschreiben annähernd ein E-W-Profil über den zentralen Teil der Maudkuppe in Wassertiefen zwischen 2480 und 4460 m.

Tab. 1: Liste der bearbeiteten Sedimentkerne (ANT-IV/4) (Abkürzungen: PS = Polarstern, SL = Schwerelot, KOL = Kolbenlot).

Kern-Nr.	Gerät (+Länge)	Position	Wassertiefe	Eindringtiefe	Kerngewinn	Datum
PS1451-1	SL (10 m)	64°33.47'S 5°26.84'E	3596 m	8,0 m	7,23 m	08.04.86
PS1458-1	SL (5,8 m)	65°00.15'S 1°51.71'E	2480 m	?	5,26 m	12.04.86
PS1466-1	SL (11,5 m)	64°25.55'S 0°14.77'E	4460 m	12,0 m	10,53 m	16.04.86
PS1467-1	KOL (15 m)	64°06.51'S 1°18.36'E	3550 m	?	10,99 m	17.04.86

Ergänzende Informationen zur Maudkuppe finden sich in den Fahrtberichten zur Expedition ANTARKTIS-IV und ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" (FÜTTERER, 1987/1988) und den Berichten zu ODP Leg 113 (BARKER, KENNETT et al., 1988). Die Erläuterung der geologischen Untersuchungsmethoden befindet sich im Anhang (A 1.1 bis A 1.8)

## 2 GRUNDLAGEN DER MAGNETISCHEN UNTERSUCHUNGEN

### 2.1 DAS MAGNETFELD DER ERDE

Das Magnetfeld der Erde kann in erster Näherung als Feld eines Dipols im Erdmittelpunkt beschrieben werden, dessen Achse heute eine Neigung von etwa  $11^\circ$  zur Rotationsachse der Erde aufweist. Die Lage der Dipolachse und die Größe des magnetischen Moments der Erde sind zeitlichen Veränderungen unterworfen. Eine besondere Eigenschaft dieses Dipolfeldes ist es, in unregelmäßigen Zeitabständen von einigen  $10^5$  bis  $10^7$  Jahren die Polarität zu wechseln. Für die Dauer des Umkehrvorgangs werden Zeiträume zwischen  $10^3$  bis  $10^4$  Jahren angenommen. Die Umpolungen des Erdmagnetfeldes liegen im Ursprung des Erdmagnetismus begründet und werden bei paläomagnetischen Untersuchungen zur Datierung genutzt. Die gegenwärtige Konfiguration des Erdmagnetfeldes wird als normale, die umgekehrte als reverse Polarität bezeichnet.

### 2.2 DIE MAGNETISIERUNG DER GESTEINE

Gesteine besitzen eine Magnetisierung  $M$ , die sich aus einem induzierten Anteil  $M_I$  und einem remanenten Anteil  $M_R$  zusammensetzt.

$$M = M_I + M_R \quad (1)$$

Die induzierte Magnetisierung  $M_I$  wird einem Gestein durch das am Ort herrschende Magnetfeld  $H$  aufgeprägt und ist von der Größe des Feldes abhängig.  $M_I$  ist nur solange vorhanden, wie das induzierende Feld wirkt. Die Messungen zur Bestimmung des remanenten Anteils  $M_R$ , der von der Entstehungs- und Entwicklungsgeschichte des Gesteins abhängig ist, werden zumeist im Nullfeld durchgeführt.

Unterschiedliche Prozesse führen in Gesteinen zur Bildung einer **natürlichen remanenten Magnetisierung** (NRM), die oft aus mehreren Komponenten besteht. Die primäre remanente Magnetisierungskomponente wird dem Gestein zur Zeit der Bildung aufgeprägt. Sie stellt damit die für die paläomagnetische Datierung wichtige Paläofeldinformation dar. Durch nachfolgende Prozesse kommt es zur Aufprägung weiterer remanenter Magnetisierungen, deren Richtungen oft von der primären Magnetisierungsrichtung abweichen. Durch geeignete Laborverfahren (Kap. 4.2) lassen sich die verschiedenen Komponenten, die sich während der Genese und Lagerung des Gesteins bilden, unterscheiden.

Eine **thermoremanente Magnetisierung** (TRM) wird einem Gestein aufgeprägt, wenn es in einem äußeren Feld, hier dem Erdmagnetfeld, abkühlt und dabei das Temperaturintervall Curietemperatur - Blockungstemperatur durchläuft.

Oxidationen, Reduktionen, Rekristallisationen oder Entmischungen der magnetischen Minerale führen - auch bei niedrigen Temperaturen - zur Aufprägung einer **chemisch remanenten Magnetisierung** (CRM) im Gestein.

Eine **viskose remanente Magnetisierung** (VRM) entsteht durch Einwirkung äußerer Magnetfelder bei der Lagerung von Gesteinen über lange Zeiträume im Erdmagnetfeld (DUNLOP & HALE, 1975; LOWRIE & KENT, 1978).

Die **detritisch remanente Magnetisierung (DRM)** oder **Sedimentationsremanenz** wird während des Sedimentationsprozesses gebildet. Dabei richten sich die magnetischen Momente magnetischer Mineralkörner beim Absinken in der Wassersäule parallel zum Erdmagnetfeld aus. Die magnetischen Minerale stammen zumeist aus der physikalischen Verwitterung magmatischer Gesteine, die bereits eine remanente Magnetisierung, in der Regel eine TRM, besitzen und bestehen oft aus mechanisch zerkleinerten Magnetit-, Ti-Magnetit- oder Hämatitkörnern. Aufgrund der meist geringen Gehalte an magnetischen Partikeln sind die Intensitäten der Magnetisierung von Sedimenten oft sehr viel geringer als von magmatischen Gesteinen.

Abweichungen in der Ausrichtung der magnetischen Partikel vom herrschenden Erdmagnetfeld können auf Wechselwirkungen zwischen den sich ablagernden magnetischen Trägern und dem Substrat an der Wasser-Sediment-Grenzschicht resultieren. IRVING (1957) stellte fest, daß ein Inklinationsfehler, der prinzipiell bei der Ablagerung der magnetischen Partikel auf einer Sedimentoberfläche entsteht (KING, 1955), nur dann von Bedeutung ist, wenn die magnetischen Minerale eine ähnliche Korngrößenverteilung besitzen wie die umgebende Matrix. Er konnte damit im Gegensatz zu Berechnungen von VESTINE et al. (1947) belegen, daß die magnetischen Träger in den wassererfüllten Porenräumen eines Sediments rotieren können. Er nennt diese Magnetisierung, die sich nach dem eigentlichen Sedimentationsvorgang bildet, **Post-Sedimentationsremanenz** ("postdepositional DRM" = PDRM). Besonders in gut sortierten, gröberen Sedimenten bleiben die detritischen, magnetischen Partikel eine beträchtliche Zeit nach der Ablagerung mobil. Nahezu alle marinen Sedimente erhalten ihre primäre Magnetisierung durch die Ausrichtung und Fixierung magnetischer Partikel innerhalb des Sediments (PDRM). Die Fixierungstiefe ("lock-in depth") ist von der Größe der magnetischen Partikel und dem effektiven Porenraumvolumen des Sediments abhängig. Aufgrund der Verringerung der Porenraumvolumens während der Kompaktion werden zunächst größere Körner fixiert, während kleinere Körner bei Änderungen der Magnetfeldrichtung, im Extremfall bei Umpolungen des Erdmagnetfeldes, neu ausgerichtet werden.

So wies TUCKER (1984) in Turbiditen am Walfisch-Rücken eine PDRM mit zwei entgegengesetzten Magnetisierungskomponenten nach, deren primär gebildeter Anteil von größeren magnetischen Körnern getragen wird. Solche komplexen Magnetisierungsstrukturen sind das Ergebnis von Prozessen wie sie in Abbildung 4 schematisch dargestellt sind.

Der Polaritätswechsel des Erdmagnetfeldes und die Kompaktion des Sediments führen bei einer speziellen Korngrößenverteilung der magnetischen Partikel und der sedimentären Matrix zu einer entgegengesetzten Orientierung feinerer und gröberer magnetischer Partikel. Abbildung 4a zeigt die Ablagerung des Sediments mit relativ großen Porenräumen und die großen und kleinen, ausgerichteten, magnetischen Körner. Während der Umpolung des Erdmagnetfeldes (Abb. 4b), bei der es zur Rotation der kleinen Körner in den Porenräumen kommt, ist die Richtung der großen Körner bereits fixiert. Die Zunahme des überlagernden Druckes durch die erhöhte Sedimentauflast führt zur weiteren Kompaktion und Verringerung des Porenraumes (Abb. 4c), sowie zur Fixierung aller magnetischen Körner im Sediment.

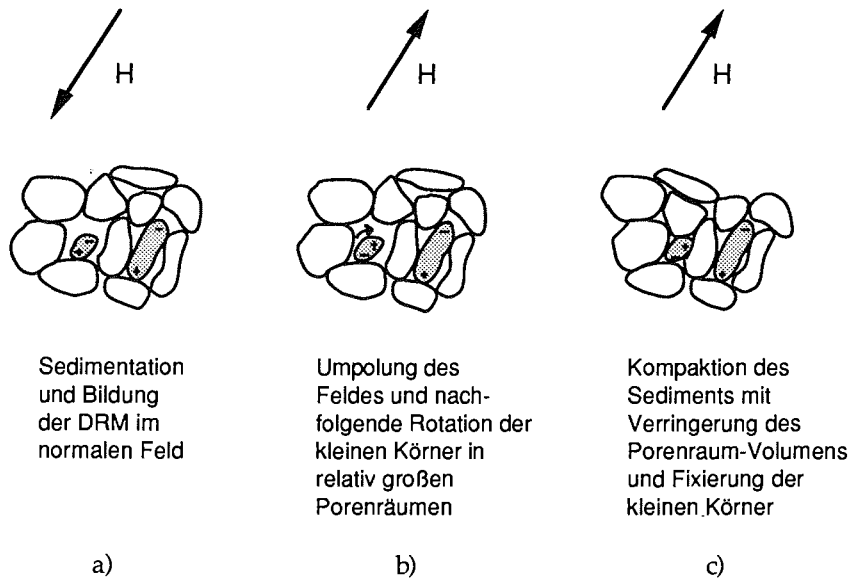


Abb. 4: Reorientierung magnetischer Partikel im Sediment bei Umpolung des äußeren Feldes (Abk.: H = Magnetisches Feld) (Erläuterungen s. Text).

Durch die Feldumkehr während der Kompaktion kommt es zu einer Fraktionierung in "größere" Körner, die ein magnetisches Moment in Richtung des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Ablagerung besitzen, und "kleinere" Körner, mit einer umgekehrten Polarität. Ist ein bestimmter Wert des Wassergehaltes bzw. des Porenraumvolumens, der von der Kompaktion des jeweiligen Sedimentes und Korngröße der magnetischer Partikel abhängig ist, erreicht, können die magnetischen Partikel nicht mehr rotieren. HENSHAW & MERRILL (1979) bestimmten diesen kritischen Wassergehalt für die Fixierung der PDRM in einer Tonmatrix mit 75% für nadelige Einbereichsteilchen (Durchmesser zwischen 0,1 und 1  $\mu\text{m}$ ) und unter 70% für isometrische Einbereichsteilchen. Aufgrund dieser Zusammenhänge wird deutlich, daß sich die Fixierung nicht in einer eindeutig bestimmbar Sedimenttiefe vollzieht, sondern über einen größeren Bereich erstreckt. Nach LØVLIE (1974, 1976) wird die PDRM in Tiefseesedimenten in 2 bis 7 cm Tiefe fixiert.

Die primären Texturen in Sedimenten und somit auch die Ausrichtung magnetischer Partikel können durch eine Reihe physikalischer, chemischer und biologischer Prozesse zerstört werden. WATKINS (1968) beschreibt die Auswirkungen biologischer Aktivität auf die Magnetisierungsrichtung der Sedimente. So werden Abschnitte kürzerer Polaritätswechsel völlig überprägt, scheinbare Umpolungen vorgetäuscht oder die Länge von Horizonten einheitlicher Polarität verändert, wenn lokal durch die Bioturbation die für eine PDRM nötigen hohen Wassergehalte erneut geschaffen werden. Besonders in Sedimenten mit geringen Ablagerungsraten (wenige cm pro 1000 a) führt das vollständige Durchwühlen des Substrates zur Homogenisierung der abgelagerten Komponenten und zur "Nichtregistrierung" kürzerer magnetischer Polaritätswechsels. Eine detaillierte Polaritätsgeschichte wird nur in Sedimenten fixiert, die eine relativ konstante Sedimentationsrate und einen geringeren Grad an Umlagerung durch benthische Organismen aufweisen. Durch die Bioturbation kommt es zu einer Verlagerung

der paläomagnetischen Grenzen nach unten. Die bis zu 60 cm tief reichende Bioturbation der Sedimente (GLASS, 1969), führt zu einer Erweiterung des Bereichs, in dem die PDRM erworben wird, und damit zu einer zeitlichen Verzögerung des Erwerbs einer stabilen remanenten Magnetisierung. LØVLIE (1976) hat ein schematisches Modell für die Überlieferung eines Polaritätswechsels entwickelt (Abb. 5). Je tiefer die Fixierungstiefe eines Sedimentes liegt (Fall a, Abb. 5), umso geringer ist die Wahrscheinlichkeit der Überlieferung eines kurzfristigen Polaritätswechsels. Die Bioturbation reduziert folglich die Auflösung der magnetostratigraphischen Zonierung im Sediment und eine im eigentlichen Sinne remanente Magnetisierung kann erst an der Basis des Bioturbationshorizontes gebildet werden (LOWRIE & HELLER, 1982).

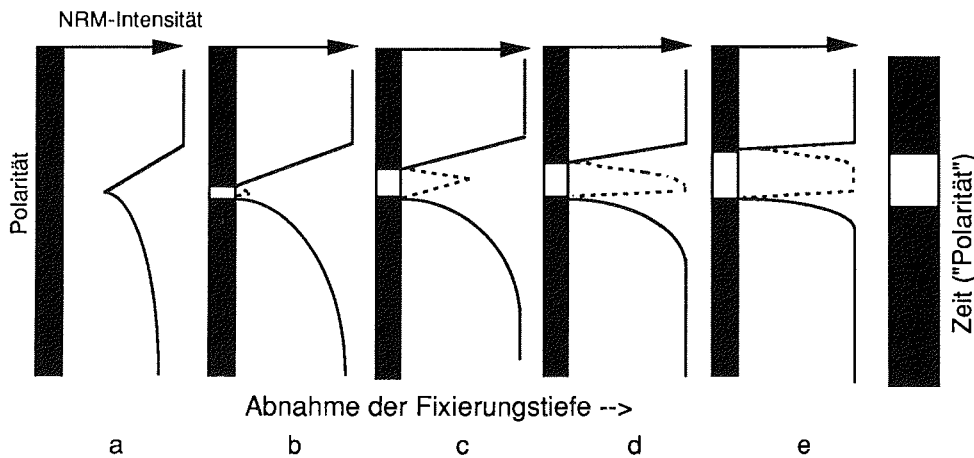


Abb. 5: Hypothetische Muster einer remanenten Magnetisierung für einen kurzzeitigen Polaritätswechsel in verschiedenen Sedimenttypen; a bis e zeigen die Polarität (schwarz-weiße Balken) und die NRM-Intensität (gepunktete Linien stehen für Bereiche umgekehrter Polarisierung der Intensitätskurve); a zeigt ein Sediment mit einer großen Fixierungstiefe, bei e wird das Signal bereits kurz nach der Ablagerung fixiert (verändert nach LØVLIE, 1976).

Die Intensität der PDRM ist primär von der Menge, Art und Ausrichtung der magnetischen Träger und der Stärke des herrschenden Feldes abhängig. Darüber hinaus wird die Intensität der PDRM von folgenden Faktoren beeinflusst (BARTON et al., 1980; TUCKER, 1980b): Chemische Veränderungen, natürliche Abnahme der NRM durch thermische Aktivierung, Entmagnetisierung während der Kompaktion durch Wechselwirkungen benachbarter Körner und die Migration kleinerer magnetischer Partikel zu größeren Körnern. Prozesse, die eine Änderung in der Intensität bewirken, können ebenfalls zur Veränderung der Magnetisierungsrichtungen führen. Einen großen Effekt bei der mechanischen Stabilisierung NRM-tragender Körner innerhalb der Sedimente schreiben STÖBER & THOMPSON (1979) organischen Gelen zu. Sie zeigen außerdem experimentell, daß die Kompaktion des Sediments eher einen Desorientierungs- als einen Stabilisierungseffekt auf die Richtungen der magnetischen Träger haben.

### 2.3 DIE TRÄGER DER GESTEINSMAGNETISIERUNG

Die meisten gesteinsbildenden Minerale besitzen diamagnetische oder paramagnetische Eigenschaften. Diamagnetische Minerale, wie z.B. Quarz, Opal und Calcit, bestehen aus Ionen ohne permanentes magnetisches Moment. Paramagnetisch sind Minerale, wie z.B. Olivine, Pyroxene, Granate, Biotite und Fe/Mn-Karbonate, die Ionen (u.a.:  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  oder  $\text{Mn}^{2+}$ ) mit einem permanenten magnetischen Moment enthalten.

Träger einer remanenten Magnetisierung sind die, zumeist mit Gehalten  $\leq 1\%$  auftretenden, ferrimagnetischen Mineralkomponenten. Diese Minerale besitzen spontan magnetisierte WEISS'sche Bezirke (Domänen) unterschiedlicher Magnetisierungsbeträge und -richtungen, so daß die resultierende Magnetisierung in der Regel ungleich Null ist. Ferrimagnetische Minerale sind, trotz ihres geringen Volumenanteils, für die magnetischen Gesteinseigenschaften bestimmend. Ferrimagnetische Minerale mit sehr kleinen Korngrößen besitzen superparamagnetische Eigenschaften (Abb. 10).

#### 2.3.1 Magnetische Minerale der Gesteine

Die wichtigsten natürlichen magnetischen Minerale sind Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) und Eisen-Titan-Oxide des ternären Systems Wüstit ( $\text{FeO}$ ) - Hämatit/Maghemit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) - Rutil ( $\text{TiO}_2$ ) (Abb. 6). In diesem System existieren zwischen einigen Mineralen bei hohen Temperaturen vollständige Mischkristallreihen.

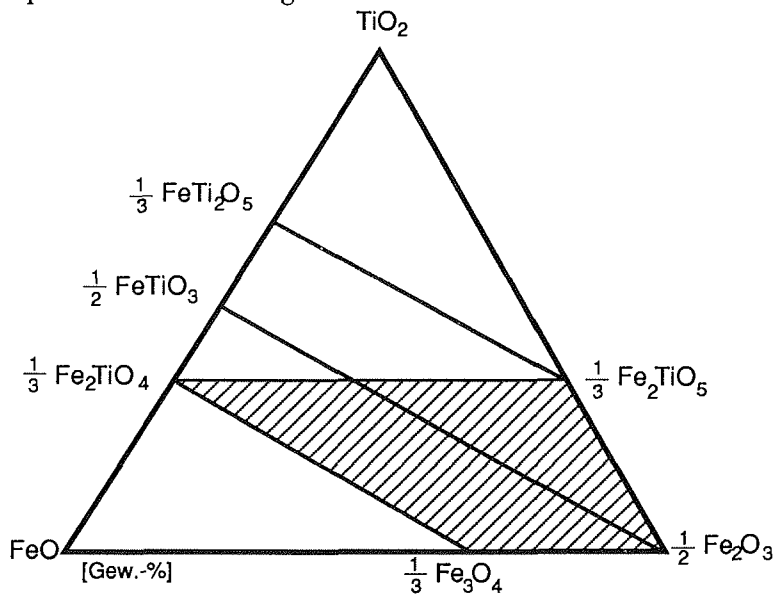


Abb. 6: Dreiecksdiagramm der Minerale (in Gew.-%): Wüstit ( $\text{FeO}$ ) - Hämatit/Maghemit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) - Rutil ( $\text{TiO}_2$ ); Ti-Magnetit-Mischreihe zwischen Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) und Ulvöspinell ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ); im schraffierten Bereich existieren die Oxidationsprodukte der Ti-Magnetite mit Spinellstruktur, die Ti-Maghemite.

Die Endglieder der besonders wichtigen Titanomagnetit-Mischreihe sind Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) und Ulvöspinell ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ). Der Einbau von Kationen, wie Aluminium, Magnesium, Mangan, Nickel, Zink, Chrom u.a. führt zu beträchtlichen Veränderungen ihrer gesteinsmagnetischen Eigenschaften.

Die Produkte der Tieftemperaturoxidation der Titanomagnetite die Titanomaghemite existieren innerhalb des schraffierten Feldes in Abbildung 6. Weitere magnetische Minerale, die in Gesteinen meist nur untergeordnet vorkommen, sind Hämatite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , antiferromagnetisch mit schwachen ferromagnetischen Eigenschaften), Eisensulfide (z.B. Pyrrhotit,  $\text{Fe}_7\text{S}_8$ , ferrimagnetisch) und Eisenhydroxide (z.B. Goethit,  $\alpha\text{-FeOOH}$ , schwach ferromagnetisch). Eine zusammenfassende Darstellung magnetischer Eigenschaften von Mineralen geben BLEIL & PETERSEN (1982).

### 2.3.2 Magnetische Minerale in Meeressedimenten

In marinen Sedimenten existieren eine Vielzahl magnetischer Minerale unterschiedlicher Zusammensetzung und Größe. Nach ihrer Herkunft und Genese lassen sich die Träger einer Sedimentmagnetisierung in allothigene, authigene und diagenetische magnetische Minerale unterteilen. Variationen in der Konzentration und der Korngrößenverteilung der magnetischen Fraktion werden durch Wechsel der detritischen Sedimentquelle, durch Diagenese oder Authigenese verursacht. In der Regel werden die magnetischen Eigenschaften mariner Sedimente von Magnetit und Titanomagnetiten dominiert.

#### 2.3.2.1 Allothigene magnetische Minerale

Allothigene magnetische Minerale werden nicht am Ort der Ablagerung gebildet, sondern durch unterschiedliche Prozesse angeliefert.

Durch Verwitterung und Erosion werden kontinentale magnetische Minerale freigesetzt und gelangen durch fluviatilen, äolischen oder glazialen Transport ins Meer gelangen. Meeresströmungen und gravitativer Sedimenttransport führen zu einer Verteilung der Minerale über weite Bereiche des Ozeanbodens. Im Antarktischen Ozean wird heute die Zufuhr allothigener magnetischer Minerale durch glazialen Transport ("IRD") dominiert.

Regional und zeitlich begrenzt existieren in marinen Sedimenten vulkanische magnetische Minerale aus globalen und lokalen Aschenregen, sowie aus submariner, hydrothermaler Aktivität.

Untergeordnet gelangen neben den vulkanischen Aschenregen und wind-erodierten Partikeln noch andere magnetische Minerale durch die Atmosphäre ins Meer. Dabei kann der Eintrag durch extraterrestrische magnetische Minerale nach neueren Erkenntnissen (THOMPSON & OLDFIELD, 1986) vernachlässigt werden. Eine größere Bedeutung erlangen dagegen zunehmend magnetische Minerale, die der industriellen Aktivität des Menschen entstammen. Für die Magnetomineralogie antarktischer Meeressedimente spielt dies allerdings keine Rolle.

### 2.3.2.2 Diagenetische magnetische Minerale

Die allothigenen magnetischen Minerale unterliegen in der Wassersäule und im Sediment frühdiagenetischen Prozessen, die zur Bildung diagenetischer magnetischer Minerale führen (Abb. 7).

Der Abbau organischer Substanz führt in den obersten Schichten mariner Ablagerungen zu Veränderungen des geochemischen Milieus (BERNER, 1981; FROELICH et al., 1979). Die Oxidation der organischen Substanz geschieht im oxischen Milieu durch Sauerstoff. Ist der Sauerstoff aufgezehrt, aber steht noch organische Substanz zur Verfügung, so erfolgt ihre weitere Zersetzung im suboxischen und reduzierenden Milieu nacheinander durch die Oxidation von Mangan sowie Reduktionen von Nitrat, Eisen ( $\text{Fe}^{3+} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$ ) und Sulfat (Abb. 7). Die Abfolge der Sequenz "oxisch - suboxisch - reduzierend" ist unterschiedlich mächtig und abhängig von der Verfügbarkeit metabolisierbarer organischer Substanz und reaktiver Oxidationsmittel. Während der Sedimentation kommt es beim Durchlaufen dieser Sequenz infolge veränderter Stabilitäten zu Lösung und Fällung bestimmter Mineralphasen.

In den pelagischen Bereichen des Weddellmeeres existiert bei niedrigen Sedimentationsraten und geringen Einträgen von organischem Kohlenstoff bis in mehrere Zehner Zentimeter Sedimenttiefe eine oxische Sedimentsäule (pers. Mitt. M. Schlüter). In der oxischen Zone kommt es zur Maghemitisierung (Tief-temperaturoxidation;  $T < 200^\circ \text{C}$ ) von Ti-Magnetit und zur Anlösung bzw. vollständigen Auflösung dieser Minerale (Abb. 7). Während in der suboxischen Übergangzone Magnetit stabil ist, werden unter reduzierenden Bedingungen Fe-Oxide gelöst (KARLIN et al., 1987).

KARLIN & LEVI (1985) beobachten im oberen Teil von Sedimentkernen die komplette Auflösung kleinerer Ti-Magnetite (Abb. 7). Größere Körner werden durch die Lösung dermaßen verkleinert, daß sie z.T. superparamagnetische Eigenschaften besitzen. Mit der Lösung der magnetischen Minerale ist eine Abnahme der Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) verbunden. Die Richtung der remanenten Magnetisierung des Sediments bleibt dagegen bei diagenetischen Lösungsprozessen unverändert, wenn genügend und ausreichend stabile magnetische Körner erhalten werden. Bei der Maghemitisierung kommt es zur Bildung einer CRM (KENT & LOWRIE, 1974).

### 2.3.2.3 Authigene magnetische Minerale

Die Neubildung authigener magnetischer Minerale erfolgt an der Sedimentoberfläche oder im Sediment. Die Mineralkomponenten entstammen dem Meerwasser oder bei Neubildungen innerhalb des Sediments dem Porenwasser.

Authigene Fe/Mn-Oxide oder -Hydroxide, die im oxischen und suboxischen marinen Milieu Krusten oder Knollen (Abb. 7) bilden, sind meist schwach kristallin oder amorph und paramagnetisch (HENSHAW & MERRILL, 1980). Sie tragen in der Regel nur einen sehr geringen Anteil der NRM des Sediments.

BLAKEMORE (1975) entdeckte Bakterien, die im suboxischen Milieu Ketten aus membranumhüllten Magnetitkristallen bilden. Diese Ketten verleihen dem



Bakterium ein permanentes Dipolmoment, das sich zur Richtungsweisung im aquatischen Milieu eignet (Magnetotaxis). VON DOBENECK et al. (1987) wiesen fossile magnetotaktische Bakterien in Sedimenten nach und schrieben ihnen in detritusarmen pelagischen Ablagerungen als Träger der NRM große Bedeutung zu. Eine zusammenfassende Darstellung der Biomineralisation von Magnetit in einzelligen Mikroorganismen geben MANN & FRANKEL (1989).

Die möglichen authigenen Neubildungen von Magnetit im suboxischen und Goethit im oxischen Milieu (Abb. 7) sind für die NRM von marinen Sedimenten in der Regel unbedeutend (HENSHAW & MERRILL, 1980).

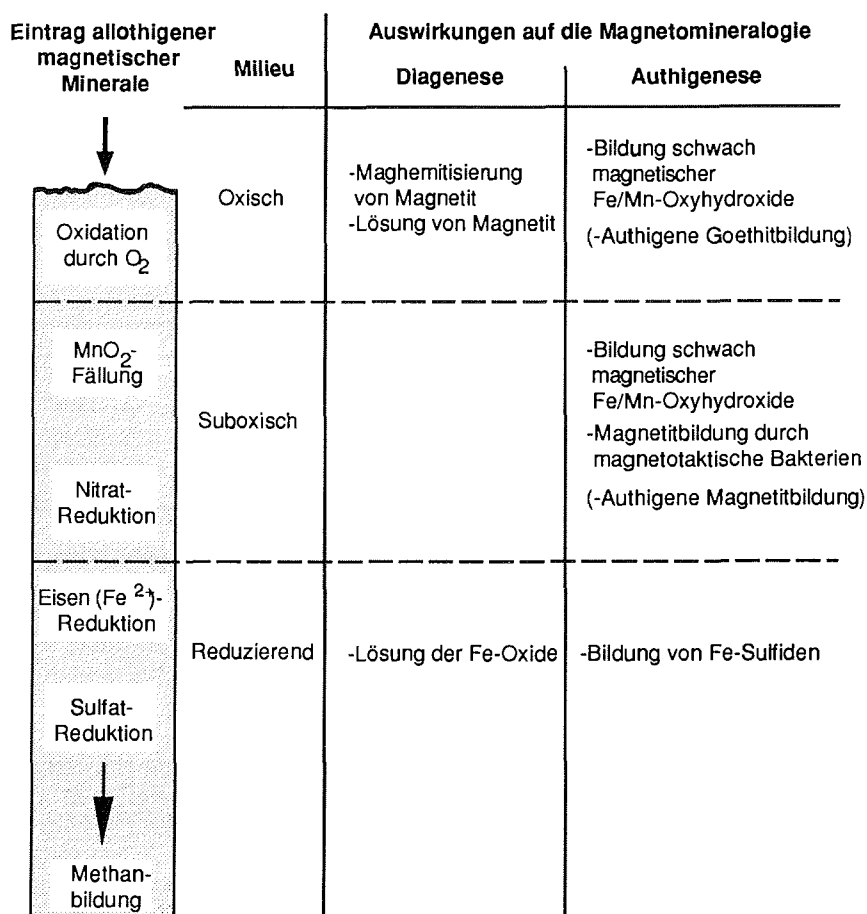


Abb. 7: Geochemische Zonierung mariner Sedimente und frühdiagenetische und authigene Prozesse an magnetischen Mineralen; in Klammern genannte Prozesse treten nur untergeordnet auf.

#### 2.4 MESSUNGEN GESTEINSMAGNETISCHER PARAMETER

Durch die Messung gesteinsmagnetischer Parameter sind Aussagen zur Mineralogie, Korngröße und Konzentration der Träger der Magnetisierung möglich. Diese Parameter lassen sich nicht während der paläomagnetischen Analysen (Kap. 4.2)

bestimmen, da die NRM die Summe oft unterschiedlich gerichteter Magnetisierungskomponenten (DRM, CRM und VRM) darstellt. Charakteristische gesteinsmagnetische Parameter werden deshalb mittels artifizierlicher Magnetisierungen ermittelt. In dieser Arbeit werden den Proben isothermale remanente Magnetisierungen (IRM) und anhysteretische remanente Magnetisierungen (ARM) aufgeprägt und die Suszeptibilität ( $\chi$ ) gemessen. Nähere Erläuterungen zu den Messungen finden sich in den Kapiteln 4.3 bis 4.5.

Eine qualitative Analyse zur Mineralogie der magnetischen Partikel wird durch die Aufprägung einer isothermalen remanenten Magnetisierung (IRM) erreicht. Dazu wird die Probe bei konstanter Temperatur für kurze Zeit in ein Gleichfeld gebracht. Nach der Messung der remanenten Magnetisierung (IRM-Intensität) wird das Gleichfeld schrittweise erhöht. Bleibt die IRM-Intensität bei weiter anwachsendem Feld konstant, ist die Sättigung der Probe erreicht (isothermale Sättigungsremanenz = SIRM). Die SIRM ist vom Anteil magnetischer Partikel im Sediment abhängig. Aus Tabelle 2 wird ersichtlich, daß durch die Bestimmung des Sättigungsfeldes eine qualitative Analyse der magnetischen Mineralogie eines Gesteins möglich ist.

Tab. 2: Spezifische Sättigungsmagnetisierung und Sättigungsfeld (nach GIOVANOLI, 1979) für verschiedene magnetische Minerale

Mineral	Korngröße, -form	Spez. Sättigungsmagnetisierung	Sättigungsfeld
Magnetit	Mehrbereichsteilchen	} 92 Am <sup>2</sup> /kg   } 0,4 Am <sup>2</sup> /kg } ≤ 1 Am <sup>2</sup> /kg	einige 10 mT
"	Einbereichsteilchen (isometrisch)		ca. 150 mT
"	Einbereichsteilchen (nadelig)		max. 300 mT
Hämatit		0,4 Am <sup>2</sup> /kg	ca. 2500 mT
Goethit		≤ 1 Am <sup>2</sup> /kg	5000 mT

Magnetische Minerale, wie z.B. Hämatit und Goethit besitzen sehr viel höhere IRM-Sättigungsfelder als Magnetit (s. Tab. 2). Eine Unterscheidung von Hämatit und Goethit ist erst bei sehr hohen Feldern möglich. Aus den Werten der spezifischen Sättigungsmagnetisierung der Minerale (Tab. 2) wird deutlich, daß nur sehr hohe Anteile von Hämatit oder Goethit im Gestein einen Einfluß auf die IRM-Intensität ausüben können.

Im linken, oberen Teil der Abbildung 8 sind IRM-Intensitätsverläufe bei steigenden Gleichfeldern für Magnetit unterschiedlicher Korngröße dargestellt. In diesem Diagramm ist eine Korngrößenabhängigkeit sowohl der maximalen IRM-Intensität (SIRM), als auch des Sättigungsfeldes zu erkennen. Kleinere Magnetitkörner besitzen einen höheren SIRM-Wert und ein höheres Sättigungsfeld. Die Bestimmung der Konzentration magnetischer Partikel einer Probe durch SIRM-Messungen allein ist deshalb nicht möglich.

Ein Maß für die Korngröße der dominierenden magnetischen Fraktion ergibt sich aus der Entmagnetisierung der SIRM durch ein entgegengerichtetes Feld. Die remanente Magnetisierung, die durch die Aufprägung dieser Felder entsteht, wird in dieser Arbeit mit IRM<sub>←</sub> gekennzeichnet.

Im rechten und unteren Teil der Abbildung 8 (THOMPSON & OLDFIELD, 1986) sind die IRM<sub>←</sub>/SIRM-Verhältnisse für verschieden große Magnetitpartikel dargestellt. Es ist ein mit abnehmender Korngröße der Magnetite flacher werdender

Kurvenverlauf zu erkennen. Als gesteinsmagnetischer Parameter wird aus diesen Kurven der Wert für das Feld bestimmt, bei dem die  $IRM_{\leftarrow}$  Null ist. Dieses Feld wird als Remanenzkoerzitivkraft  $H_{CR}$  bezeichnet und gilt als Maß für die magnetische Stabilität. Den auf diese Weise (Abb. 8) ermittelten, nicht konzentrationsabhängigen  $H_{CR}$ -Werten lassen sich Korngrößen magnetischer Partikel zuordnen.

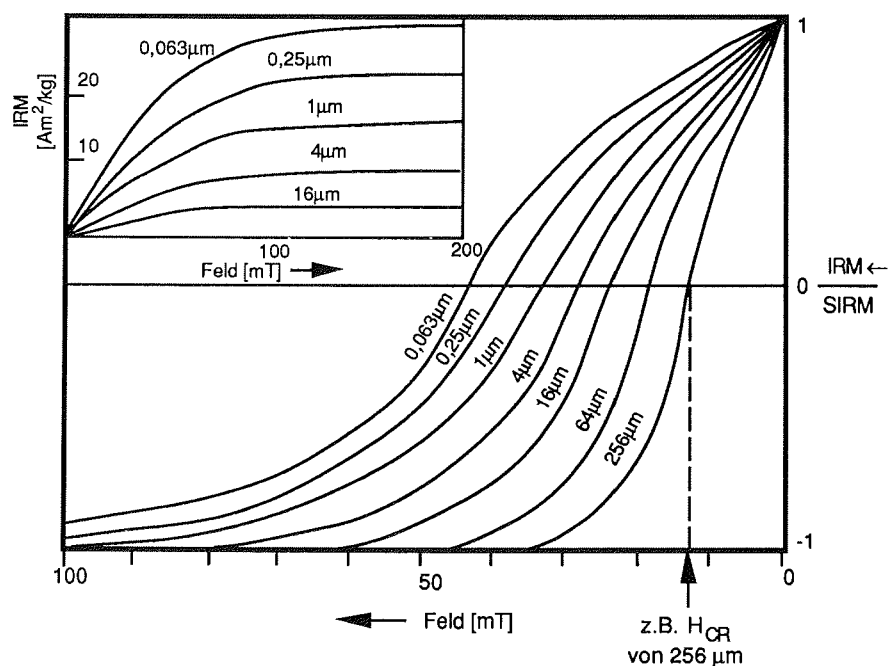


Abb. 8: Magnetit-IRM-Erwerbskurven für Korngrößen zwischen 0,063 und 16 µm und  $IRM_{\leftarrow} / SIRM$ -Verhältnisse für Korngrößen von Magnetit zwischen 0,063 und 256 µm (SIRM = Isothermale Sättigungsremanenz); die senkrechte, gestrichelte Linie zeigt an einem Beispiel die Bestimmung der Remanenzkoerzitivkraft ( $H_{CR}$ ) für Partikel mit Korngrößen von 256 µm (nach THOMPSON & OLDFIELD, 1986)

Ein weiterer wichtiger gesteinsmagnetischer Parameter ist der Quotient aus der induzierten Magnetisierung und dem induzierenden Feld, die Suszeptibilität  $\chi$ . Dieser leicht bestimmbare Parameter wird in zunehmendem Maße für diverse geologische Fragestellungen verwendet. Die Messung der Suszeptibilität kann z.B. zur Korrelation von Sedimentkernen sofort nach der Kernnahme auf See dienen (mdl. Mitt. N. Nowaczyk). Da die meisten gesteinsbildenden Minerale entweder diamagnetisch oder paramagnetisch sind, werden durch die Suszeptibilitätsmessung in der Regel direkt die Werte für den Anteil an ferrimagnetischen Mineralen (besonders Magnetit und Ti-Magnetit) bestimmt (NAGATA, 1961). Aufgrund der im Vergleich zu anderen magnetischen Mineralen sehr hohen Suszeptibilitätswerte von Magnetit, geben die Meßwerte praktisch die Konzentration dieses Minerals in der Probe wider (vgl. Kap. 4.3). Darüber hinaus besteht jedoch auch im gewissen Umfang eine Korngrößenabhängigkeit der Suszeptibilität; sie ist zusammen mit der Remanenzkoerzitivkraft in Abbildung 9 schematisch dargestellt.

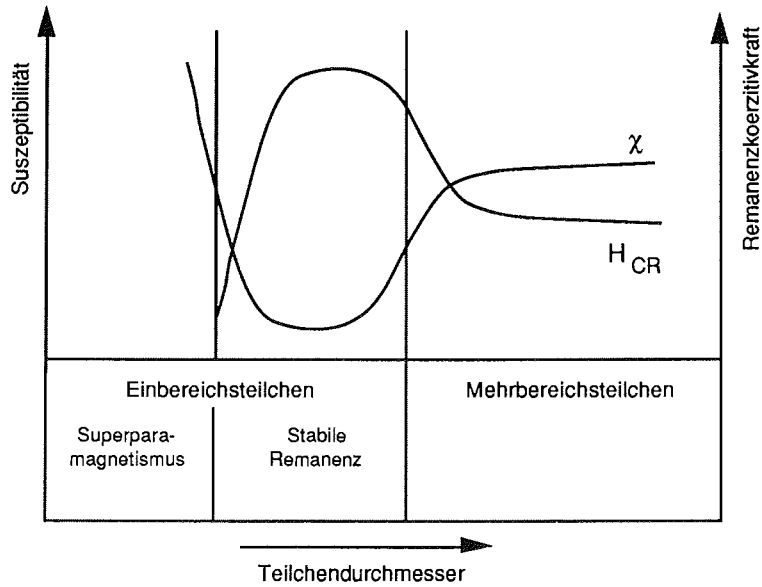


Abb. 9: Qualitative Darstellung der Abhängigkeit der Suszeptibilität  $\chi$  und der Remanenzkoerzitivkraft  $H_{CR}$  von der Korngröße magnetischer Partikel (verändert nach HAHN et al., 1985); weitere Erläuterungen im Text.

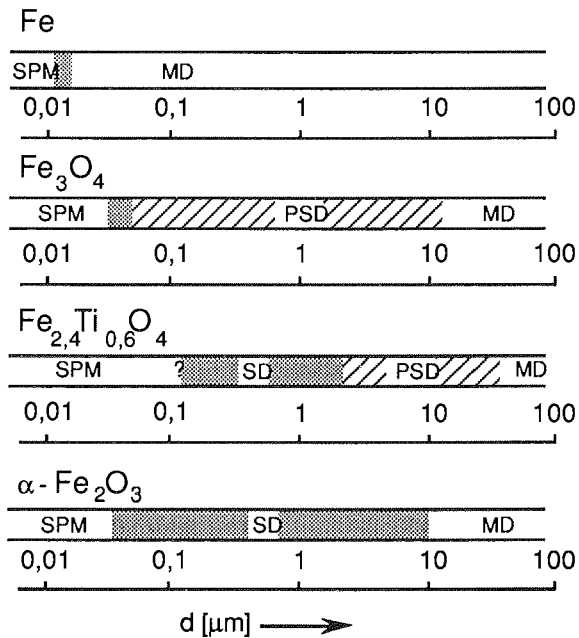


Abb. 10: SD-, PSD-, MD- und superparamagnetische Teilchen als Funktion der Korngrößen  $[\mu\text{m}]$  magnetischer Minerale (Abkürzungen: SPM = superparamagnetisch; d = Durchmesser); Eisen (Fe) aus BUTLER & BANERJEE, 1975; Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) aus DUNLOP, 1973; Ti-Magnetit ( $\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$ ) aus DAY, 1977 und Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) aus BANERJEE, 1971 (nach PETERSEN & BLEIL, 1982).

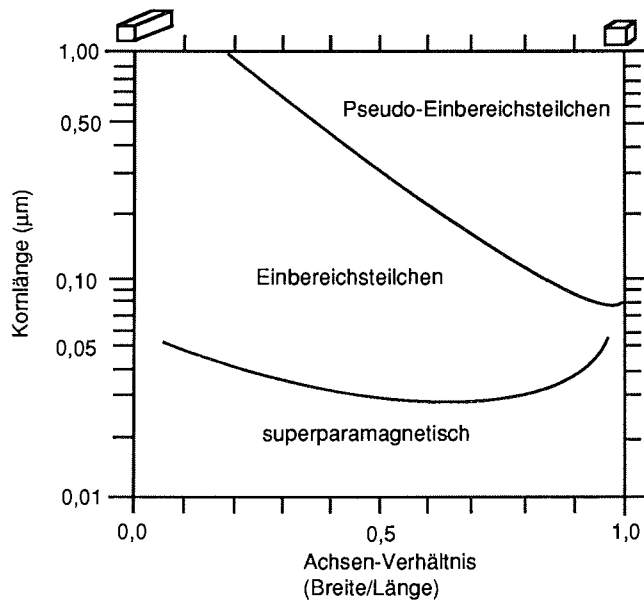


Abb. 11: Kornlängen und Achsenverhältnisse von PSD-, SD- und superparamagnetischen Magnetit-Teilchen (nach BUTLER & BANERJEE, 1975).

Die Suszeptibilität besitzt im Gegensatz zur Remanenzkoerzitivkraft geringe Werte bei kleinen Partikeln und höhere Werte bei größeren Partikeln. Superparamagnetische Teilchen (vgl. Abb. 11) zeichnen sich durch sehr hohe Suszeptibilitäten aus.

Die Ursache für die Korngrößenabhängigkeit gesteinsmagnetischer Parameter liegt in der magnetischen Bereichsstruktur der Minerale begründet. Man unterscheidet Mehrbereichsteilchen ("multi domain"-Teilchen = MD-Teilchen) in denen mehrere WEISS'sche Bezirke spontaner Magnetisierung koexistieren und Einbereichsteilchen ("single domain"-Teilchen = SD-Teilchen) mit nur einem Bezirk. In den Übergangsbereich fallen die sogenannten Pseudoeinbereichsteilchen ("pseudo single domain"-Teilchen = PSD-Teilchen), die mehrere Bezirke besitzen, gesteinsmagnetisch jedoch eher den Einbereichsteilchen entsprechen (Abb. 10). Einbereichsteilchen besitzen eine höhere magnetische Stabilität als Mehrbereichsteilchen.

Eine Vielzahl experimenteller und theoretischer Untersuchungen hat eine Eingrenzung der magnetischen Bereichsstrukturen ermöglicht, die in Abbildung 10 für verschiedene magnetische Minerale dargestellt sind.

Genauere Untersuchungen an Magnetit zeigten, daß die Grenzen zwischen PSD-, SD-Teilchen und superparamagnetischen Teilchen auch von der Kornform abhängig sind (Abb. 11). Die untere Grenze für die Größe von SD-Teilchen variiert zwischen 0,03 und 0,05 mm (DUNLOP, 1973); kleinere Körner zeigen superparamagnetisches Verhalten. Die Grenze zwischen SD- und MD-Verhalten von Magnetitkörnern liegt je nach Kornform zwischen etwa 1 mm (länglich, nadelig) und 0,1 mm (kubisch) (Abb. 11).

Um die Einflüsse variabler Konzentrationen von magnetischen Mineralen im Gestein auf die Ergebnisse gesteinsmagnetischer Messungen zu eliminieren, werden häufig zwischen konzentrationsabhängigen, leicht meßbaren Parametern, wie z.B. SIRM und  $\chi_V$  (Volumenssuszeptibilität), Quotienten gebildet (Tab. 3; THOMPSON & MORTON, 1979). So haben große Magnetite mit Korndurchmessern von 100  $\mu\text{m}$  zwar identische Massenssuszeptibilitätswerte wie Magnetite, die einen Durchmesser von weniger als 1  $\mu\text{m}$  besitzen, lassen sich durch den Quotienten aus SIRM und  $\chi$  jedoch evident unterscheiden (SIRM/ $\chi$  von 100  $\mu\text{m}$  = 2,5 kA/m; SIRM/ $\chi$  von 1  $\mu\text{m}$  = 25 kA/m).

Aus diversen Labormessungen von PARRY (1965), DANKERS (1978) und THOMPSON & MORTON (1979), die von THOMPSON & OLDFIELD (1986) ergänzt und zusammengefaßt wurden, ergibt sich in der doppellogarithmischen Darstellung von SIRM gegen  $\chi$  ein Nomogramm (Abb. 12), mit dessen Hilfe es möglich ist, die Korngröße und Konzentration in einer Probe von reinem Magnetit abzuschätzen.

Tab. 3: Massenssuszeptibilität, isothermale Sättigungsremanenz (SIRM), Verhältnis zwischen Sättigungsremanenz und Suszeptibilität und Remanenzkoerzitivkraft ( $H_{CR}$ ) für verschiedene magnetische Minerale (Auszug aus THOMPSON & MORTON, 1979).

Mineral	$\chi$ $10^{-6}\text{m}^3/\text{kg}$	SIRM $\text{mAm}^2/\text{kg}$	SIRM/ $\chi$ kA/m	$H_{CR}$ mT
Grobe Magnetite 100 $\mu\text{m}$	500	1200	2,5	15
Feinkörnige Magnetite < 1 $\mu\text{m}$	500	12000	25	50
Feinkörnige Hämatite	0,3	75	250	500

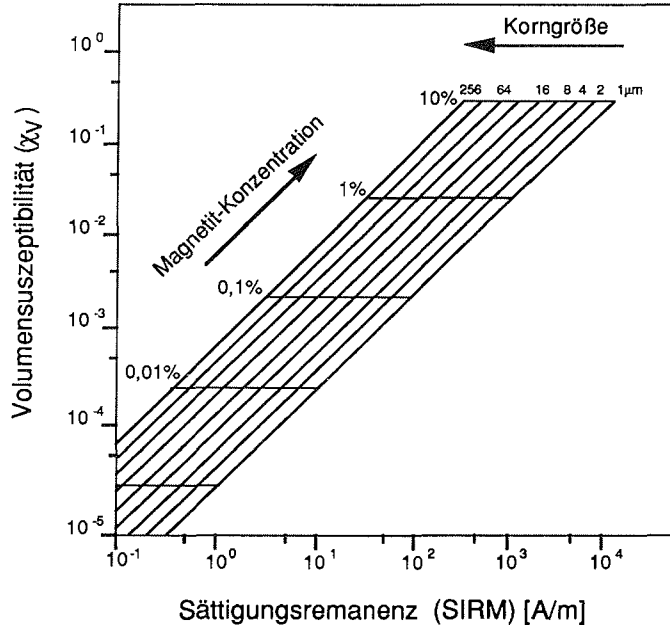


Abb. 12: Doppellogarithmische Darstellung der Sättigungsremanenz (SIRM) gegen die Volumenssuszeptibilität ( $\chi_V$ ); Konzentrations-Korngrößen-Gitter für reinen Magnetit (nach THOMPSON & OLDFIELD, 1986).

In dem Diagramm (Abb. 12) befinden sich die Proben gleicher Korngröße auf Diagonalen. Die Magnetitkonzentration ergibt sich in erster Näherung direkt aus den Werten der Volumenssuszeptibilität; z.B. entspricht einer Volumenssuszeptibilität von  $5 \cdot 10^{-1}$  einer Magnetitkonzentration von ca. 10%.

Da natürliche Proben zumeist ein Spektrum von Korngrößen besitzen, stellt der Wert aus dem Nomogramm einen Mittelwert für die Korngrößen magnetischer Partikel dar. Einflüsse von Hämatit oder Goethit werden erst bei sehr hohen Konzentrationen dieser Minerale (vgl. Tab. 2) wirksam. Die bisher verfügbaren, detaillierten Messungen gelten für reinen Magnetit. Abbildung 10 weist jedoch deutliche Unterschiede bei Magnetiten und Ti-Magnetiten in den Dimensionen von SD-, PSD- und MD-Teilchen auf. Deshalb sind Abschätzungen von Korngrößen bei Proben heterogener Mineralogie nur bedingt möglich.

Abbildung 13 (BRADSHAW & THOMPSON, 1985) zeigt die Variation der Korngröße magnetischer Partikel als Funktion zweier konzentrationsunabhängiger Parameter. Im doppeltlogarithmischen Diagramm der Remanenzkoerzitivkraft  $H_{CR}$  gegen den Quotienten aus SIRM und  $\chi_V$  sind MD-, PSD- und SD-Partikel, sowie Hämatit bestimmten Bereichen zugeordnet. Unterhalb dieser Bereiche liegen jeweils Werte für Proben, die Anteile superparamagnetischer Partikel besitzen. Hämatit ist durch sehr hohe Remanenzkoerzitivkräfte und niedrige Suszeptibilitäten gekennzeichnet.

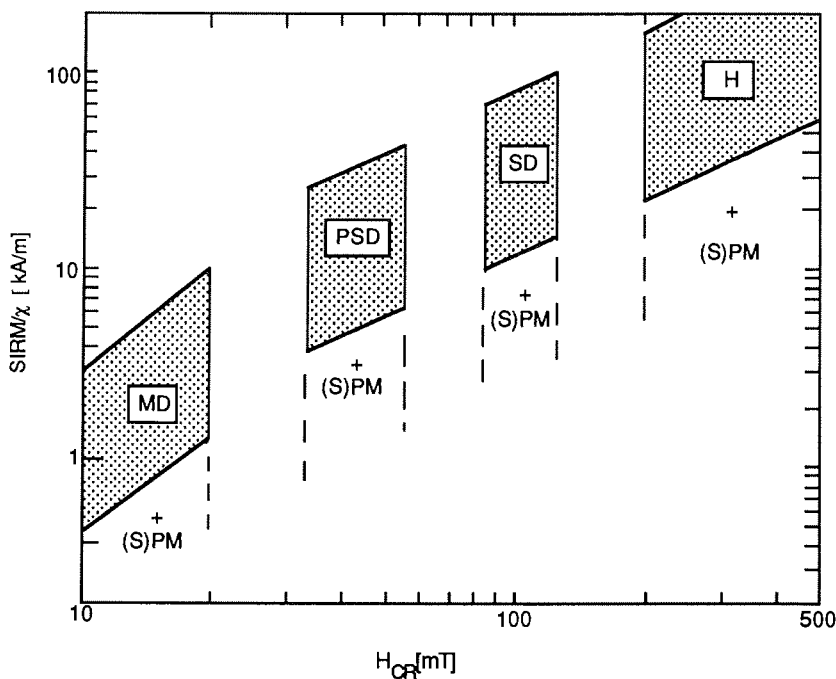


Abb. 13: Doppeltlogarithmisches Diagramm zur Korngrößenabschätzung von Magnetitpartikeln und Hämatit; SIRM/ $\chi$  gegen  $H_{CR}$  (H = Hämatit; SD = Einbereichsteilchen; PSD = Pseudo-Einbereichsteilchen; MD = Mehrbereichsteilchen; (S)PM = Mischungen magnetischer Partikel mit Anteilen superparamagnetischer Körner (nach BRADSHAW & THOMPSON, 1985)

## 2.5 DIE PALÄOMAGNETISCHE ALTERSDATIERUNG

Folgende Hypothesen ermöglichen eine Datierung von Gesteinen durch die Messung der remanenten Magnetisierung: Das Erdmagnetfeld besteht seit mindestens 2 Milliarden Jahren mit etwa identischer Intensität; Gesteinsremanenzen können Zeiträume dieser Größenordnung überdauern; Dipolachse und Rotationsachse der Erde schlossen stets nur einen kleinen Winkel ein und aus bisher nicht genau geklärten Gründen ändert das Erdmagnetfeld in der geologischen Vergangenheit häufig seine Polarität. Die Umpolungen des Erdmagnetfeldes fanden in unregelmäßigen Zeitabständen zwischen  $10^4$  und  $10^6$  Jahren statt und werden unter günstigen Voraussetzungen in Sedimenten als Abschnitte normaler und inverser Magnetisierung konserviert. Durch die seit mehr als 30 Jahren durchgeführten paläomagnetischen Messungen ist die zeitliche Abfolge der geomagnetischen Polaritätswechsel sehr genau bestimmt worden. Die Datierung der Sedimente muß insbesondere bei diskontinuierlicher Sedimentation durch andere stratigraphische Methoden ergänzt werden.

Wie bereits in den vorangegangenen Kapiteln erläutert wurde, setzt sich die remanente Magnetisierung von Gesteinen aus mehreren Komponenten zusammen, deren primär gebildete Komponente die Richtung des Erdmagnetfeldes zur Bildungszeit der Gesteine angibt. Ziel paläomagnetischer Untersuchungen ist die experimentelle Bestimmung der primären Magnetisierungskomponente. Sekundäre Magnetisierungskomponenten sollen durch eine Entmagnetisierung der Proben zerstört werden. Bei einer progressiven Entmagnetisierung wird nach jedem Entmagnetisierungsschritt die Intensität und Richtung der verbleibenden Magnetisierung gemessen. Die bei der Entmagnetisierung übrigbleibende, stabilste Komponente wird als charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) bezeichnet und gilt als die Richtung des Erdmagnetfeldes zur Zeit des Erwerbs der primären remanenten Magnetisierung während der Gesteinsbildung.

In dieser Arbeit erfolgt die Entmagnetisierung durch magnetische Wechselfelder (Kap.4.2). Dabei wurden alle Proben schrittweise in Wechselfeldern bis zu mindesten 50 mT entmagnetisiert. Geringere Höchstwerte für die Entmagnetisierung, wie sie früher standardmäßig verwendet wurden (FOSTER & OPDYKE, 1970; THEYER & HAMMOND, 1974a, b; OPDYKE et al., 1974), würden in bestimmten Proben zu Fehlbestimmungen der primären Magnetisierungskomponente und somit zu Fehlern in der Magnetostratigraphie führen.

Die Messung und Auswertung der Paläomagnetik der untersuchten Sedimente erfolgte an Geräten (Kryogenmagnetometer) und Rechnern des Fachgebiets Geophysik (Fachbereich Geowissenschaften) der Universität Bremen. Die Meß- und Auswertungsprogramme schrieb Dr. V. Spieß.



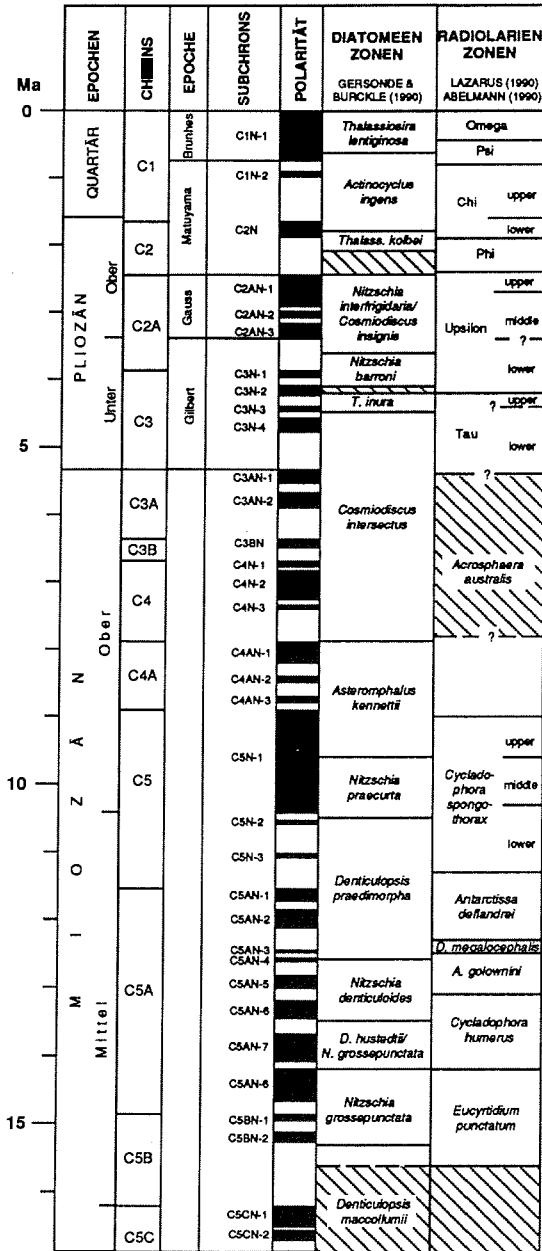


Abb. 14: Magneto-, Diatomeen- und Radiolarienstratigraphie für das Neogen südlicher hoher Breiten (verändert nach GERSONDE et al., im Druck).

Der Wert für die Inklination (Winkel zwischen der Richtung des Erdmagnetfeldes und Erdoberfläche) des Erdmagnetfeldes liegt im Arbeitsgebiet um 80° und besitzt während der Epochen (Brunhes, Gauss, etc.) normaler Feldrichtung ein negatives, in inversen Epochen (Matuyama, Gilbert, etc.) ein positives Vorzeichen. Polaritätswechsel sind durch Vorzeichenwechsel des Inklinationwertes gekennzeichnet.

Die Darstellung der Magnetisierungsrichtungen der Sedimente erfolgt mit einem schwarz-weißen Balken entsprechend der Kerntiefe, wobei schwarz normale und weiß inverse Richtungen darstellt. Die entstehenden Schwarz-Weiß-Abfolgen werden mit den derzeit gültigen Polaritätssequenzen (BERGGREN et al., 1985; modifiziert nach BARKER, KENNETT et al., 1988) verglichen. In Abbildung 14 wird die Magneto- und Biostratigraphie für das nordöstliche Weddellmeer dargestellt, die auf umfassende Bearbeitung der Sites 689 und 690 (ODP, Leg 113) beruht (BARKER, KENNETT et al., 1988; GERSONDE et al., im Druck). Für die biostratigraphische Altersbestimmung wurden die neogene Radiolarienzonierung nach HAYS & OPDYKE (1967) und die Diatomeenzonierung nach WEAVER & GOMBOS (1981) entsprechend den neueren Ergebnissen modifiziert. Sämtliche Untersuchungen zur biostratigraphischen Einstufung der Sedimente wurden von Dr. A. Abelmann (Radiolarien) und Dr. R. Gersonde (Diatomeen und Silikoflagellaten) durchgeführt. Die von LEDBETTER & CIESIELSKI (1986) für das gesamte nordöstliche Weddellmeer beschriebenen z.T. mächtigen Schichtlücken erschweren die stratigraphischen Einordnung der Sedimente.

### 3 EXPERIMENTELLE UNTERSUCHUNGEN

#### 3.1 PROBENNAHME

Für eine einheitliche Orientierung des gesamten Kerns wird dieser entlang einer vorher angebrachten, durchgehenden Markierung des Liners aufgesägt. In die Schnittfläche wird eine Plastikdose ( $2 \cdot 2 \cdot 1,6$  cm) gedrückt. Die z-Achse des Probenkoordinatensystems liegt dabei parallel zur Kernachse, die y-Achse senkrecht zur Schnittfläche des Kerns, die durch die x-z-Ebene repräsentiert ist. Ein Pfeil in negativer z-Richtung orientiert die Probe (Abb. 15). Es wurde ein durchschnittlicher Probenabstand von 10 cm gewählt. Ergänzende Zwischenproben wurden an sichtbaren lithologischen Grenzen oder bei einer Nachbeprobung zur Verfeinerung der magnetostratigraphischen Ergebnisse genommen.

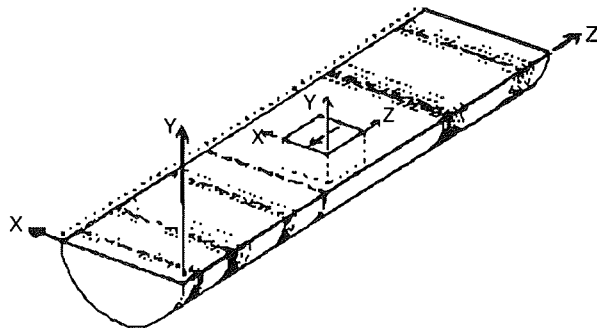


Abb. 15: Orientierung der Paläomagnetikproben im Sedimentkern (aus WEINREICH, 1985).

Die angegebene Tiefe (Anhang, A 3.3) bezeichnet die Mitte des Probenhorizontes. Die Probendöschen sind an einer Stelle durchbohrt, werden auf das Sediment gesetzt und langsam mit gleichmäßigem Druck in das Sediment gedrückt. Dabei ist darauf zu achten, daß es an den Rändern nicht zu Verschleppungen kommt. Bei sehr zähen Sedimenten, wie z.B. Diatomeenschlamm, hat es sich bewährt, wenn man das Döschen nicht hineindrückt, sondern entlang des Döschenrandes mit einem Messer die Form vorher aussticht und es erst dann vorsichtig hineindrückt. Die Döschen sollten vollständig ausgefüllt sein. Sie werden mit einem Deckel verschlossen, beschriftet und mit Klarsichtklebeband zugeklebt, wobei das Luftloch verschlossen wird, damit die Proben nicht austrocknen. Die Lagerung erfolgt im Kühlschrank bei  $+ 4^{\circ}$  C.

#### 3.2 MESSUNG DER REMANENTEN MAGNETISIERUNG

Seit den 70er Jahren ist man gerätetechnisch imstande, die sehr geringen remanenten Magnetisierungen mariner Sedimente zu messen. Der entscheidenden Durchbruch auf dem Gebiet der Meßempfindlichkeit und Meßzeit gelang mit der Entwicklung von Kryogen-Magnetometern (GOREE & FULLER, 1976). Bei dem hier verwendeten Gerät handelt es sich um ein triaxiales Kryogen-Magnetometer (Modell GM 400, CRYOGENIC CONSULTANTS, London). Es besteht aus einem Kryostaten, der die in einem Heliumbad befindlichen Meßsonden ("SQUIDS = Superconducting Quantum Interference Devices") enthält, Steuer- und Registrier-

einheiten und einem Kühlsystem. Die Anordnung der Aufnehmerspulen erlaubt in einem Meßschritt die Bestimmung aller drei kartesischer Magnetisierungsrichtungen. Vor jeder Messung der Magnetisierung wird das aktuell vorhandene Feld bestimmt (Nullmessung). Dieses Feld wird nach der Messung der Probe (Hauptmessung) vektoriell subtrahiert. Eine genaue Beschreibung des Gerätes, des Meßvorgangs und der Meßgenauigkeit gibt NOWACZYK (1985). Die Meßdaten werden in einem Meß- und Auswerteprogramm erfaßt und gespeichert. Die charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) einer Probe wird nach Abschluß der progressiven Entmagnetisierung bestimmt.

Bei einer Wechselfeldentmagnetisierung kommt es zur Zerstörung der Magnetisierungskomponenten, deren Koerzitivkraft kleiner sind, als die jeweilige Spitzenfeldstärke des angelegten Wechselfeldes. Nachfolgend werden Anteile mit höheren Koerzitivfeldstärken durch die stufenweise Erhöhung der Spitzenfeldstärke entmagnetisiert, so daß nur mehr die stabilsten Komponenten der NRM übrigbleiben. Die Entmagnetisierung wird durch ein sinusförmiges Wechselfeld erreicht, dessen Maximalwerte linear abnehmen. Die wechselnde Polarität des Feldes bewirkt in der Probe eine abwechselnd positive und negative Magnetisierung der magnetischen Partikel, deren Koerzitivkraft kleiner oder gleich der anfänglichen Spitzenfeldstärke ist. Durch die lineare Abnahme der Maximalwerte des Wechselfeldes werden die magnetischen Partikel bei Erreichen ihrer Koerzitivkraft jeweils parallel zur positiven oder negativen Halbwelle magnetisiert, so daß sich die Summe der magnetischen Momente nach außen hin aufhebt. Alle äußeren Felder werden möglichst durch Helmholtzspulen und  $\mu$ -Metallschilder (Apparatuschema bei TARLING, 1971) abgeschirmt. Die Entmagnetisierung wird in allen drei Raumrichtungen durchgeführt. Nach jedem Durchgang, bei dem die Maximalamplitude des Wechselfeldes schrittweise erhöht wird (progressive Entmagnetisierung: 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50 mT; bei einigen Proben auch bis 100 mT), wird die verbleibende Intensität und Richtung gemessen.

Die remanente Magnetisierung einer Probe läßt sich durch zwei Winkel, Inklination und Deklination, sowie die Intensität der remanenten Magnetisierung eindeutig beschreiben. Die Richtungen und Intensitäten, die während der progressiven Wechselfeldentmagnetisierung gemessen werden, werden zur übersichtlicheren Auswertung in vier Diagrammen (Abb. 16, a bis d) dargestellt. Der Verlauf der auf die NRM normierten Intensität ( $NRM = 1$ ) wird in den Entmagnetisierungskurven (Abb 16a) in Abhängigkeit von der Stärke des entmagnetisierenden Wechselfeldes wiedergegeben. Als zusätzlicher Parameter wird hierbei der Wert bestimmt, bei dem die Hälfte der NRM-Intensität zerstört ist (MDF = "median destructive field"). Im kartesischen Vektordiagramm (Abb. 16b) nach ZIJDERVELD (1967) werden die gemessenen Komponenten der resultierenden Magnetisierungsrichtungen nach den einzelnen Entmagnetisierungsschritten dargestellt. Variationen der Deklination ergeben sich aus dem XY-Diagramm der Horizontalkomponenten X und Y (Horizontalintensität = H). Inklinationsänderungen werden im HZ-Diagramm erkennbar, in dem Vertikalkomponente Z als Funktion der Horizontalkomponente H dargestellt wird. Die stereographische Projektion in Abbildung 16c stellt die gemessenen Richtungen des resultierenden Magnetisierungsvektors nach jedem Entmagnetisierungsschritt dar, wobei der erste Wert durch einen Stern gekennzeichnet ist. Eine stabile Magnetisierungskomponente zeichnet sich durch eine geringe Streuung der Richtungen während der Entmagnetisierung aus. Negative Richtungen werden durch offene Quadrate,

positive Richtungen durch schwarze Quadrate dargestellt. In der stereographische Projektion der Abbildung 16d werden die Richtungen der Differenzvektoren dargestellt (HOFFMAN & DAY, 1978). Als Differenzvektor wird die Richtung bezeichnet, die während eines Entmagnetisierungsschrittes zerstört wird.

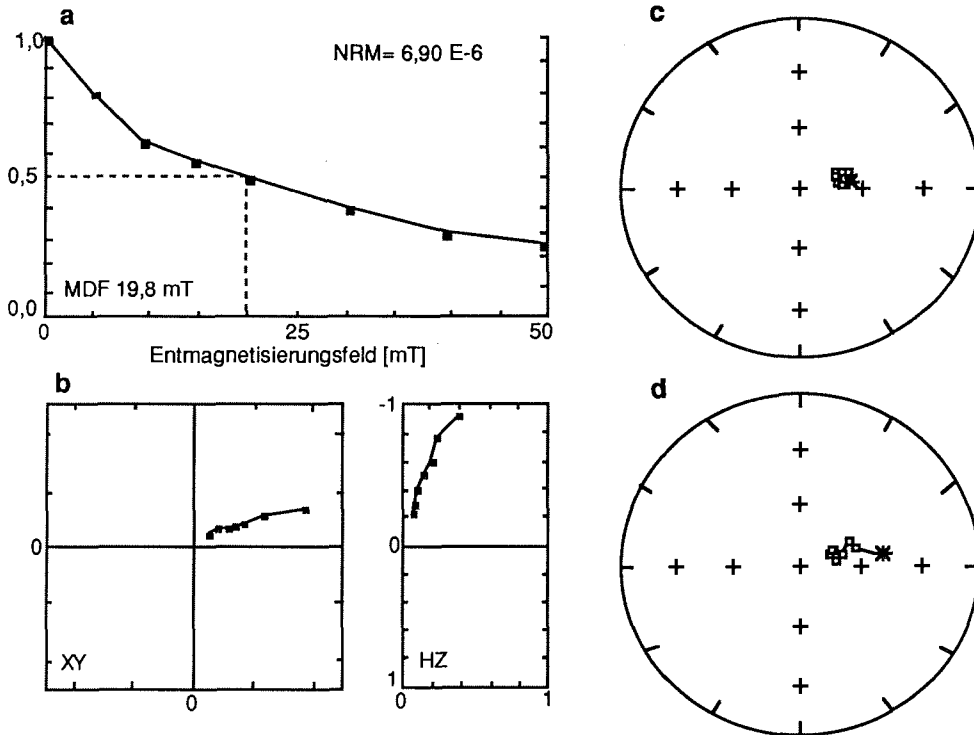


Abb. 16: Darstellung der paläomagnetischen Daten am Beispiel der Probe PS1451-1, 130 cm; a) Die Entmagnetisierungskurven ergeben den Verlauf der auf die NRM normierten Intensität ( $NRM = 1$ ) in Abhängigkeit von der Stärke des entmagnetisierenden Wechselfeldes und das MDF-Feld bei dem 50% der NRM-Intensität zerstört sind. b) Im Vektordiagramm nach ZIJDERVELD (1967) werden in der XY-Darstellung die horizontale Komponente (Horizontalintensität = H) gegen Norden und in der HZ-Darstellung die Vertikalkomponente (Z) gegen H (Winkel der Inklination) aufgetragen. c) Die stereographische Projektion stellt die gemessenen Richtungen des resultierenden Magnetisierungsvektors nach jedem Entmagnetisierungsschritt dar, wobei der erste Wert durch einen Stern gekennzeichnet ist. Negative Richtungen werden durch offene Quadrate, positive Richtungen durch schwarze Quadrate dargestellt. d) Die stereographische Projektion stellt die Richtungen der Differenzvektoren dar (HOFFMAN & DAY, 1978).

Die Darstellung der Entmagnetisierungsdaten (Abb. 16) dient zusammen mit den in Tabellen protokollierten Ergebnissen der Berechnung der stabilen Magnetisierungsrichtung (ChRM). McELHINNY (1973) definiert die stabile Richtung der remanenten Magnetisierung als Mittelwert geringster Streuung mehrerer aufeinanderfolgender Entmagnetisierungsschritte. Dabei müssen die Meßwerte, die als die stabile Komponente gemittelt werden sollen, folgende Voraussetzungen erfüllen

(WEINREICH, 1985): Monotone Abnahme der normierten Magnetisierungsintensität in der Entmagnetisierungskurve (Abb. 16a); kontinuierliche Abnahme beider kartesischer Magnetisierungskomponenten auf den Ursprung des Koordinatensystems der Vektordiagramme (Abb. 16b); enge Gruppierung der resultierenden Vektoren der Magnetisierung um einen Mittelwert (Abb. 16c); geringe Streuung der Differenzvektoren auf der Lagenkugel (Abb. 16d) um den gleichen stabilen Mittelwert, wie die resultierenden Vektoren.

Für eine Unterteilung der Sedimente nach ihrem Verhalten bei der Wechselfeldentmagnetisierung werden in der Literatur verschiedene Klassifizierungen benutzt. In dieser Arbeit wird eine Typisierung nach TUCKER (1984) verwendet, die, im Gegensatz zu den drei Typen bei BLEIL (1985), vier Typen unterteilt: Proben ohne sekundäre Überprägung, die sich im ZIJDERVELD-Diagramm während der einzelnen Entmagnetisierungsschritte durch eine kontinuierliche Abnahme beider kartesischer Magnetisierungskomponenten auf den Ursprung des Koordinatensystems auszeichnen (Typ 1) (vgl. Abb. 16); Proben mit teilweiser Überprägung, deren gekrümmter Verlauf der Richtungen im ZIJDERVELD-Diagramm unbekannter Herkunft ist (Typ 2); Proben, durch deren Überprägung (meist normaler Felder) die ursprüngliche Magnetisierungsrichtung komplett verschwindet, wobei die Überprägung aber durch die Wechselfeldentmagnetisierung entfernt werden kann (Typ 3) und Proben mit einem Verhalten wie Typ 3, mit der Einschränkung, daß die Überprägung durch die Wechselfeldentmagnetisierung nicht entfernt werden kann (Typ 4). Proben mit den Entmagnetisierungscharakteristika von Typ 4 besitzen erratische Variationen in Richtung und Intensität der Magnetisierung und sind nicht paläomagnetisch auswertbar.

Häufig treten in inversen Horizonten sekundäre, normale Magnetisierungskomponenten auf. Durch die Lage des heutigen Magnetfeldes wird dem Sediment eine sekundäre, viskose remanente Magnetisierung (VRM) normaler Magnetisierungsrichtung aufgeprägt, die jedoch bei geringen Entmagnetisierungsfeldern (< 20 mT) verschwindet. Von der Überprägung sind in erster Linie gröbere magnetische Partikel mit geringen Remanenzkoerzitivkräften betroffen.

### 3.3 SUSZEPTIBILITÄTSMESSUNGEN

Die Messungen der Suszeptibilität wurden an den für die Magnetostratigraphie genommenen Proben ( $V = 6,4 \text{ cm}^3$ ) durchgeführt. Das Meßgerät (Typ: BARTINGTON MS 2, mit Adapter für Einzelproben mit Durchmessern von 2 cm) besteht aus einer Wechselstrombrücke für nieder- (0,46 kHz) und hochfrequente (4,6 kHz) Messungen. Die Probe wird nach einer Nullmessung in den Proben-tunnel gesenkt. Die Veränderung des Brückenwiderstandes wird digital angezeigt und ergibt nach einer gerätespezifischen Umrechnung den Wert für die Volumensuszeptibilität.

Die Differenz der Suszeptibilitätswerte aus niedrig- ( $\chi_{LF}$ ) und hochfrequenten ( $\chi_{HF}$ ) Messungen bezogen auf den Wert aus der niederfrequenten Messung ( $\chi_{LF}$ ) wird als Maß für die Frequenzabhängigkeit der Suszeptibilität benutzt, mit  $\chi_{FD}$  bezeichnet und in Prozent ausgedrückt:

$$\chi_{FD} = 100\% (\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF} \quad (2)$$

Für natürliche Proben liegt  $\chi_{FD}$  zwischen 0 und 24% (THOMPSON & OLDFIELD, 1986). Hohe  $\chi_{FD}$ -Werte weisen auf sehr feinkörniges magnetisches Material hin .

### 3.4 ARM-MESSUNGEN

Bei der Induktion der anhysteretischen remanenten Magnetisierung wird eine Entmagnetisierungsspule (s. Kap. 3.2) in einem Gleichfeld plaziert. Als Gleichfeld wird in der Versuchsanordnung das im Labor herrschende Erdmagnetfeld benutzt. Dazu wird die Lage und Größe des Erdmagnetfeldes mit einer Förstersonde bestimmt und die Spule danach parallel zur maximalen Intensität ausgerichtet. Während des angelegten Wechselfeldes entsteht durch die Überlagerung des Erdmagnetfeldes eine remanente Magnetisierung der Probe in Richtung der z-Achse, die nachfolgend mit einem Spinner-Magnetometer gemessen wird. Die Größe des Erdmagnetfeldes im Labor lag durchschnittlich bei 0,43 mT.

Bei der Messung mit dem Spinner-Magnetometer (Typ Minispin; MOLSPIN Ltd.) rotiert die Probe in einem Schacht mit einer bestimmten Frequenz über eine Aufnehmerspule. Aufgrund der Geometrie des Gerätes können pro Meßdurchgang nur zwei Komponenten gemessen werden. Zur Bestimmung von Größe und Richtung des remanenten Magnetisierungsvektors in der Probe sind sechs Messungen erforderlich (je zwei in gegenläufigen Rotationen um die drei kartesischen Raumrichtungen). Die Aufnehmerspule registriert bei der Rotation der Probe periodische Änderungen des magnetischen Flusses. Diese Änderungen induzieren in der Spule eine sinusförmige Wechselspannung. Die Amplitude hängt von der Geometrie des Meßgerätes (Abstand Probe-Spule, Windungszahl, Querschnittsfläche, Rotationsfrequenz) und der Magnetisierung der Probe ab.

Die Messungen zur ARM erfolgten in charakteristischen Schritten. Vor jeder Messung wurden die Proben mit 96 mT entmagnetisiert. Durch den Verlauf der Erwerbs- bzw. Entmagnetisierungskurven sind zusätzliche Aussagen zur Magnetomineralogie möglich. Für die Erwerbs- und Wechselfeldentmagnetisierung wurden folgende Schritte gewählt : 0; 0,5; 1; 2,5; 5; 7,5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 60; 70; 80; 96 mT. Mit 96 mT war der maximal durchführbare Wert für die Entmagnetisierungsspule erreicht. Die Erwerbismagnetisierung erfolgte nur in der z-Richtung. Die Entmagnetisierung wurde in allen drei Raumrichtungen durchgeführt.

Die Intensität der ARM ist proportional zum herrschenden Gleichfeld. Darüber hinaus wird sie von der Korngröße der magnetischen Träger der Probe beeinflusst (STACEY & BANERJEE, 1974; KING et al., 1982).

### 3.5 IRM-MESSUNGEN

Die IRM wird durch ein Gleichfeld aufgeprägt. Es wird durch die Entladung eines Kondensators über eine Spule als impulsartiges Gleichfeld bis zu 850 mT erzeugt. Die Messung der Intensität der IRM erfolgt durch einen Spinner-Magnetometer.

Für die Erwerbismagnetisierung wurden zunächst folgende Schritte gewählt: 0, 20, 40, 60, 80, 100, 130, 160, 200, 230, 260, 300, 400, 600, 800 mT. Die Wechselfeldentmagnetisierung erfolgte in folgenden Schritten: 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 65, 80, 96 mT.

Der LOWRIE-FULLER-Test (LOWRIE & FULLER, 1971) vergleicht die Wechselfeld-entmagnetisierungskurven der ARM und IRM. Liegt die ARM-Kurve oberhalb der IRM-Kurve und ist damit der MDF-Wert der ARM höher als der MDF-Wert der IRM, liegen die magnetischen Körner im Bereich von SD- bis PSD-Partikel. Bei umgekehrten Verhältnissen liegen MD-Partikel vor. Der Test darf nur für Proben angewandt werden, die mit etwa gleichgroßen Feldern magnetisiert wurden, damit die Partikel mit gleichen Koerzitivkraftspektren magnetisiert werden. Da für die ARM das höchst mögliche Feld auf 96 mT beschränkt ist, wurde für den LOWRIE-FULLER-Test der maximale IRM-Wert auf 100 mT reduziert. Falls sich die normierten Entmagnetisierungskurven von ARM und IRM schneiden, weist dies auf die Mischung von MD- und SD-Partikel oder Partikel im Übergangsbereich hin (JOHNSON et al., 1975b).

Während der Messungen der isothermalen remanenten Magnetisierung kann auf zwei Arten die Remanenzkoerzitivkraft ( $H_{CR}$ ) bestimmt werden:

(1) Nach Erreichen der Sättigung der IRM wird die Probe zur Bestimmung der Remanenzkoerzitivkraft ( $H_{CR}$ ) durch eine Drehung um  $180^\circ$  in der gleichen Versuchsanordnung in ein antiparalleles Gleichfeld gebracht. Durch schrittweises Erhöhen des Feldes, kann der Wert bestimmt werden, an dem die remanente Magnetisierung der Probe Null ist (vgl. Kap. 2.4). Dieser Wert stellt die Remanenzkoerzitivkraft  $H_{CR}$  dar. Wie in Abb. 8 erkennbar ist, ist die Größe dieses Umkehrfeldes von der Korngröße der magnetischen Partikel abhängig.

(2) Eine andere Art der Bestimmung von  $H_{CR}$  benutzt CISOWSKI (1981).  $H_{CR}$  entspricht der Feldstärke, bei der es zur vollständigen Kompensierung des noch bestehenden, hochkoerzitiven Magnetisierungsanteils der ursprüngliche Richtung durch den niederkoerzitiven Magnetisierungsanteil der jetzigen Feldrichtung kommt. Die resultierende Magnetisierung ist hier Null, die Probe scheinbar unmagnetisch. Wenn man nun dagegen die Erwerbs- und Entmagnetisierungskurve der IRM betrachtet (Abb. 17), ist im Schnittpunkt beider Kurven die erworbene, niedrigkoerzitive remanente Magnetisierung der Erwerbsmagnetisierungskurve gleich groß wie der hochkoerzitive Anteil der Sättigungsremanenz (SIRM), der bei dieser Feldstärke des Wechselfeldes noch übrigbleibt. CISOWSKI (1981) konnte diesen Sachverhalt experimentell an 41 Intrusivgesteinen verifizieren.

Durch diese Bestimmungsmethode erhält man einen weiteren gesteinsmagnetischen Parameter, den  $\underline{R}$ -Wert, als Ordinatenwert des Schnittpunktes beider Kurven (Abb. 17). Dieser von WOHLFARTH (1958) beschriebene Parameter beschreibt die Wechselwirkungen zwischen magnetischen Partikeln. Für wechselwirkungsfreie Teilchen, z.B. SD-Partikel geringer Konzentration, ist  $\underline{R} = 0,5$ . In diesem Fall sind 50% der Magnetisierung dieser Partikel bei diesem  $H_{CR}$ -Feld neu ausgerichtet und 50% sind unbeeinflusst und behalten ihre Richtung der Sättigungsremanenz. Beim Auftreten von Wechselwirkungen zwischen den magnetischen Körnern oder innerhalb der MD-Partikel wird der  $\underline{R}$ -Wert kleiner. Wenn, wie im Beispiel (Abb. 18), ein  $\underline{R}$ -Wert von 0,36 erreicht wird, so ist 36% der Magnetisierung neu ausgerichtet, 36% hat die alte Richtung und der Rest (28%) der magnetischen Körner oder "cluster" haben eine zufällig orientierte Magnetisierung.



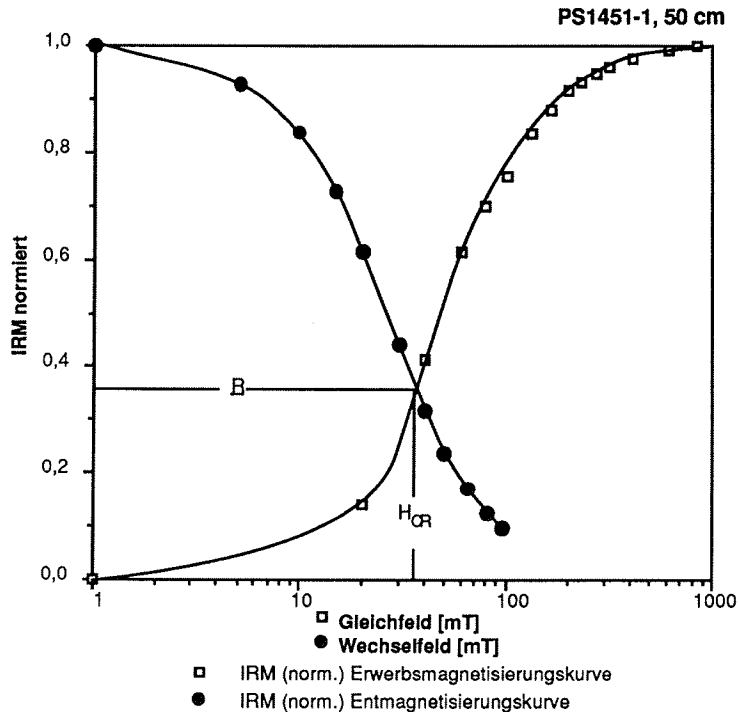


Abb. 17: Bestimmung von  $H_{CR}$  und  $R$ -Wert an IRM-Erwerbs- (offene Quadrate) und IRM-Entmagnetisierungskurven (schwarze Punkte) für die Probe PS1451-1, 50 cm.

### 3.6 SEPARATION UND BESTIMMUNG DER MAGNETISCHEN TRÄGER

Für die Separation der magnetischen Träger wurden Proben des Kerns PS1451-1 ausgewählt. Etwa 70 g feuchtes Sediment wurde zunächst mit Wasserstoffperoxid (5%) und Essigsäure (10%) behandelt, um organische und karbonatische Anteile des Sediments zu entfernen. Mit einem Sieb (Maschenweite = 63  $\mu\text{m}$ ) wurde die Sandfraktion abgetrennt. Die Fraktion < 63  $\mu\text{m}$  wurde aufgefangen und sechs Stunden bei 85°C mit 1 N NaOH zur Lösung biosilikatischer Sedimentkomponenten behandelt. Durch diese Behandlungen wurde nahezu der gesamte biogene Anteil des Sediments entfernt. Anschließend erfolgt die Abtrennung der Fraktion < 2  $\mu\text{m}$  mittels der ATTERBERG-Methode (MÜLLER, 1967) abgetrennt. Aufgrund der hohen Dichte der Magnetite befinden sich in 2-63  $\mu\text{m}$ -Fraktion (Silt) nach dem STOKES'schen Gesetz Magnetitkörner bis zu 0,6  $\mu\text{m}$  Durchmesser.

Die Siltfraktion wurde im Magnetscheider (FRANTZ Magnetic Barrier Separator, Model LB-1; bei 30 mA, Neigung 45°), der durch entsprechenden Umbau (GREENE & CORNITIUS, 1971) für Suspensionen geeignet ist, in eine magnetische und nichtmagnetische Fraktion getrennt. Durch das Anlegen eines Handmagnetscheiders an die Wand einer Kautexflasche, die die suspendierte, magnetische Fraktion enthält, wurden die Körner mit der höchsten Suszeptibilität an der Flaschenwand konzentriert. Dieses Konzentrat wurde mit 10%-iger Flußsäure (HF) zehn Minuten behandelt, um kleine silikatische Minerale aufzulösen. Der Rest

(Anreicherung 1:50 bis 1:100) wurde auf Aluminium-Objektträger aufgebracht und mittels Kathodenzerstäubung abwechselnd mit Gold/Palladium und Kohle überzogen (180 s Gold/Palladium; 4 · 5 s Kohle; 180 s Gold/ Palladium). Zur schnelleren Identifizierung von Elementen mit hohen Massenzahlen wurde das Rasterelektronenmikroskop (REM) (Philips SEM 515) im normalen und im Rückstreuelektronenmodus betrieben. Zur semiquantitativen Bestimmung der Elementverhältnisse wurden EDAX-Analysen durchgeführt. Die erhaltenen Spektren wurden zur Festlegung des Fe-Ti-Verhältnisses und eventuell auftretender anderer Elemente mit entsprechenden Spektren verglichen (WELTON, 1984; VON DOBENECK, 1985).

## 4 UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

In diesem Kapitel werden zunächst die sedimentologischen und dann die paläomagnetischen und gesteinsmagnetischen Ergebnisse der vier untersuchten Sedimentkerne vorgestellt. Die Reihenfolge in der Vorstellung der Ergebnisse der einzelnen Sedimentkerne resultiert aus der zunehmenden Wassertiefe der jeweiligen Kernpositionen. Die kompletten Datensätze aller aufgeführten Parameter finden sich im Anhang (A 3.2 bis 3.4)

### 4.1 ERGEBNISSE DER SEDIMENTOLOGISCHEN UNTERSUCHUNGEN

#### 4.1.1 Erläuterung einzelner sedimentologischer Parameter

Die hohen **Wassergehalte** der bearbeiteten Sedimente variieren mit dem Sedimenttyp. In den karbonatischen Sedimenten liegen sie bei etwa 50%, in den Sedimenten mit hohen biogenen Opalgehalten betragen die Werte 60% bis 80%. Der Übergang von den karbonatischen zu den biogenopalreichen Sedimenten ist mit einer Zunahme im Wassergehalt verbunden. Im Tiefseeton liegen die Wassergehalte zwischen 50% und 60% und nehmen, entsprechend der Kompaktion der Sedimente, mit der Kerntiefe ab.

Die **Korngrößenverteilung** (Kies/Sand/Silt/Ton-Verhältnis) des Gesamtsedimentes spiegelt insbesondere in der Sandkomponente den jeweiligen Anteil an biogenen Komponenten wider. Kieskorngroße Komponenten (> 2 mm) treten nur in wenigen Proben auf und sind dann meist größere Manganknollen oder grobkörnige, z.T. mit bis zu Zentimetern dicken Mangankrusten überzogene, eisverfrachtete Detrituskomponenten ("IRD"). Das prozentuale Korngrößenverhältnis zwischen Sand, Silt und Ton ist in Tab. 4 für die verschiedenen Sedimenttypen klassifiziert und im Anhang (A 3.2) für alle Kerne aufgelistet. Die karbonatischen Sedimenttypen (Foraminiferenschlamm und -mud) werden von sandigen Korngrößen dominiert. Im Diatomeenschlamm treten erhöhte Siltgehalte auf, während im Diatomeenmud Silt und Ton etwa gleiche Anteile besitzen. Geringe Sandgehalte deuten auf höhere Anteile an Radiolarien hin. Der Tiefseeton besteht aus ca. 70% Ton. Hier bestehen die sandigen Anteile zumeist aus Mikromanganknollen.

Der Anteil der **Hauptsedimentkomponenten** (Kalziumkarbonat, Biogenopal, abiogener Anteil) am Gesamtsediment ist das Hauptkriterium für die Klassifizierung der Sedimenttypen. Der **Karbonatgehalt** erreicht in den Foraminiferenschlämmen Werte bis zu 90%. In den biogenopalreichen Sedimenten tritt in langen Abschnitten der Kerne oberhalb der CCD überhaupt kein Karbonat auf. Das Kalziumkarbonat resultiert ausnahmslos aus Gehäusen einer Foraminiferenart (*Neogloboquadrina pachyderma*). Innerhalb der Diatomeenschlämme können Horizonte nahezu ausschließlich aus **Biogenopal** (> 90%) bestehen. In den karbonatischen Sedimenttypen liegen die Gehalte meist unter 10%. Der Biogenopal besteht zum größten Teil aus Diatomeen; während Radiolarien und Silikoflagellaten untergeordnet auftreten. Der **abiogene Anteil** wird rechnerisch durch den Abzug des prozentualen Karbonat- und Biogenopalgehalts von 100% bestimmt. Die höchsten Werte werden mit 80% bis 100% im Tiefseeton angetroffen. In den tonreichen Foraminiferen- und Diatomeenmuds liegen die Gehalte über 50%. In den karbonatischen und biogenopalreichen Schlämmen

treten z.T. sehr geringe abiogene Anteile unter 10% auf. Bei geringen Anteilen biogener Komponenten wird das Sediment nach der Korngröße klassifiziert.

$$100\% - \text{Gew.}\% \text{Karbonat} - \text{Gew.}\% \text{ Biogenopal} = \text{Gew.}\% \text{ Abiogener Anteil} \quad (3)$$

Der abiogene Anteil besteht überwiegend aus Tonmineralen (Illit, 50-60%; Chlorit, 20%; Smektit, 20% und Kaolinit, < 10%; mdl. Mitt. G. Kuhn) und detritischen Komponenten. Im Tiefseeton befinden sich darüberhinaus größere Anteile von Mikromanganknollen. Die Gehalte an größerem eisverfrachtetem Detritus ("IRD") sind meist gering.

Der "IRD"-Parameter gilt als Maß für den Eintrag eistransportierten Materials ins Sediment (GROBE, 1986). In den Kernen PS1451-1, PS1458-1 und PS1467-1 treten über den gesamten Kernverlauf Werte zwischen 0 und 7 Partikel > 2 mm/100 cm<sup>3</sup> Sediment auf (Abb. 25, 26 und 27). Im Kern PS1466-1 (Abb. 28) betragen die Werte im obersten Meter bis zu 38 [> 2 mm/100 cm<sup>3</sup>]. Im unteren Teil des Kerns fehlen grobe Komponenten völlig.

Die Werte für den Gehalt an **organischem Kohlenstoff** liegen zumeist unter 0,1 Gew.-%. Höhere Werte zwischen 0,2% und 0,3% werden in wenigen Ausnahmen in sehr geringen Sedimenttiefen erreicht. Bei den übrigen Werten (< 0,1 Gew.-%) dürfte es sich um nicht metabolisierbare organische Substanz handeln. Der geringe primäre Eintrag von organischer Substanz scheint schon in geringen Sedimenttiefen abgebaut zu sein. Aufgrund der in allen Kernen auftretenden sehr geringen Werte für den organischen Kohlenstoff, wurde auf eine Darstellung der Gehalte im Kernverlauf verzichtet.

Die **Farbe** des Sedimentes ist vom jeweiligen Sedimenttyp abhängig. Hellere Farben treten in Sedimenten mit hohen Anteilen biogener Komponenten auf, während die dunkleren Farben auf einen größeren abiogenen Anteil bzw. Anwesenheit von Mikromanganknollen hinweisen. Häufig auftretende Farben in den Sedimenttypen: Foraminiferenschlamm, hell olive-grau; Foraminiferen- und Diatomeenmud, gelb-braun; Diatomeenschlamm, grau-orangefarben. Der Gehalt an organischem Kohlenstoff, der in allen Kernen zumeist unter 0,1 Gew.-% liegt, beeinflusst die Färbung des Sediments nicht.

Es können nur eine geringe Anzahl differenzierter Einzelspuren innerhalb der **Bioturbation** unterschieden werden. Sie zeigen größtenteils eine wolkig diffuse Struktur ("burrow mottling", FREY 1973). Die Spuren durchdringen einander, so daß Strukturen innerhalb der Spuren selten genauer zu erkennen sind. Die Homogenität des Sediments erschwert ebenfalls Aussagen über Art und Häufigkeit einzelner Bioturbationsstrukturen. Bis auf wenige Bereiche (s. A 3.1) ist das Sediment vollständig durchwühlt (Grad der Bioturbation = 100%). In den biogenopalreichen Kernabschnitten wurden mit Diatomeen und Radiolarien verfüllte Gänge beobachtet. Die Organismen müssen zur Anreicherung des Biogenopals, in diesen Bereichen beigetragen haben. Aufgrund der z.T. schlechten Erhaltung der Spuren konnten nur wenige Typen eindeutig unterschieden werden (WESTALL, im Druck): *Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides* und *Zoophycos*. Nicht eindeutig erkennbare Formen wurden mit strukturbeschreibenden Begriffen wie "burrow tubes" oder "composite burrows" benannt (CHAMBERLAIN, 1978). "Burrow tubes" sind längliche, oft runde Wühlbauten mit Durchmessern

zwischen 4-15 mm. Die Länge betragen mehr als 10 cm, Verzweigungen waren nicht erkennbar. Die Gänge durchdrangen sich und waren meist horizontal orientiert. "Composite burrows" sind rundlich bis ovale Gänge, in denen große Hauptgänge von kleineren (z.B. *Planolites* und *Chondrites*) durchzogen werden. Die von WESTALL (im Druck) aufgestellten Vergesellschaftungen von Spurenfossilien lassen sich nicht ohne weiteres auf das Arbeitsgebiet an der Maudkuppe übertragen. Übereinstimmungen liegen insofern vor, daß *Thalassinoides* besonders in älteren (älter als 0,7 Ma), biogenopalreichen Sedimenten dominiert, während in jüngeren karbonatischen Sedimenten eine größere Vielfalt an Spurenfossilien auftritt. Eine Begründung für die Veränderung in der Zusammensetzung der Spurenfossilien gibt WETZEL (1981), der die erhöhte Spurendiversität in kaltzeitlichen Sedimenten mit Veränderung in der Wassermassenzirkulation interpretiert.

#### 4.1.2 Sedimenttypen

Die Klassifizierung der Sedimente erleichtert den Vergleich zwischen den Kernen. Es lassen sich insgesamt fünf Sedimenttypen unterscheiden: Foraminiferenschlamm, Foraminiferenmud, Diatomeenmud, Diatomeenschlamm und Tiefseeton. Der Tiefseeton tritt nur im Kern PS1466-1 auf. Die anderen Sedimenttypen wechseln sich in einer charakteristischen Abfolge ab, in der sich die Geschichte des Ablagerungsmilieus an den Kernstationen PS1451-1, PS1458-1 und PS1467-1 ablesen läßt. Als jüngstes Sediment wurde der Foraminiferenschlamm abgelagert. Der Übergang vom Foraminiferenschlamm zum Diatomeenschlamm wird von den tonreicheren Foraminiferen- und Diatomeenmuds gebildet. "Mud" ist der englischsprachige Ausdruck für ein Sediment aus Sand, Silt und Ton, für den es in der deutschen Sprache keinen adäquaten Begriff gibt. Im folgenden sollen die fünf Sedimenttypen kurz charakterisiert werden.

##### Foraminiferenschlamm

Der Foraminiferenschlamm ist ein weiches, helles Sediment. Er ist sandig und setzt sich zum größten Teil aus karbonatischen Foraminiferen der Art *N. pachyderma* zusammen. Untergeordnet liegen Partikel aus Biogenopal (Diatomeen, Radiolarien, Silikoflagellaten) vor. Detritische Anteile und Mikromanganknollen treten ebenfalls auf. Schichtung ist nur in wenigen Bereichen erkennbar. Die Homogenität des Sediments wird auf eine intensive Bioturbation zurückgeführt werden. Die Wassergehalte liegen zwischen 40% und 50%. Der Foraminiferenschlamm bedeckt große Flächen der Maudkuppe oberhalb der Kompensationstiefe für Calcit, die bei etwa 4200 m liegt (mdl. Mitt. R. Gersonde), und besitzt Mächtigkeiten bis zu 3,35 m.

##### Foraminiferenmud

Der Foraminiferenmud wird durch seinen geringeren Karbonatgehalt (< 50%) und seine meist etwas dunklere Farbe, die durch einen höheren Tongehalt bedingt ist, vom Foraminiferenschlamm unterschieden. Anteile aus opalinen Skeletten und abiogenen Komponenten machen mehr als 50% des Sedimentes aus. Das Sediment repräsentiert den Übergang von der Karbonat- zur Biogenopalfazies. Die Mächtigkeit des Horizontes liegt je nach Ausbildung einer Schichtlücke zwischen 10 und 30 cm. Der Wassergehalt schwankt zwischen 50% und 60%.

#### Diatomeenmud

Der Diatomeenmud hat eine dunklere Farbe und einen geringeren Biogenopalgehalt (< 50%), als der Diatomeenschlamm. Das Sediment tritt im Übergangsbereich zwischen der Karbonat- zur Biogenopalfazies auf. Die Wassergehalte liegen zwischen 60 und 70%. Die Mächtigkeiten betragen zwischen 30 cm und 120 cm. Im Kern PS1467-1 unterlagert der Diatomeenmud den Diatomeenschlamm mit einer Mächtigkeit von 150 cm.

#### Diatomeenschlamm

Der Diatomeenschlamm ist ein sehr wasserhaltiges, z.T. zähes, helles Sediment. Das sehr schwach sandige, tonig, siltige Sediment ist karbonatfrei und setzt sich größtenteils aus verschiedenen silikatischen Mikrofossilien (Diatomeen, Radiolarien, Silikoflagellaten) zusammen. Detritische Anteile und Mikromanganknollen sind selten. Das Sediment hat oft ein fleckiges Aussehen. Durch die intensive Bioturbation kommt es zur Anreicherung von Sediment in Gängen. Schichtung oder Sedimentgefüge sind nur an wenigen Stellen erkennbar. Die Wassergehalte des Sediments liegen über 70%. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen 150 cm und 750 cm.

#### Tiefseeton

Der Tiefseeton in Kern PS1466-1 (0-1052 cm) (Abb. 28) unterscheidet sich von den anderen bearbeiteten Sedimenten durch das nahezu vollständige Fehlen von Karbonat und die sehr niedrigen Biogenopalgehalte (< 20 Gew.% Opal). Der braungraue, schwach siltige Ton ist teilweise schon verfestigt und weist einen hohen Anteil an Mikromanganknollen aus. Eine grobkörnige Komponente tritt nur in den obersten Horizonten auf. Durch die Bioturbation der Sedimente sind keine sedimentären Strukturen erkennbar.

Tab. 4: Parameter der verschiedenen Sedimenttypen; Abkürzungen: Gew.% = Gewichtsprozent; Karb. = Karbonat; Opal = Biogenopal; Ab. = abiogener Anteil; % H<sub>2</sub>O = Wassergehalt bezogen auf das Trockengewicht; % Korngr.-Verh.: Prozentuales Verhältnis der Korngrößen Sand, Silt und Ton (Kies wurde aufgrund des sehr geringen Anteils vernachlässigt); Karbonatgeh. = Karbonatgehalt.

Sedimenttyp	Gew.%-Karb.	Gew.%-Opal	Gew.%-Ab.	% H <sub>2</sub> O	%Korngr.Verh. (Sand/Silt/Ton)
Foraminiferenschlamm	> 50	< 50	< 50	40-50	60 / 20 / 20
Foraminiferenmud	< 50	< Karbonatgeh.	> 50	50-60	40 / 30 / 30
Diatomeenmud	< 50	> Karbonatgeh.	> 50	60-70	10 / 45 / 45
Diatomeenschlamm	< 50	> 50	< 50	> 70	10 / 60 / 30
Tiefseeton	< 30	< 30	> 50	50-60	5 / 25 / 70

#### 4.1.3 Sedimentologische Parameter im Kern PS1458-1

Der Kern PS1458-1 wurde in 2480 m Wassertiefe an der Position (64°00,15'S, 1°51,71'E) ca. 50 km nordwestlich des höchsten Punktes der Maudkuppe gezogen (Abb. 1). Es wurden 5,26 m Sediment gekernt. In Kern PS1458-1 hat der Foraminiferenschlamm eine Mächtigkeit von 335 cm. Die Übergangszone mit

Foraminiferenmud (15 cm) und Diatomeenmud (29 cm) ist sehr geringmächtig. Die untersten 147 cm des Kerns bestehen aus Diatomeenschlamm (Abb. 18).

Die **Wassergehalte** des Kerns lassen sich in drei Bereiche unterteilen (Abb. 18). In den obersten 60 cm liegen die Werte um 50%. Zwischen 70 und 330 cm treten geringe Wassergehalte unter 50% auf. Mit zunehmender Kerntiefe und abnehmendem Karbonatgehalt steigt der Wassergehalt im Diatomeenschlamm auf Werte um 70%. Darin kommt eine direkte Abhängigkeit des Wassergehaltes vom Sediment zum Ausdruck. Eine Kompaktion mit zunehmender Kerntiefe ist nur im obersten Kernmeter zu erkennen.

Die **Korngrößenverteilung** im Foraminiferenschlamm wird von Sandanteilen mit Werten zwischen 50% und 80% (Abb. 18) dominiert. Eine Ausnahme bildet ein Horizont zwischen 54 cm und 79 cm, in dem höhere Siltgehalte auftreten. Zwischen 270 cm und 370 cm nimmt der Sandgehalt von 70% auf unter 20% ab. Im Diatomeenschlamm liegen die Sandgehalte unter 20%. Silt- und Tongehalt im Foraminiferenschlamm liegen bei 10% (Ton) bzw. 20% (Silt). Eine Ausnahme bildet der Bereich zwischen 60-120 cm. Im Diatomeenschlamm liegen die Tongehalte bei 40%, die Siltgehalt bei 50%. Der Gehalt an Komponenten > 2 mm ist durchgehend sehr gering.

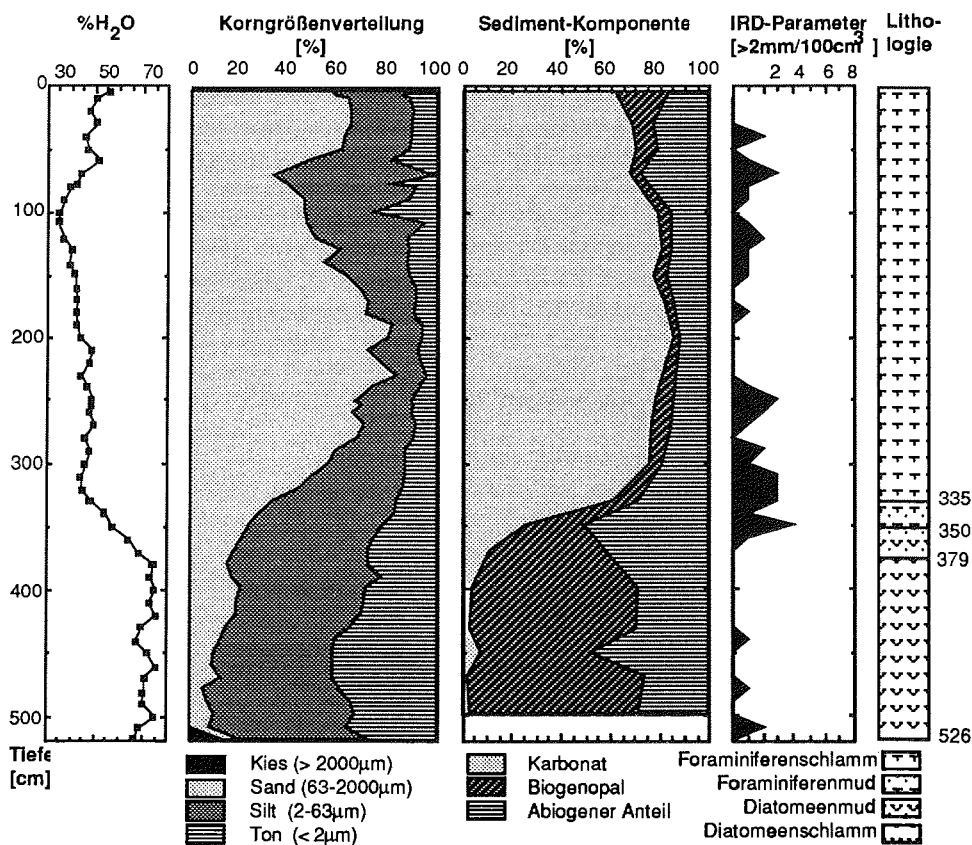


Abb. 18: Sedimentologische Parameter für Schwerelotkern PS1458-1. Von links nach rechts: Wassergehalt, Korngrößenverteilung, Hauptsedimentkomponenten, "IRD"-Parameter und Lithologie.

Die **Hauptsedimentkomponenten** wurden (bis auf den Karbonatgehalt) in Abständen von etwa 30 cm bestimmt (Abb. 18). Folgende Trends waren zu beobachten: Die **Karbonatgehalte** liegen im oberen Bereich des Kerns sehr konstant bei Werten um 75% bis 80%. Zwischen 330 cm und 380 cm fallen sie unter 5%. Es ist durchgehend Karbonat vorhanden. Die oberste Probe (bei 5 cm) weist einen **Biogenopalgehalt** von 22% aus. Sonst liegen die Gehalte im Foraminiferenschlamm um 5%. Unterhalb von 330 cm steigen sie an und erreichen Werte um 70%. Der Wert für den **abiogenen Anteil** liegt im Foraminiferenschlamm um 20%, steigt im tonigeren Übergangsbereich auf 50% an und beträgt im Diatomeenschlamm etwa 30%.

Der größte Teil des Kerns zeigt **Farben** zwischen hell gelb-braun (10YR6/2) und grau-orange (10YR7/4). Die Farbvariation reicht von sehr hell-orange (10YR8/2) bis dunkel gelb-braun (10YR4/2). Es treten selten scharfe Farbwechsel auf und oftmals erschweren Farbübergänge die genaue Beschreibung der Farben.

Bis in eine Sedimenttiefe von 200 cm sind einzelne Ichnogenera der **Bioturbation** nicht zu unterscheiden ("burrow tubes"; bei 20 cm *Planolites*). Unterhalb von 200 cm ist im Kern nahezu ausschließlich *Thalassinoides* zu finden (bei 440 cm *Planolites*).

#### 4.1.4 Sedimentologische Parameter im Kern PS1467-1

Der Kern PS1467-1 wurde in 3550 m Wassertiefe an der Position (64°06,51'S, 1°18,36'E) auf dem nordnordwestlichen Hang der Maudkuppe, etwa 150 km vom höchsten Punkt entfernt, gezogen. Es wurden 10,95 m gekernt. Aus Untersuchungen zur Biostratigraphie dieses Kerns wird deutlich, daß im oberen Teils des Kerns eine nicht genau zu bestimmende Mächtigkeit des Foraminiferenschlammes fehlt. Die Mächtigkeit des Foraminiferenschlammes beträgt 145 cm. Der unterlagernde Foraminiferenmud ist 25 cm mächtig. Der Diatomeenmud tritt am Übergang zwischen den karbonatischen und biogenopalreichen Sedimenten (20 cm mächtig) und zwischen 940 und 1095 cm (155 cm mächtig) auf. Dazwischen liegt der Diatomeenschlamm (750 cm mächtig), der im Bereich zwischen 550 cm und 650 cm nahezu ausschließlich aus silikatischen Mikrofossilien besteht.

Im Foraminiferenschlamm schwanken die **Wassergehalte** zwischen 50 und 60% und steigen im biogenopalreichen Sediment auf Werte von 65-80% an (Abb. 19). Unterhalb von 940 cm fallen die Gehalte bis auf 60%.

Die **Korngrößenverteilung** wird durch die Anwesenheit größerer Mikrofossilien bestimmt (Abb. 19). Im oberen Bereich (0 - 200 cm) besteht der Sand aus karbonatischen Foraminiferen, im unteren Teil aus Radiolarien und Diatomeen, wobei teilweise eine Diatomeengattung (*Ethmodiscus*) dominiert. Die Sandgehalte liegen im Foraminiferenschlamm zwischen 60-90% und im Diatomeenschlamm zwischen 10-25%. Im Intervall 550 cm bis 650 cm steigen sie aufgrund des Auftretens von *Ethmodiscus* auf Werte um 65% an. Silt und Ton treten im Diatomeenschlamm mit jeweils 40% auf. Der hohe Kiesanteil in 808 cm Kernteufe ist auf die Anwesenheit mehrerer großer Manganknollen (bis zu 4 cm Durchmesser) in diesem Horizont zurückzuführen.



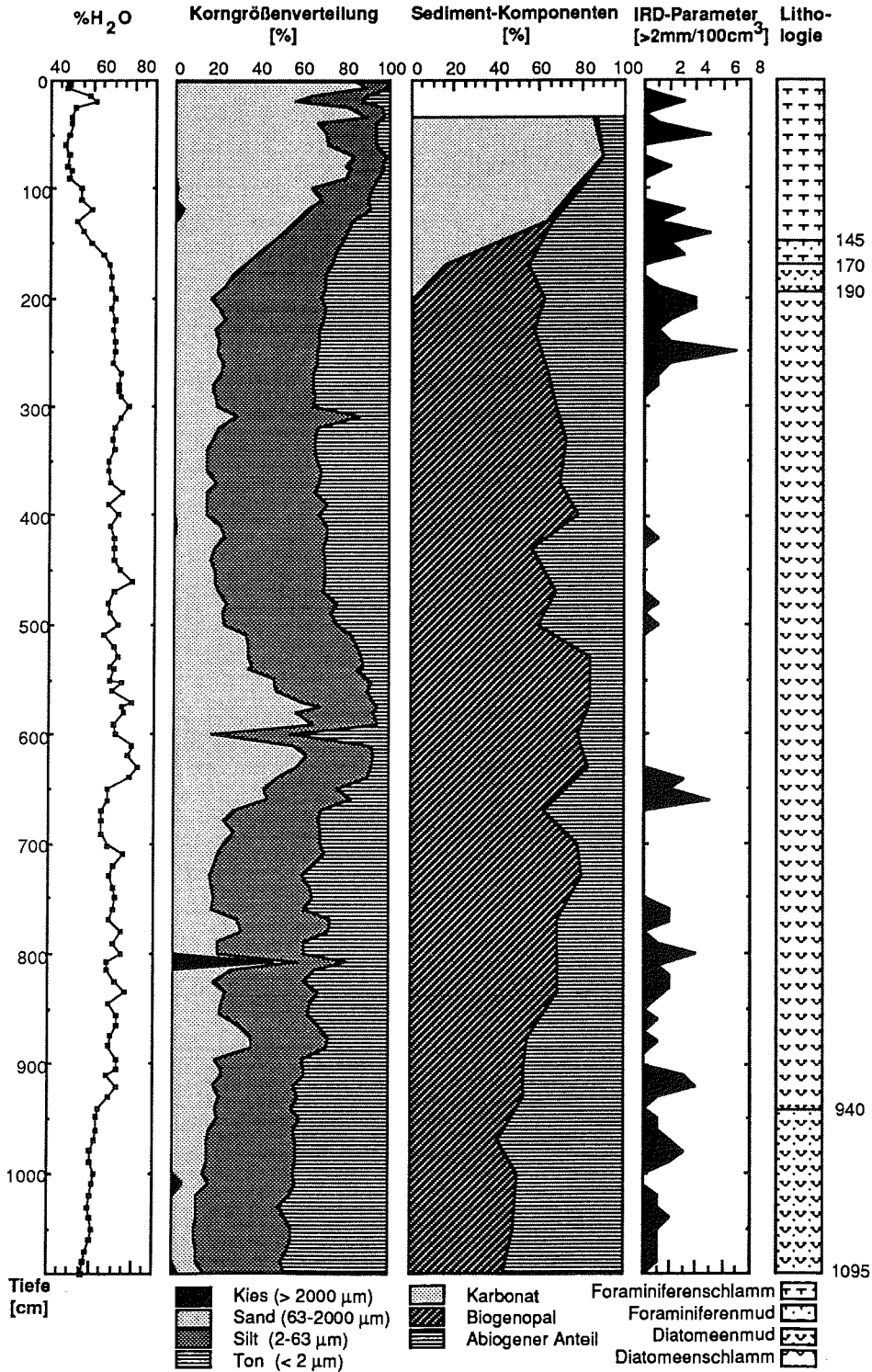


Abb. 19: Sedimentologische Parameter des Kolbenlotkerns PS1467-1. Von links nach rechts: Wassergehalt, Korngrößenverteilung, Hauptsedimentkomponenten, "IRD"-Parameter und Lithologie.

Das Vorkommen von **Karbonat** ist auf den Sedimentabschnitt 0-280 cm beschränkt. Die Karbonatgehalte liegen in den obersten 130 cm zwischen 60 und 90%. Zwischen 140 und 200 cm sinken sie auf Werte unter 2% ab. Bis 280 cm werden nur noch Gehalte zwischen 0,1 und 2% gemessen. Darunter ist der Kern karbonatfrei. Der **Biogenopalgehalt** ist im Foraminiferenschlamm sehr gering (<2%), steigt ab 180 cm mit Abnehmen des Karbonatgehalts an und liegt zwischen 200-850 cm bei Werten um 70% (60-85%). Darunter liegen sie zwischen 45% und 55% (gegen Kernende wieder Diatomeenmud). In den Horizonten, in denen *Ethmodiscus* sehr gehäuft auftritt, wird aufgrund der Lösungsresistenz dieser Diatomeenart (SCHLÜTER, 1990) ein zu geringer Biogenopalgehalt gemessen. Das Auftreten dieser Art gilt als weitverbreitetes Phänomen dieses Zeitabschnitts im atlantischen Sektor des antarktischen Ozeans. Das gehäufte Auftreten kann nicht durch Weglösen anderer Opalskelette erklärt werden, da in den gleichen Horizonten gut erhaltene mittel bis schwach silifiziertere Diatomeenarten existieren (ABELMANN et al., im Druck). In den Horizonten zwischen 555 cm und 640 cm liegen die Gehalte über 90%. Der Wert für den **abiogen Anteil** liegt im Foraminiferenschlamm unter 20%. Im Diatomeenschlamm beträgt er zwischen 20% und 40%. Zum Kernende ist ab 850 cm ein auf 50 bis 60% ansteigender Gehalt zu beobachten.

Die **Farben** des größten Teil des Kerns bestehen aus grau-orange (10YR7/4), hell gelb-braun (10YR6/2), mittel gelb-braun (10YR5/4) und dunkel gelb-braun (10YR4/2). Extrem helle Sedimentfarben treten im Horizont des gehäuftes Auftretens von *Ethmodiscus* auf (gelb-grau; 10YR8/1).

Dominierender **Bioturbationstyp** für die oberen 150 cm sind die "burrow tubes". Daneben tritt vereinzelt *Chondrites* auf. Ab 150 cm kommt über weite Bereiche nur noch *Thalassinoides* (mit Anreicherung von gröberem Material) vor. In Horizonten mit nahezu reinem Biogenopal (*Ethmodiscus*-Horizont) ist keine Bioturbation zu erkennen. Zwischen 650 und 700 cm, um 800 cm und bei 870 cm tritt *Chondrites* auf. Unterhalb von 1000 cm scheinen horizontale Gänge auf *Zoophycos* hinzuweisen.

#### 4.1.5 Sedimentologische Parameter im Kern PS1451-1

Der Kern PS1451-1 wurde in 3596 m Wassertiefe an der Position (64°33,47'S und 5°26,84'E) auf dem nordöstlichen Hang der Maudkuppe, etwa 160 km vom höchsten Punkt der Maudkuppe entfernt, gezogen. Es wurden 7,23 m Kerngewinn erzielt. Innerhalb des 255 cm mächtigen Foraminiferenschlammes treten in diesem Kern zwei dünne, sehr reine Karbonatlagen und eine tonreichere Lage (Foraminiferenmud 215-223 cm) auf. Zwischen dem Foraminiferenschlamm und dem kalkfreien Diatomeenmud befindet sich eine 9 cm mächtige Lage Foraminiferenmud. Der Diatomeenmud ist 116 cm mächtig. Der 340 cm mächtige Diatomeenschlamm ist von einigermaßen tonreicheren Horizonten durchsetzt.

Im Foraminiferenschlamm betragen die durchschnittlichen **Wassergehalte** 50% (Abb. 20). In den obersten 10 cm werden 60% erreicht. Die sehr reinen, sandigen Karbonatlagen zwischen 36-40 cm und 209-215 cm haben geringere Wassergehalte (ca. 43%). Mit zunehmenden Tongehalten (zwischen 230-300 cm) nimmt der Wassergehalt auf 60-70% zu. Im Diatomeenschlamm unterliegen die Werte,

aufgrund des inhomogenen Sediments, stärkeren Schwankungen zwischen 65% und 80%.

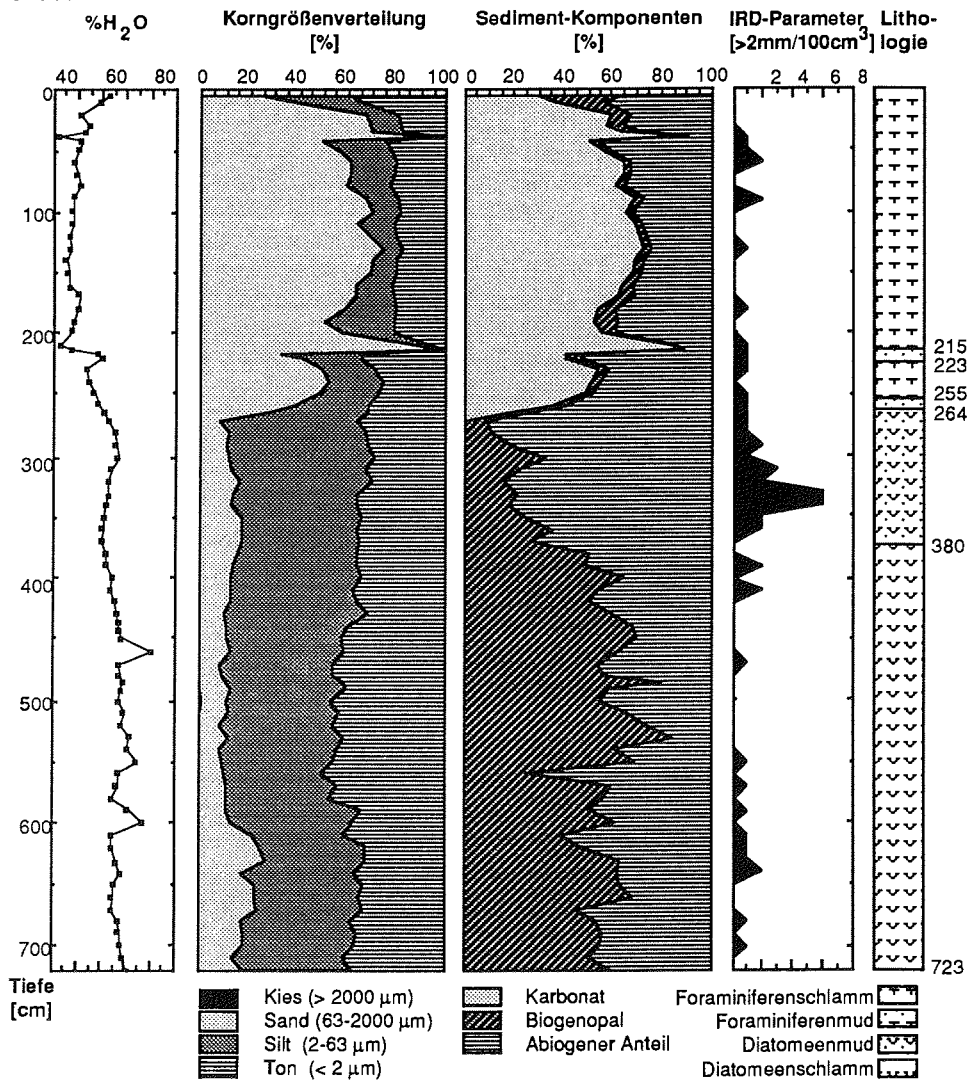


Abb. 20: Sedimentologische Parameter des Schwerelotkernes PS1451-1. Von links nach rechts: Wassergehalt, Korngrößenverteilung, Hauptsedimentkomponenten, "IRD"-Parameter und Lithologie.

Die **Korngrößenverteilung** wird auch in diesem Kern durch die Existenz biogener Sedimentkomponenten geprägt. Die karbonatischen Sedimente bestehen überwiegend aus großen Foraminiferen (*N. pachyderma*) mit Durchmessern zwischen 100 und 400 μm. Daraus resultiert ein hoher Sandgehalt zwischen 50% und 98% (Abb. 20). Die Siltgehalte liegen hier zumeist unter 40%, der Tongehalt entsprechend bei etwa 20%. Der Diatomeenmud ist durch niedrige Sand- (<15%), hohe Silt- (ca. 55%) und mittlere Tongehalte (35-40%) geprägt. Die geringen Sandgehalte des Diatomeenschlammes (etwa 10%) resultieren fast ausschließlich

aus Radiolarien. Ab 600 cm ist eine Zunahme des Sandgehaltes (15-20%) festzustellen. Die Silt- und Tongehalte liegen bei 45%. Kiesgroße Komponenten treten nur in einer Probe (500 cm) auf.

**Karbonat** kommt ausschließlich in den obersten 265 cm des Kerns vor (Abb. 20). Von 0-35 cm steigt der Gehalt von 25% auf 65% an. In den nahezu reinen Karbonatlagen (36-40 cm; 209-215 cm) liegen die Werte bei 90%. Zwischen diesen Lagen schwanken die Werte zwischen 50% und 70%. Unterhalb der zweiten Karbonatlage nimmt der Karbonatgehalt zwischen 230 cm und 265 cm von 54% auf 18% ab. Im unteren Teil des Kerns liegen die Werte zumeist unter 0,2%. Von der Oberfläche bis in 30 cm Tiefe nimmt der Gehalt an **Biogenopal** von anfänglich hohen Werten (35%) bis auf 7% ab. Im Foraminiferenschlamm liegen die Werte meist unter 5%. Der Diatomeenmud besitzt Biogenopalgehalte von 20-35%. Im Diatomeenschlamm liegen die ermittelten Werte über 50%. Die Zunahme der Radiolarien ab 600 cm kann, aufgrund des schwierigen Nachweises von Radiolarien mit der "leaching"-Methode, in den Hauptsedimentkomponenten (Abb. 20) nicht beobachtet werden. Gehalte unter 50% (bei 560 und 610 cm) fallen durch dunklere Sedimentfarben auf. Im Foraminiferenschlamm liegen die **abiogenen Anteile** um 30% (vgl. Tongehalte um 20%). Die höchsten Werte findet man im Diatomeenmud (65-90%). Im Diatomeenschlamm schwanken die Werte sehr stark zwischen 15% und 75%.

Die **Farben** bestehen im Kern zumeist aus gelb-braun (hell, mittel und dunkel; 10YR6/2, 10YR5/4 und 10YR4/2) und hell braun bis gräulich orange-rosa (5Y5/2 und 5Y7/2). Die hellste Farbe ist ein sehr helles orange (10YR8/2), die dunkelste grau-braun (5Y3/2).

Bis in eine Sedimenttiefe von 210 cm ist der Kern, mit Ausnahme des 4 cm mächtigen Karbonathorizontes, so vollständig verwühlt, daß sich einzelne Ichnogenera der **Bioturbation** kaum unterscheiden lassen. Es sind Andeutungen von *Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides* und *Zoophycos* zu erkennen. Innerhalb der oberen Karbonatlage (36-40 cm) wurde keine Bioturbation beobachtet. Die Schicht ist scharf abgegrenzt. Die untere Grenze der unteren Karbonatlage (210-215 cm) ist von mehreren, klar zu erkennenden Gängen (5 mm breit) durchzogen. Unterhalb dieser Schicht tritt bis in 330 cm Tiefe vermehrt *Chondrites* auf. Daneben existieren noch vereinzelt *Planolites*, "composite burrows" und "halo burrows". Ab 350 cm Sedimenttiefe besteht die Bioturbation dann nahezu ausschließlich aus *Thalassinoides* (vereinzelt mit *Chondrites*).

#### 4.1.6 Sedimentologische Parameter im Kern PS1466-1

Der Kern PS1466-1 wurde in 4460 m Wassertiefe an der Position (64°25,55'S, 0°14,77'E) am unteren nordwestlichen Hang der Maudkuppe, etwa 150 km vom höchsten Punkt entfernt, gezogen. Es wurden 10,53 m Kerngewinn erzielt. Da das Kernnahmegerät bis zum Gewichtsträger versenkt wurde (Eindringtiefe 12,0 m) sind die obersten Sedimentschichten dieser Position im Kern nicht erhalten. Der Kern zeichnet sich durch sehr konstante Werte der gemessenen Parametern aus. Die Sedimente des gesamten Kernes (0-1052 cm) bestehen aus Tiefseeton und sind durch geringe Gehalte biogener Komponenten (< 20%) charakterisiert.

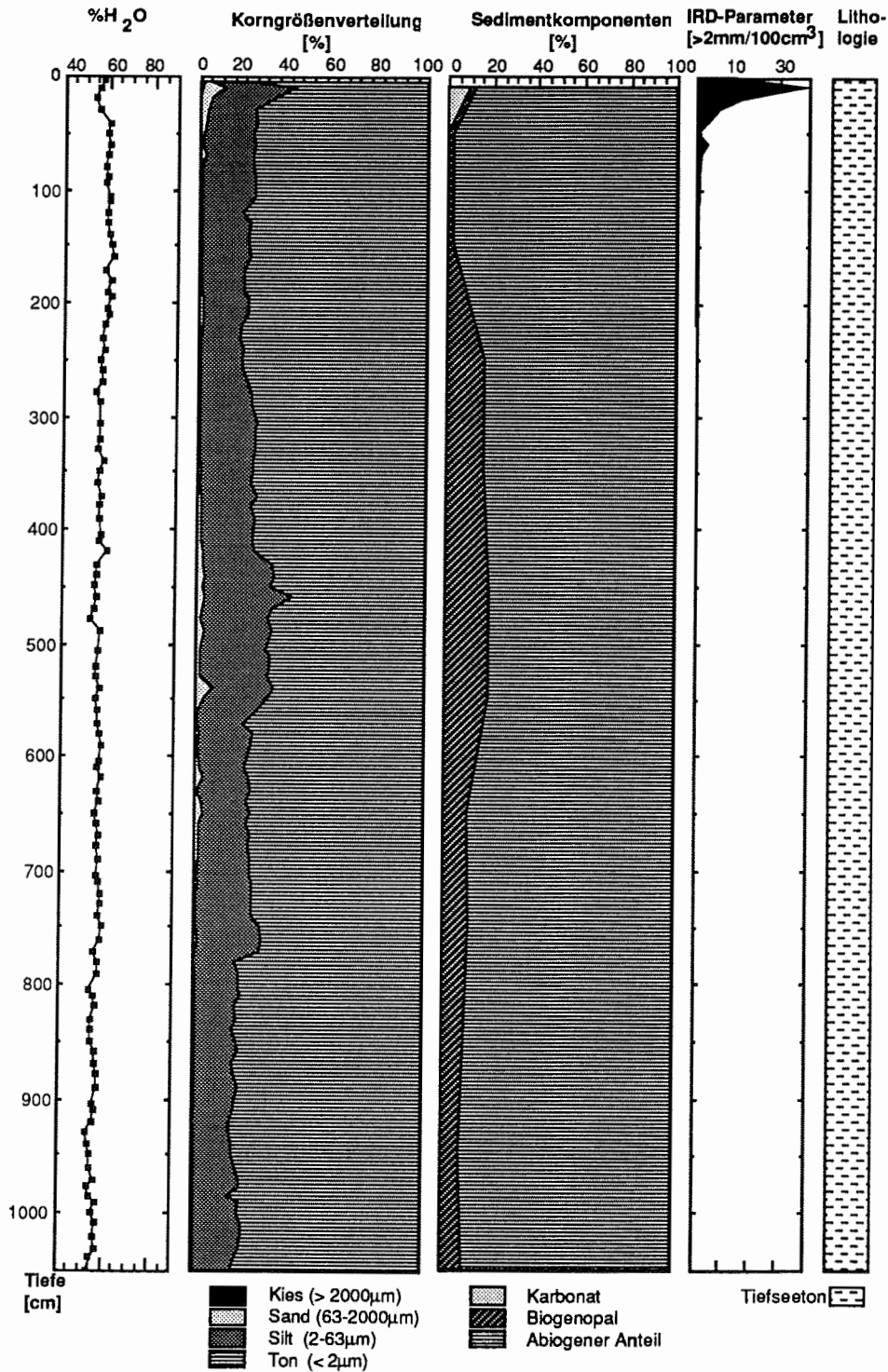


Abb. 21: Sedimentologische Parameter des Schwerelotkerns PS1466-1. Von links nach rechts: Wassergehalt, Korngrößenverteilung, Hauptsedimentkomponenten, "IRD"-Parameter und Lithologie.

Der **Wassergehalt** liegt im ganzen Kern zwischen 52 und 62% und nimmt mit zunehmender Kerntiefe ab (Abb. 21).

Die **Korngrößenverteilung** weist nur geringe Variationen auf (Abb. 21). Zwischen 5 und 15 cm befindet sich eine Lage mit einem Sandgehalt von 11%. Das Verhältnis der Korngrößen zueinander ist sehr konstant: Kies < 1%, Sand 1 - 2%, Silt 20 - 30% und Ton 60 - 80%. Auffallend sind Veränderungen im Tongehalt in folgenden Kerntiefen: 410 - 420 cm; 540 - 560 cm und 770 - 780 cm.

Dieser Kern unterscheidet sich in der Zusammensetzung der **Hauptsedimentkomponenten** grundlegend von den übrigen in dieser Arbeit untersuchten Kernen (Abb. 21). Nur in den obersten 15 cm ist ein höherer Gehalt an **Karbonat** aus Foraminiferen festzustellen. Die übrigen Proben des Kerns können bei Karbonatgehalten unter 0,2% als karbonatfrei betrachtet werden. Bis 200 cm liegen die Werte für den **Biogenopal** um 2%. Zwischen 200-600 cm treten mit um 20% die höchsten Gehalte auf. Im restlichen Kern schwanken sie um 10%. **Abiogener** Anteil sind durchgehend die Hauptbestandteile in diesem Kern. Die Werte liegen zwischen 80-100%. Einen Anteil dieser Komponente machen Mikromanganknollen aus. In den "smear-slide"-Untersuchungen sind häufig feinverteilte bräunliche Schlieren erkennbar.

Im Kern treten nur geringe Farbunterschiede auf. Der überwiegende Teil des Sediments besitzt **Farben** um hell braun-grau (5YR6/1). Die relativ dunklen Farben resultieren aus den hohen abiogenen Anteilen des Sedimentes.

Wie in den anderen Kernen setzt sich die **Bioturbation** des oberen Bereichs (0-150 cm) aus vielen nicht eindeutig erkennbaren Spuren zusammen ("burrow tubes"). Neben den nicht zu identifizierenden Spuren tritt *Chondrites* auf (bei 10 cm und unterhalb von 50 cm). Zusammen mit *Thalassinoides* bestimmt *Chondrites* den ganzen Kern. *Chondrites* wird nur durch die Anreicherung von Mikromanganknollen sichtbar. Außerdem treten noch "halo burrows" (um 700 cm und 820 cm) und *Zoophycos* (zwischen 900 und 970 cm) auf.

## 4.2 PALÄOMAGNETISCHE UND GESTEINSMAGNETISCHE UNTERSUCHUNGSERGEBNISSE

Neben der **natürlichen remanenten Magnetisierung** (NRM) und der **Inklination** wird in den Darstellungen der paläomagnetischen Ergebnisse der Kerne auch das "median destructive field" (MDF) abgebildet. Da es sich bei den Proben häufig um magnetische Mehrkomponentensystemen handelt, in denen sich die Intensitäten mehrerer Komponenten überlagern, kann das MDF hier nicht als Maß für die Stabilität der remanenten Magnetisierung verwendet werden.

### 4.2.1 Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Parameter im Kern PS1458-1

Die **NRM-Intensität** korreliert positiv mit der Volumenssuszeptibilität. Karbonatische Sedimente normaler Magnetisierungsrichtung weisen die höchsten Werte (4 bis 12 mA/m) auf (Abb. 22). Unterhalb von 190 cm liegen die Intensitäten allgemein unter 4 mA/m. Ein Anstieg in den Bereichen höherer Anteile abiogener Komponenten, wie er bei der Volumenssuszeptibilität zu beobachten ist, tritt

möglicherweise aufgrund einer Überprägung der inversen Magnetisierungsrichtung durch das heutige, normale Feld nicht auf.

**Inklination** der NRM (Abb. 22): Bis etwa 200 cm Kerntiefe liegen steile normale Richtungen ( $60^\circ$  bis  $75^\circ$ ) vor. Darunter schwanken die Richtungen zwischen  $-45^\circ$  und  $+45^\circ$  und erschweren die Interpretation der paläomagnetischen Daten dieses Kerns. Die Verflachung der Inklinationsrichtungen tritt auch in karbonatischen Sedimenten normaler Magnetisierungsrichtung auf. Die nach der Wechselfeldentmagnetisierung berechneten Inklinationsrichtungen der ChRM weisen überwiegend Beträge größer als  $45^\circ$  auf, die eine paläomagnetische Interpretation dieser Abschnitte ermöglichen.

In den karbonatischen Horizonten normaler Magnetisierungsrichtung betragen die MDF-Werte zwischen 15 und 30 mT (Abb. 22). In den restlichen Horizonten variieren die Werte sehr stark. Diese Variationen lassen sich nicht auf die in diesen Proben existierenden Mehrkomponentensysteme zurückführen.

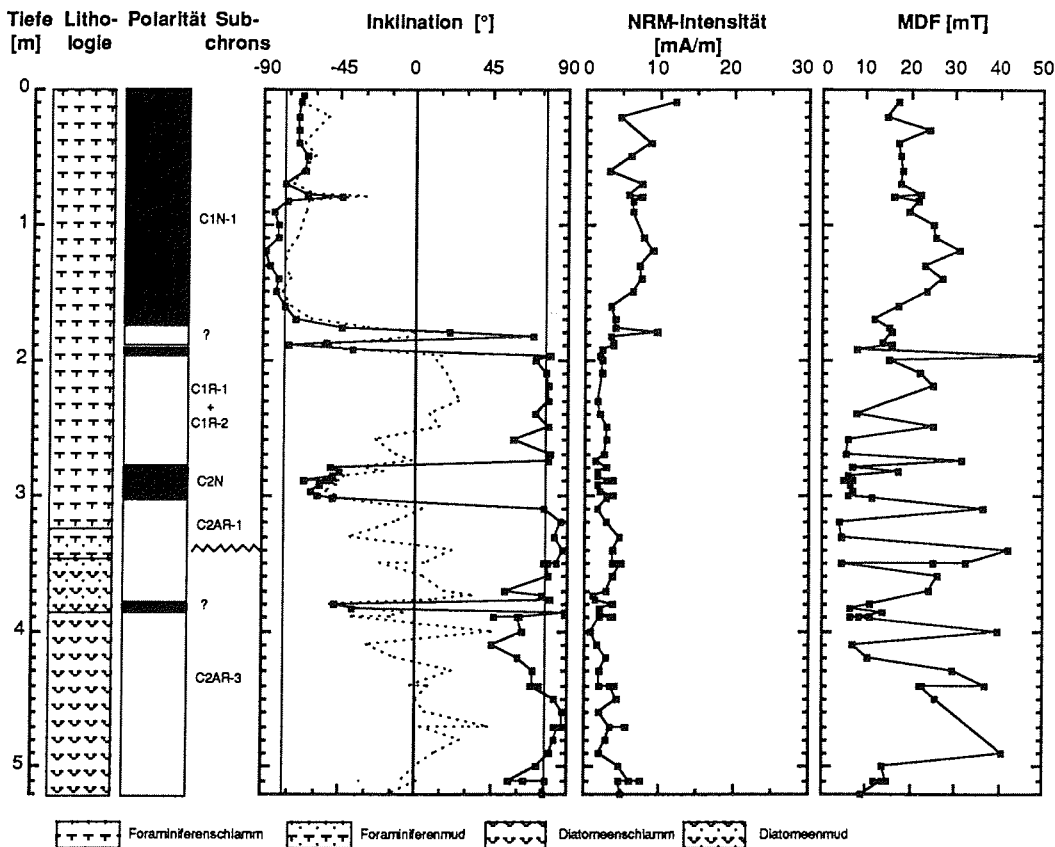


Abb. 22: Paläomagnetische Ergebnisse des Schwerelotkerns PS1458-1: Lithologie, Polarität, NRM-Intensität, Inklination (NRM-Inklination gepunktet; stabile Inklination mit durchgezogener Linie), MDF.

Die biostratigraphische **Datierung** wurde am Parallelkern PS1458-2 durchgeführt. Dieses an der gleichen Position genommene Schwerelot konnte mit Kern PS1458-1 lithostratigraphisch parallelisiert werden und weist lediglich eine geringfügige Verkürzung der sedimentären Sequenz auf. Bei 60 cm wird der Kern biostratigraphisch auf 0,4 Ma datiert (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann). Die Brunhes-/ Matuyama-Grenze (0,73 Ma) befindet sich in 195 cm Tiefe (Tab. 5). Assoziiert mit dieser Grenze ist ein Bereich inverser Magnetisierung zwischen 178 und 185 cm, der auch in Kern PS1451-1 dokumentiert ist. Bei diesem invers magnetisierten Abschnitt soll es sich um eine kurze Feldumkehr oberhalb der Brunhes-/Matuyama-Grenze handeln, die bereits in anderen Kernen des Weddellmeeres beobachtet wurde (mdl. Mitt. V. Spieß). Andere Interpretationsmöglichkeiten (mit der Brunhes-/Matuyama-Grenze bei 176 cm und dem Jaramillo-Subchron zwischen 187 und 193 cm) ergäben deutliche Veränderungen in den Sedimentationsraten, für die es jedoch sedimentologisch und biostratigraphisch in diesem Kernabschnitt keine Anhaltspunkte gibt. Innerhalb des folgenden Matuyama-Chrons befindet sich zwischen 278 und 306 cm ein Abschnitt normaler Magnetisierungsrichtung, der aufgrund biostratigraphischer Daten (Grenze der Diatomeenzonen *A. ingens* und *T. kolbei*) dem Olduvai-Subchron (1,66 bis 1,88 Ma) (Abb. 14) zugeordnet wird. Das Jaramillo-Subchron ist nach dieser Interpretation nicht erhalten. Zwischen 350 und 360 cm tritt eine biostratigraphisch nachgewiesene Schichtlücke auf (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann), die das Altersintervall zwischen dem unteren Matuyama- ( $\approx 2,2$  Ma) bis zum oberen Gilbert-Chron ( $\approx 3,5$  Ma) eliminiert (Abb. 48). Der normale Bereich zwischen 379 und 385 cm (Tab. 5) konnte keinem bekannten Polaritätsintervall zugeordnet werden. Durch biostratigraphische Interpolation ergibt sich ein Fehlen der obersten Schichten bis ca 0,2 Ma. Die silikatischen Mikrofossilien in den karbonatischen Horizonten scheinen vielfach umgelagert zu sein (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann).

Tab. 5: Polaritätsgrenzen, Tiefe der obersten und untersten gleichpolarisierten Probe, Polarität, Angaben des Chrons oder Subchrons, berechnete oder abgeschätzte (in Klammern) Sedimentationsrate (vgl. Kap. 4.1) und Schichtlücke (geschlängelte Linie) des Kerns PS1451-1.

Tiefe der Grenze [m]	Tiefe [m]	Polarität	Chron	Sedimentationsrate [cm/1000a]
	0,05			
		N	C1N-1	(0,4)
1,78	1,76	-----		
	1,80			
		R	?	
1,85	1,83	-----		
	1,87			
		N	C1N-1	(0,4)
	1,93			



Fortsetzung Tab. 5:

1,95	-----			
	1,97			
		R	C1R-1 und C1R-2	0,09
	2,75			
2,78	-----			
	2,80			
		N	C2N	0,13
	3,02			
3,06	-----			
	3,10		C2AR-1	
		R	~~~~~	
	3,77		C2AR-3	
3,79	-----			
	3,80			
		N	?	
	3,83			
3,85	-----			
	3,87			
		R	C2AR-3	(0,4)
5,20				

Das Verhalten der **Magnetisierungskomponenten** während der Entmagnetisierung ist in diesem Kern stark von der jeweiligen Magnetisierungsrichtung und der Sedimentologie des Horizontes abhängig. Im obersten Kernstück (0-79 cm) streuen die Richtungen bei hohen Entmagnetisierungsfeldern (ab ca. 50 mT). Dieser Effekt ist innerhalb der karbonatischen Horizonte ausschließlich auf dieses Kernstück beschränkt. Der Kern schrumpfte während Transport und/oder Lagerung auf etwa 10% seiner ursprünglichen Länge. Diese Prozesse scheinen einzelne Träger des magnetischen Signals (höher koerzitive Körner in XY-Richtung) stark zu beeinflussen. Ein weiterer Lagerungs- oder Transporteffekt wirkt sich auf die Proben in karbonatischen Horizonten aus, die an den Schnittstellen der Kernsegmente liegen. Viele Proben (80, 170, 180 und 280 cm) besitzen sehr flache Inklinationen und z.T. größere Überprägungen durch sekundäre Felder (280 cm) (s. A 3.3). Zunehmende Tongehalte wirken sich dagegen positiv auf die Erhaltung des primären, paläomagnetischen Signals aus.

In den karbonatreichen Abschnitten des Kerns bis 150 cm liegen die **Suszeptibilitätswerte** zwischen 100 und 200 (Abb. 23). Zwischen 160 und 300 cm beträgt die Suszeptibilität etwa 100, mit abnehmendem Karbonatgehalt bei 300 bis 350 cm steigen die Werte auf etwa 300 an. In den biogenopalreichen Horizonten variieren die Werte zwischen 10 und 100. Von den karbonatischen Horizonten mit Werten um 1 A/m nehmen die **IRM-Werte** in den biogenopalreichen Horizonten auf etwa 0,5 A/m ab. Hohe Werte bei 70 cm und um 350 cm sind mit höheren Tongehalten assoziiert. Die **Remanenzkoerzitivkraft** besitzt im oberen Bereich zwischen 0 und 100 cm Werte um 40 mT. In mittleren Tiefen zwischen 100 und 350 cm schwanken die Werte um 34 mT, während sie unterhalb von 350 cm Tiefe unter 30 mT liegen.

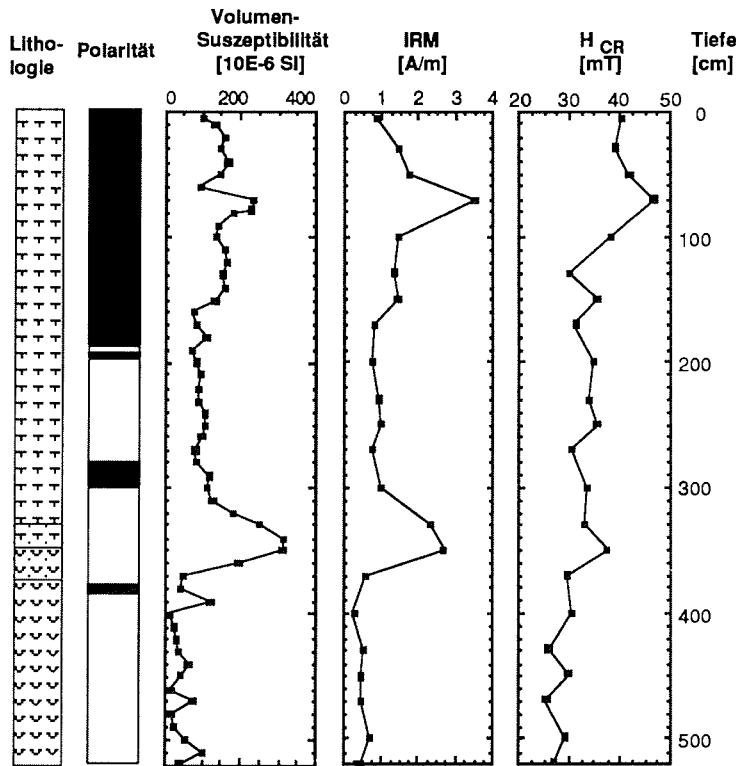


Abb. 23: Gesteinsmagnetische Parameter des Schwerelotkernes PS1458-1: Lithologie, Polarität, Volumenssuszeptibilität, IRM und Remanenzkoerzitivkraft

#### 4.2.2 Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Parameter im Kern PS1467-1

Die **NRM-Intensität** wird stark von der Polarität und dem Gehalt an magnetischen Partikeln beeinflusst (Abb. 24). Hohe Intensitäten existieren in Horizonten normaler Magnetisierungsrichtung, deren Volumenssuszeptibilitätswerte hohe Gehalte magnetischer Partikel anzeigen. Besonders niedrige NRM-Intensitäten ( $< 0,1$  mA/m), liegen in den biogenopalreichen *Ethmodiscus*-Horizonten zwischen 560 und 650 cm Tiefe. Diese Abschnitte besitzen nur sehr geringe Anteile abiogenen Materials.

**Inklination** der NRM (Abb. 24): Die Sedimente besitzen nur in wenigen kurzen Abschnitten (100 bis 200 cm; 430 bis 570 cm) steile Inklinationen der NRM. In allen Sedimenttypen sind die Richtungen flacher als die erwartete Dipolinklination des Erdmagnetfeldes. Stabile Inklinationsrichtungen (Abb. 24): Trotz der Wechselfeld-entmagnetisierung werden nicht in allen Proben steile Richtungen erreicht. Eine Interpretation ist aufgrund der niedrigen Intensitäten der NRM oft schwierig und in einigen Bereichen nicht möglich.

Für normal Proben liegen die **MDF**-Werte zwischen 4 und 20 mT (in Ausnahmen bis 30 mT) (Abb. 24). Die Werte des MDF für die reversen Abschnitte liegen in oberen Kernabschnitten zum Teil über 50 mT und fallen zum Kernende auf etwa 25 mT.

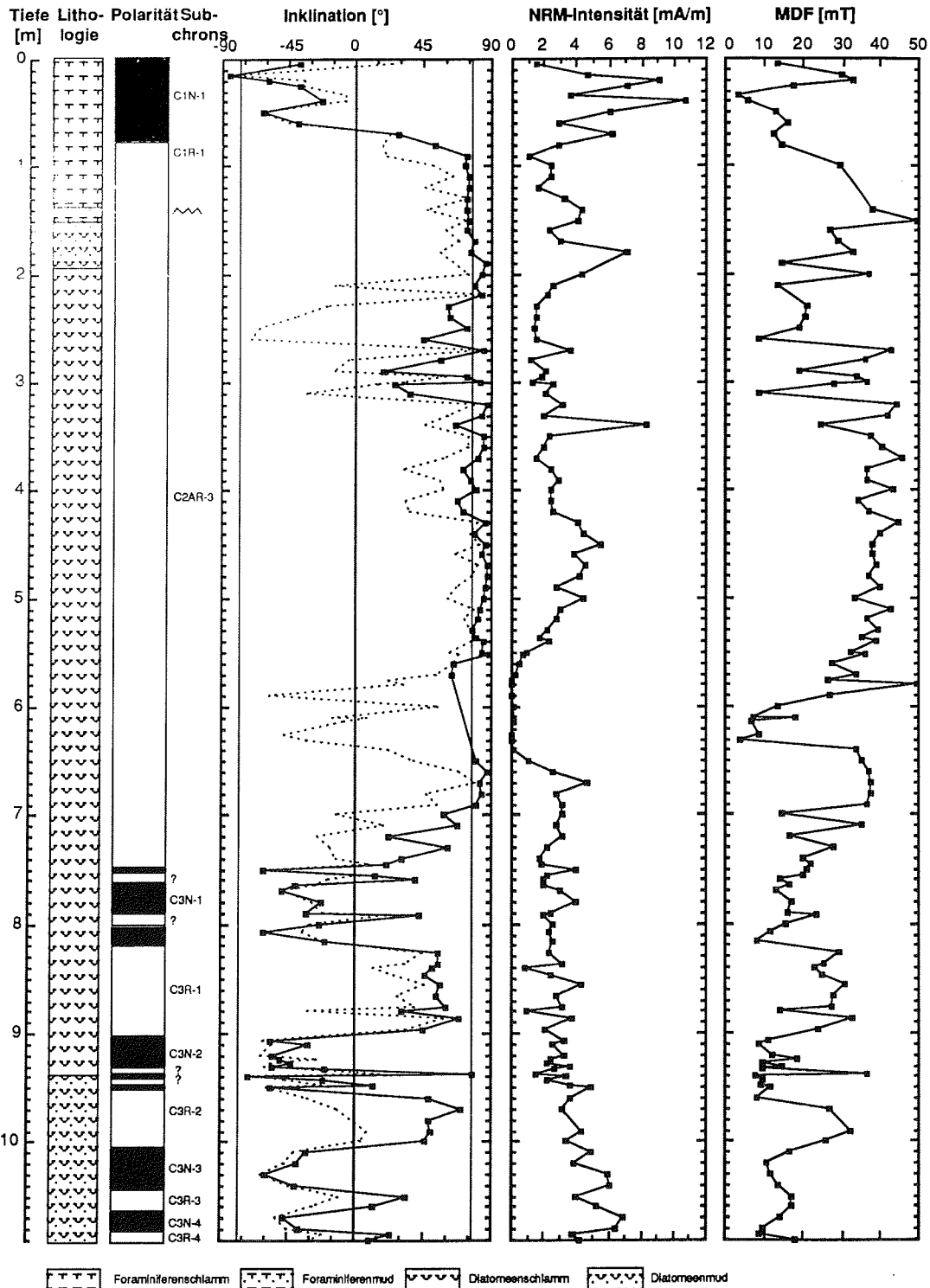


Abb. 24: Paläomagnetische Ergebnisse des Schwerelotkerns PS1467-1: Lithologie, Polarität, NRM-Intensität, Inklination (NRM-Inklination gepunktet; stabile Inklination mit durchgezogener Linie), MDF.

Aus der **Datierung** des Kolbenlotkernes ergibt sich die Brunhes-Matuyama-Chrongrenze (0,73 Ma) bei 65 cm (Tab. 6). Zwischen 65 cm und einer mächtigen Schichtlücke bei 150 cm (Abschnitt mit einem biostratigraphischer Fixpunkt bei 110 cm: Übergang von phi-( $\phi$ ) zur chi ( $\psi$ )-Radiolarienzone ( $\approx 1,95$  Ma) (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann)) existieren ausschließlich inverse Abschnitte des Matuyama-Chrons. Demzufolge konnten die normalen Abschnitte des Matuyama-Chrons entweder aufgrund niedriger Sedimentationsraten nicht beprobt werden oder es treten innerhalb des Chrons kleinere Schichtlücken auf, die biostratigraphisch nicht erfaßbar sind. Sedimente zwischen dem unteren Matuyama-Chron ( $\approx 2,2$  Ma) und dem oberen Gilbert-Chron ( $\approx 3,5$  Ma) sind nicht nach biostratigraphischen Ergebnissen nicht überliefert (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann). Das mittlere und untere Gilbert-Chron wird durch mehrere normale Abschnitte (C3N-1 bis C3N-4) belegt. Zwischen 748 und 819 cm liegt das Cochiti-Subchron (C3N-1; 3,88 bis 3,97 Ma) (Abb. 14). Innerhalb dieses Subchrons und des folgenden Nunivak-Subchrons zwischen 901 und 955 cm (C3N-2; 4,10 bis 4,24 Ma) liegen jeweils kurze Abschnitte inverser Magnetisierungsrichtung (Tab. 6). Zwischen 1005 und 1045 cm befindet sich das Sidufjall-Subchron (C3N-3; 4,40 bis 4,47 Ma). Das zwischen 1065 und 1083 cm auftretende normale Subchron wurde als Thvera (C3N-4; 4,57 bis 4,77 Ma) interpretiert. Die Pliozän-Miozän-Grenze wurde nicht erreicht (Abb. 48). Ein zusätzliches biostratigraphisch ermitteltes Alter liegt bei 500 cm Kerntiefe (LAD von *N. interfrigidaria*) im oberen Gilbert-Chron bei 3,6 Ma (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann).

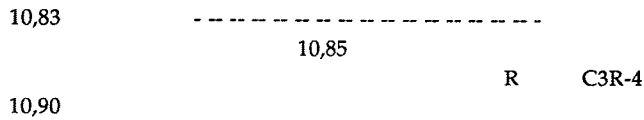
Tab. 6: Polaritätsgrenzen, Tiefe der obersten und untersten gleichpolarisierten Probe, Polarität, Angaben des Chrons oder Subchrons, berechnete oder geschätzte (in Klammern) Sedimentationsrate (Kap. 4.1) und Schichtlücke (geschlängelte Linie) des Kerns PS1467-1.

Tiefe der Grenze [m]	Tiefe [m]	Polarität	Chron	Sedimentationsrate [cm/1000a]
	0,05			
	0,60	N	C1N-1	(0,4)
0,65	0,70		C1R-1	
	7,45		C2AR-3	(1,1)
7,48	7,50	N	C3N-1	0,81
	7,50			
7,53	7,55	R	?	
	7,60			
7,63	7,65	N	C3N-1	0,81
	7,90			

Fortsetzung Tab. 6:

7,91	-----				
	7,92				
		R	?		
	7,92				
7,96	-----				
	8,00				
		N	C3N-1	0,81	
	8,16				
8,21	-----				
	8,26				
		R	C3R-1	0,62	
	8,96				
9,01	-----				
	9,06				
		N	C3N-2	0,39	
	9,33				
9,35	-----				
	9,37				
		R	?		
	9,37				
9,39	-----				
	9,40				
		N	C3N-2	0,39	
	9,43				
9,45	-----				
	9,47				
		R	?		
	9,47				
9,49	-----				
	9,50				
		N	C3N-2	0,39	
	9,50				
9,55	-----				
	9,60				
		R	C3R-2	0,31	
	10,00				
10,05	-----				
	10,10				
		N	C3N-3	0,57	
	10,40				
10,45	-----				
	10,50				
		R	C3R-3	0,20	
	10,60				
10,65	-----				
	10,70				
		N	C3N-4	0,09	
	10,80				

Fortsetzung Tab. 6:



Ein Vergleich (Tab. 7) innerhalb der obersten 60 cm zeigt, daß flachere Inklinationsrichtungen an sandige Horizonte (Foraminiferenschlamm) gebunden sind. Sobald die Sandgehalte abnehmen, werden die Richtungen der Inklination steiler (Tab. 7; Pfeile).

Tab. 7: PS1467-1, Proben zwischen 2 - 60 cm; Wasser-, Sand-, Karbonatgehalt Inklination, Pfeile an den Inklinationswerten deuten auf besonders steile NRM-Inklinationsrichtungen hin (Werte aus A 3.2 und 3.3).

Tiefe [cm]	Wassergehalt [%]	Gew.-%Sand	Gew.-%Karbonat	Inklination [°]
2	49,2	83,7	90,8	-
5	-	-	-	-37,5
8	47,3	89,2	92,9	-
15	58,7	64,0	64,5	-84,4 <--
20	60,9	56,4	57,4	-59,3 <--
26	51,6	80,7	78,3	-38,1
35	50,0	88,4	85,5	-
40	50,8	67,0	72,7	-22,8
50	48,8	69,6	75,0	-62,9 <--
60	46,7	71,4	81,2	-38,8

Bei Sandgehalten unter 64% treten steile Inklination (60° und mehr) auf. Höhere Gehalte an feinkörnigem Sediment scheinen die Fixierung der magnetischen Träger in der Richtung des Erdmagnetfeldes zu unterstützen. Die flacheren Inklinationen in den sandigen Horizonten umfassen das gesamte Koerzitivkraftspektrum. Es ist keine Fraktionierung in größere oder kleinere magnetische Partikel zu erkennen. Die Abnahme der Inklinationswerte wurde nicht durch Prozesse während der Probennahme und Lagerung ausgelöst, da nach TUCKER (1980a) diese Effekte durch den Einsatz kleinster Wechselfelder entmagnetisiert werden. Solche sekundären "Laborfelder" sind in diesen Proben nicht erkennbar. Die Inklinationsrichtungen sind also durch die PDRM schon früh angelegt. Abnehmende Kalkgehalte und zunehmende Silt- und Tongehalte verbessern das paläomagnetische Signal auch in Abschnitten mit inversen Magnetisierungsrichtungen.

In den biogenopalreichen Sedimenten des Kerns PS1467-1 ist kein einheitliches Verhalten bei der Entmagnetisierung festzustellen. Vorherrschend ist zwar in den inversen Horizonten ein Verhalten des Typ 3. Es existieren auch Streuungen der Richtungen bei hohen Entmagnetisierungsfeldern. Die Proben mit sehr geringen Intensitäten in den biogenopalreichen Horizonten (besonders in den Abschnitten mit *E. rex*) gehören nach ihren Entmagnetisierungscharakteristika zum Typ 4 und entziehen sich somit einer paläomagnetischen Auswertung. Mit Zunahme der Intensitäten in den tonreicheren Horizonten am Kernende ergibt sich wieder ein interpretierbares Entmagnetisierungsverhalten (Typ 3). Die Proben weisen hier jedoch flache Inklinationen um 40° auf.

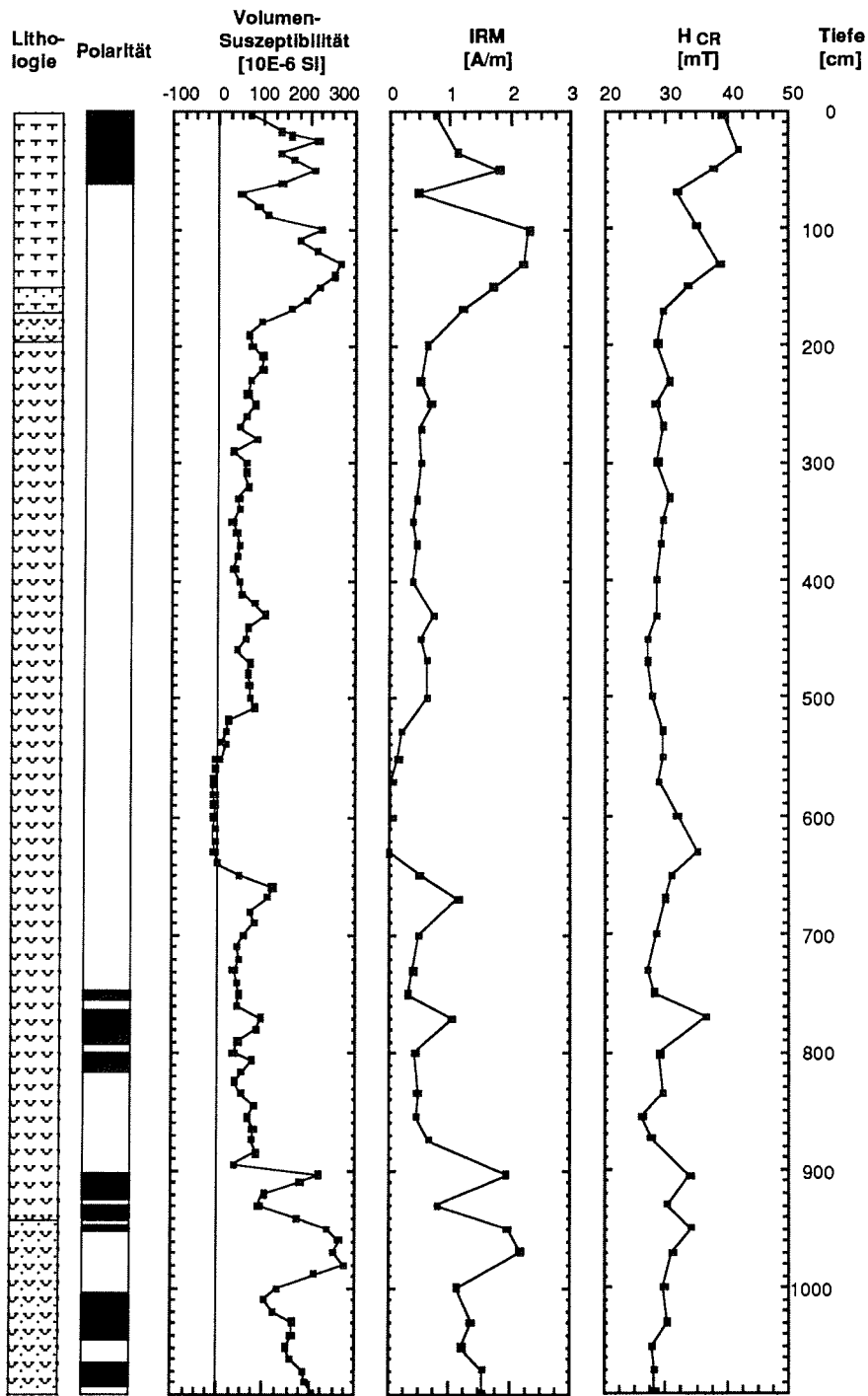


Abb. 25: Gesteinsmagnetische Parameter des Kolbenlotkernes PS1467-1: Lithologie, Polarität, Volumenssuszeptibilität, IRM und Remanenzkoerzitivkraft

In karbonatischen Horizonten mit vergleichbaren Anteilen an abiogenen Sedimentkomponenten werden diese flachen Inklinationen nicht beobachtet. Ein möglicher Grund für die flacheren Inklinationen ist die Kompaktion des Diatomeenmuds, die sich deutlich in der Abnahme des Wassergehaltes zum Liegenden von 75% auf 55% ausdrückt.

Die höchsten Werte der **Volumenssuszeptibilität** (zwischen 100 und 280) existieren zwischen 0 und 170 cm im karbonatischen Sediment und zwischen 900 und 1095 cm im Diatomeenmud (Abb. 25). In den biogenopalreichen Schichten (180 bis 890 cm) variiert die Suszeptibilität zwischen 30 und 100. Das Intervall zwischen 520 und 640 cm mit extrem niedrigen Gehalten an abiogenem Sediment besteht abschnittsweise ausschließlich aus der sehr großen Diatomee *Ethmodiscus*. Dadurch werden die hier sehr niedrigen Werte (um 0 SI-Einheiten) für die Volumenssuszeptibilität des nahezu "reinen Opals" erklärbar. In den karbonatischen Abschnitten zwischen 0 und 140 cm schwanken die Werte der IRM zwischen 1 und 2 A/m. Deutlich niedriger liegen die Werte in den biogenopalreichen Diatomeenschlämmen (150 bis 940). Der Diatomeenmud (940 bis 1090 cm) mit deutlich höheren Gehalten an abiogenen Komponenten besitzt IRM-Werte zwischen 1 und 2 A/m. Die **Remanenzkoerzitivkraft** schwankt in den obersten 150 cm zwischen 30 und 40 mT. Die Werte der Kernabschnitte (150 bis 1090 cm) mit überwiegend biosilikatischen Komponenten schwanken um 28 mT.

#### 4.2.3 Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Parameter im Kern PS1451-1

Hohe **NRM-Intensitäts**-Werte (um 8 mA/m) existieren in Abschnitten normaler Magnetisierungsrichtung, während in inversen Abschnitten niedrige NRM-Intensitäten (um 4 mA/m) dominieren. Es ist eine tendenzielle Abnahme der NRM mit der Kerntiefe festzustellen.

**Inklination** der NRM (Abb. 26): Bis 200 cm Kerntiefe liegen steile normale Richtungen zwischen 60° und 90° vor. Mit zunehmender Kerntiefe existieren nahezu ausschließlich flachere Inklinationrichtungen zwischen 0° und 60°. Stabile Inklinationsrichtungen (Abb. 26): Nach der Wechselfeldentmagnetisierung und Interpretation der Daten erreichen nahezu alle Werte Inklinationen zwischen 60° und 90°. Im Bereich des Diatomeenschlammes dominieren generell flachere Inklinationsrichtungen.

Es ist eine deutliche Abhängigkeit des **MDF** von der Magnetisierungsrichtung der Proben festzustellen (Abb. 26). Inverse Proben, die meist sekundär durch ein normales Feld überprägt sind, besitzen hohe MDF-Werte (30 bis 60 mT), während Proben normaler Magnetisierungsrichtung niedrige MDF-Werte (4 bis 30 mT) zeigen. Die MDF nimmt mit der Kerntiefe tendenziell ab (vgl. Remanenzkoerzitivkraft).

Aus der **Datierung** des Schwerelotkernes ergibt sich die Brunhes-Matuyama-Chrongrenze (0,73 Ma) bei 212 cm (Tab. 8). Oberhalb dieser Grenze tritt, wie bereits im Kern PS1458-1 erläutert wurde, zwischen 193 und 202 cm ein kurzer Abschnitt mit inverser Magnetisierungsrichtung auf. Das Matuyama-Chron erstreckt sich von 212 bis 355 cm, ist allerdings nicht vollständig erhalten, da bei 265 cm eine Schichtlücke auftritt (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann). Bei einem kurzen,



normalen Abschnitt unterhalb dieser Schichtlücke zwischen 269 und 272 cm könnte es sich um das Réunion-event handeln (Abb. 14). Die Schichtlücke kann auch das Fehlen weiterer normaler Abschnitte im Matuyama-Chron erklären.

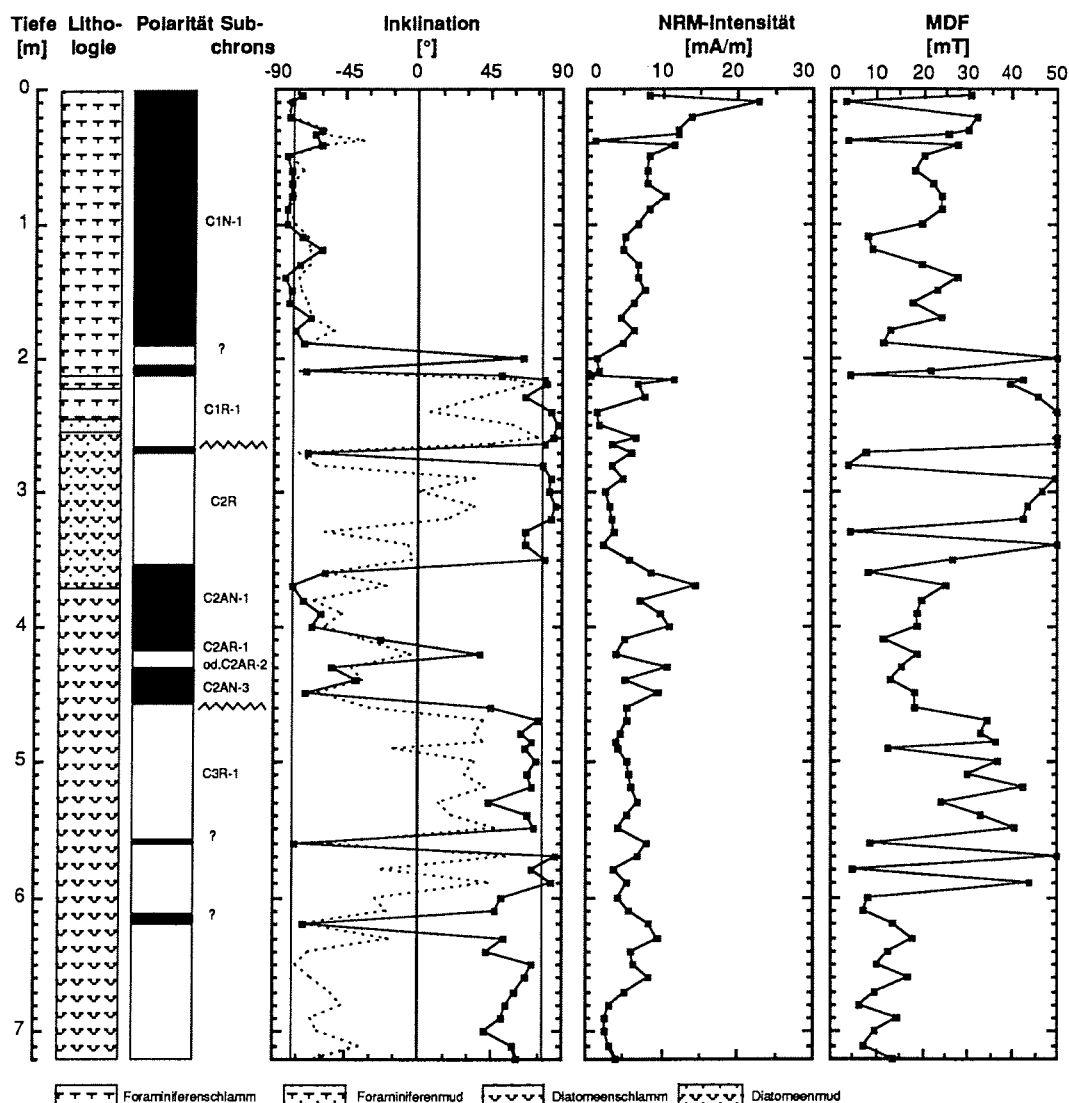


Abb. 26: Paläomagnetische Ergebnisse des Schwerelotkerns PS1451-1: Polarität, Lithologie, NRM-Intensität, Inklination (NRM-Inklination gepunktet; stabile Inklination mit durchgezogener Linie), MDF.

Bei 355 cm befindet sich die Matuyama-Gauss-Chrongrenze (Tab. 8). Der inverse Abschnitt zwischen 413 und 428 cm stellt ein nicht identifiziertes Subchron innerhalb des Gauss-Chrons dar. Eine Schichtlücke bei 455 cm verkürzt den unteren Teil des Gilbert-Chrons (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann). Der Bereich zwischen 455 und 730 cm gehört dem oberen Gilbert-Chron an. Zwei Abschnitte normaler Magnetisierungsrichtung (559 bis 565 cm und 615 bis 629 cm;

Tab. 8) können keinen Subchrons zugeordnet werden. Eine zusätzliche biostratigraphische Altersmarke befindet sich bei 60 cm Kerntiefe und entspricht etwa 0,6 Ma (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann).

Tab. 8: Polaritätsgrenzen, Tiefe der obersten und untersten gleichpolarisierten Probe, Polarität, Angaben des Chrons oder Subchrons, berechnete oder geschätzte (in Klammern) Sedimentationsrate (Kap. 4.1) und Schichtlücken (geschlängelte Linien) des Kerns PS1451-1.

Tiefe der Grenze [m]	Tiefe [m]	Polarität	Chron	Sedimentationsrate [cm/1000a]
	0,05			
		N	C1N-1	(0,7)
1,93	1,90			
	1,95			
		R	?	
2,02	2,00			
	2,03			
		N	C1N-1	(0,7)
	2,10			
2,12	2,13			
		R	C1R-1	
2,69	2,68			
	2,70			
		N	C2N	
2,72	2,70			
	2,73			
		R	C2R	0,14
3,55	3,50			
	3,60			
		N	C2AN-1	0,10
	4,10			
4,13	4,15			
			RC2AR-1 od. C2AR-2	
	4,25			
4,28	4,30			
		N	C2AN-3	0,12
4,55	4,50			
	4,60			
		R	C3R-1	(0,7)
	5,57			

Fortsetzung Tab. 8:

5,59	-----			
	5,60			
		N	?	
	5,63			
5,65	-----			
	5,67			
		R	C3R-1	(0,7)
	6,13			
6,15	-----			
	6,17			
		N	?	
	6,27			
6,29	-----			
	6,30			
		R	C3R-1	(0,7)
7,20				

**Magnetisierungskomponenten:** In den obersten Horizonten des Kerns PS1451-1, die eine normale Magnetisierungsrichtung und einen hohen Anteil an karbonatischem Sediment besitzen, ist das stabile, paläomagnetische Signal sehr gut überliefert. Die Richtungen sind steil und es gibt nur geringe Anzeichen von Überprägungen anderer magnetischer Komponenten (Typ 1). In inversen, karbonatischen Horizonten (zwischen 210 und 255 cm) setzt sich das magnetische Signal aus einer sekundären, flachen (20°) bis steilen (80°), normalen Komponente, die von Wechselfeldern < 15 mT zerstört wird und einer stabilen, steilen Komponente zusammen (Typ 3). Mit zunehmenden Tongehalt werden die Inklinationen der sekundären Komponenten steiler.

Der Diatomeenmud zeigt in inversen und normalen Horizonten nahezu "optimales" Verhalten bei paläomagnetischen Messungen (Typ 1 und 3). Zwar existiert in den inversen Horizonten eine Überprägung, aber in den orthogonalen Vektordiagrammen sind deutlich zwei Magnetisierungskomponenten zu unterscheiden (Typ 3).

Im Diatomeenschlamm wird die Interpretation der paläomagnetischen Daten durch die Überprägung sekundärer Komponenten erschwert. Darüberhinaus können während der Sedimentation Effekte eintreten, die zu einer Rotation höherkoerzitiver, kleinerer magnetischer Partikel führen. Ab 620 cm Kerntiefe streuen die Magnetisierungsrichtungen bei fortgeschrittener Entmagnetisierung (zwischen 40 und 60 mT) stark und wechseln meist von normalen zu inversen Richtungen. Das Auftreten einer erhöhten Streuung der Richtungen fällt mit dem zunehmenden Vorkommen größerer kieseliger Einzeller (Radiolarien > 63 µm) zusammen.

Für die Interpretation dieser Ergebnisse bestehen zwei Möglichkeiten:

1) Die normale Richtung ist durch eine Überprägung entstanden, die jetzt einen großen Teil der Intensität einnimmt (bis zu 90%) und die Intensität der stabilen Komponente ist sehr klein. Zwischen den hier betrachteten und den hangenden Diatomeenschlämmen besteht kein Unterschied in den gesteinsmagnetischen

Eigenschaften. Aus diesem Grunde wird eine zweite Möglichkeit eher in Betracht gezogen. 2) Die normale Richtung ist die charakteristisch remanente Magnetisierung (ChRM). Aufgrund einer Umkehrung während der Ablagerung kommt es bei den höherkoerzitativen Körnern, deren Richtungskomponenten erst bei fortschreitender Entmagnetisierung auftreten, zur Wiederausrichtung im inversen Feld (vgl. Abb. 4). Die Horizonte haben einen größeren Anteil von Radiolarien ( $> 63 \mu\text{m}$ ), deren Auftreten zu einer Erhöhung des effektiven Porenraumverhältnisses führen könnte und unterscheiden sich somit deutlich von den hangenden Schichten.

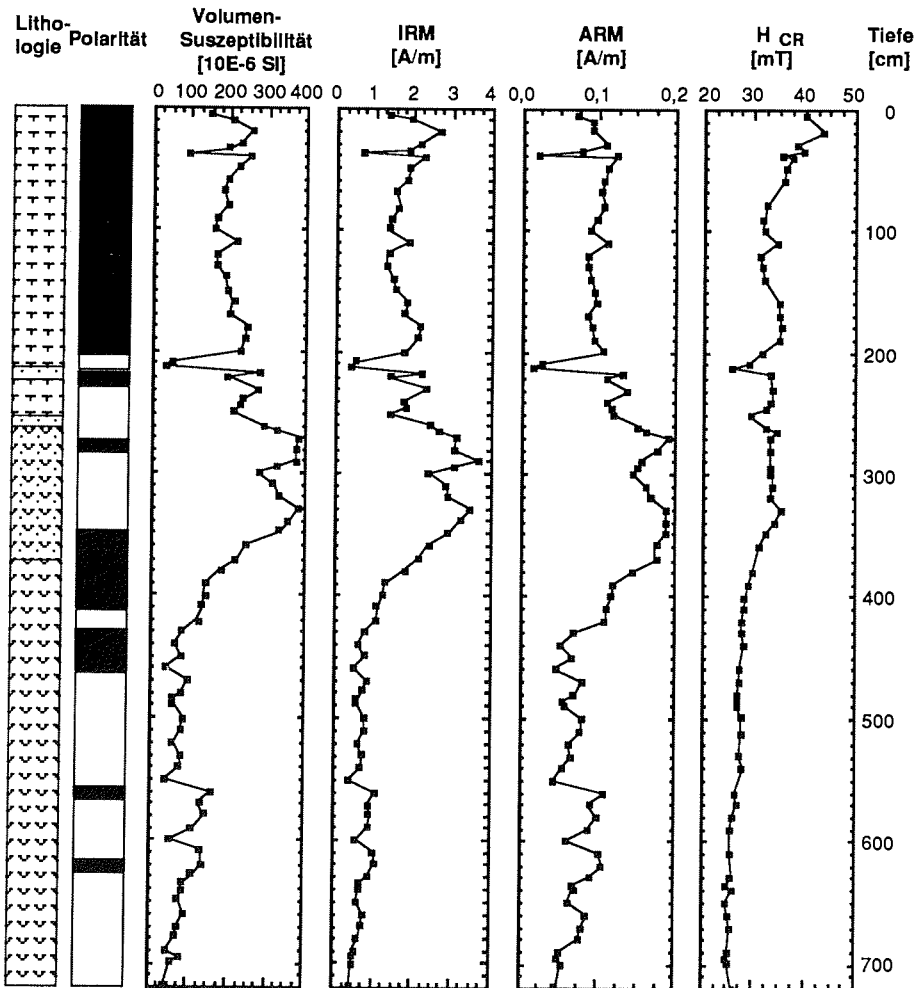


Abb. 27: Gesteinsmagnetische Ergebnisse des Schwerelotkerns PS1451-1: Lithologie, Polarität, Volumenssuszeptibilität, IRM, ARM, Remanenzkoerzitivkraft

Hohe Werte der **Volumenssuszeptibilität** (Abb. 27) korrelieren positiv mit hohen Gehalten an abiogenem Sediment (vgl. Abb. 20). Im Foraminiferenschlamm liegt die Volumenssuszeptibilität allgemein bei 200. Nur in den sehr reinen Karbonatlagen existieren extrem niedrige Werte. In den tonigeren Lagen steigen die Werte

bis auf etwa das Doppelte. Mit dem Übergang zum Diatomeenschlamm nehmen sie stark ab und schwanken zwischen 40 und 140. Auffallend ist auch hier der Abschnitt zwischen 560 und 600 cm mit hohen Werten um 150. Die IRM-Werte liegen allgemein zwischen 0,5 und 3,7 A/m. Die höchsten Werte befinden sich in den Sedimenten mit hohen Gehalten an abiogenen Komponenten. Die ARM-Werte liegen allgemein zwischen 0,05 und 0,19 A/m. Extrem niedrige Werte kommen in den reinen Karbonatlagen (0,02 und 0,013 A/m) vor. Die höchsten Werte für die **Remanenzkoerzitivkraft** finden sich im obersten Teil ( $\geq 40$  mT). Werte zwischen 30 und 40 mT existieren im Kern zwischen 50 und 330 cm. Zum Kernende hin ist ein stetiges Abfallen der Werte unter 30 mT zu erkennen.

#### 4.2.4 Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Parameter im Kern PS1466-1

Die **NRM-Intensität** (Abb. 28) zeigt eine deutliche Abhängigkeit von der Magnetisierungsrichtung der Horizonte. Im normal magnetisierten Abschnitt zwischen 100 und 520 cm ist eine stetige Zunahme der NRM-Intensität mit der Kerntiefe bei gleichzeitiger Abnahme der Volumenssuszeptibilität erkennbar.

**Inklination** der NRM (Abb. 28): Die Inklination ist zumeist steiler als  $45^\circ$ . Das Intervall zwischen 200 und 300 cm zeigt stärkere Abweichungen von der normalen Richtung des Dipolfeldes. Die inversen Abschnitte weisen im Gegensatz zu den anderen in dieser Arbeit untersuchten Sedimentkernen ebenfalls steile Inklinationen aus. **Stabile Inklinationsrichtungen** (Abb. 28): Nach der Wechselfeldentmagnetisierung erreichen nahezu alle Proben Inklination zwischen  $60^\circ$  und  $90^\circ$ . Die Anzahl der inversen Proben hat sich nach der Wechselfeldentmagnetisierung verdoppelt.

Bei normalen Proben liegen die **MDF-Werte** zwischen 5 und 20 mT, bei inversen Proben zwischen 35 und 50 mT. Die Proben zwischen 5 und 20 cm besitzen eine sehr hohe Stabilität gegen die Wechselfeldentmagnetisierung, die auch in den Entmagnetisierungskurven sichtbar wird. Auffallend ist im normalen Abschnitt zwischen 50 und 530 cm ein Ansteigen der MDF-Werte (von 5 auf 18 mT) und der NRM-Intensität (von 5 auf 10 mA/m).

Unterhalb einer durch biostratigraphische **Datierung** ermittelten Schichtlücke bei 30 cm Kerntiefe (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann), die vom Pleistozän (C1N-1) bis ins mittlere obere Miozän (C4AN-2) reicht, liegen Sedimente des Ober- und Mittelmiozäns vor (Abb. 14). Zwischen 30 cm und 118 cm sind innerhalb des Chrons C4A die inversen Subchrons C4AR-2 (68-73 cm) und C4AR-3 (109-118 cm) zu finden (Tab. 9). Die Kerntiefen zwischen 118 bis 533 cm werden von einem sehr langen, normalen Subchron dominiert (C5N-1). Das nächste Subchron normaler Magnetisierungsrichtung (C5N-2) reicht von 548 bis 558 cm. Innerhalb des reversen Subchrons C5R-2 tritt bei 590 cm eine Schichtlücke auf, die das nächste normale Subchron (C5N-3) eliminiert (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann). Ab 600 cm erfolgte die zeitliche Einstufung des Kerns ausschließlich nach paläomagnetischen Daten, da hier nur noch wenige und/oder schlecht erhaltene biosilikatische Mikrofossilien vorliegen. Zwischen 608 und 638 cm liegt das oberste normale Subchron des Chrons C5A. Zwischen Subchron C5AN-2 (648 bis 655 cm) und C5AN-5 (685 bis 745 cm) fehlen die kurzen Subchrons C5AN-3 und C5AN-4.

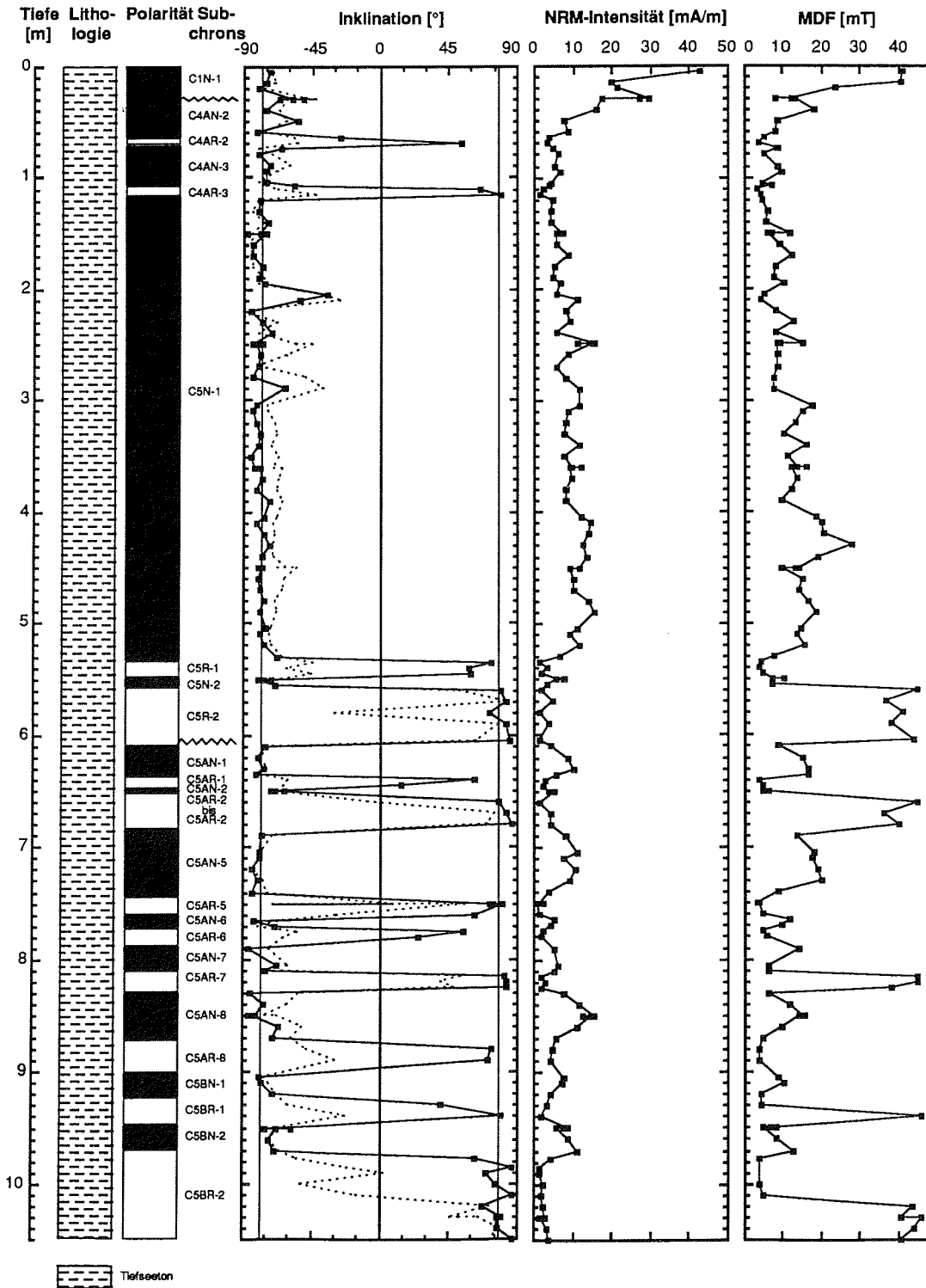




Abb. 28: Paläomagnetische Ergebnisse des Schwerelotes PS1466-1: Polarität, Lithologie, NRM-Intensität, Inklination (NRM-Inklination gepunktet; stab. Inklination mit durchgezogener Linie), MDF.

Die restlichen normalen Subchrons des Chrons C5A (C5AN-6: 763-773 cm; C5AN-7: 785-813 cm; C5AN-8: 827-875 cm) und des Chrons C5B (C5BN-1: 898-925 cm; C5BN-2: 945-974 cm) sind erhalten (Tab. 9). Der Kern PS1466-1 reicht bis in das Chron C5BR-2 im unteren mittleren Miozän (Abb. 48).

Tab. 9: Polaritätsgrenzen, Tiefe der obersten und untersten gleichpolarisierten Probe, Polarität, Angaben des Chrons oder Subchrons, berechnete oder geschätzte (in Klammern) Sedimentationsrate (Kap. 4.1) und Schichtlücken (geschlängelte Linien) des Kerns PS1466-1.

Tiefe der Grenze [m]	Tiefe [m]	Polarität	Chron	Sedimentationsrate [cm/1000a]
	0,05		C1N-1	
		N		
	0,65		C4AN-2	
0,68				
	0,70			
	0,70	R	C4AR-2	0,02
0,73				
	0,75			
	0,75	N	C4AN-3	0,40
	1,07			
1,09				
	1,10			
	1,10	R	C4AR-3	0,08
	1,15			
1,18				
	1,20			
	1,20	N	C5N-1	0,28
	5,30			
5,33				
	5,35			
	5,35	R	C5R-1	0,13
	5,45			
5,48				
	5,50			
	5,50	N	C5N-2	0,20
	5,55			
5,58				
	5,60		C5R-2	
		R		
	6,05		C5R-3	
6,08				
	6,10			
	6,10	N	C5AN-1	0,17
	6,35			

Fortsetzung Tab. 9:

6,38	-----			
	6,40			
		R	C5AR-1	0,08
	6,45			
6,48	-----			
	6,50			
		N	C5AN-2	0,03
	6,50			
6,55	-----			
	6,60			
		R	C5AR-2 bis C5AR-4	0,04
	6,80			
6,85	-----			
	6,90			
		N	C5AN-5	0,33
	7,40			
7,45	-----			
	7,50			
		R	C5AR-5	0,10
	7,60			
7,63	-----			
	7,65			
		N	C5AN-6	0,04
	7,70			
7,73	-----			
	7,75			
		R	C5AR-6	0,05
	7,80			
7,85	-----			
	7,90			
		N	C5AN-7	0,07
	8,10			
8,13	-----			
	8,15			
		R	C5AR-7	0,12
	8,25			
8,27	-----			
	8,30			
		N	C5AN-8	0,10
	8,70			
8,75	-----			
	8,80			
		R	C5AR-8	0,11
	8,90			
8,98	-----			
	9,05			
		N	C5BN-1	0,30
	9,20			



Fortsetzung Tab. 9:

9,25	-----			
	9,30			
		R	C5BR-1	0,12
	9,40			
9,45	-----			
	9,50			
		N	C5BN-2	0,21
	9,70			
9,74	-----			
	9,78			
		R	C5BR-2	
10,50				

Die **Magnetisierungskomponenten** im Kern PS1466-1 lassen sich in der Regel dem Typ 1 der Entmagnetisierungscharakteristika zuordnen. Die Magnetisierungsrichtungen streuen während der Entmagnetisierung nur wenig. Die paläomagnetischen Ergebnisse dieses Kerns sind somit leicht interpretierbar. In den normalen Horizonten existieren steile Inklinationsrichtungen. Die inversen Proben besitzen geringe Anteile sekundärer Komponenten. Da sich die gesteinsmagnetischen Ergebnisse im wesentlichen nicht von den anderen Kernen unterscheiden, liegt der Grund für das "optimale" paläomagnetische Verhalten in der Zusammensetzung der nichtmagnetischen Matrix. Der erhöhte Anteil magnetischer Partikel wirkt sich nur auf die Intensität des paläomagnetischen Signals aus. Die Korngrößenverteilung des Sediments mit Tongehalten um 80% wirkt stabilisierend auf die Ausrichtung der magnetischen Partikel. Diese Annahme wird auch in den anderen, untersuchten Kernen bestätigt, da sich auch dort die Qualität des magnetischen Signals durch die Abnahme der biogenen Komponenten verbessert.

Die Werte der **Volumenssuszeptibilität** (Abb. 29) lassen sich in drei Abschnitte unterteilen, die mit sedimentologischen Grenzen zusammenfallen. Der obere, farblich leicht abzugrenzende Bereich (bis 80 cm) besitzt Werte von 300 bis 650. Im mittleren Kernbereich (80 bis 800 cm) liegen niedrigere Werte zwischen 150 und 300. Im untersten Teil des Kerns (800-1052 cm) mit höheren Tongehalten variieren die Werte zwischen 300 und 430. Die **IRM**-Kurve spiegelt im wesentlichen den gleichen Verlauf wie die Volumenssuszeptibilität wider. Hier liegen die höchsten Werte bei 4,75 A/m am Kernanfang (30 cm) und übertreffen die höheren Werte (2,2 bis 2,5 A/m) am Kernende erheblich. Der mittlere Bereich hat einen konstanten Verlauf mit Werten um 1,5 A/m. Die **ARM**-Kurve verläuft ebenfalls sehr ähnlich wie IRM und Volumenssuszeptibilität. Hohe Werte (0,18 bis 0,23 A/m) an Kernanfang und -ende, niedrige Werte (0,12 bis 0,16 A/m) in der Mitte. Mit Ausnahme der obersten Probe bei 30 cm besitzt der Kern sehr konstante Werte für die **Remanenzkoerzitivkraft** um 27 mT.

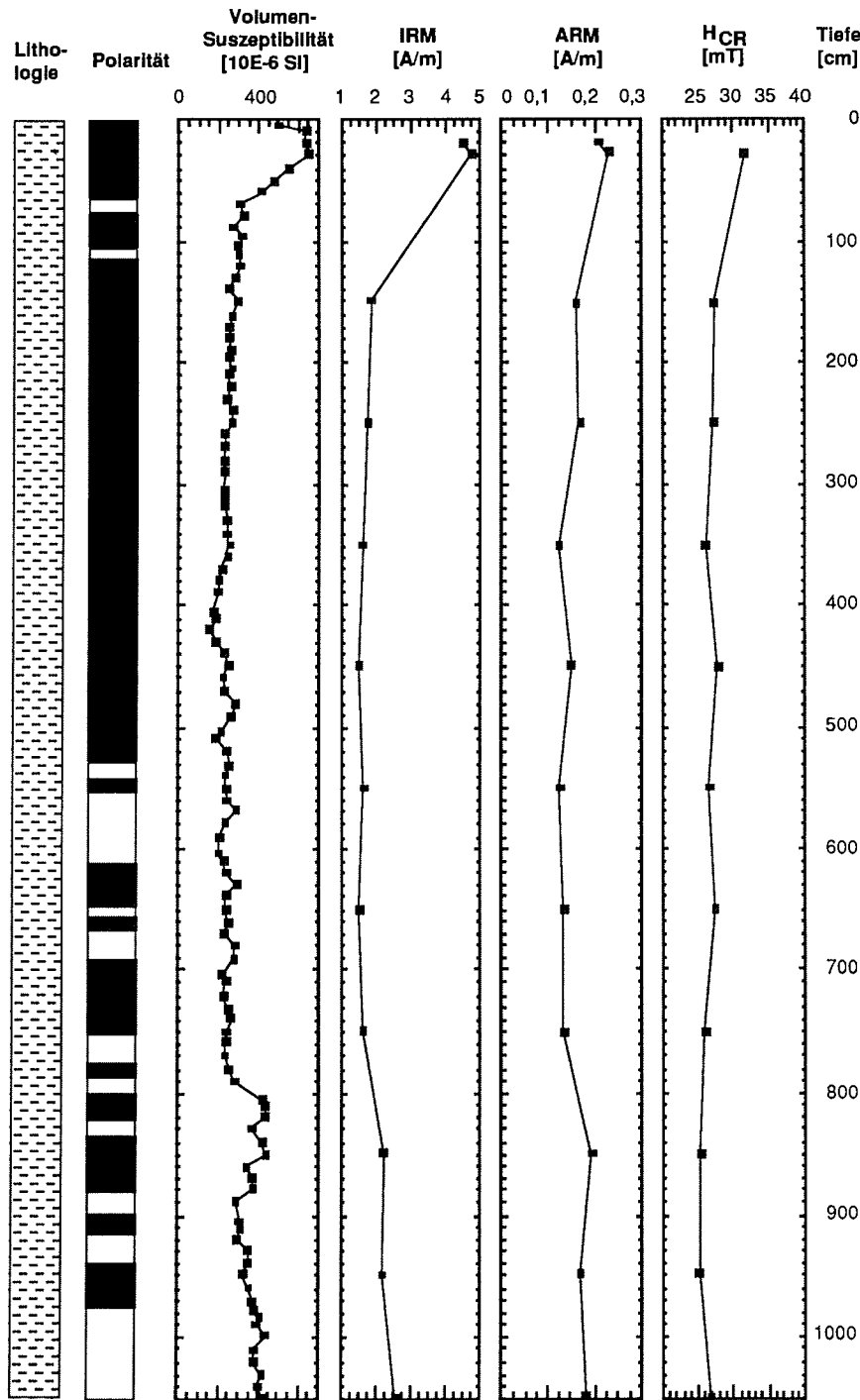


Abb. 29: Gesteinsmagnetische Ergebnisse des Schwerelotkerns PS1466-1: Lithologie, Polarität, Volumenssuszeptibilität, IRM, ARM, Remanenzkoerzitivkraft

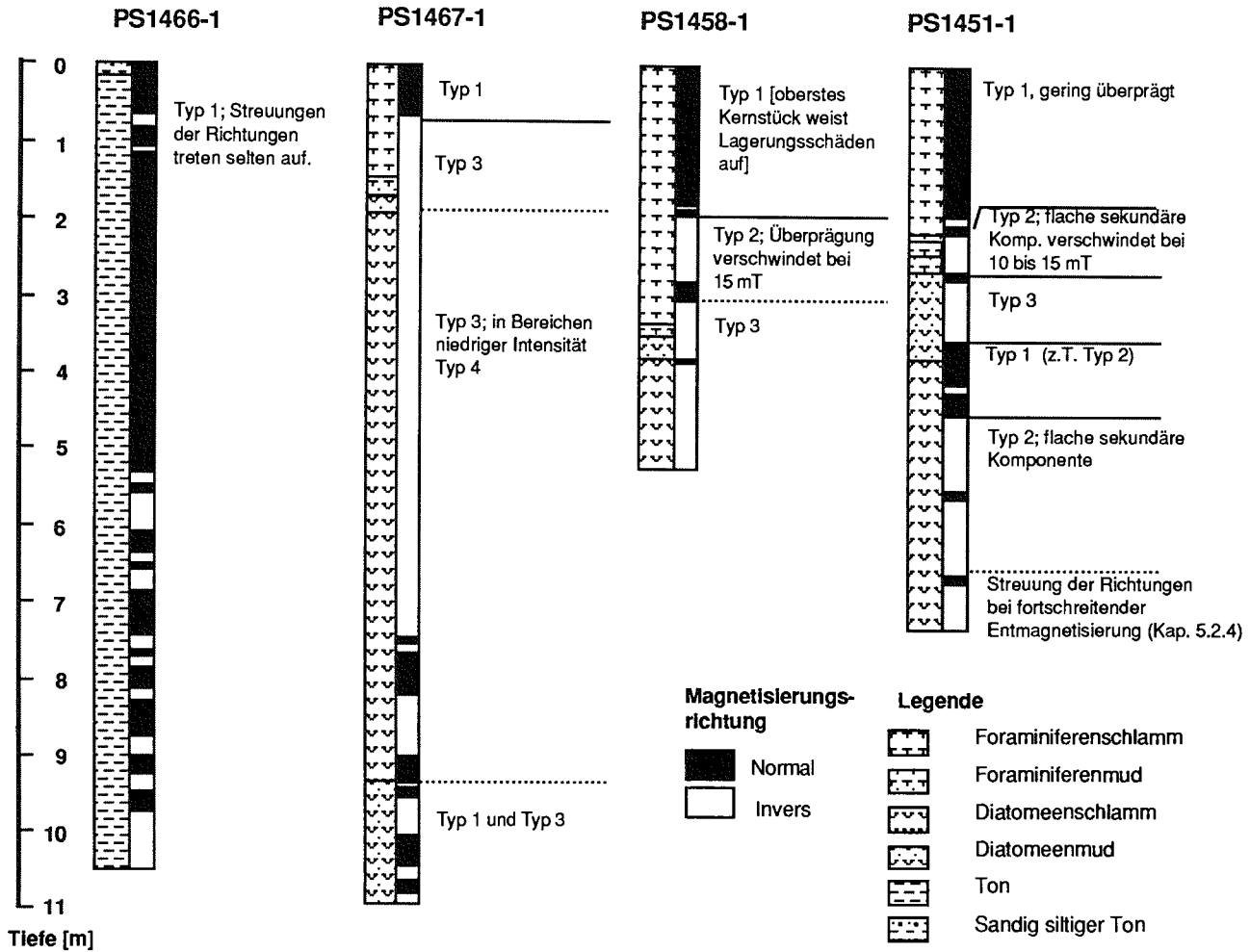


Abb. 30: Entmagnetisierungscharakteristika (Typ 1, 2, 3 oder 4 nach TUCKER, 1984) der untersuchten Sedimentkerne. Die Reihenfolge der Kerne stellt einen Schnitt von West nach Ost über die Maudkuppe dar (vgl. Abb. 48)

In einzelnen Ergebniskapiteln 4.2.3 bis 4.2.6 ist auf die Entmagnetisierungscharakteristika eingegangen worden, die in erster Linie durch die Richtung der Magnetisierung und Überprägungen sekundärer Felder bestimmt wird. Darüber hinaus wird die Erhaltung des primären paläomagnetischen Signals durch die sedimentologische Zusammensetzung beeinflusst. In Abb. 30 ist die Lithologie, die Magnetisierungsrichtung und der Typ der Entmagnetisierungscharakteristika (nach TUCKER, 1984) der Kerne PS1451-1, PS1458-1 PS1466-1 und PS 1467-1 zusammenfassend dargestellt.

Nur etwa ein Drittel der untersuchten Proben werden von einem Einkomponentensystem (Typ 1) dominiert. Die Bestimmung der ChRM der restlichen Proben mit Mehrkomponentensystem gelang in der Regel nach der Entmagnetisierung bis zu 50 mT. In Kern PS1467-1 konnte über einen Abschnitt von 80 cm keine paläomagnetische Auswertung erfolgen, weil sehr geringe Gehalte an magnetischen Trägern zu erratischen Variationen der Magnetisierungsrichtung und -intensität führten (Typ 4). Proben mit NRM-Intensitäten unter 0,1 mA/m lassen paläomagnetische Interpretationen nicht zu.

Das Entmagnetisierungsverhalten nach Typ 1 tritt vorherrschend in abiogenen und feinkörnigen Sedimenten normaler Magnetisierungsrichtung auf. Höhere Anteile von biogenen, größeren Komponenten führen zur Verflachung der Inklinationwerte und erschweren eine paläomagnetische Interpretation. In inversen Horizonten wird die Richtung der NRM teilweise durch das z.Z. herrschende Dipolfeld überprägt. Dies führt besonders in biogenreichen Sedimenten, die aufgrund geringer detritischer Anteile eine niedrige NRM-Intensität besitzen, zu Streuungen der Magnetisierungsrichtungen der Proben bei fortschreitender Entmagnetisierung. Die schnelle Fixierung der im Erdmagnetfeld ausgerichteten, magnetischen Träger ist für die Überlieferung des primären, paläomagnetischen Signals von großer Bedeutung. In Sedimenten mit hohen Anteilen biogener Komponenten wird die schnelle Fixierung durch z.T. große Porenräume eingeschränkt.

### 4.3 GESTEINSMAGNETISCHE ERGEBNISSE

Das Ziel der gesteinsmagnetischen Untersuchungen war die Identifizierung der dominierenden magnetischen Phasen und eine Abschätzung ihrer mittleren Korngrößen. Mit den Messungen der Volumenssuszeptibilität ( $\chi_V$ ), der Erwerbs- und Entmagnetisierungskurven der isothermalen (IRM) und anhysteretischen Remanenz (ARM) wurden die Sättigungsremanenz (SIRM), die Remanenzkoerzitivkraft ( $H_{CR}$ ), der Wechselwirkungsparameter  $\underline{R}$  und die MDF-Werte von IRM und ARM bestimmt. Die Aussagen zur Korngröße der magnetischen Partikel und ihrer Mineralogie konnten durch ergänzende Untersuchungen am Rasterelektronenmikroskop (REM) gestützt werden. In den Darstellungen richtet sich die Reihenfolge der Kerne allgemein nach der laufenden Kernnummer.

#### 4.3.1 Volumenssuszeptibilität ( $\chi_V$ ) und frequenzabhängige Suszeptibilität ( $\chi_{FD}$ )

Die Volumenssuszeptibilität  $\chi_V$  in Abhängigkeit von der Kerntiefe ist für die jeweiligen Kerne in den Kapiteln 4.2.3 bis 4.2.6 dargestellt. Sie lassen in erster Näherung Angaben über den Magnetitgehalt der Proben zu. Schwankungen

resultieren aus einem variablen Eintrag an biogenen Sedimentkomponenten, der zu einer Verdünnung der magnetischen Sedimentfraktion führt. Dies wird durch die positive Korrelation ( $r = 0,9$ ) zwischen  $\chi_V$  und den Gewichtsanteilen des abiogenen Sediments bestätigt.

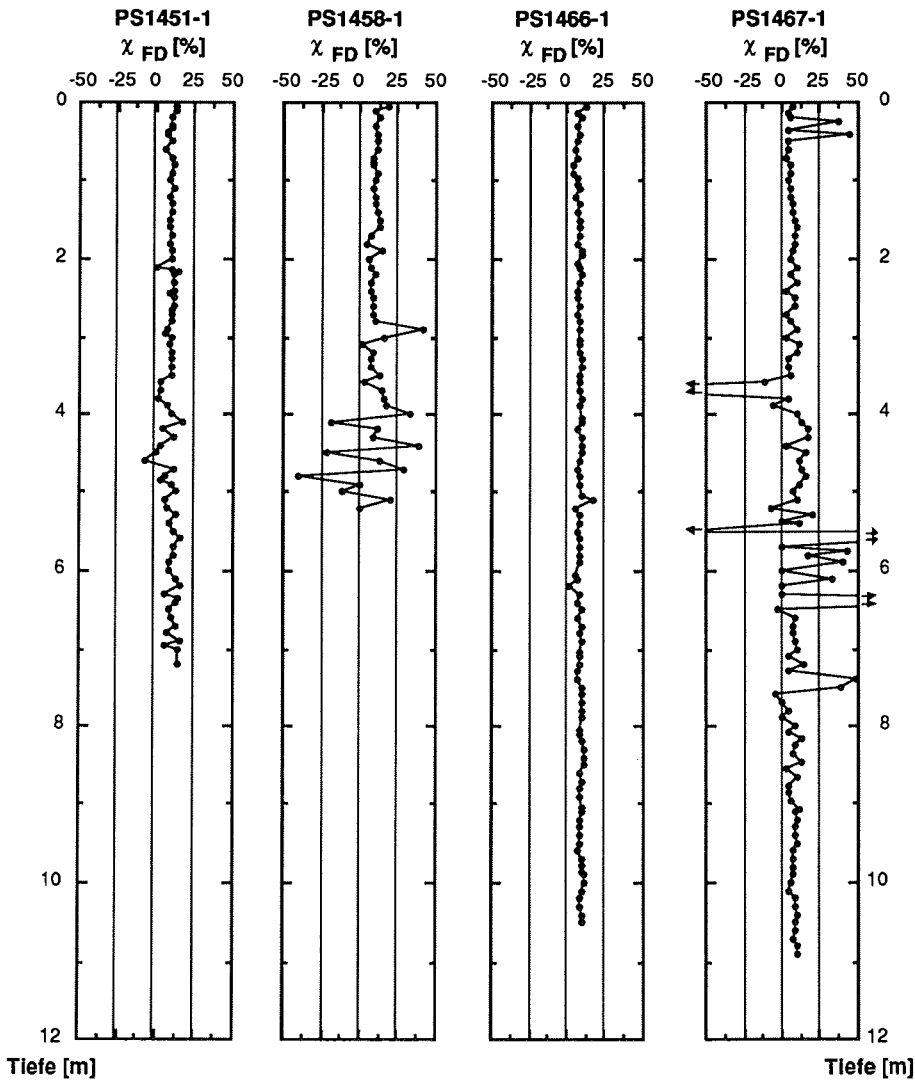


Abb. 31: Frequenzabhängige Suszeptibilität  $\chi_{FD}$  in Prozent gegen die Kerntiefe der Kerne PS1451-1, PS1458-1, PS1466-1 und PS1467-1.

Die prozentualen Werte für die frequenzabhängige Suszeptibilität ( $\chi_{FD}$ ) liegen in der Regel zwischen 10 und 20% (Abb. 31). Höhere Werte in Bereiche geringer Volumenssuszeptibilität resultieren aus Ungenauigkeiten in den unteren Meßbereichen (besonders in Kern PS1467-1). Die generell sehr niedrigen Werte der frequenzabhängigen  $\chi_{FD}$  lassen die Existenz eines größeren Anteils sehr kleiner magnetischer Partikel zwischen 0,03 und 0,1  $\mu\text{m}$  unwahrscheinlich erscheinen.

#### 4.3.2 Isothermale remanente Magnetisierung (IRM)

Der Verlauf der IRM-Erwerbsmagnetisierungskurve gibt Anhaltspunkte über Größe und Art der magnetischen Partikel (Abb. 32). So erreichen die meisten Proben eine 90%-ige IRM-Sättigung schon bei Feldern von 200 mT. Die 95%-ige Sättigung wird etwa zwischen 300 und 400 mT erreicht (Abbildungen 33 und 34). Die eng gebündelten Erwerbsmagnetisierungskurven deuten auf eine einheitliche Mineralogie der dominierenden magnetischen Träger über den gesamten Kern hin. Ihr Verlauf zeugt von einer dominierenden Ti-Magnetitphase, in der mittlerer und kleinere Korngrößen dominieren. Mit zunehmender Sedimenttiefe erreichen die Proben in immer kleineren Feldern ihre Sättigung. Eine Abnahme des Sättigungsfeldes deutet (vgl. Tab. 3) auf eine zunehmende Korngröße der magnetischen Träger hin. Die Anwesenheit größerer Anteile höherkoerzitiver Minerale, wie Hämatit oder Goethit, kann ausgeschlossen werden.

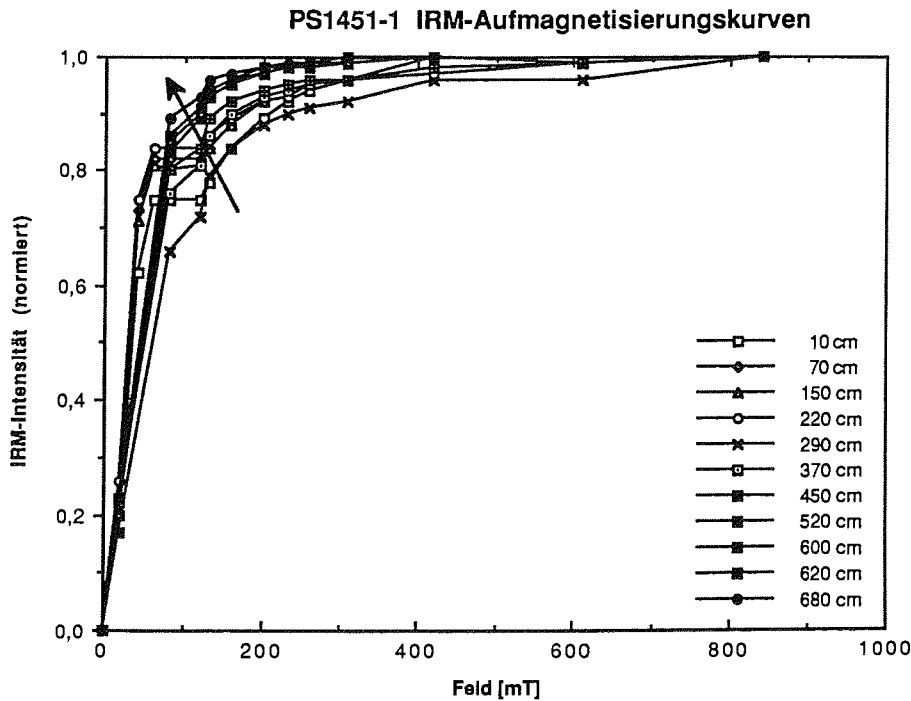


Abb. 32: IRM-Erwerbsmagnetisierungskurven für elf Proben aus Kern PS1451-1 zeigen eine Abnahme (Pfeil) des Sättigungsfeldes mit zunehmender Kerntiefe.

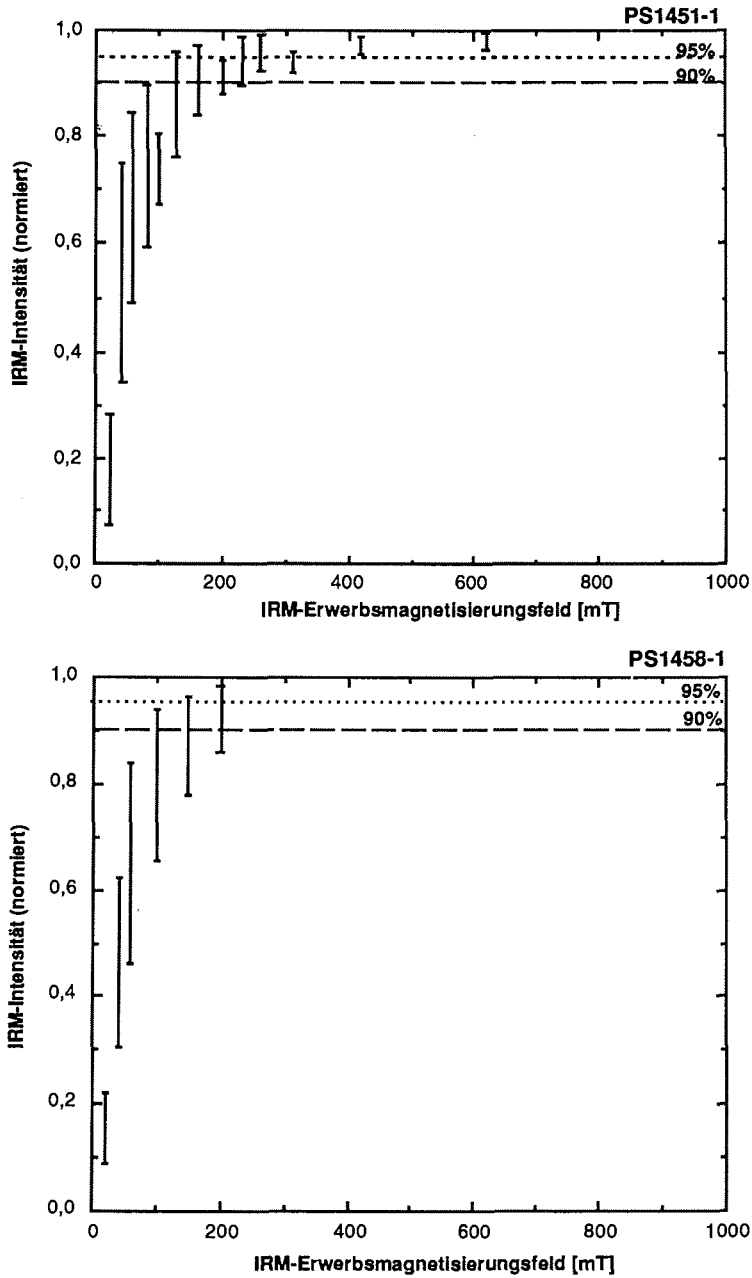


Abb. 33: Verlauf der IRM-Erwerbsmagnetisierungskurven von PS1451-1 (oben) und PS1458-1 (unten) mit Variationsbreiten der normierten Intensitäten und Hilfslinien für 90% (bzw. 95%) der isothermalen Sättigungsremanenz (SIRM).

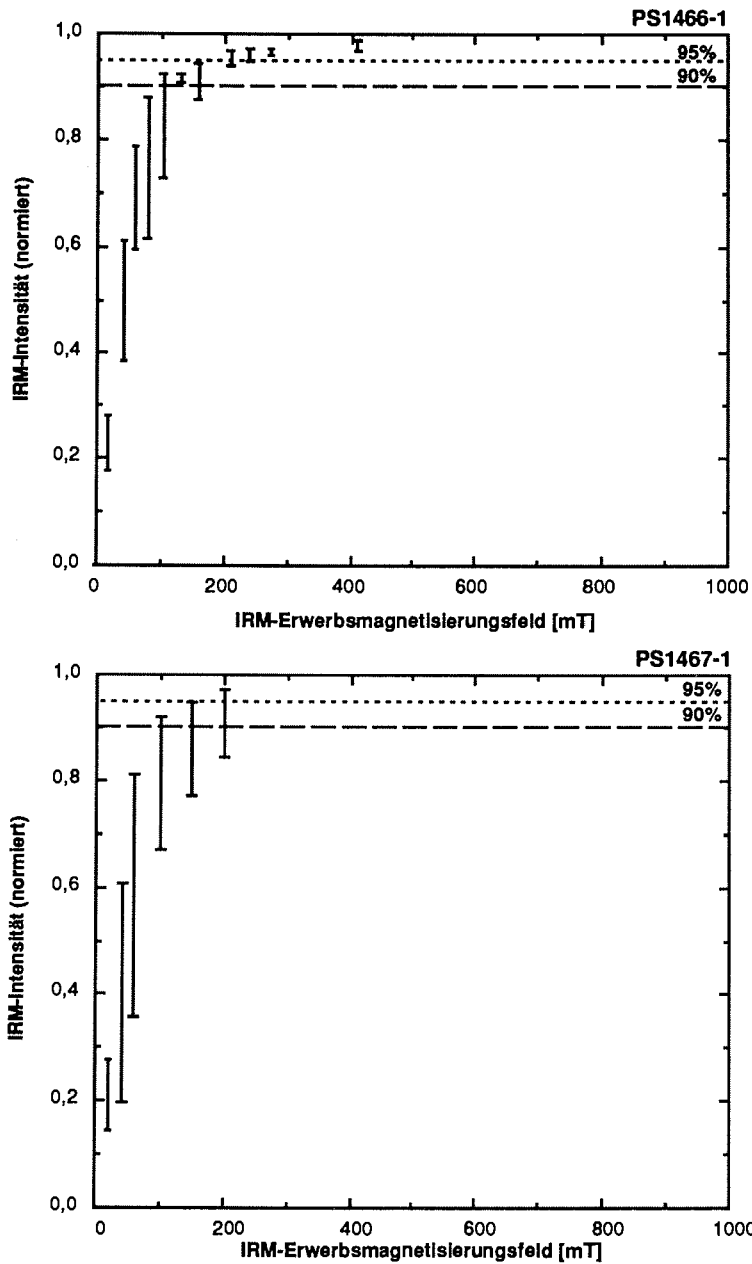


Abb. 34: Verlauf der IRM-Erwerbsmagnetisierungskurven von PS1466-1 (oben) und PS1467-1 (unten) mit Variationsbreiten der normierten Intensitäten und Hilfslinien für 90% (bzw. 95%) der isothermalen Sättigungsremanenz (SIRM).



### 4.3.3 Remanenzkoerzitivkraft ( $H_{CR}$ )

Die zuvor dargestellten Ergebnisse (Kap. 4.3.2) werden durch die Werte der Remanenzkoerzitivkraft  $H_{CR}$  bestätigt. Die Ergebnisse für alle vier untersuchten Kerne sind in den Abbildungen 23, 25, 27 und 29 dargestellt. Bei einer verhältnismäßig einheitlichen Mineralogie der dominierenden, magnetischen Träger können die Schwankungen der  $H_{CR}$ -Kurven mit Änderungen in der Korngröße erklärt werden. Die in den Proben ermittelten Remanenzkoerzitivkräfte von 25 bis 40 mT können nach Abb. 8 Korngrößen magnetischer Partikel zwischen 0,5 und 16  $\mu\text{m}$  zugeordnet werden. Die Variation von  $H_{CR}$  mit der Kerntiefe kann aber auch durch mineralogische Veränderungen der magnetischen Phase verursacht worden sein. Solche Veränderungen können durch Tief-temperaturoxidation von Magnetiten und Ti-Magnetiten unter oxidischen Bedingungen entstehen, die zur Bildung von Maghemit bzw. Ti-Maghemit führen (Maghemitisierung:  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  zu  $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ). Dieser Prozess wurde an Tiefseesedimenten mit sehr geringen Sedimentationsraten beobachtet (HARRISON & PETERSON, 1965; KENT & LOWRIE, 1974; JOHNSON, et al. 1975b). Die Autoren stellen bei der Maghemitisierung eine Abnahme der  $H_{CR}$  von ca. 65% und eine wachsende Instabilität des paläomagnetischen Signals der Proben, aufgrund der Bildung einer chemisch remanenten Magnetisierung (CRM), fest. Anzeichen für die Maghemitisierung der Proben ergeben sich aus den REM-Untersuchungen (4.3.9).

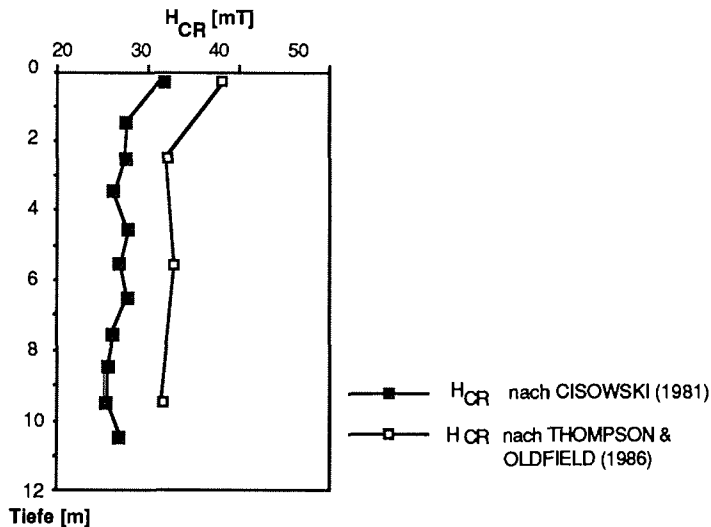


Abb. 35: Vergleich der  $H_{CR}$ -Bestimmungsmethoden an Proben des Kerns PS1466-1; nach CISOWSKI (1981) (schwarze Quadrate) und nach THOMPSON & OLDFIELD (1986) (offene Quadrate)

Die Bestimmungsmethoden der Remanenzkoerzitivkraft  $H_{CR}$  erbrachten für die Methode nach THOMPSON & OLDFIELD (1986) im Vergleich zu CISOWSKI (1981) ca. 15 - 20% höhere Werte (Abb. 35). Die nach der CISOWSKI-Methode ermittelten Werte zeigen jedoch gleichartige Trends, so daß ein Vergleich der Werte innerhalb der Kerne durchführbar ist.

Als Ursache für die Abnahme der ( $H_{CR}$ ) in den Kernen PS1451-1, PS1458-1 und PS1467-1 (Abb. 36) kommen sowohl diagenetische Prozesse (Magnetisierung) als auch die Zunahme relativ größerer Partikel mit der Kerntiefe in Frage. In der oxischen Zone des Sediments kann es zur vollständigen Auflösung sehr kleiner magnetischer Körner kommen. Die hieraus resultierende relative Anreicherung größerer Partikel führt zur Abnahme der Remanenzkoerzitivkraft.

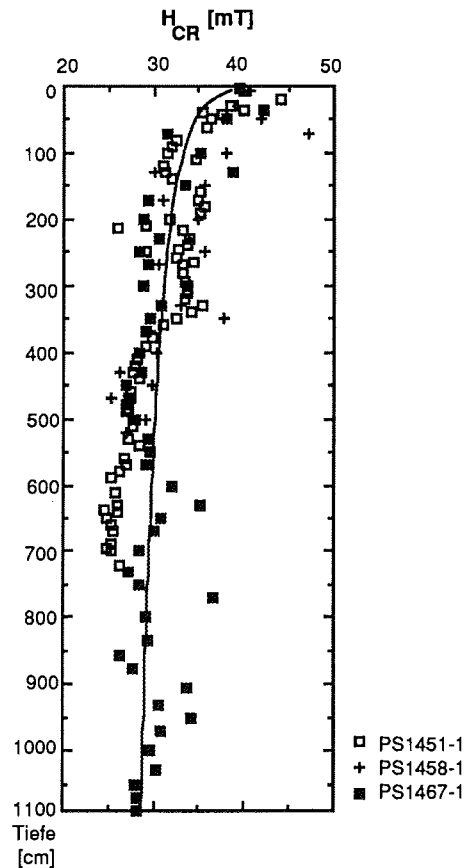


Abb. 36:  $H_{CR}$ -Werte der Kerne PS1451-1 (offenes Quadrat), PS1458-1 (Kreuz) und PS1467-1 (schwarzes Quadrat) mit exponentielle Abnahme der  $H_{CR}$  (s. Ausgleichskurve).

#### 4.3.4 $\underline{R}$ -Wert

Aus der  $H_{CR}$ -Bestimmung nach CISOWSKI (1981) (Kap. 2.8.4) ergibt sich der Wechselwirkungsparameter  $\underline{R}$  als Ordinatenwert des Schnittpunktes. Der  $\underline{R}$ -Wert wird durch zu hohe Konzentrationen kleiner magnetischer Partikel und daraus entstehenden Wechselwirkungen, sowie durch die Anwesenheit von Mehrbereichsteilchen bestimmt. Da die Konzentration magnetischer Partikel in allen Kernen gering ist, werden Schwankungen des  $\underline{R}$ -Wertes wahrscheinlich durch die Mehrbereichsteilchen verursacht, in denen es zur gegenseitigen Beeinflussung der WEISS'schen Bezirke kommt. Der einzige Bereich mit größeren

Abweichungen befindet sich im sehr biogenopalreichen *Ethmodiscus*-Horizont in Kern PS1467-1. Der hohe Wert ( $\underline{R} = 0,42$ ) bei 600 cm deutet auf geringe Wechselwirkungen zwischen den Partikeln hin, während bei 630 cm ( $\underline{R} = 0,18$ ) ein sehr niedriger  $\underline{R}$ -Wert für große Wechselwirkungen spricht. Da beide Proben aus einem Horizont extrem niedriger Konzentration an magnetischen Partikeln stammen, deuten die niedrigen  $\underline{R}$ -Werte bei 630 cm wahrscheinlich auf die Anwesenheit weniger Mehrbereichsteilchen hin. In der Probe bei 600 cm müßten demnach keine Mehrbereichsteilchen auftreten. Der durchschnittliche  $\underline{R}$ -Wert liegt in allen Kernen bei ca. 0,35.

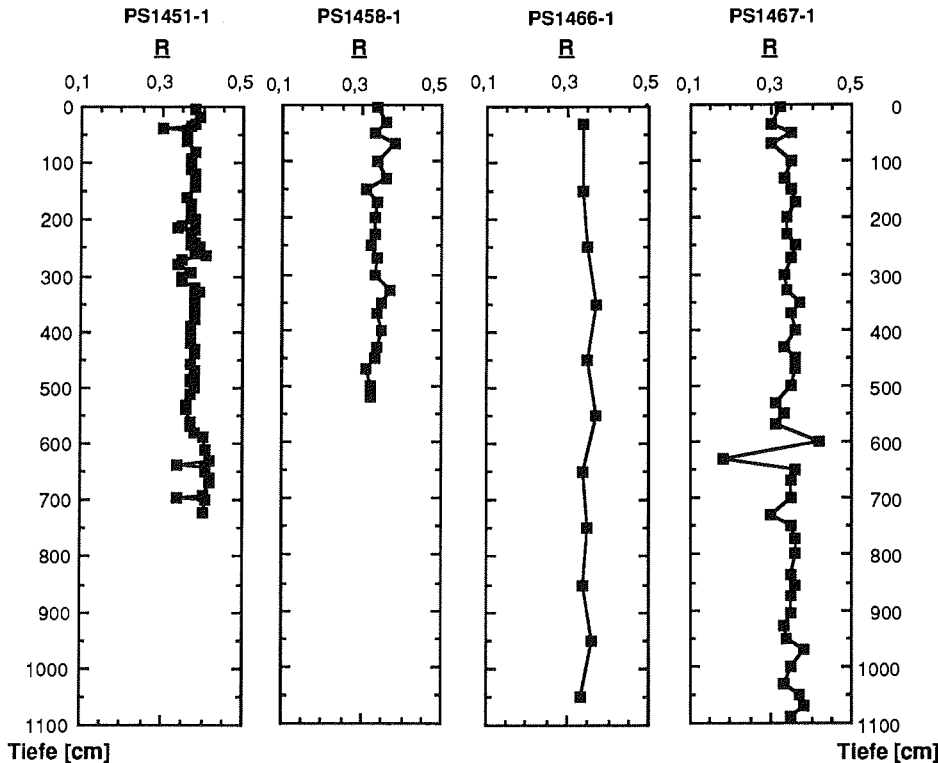


Abb. 37:  $\underline{R}$ -Werte gegen Kerntiefe für die Kerne PS1451-1, PS1458-1, PS1466-1 und PS1467-1.

#### 4.3.5 Anhysteretische remanenten Magnetisierung (ARM)

Während die SIRM-Werte der Proben die höchstmögliche remanente Magnetisierung anzeigen, wird bei der ARM mit ihrem wesentlich geringeren Feld nicht allen Körnern eine remanente Magnetisierung aufgeprägt. Aus der Abb. 38 wird ersichtlich, daß die Proben durch die ARM weitgehend die Sättigung erreicht haben.

Bei der Induktion der ARM sollen möglichst die magnetischen Körner des Sediments magnetisiert werden, die auch von einer detritisch remanenten Magnetisierung (DRM) des Sediments beeinflusst werden.

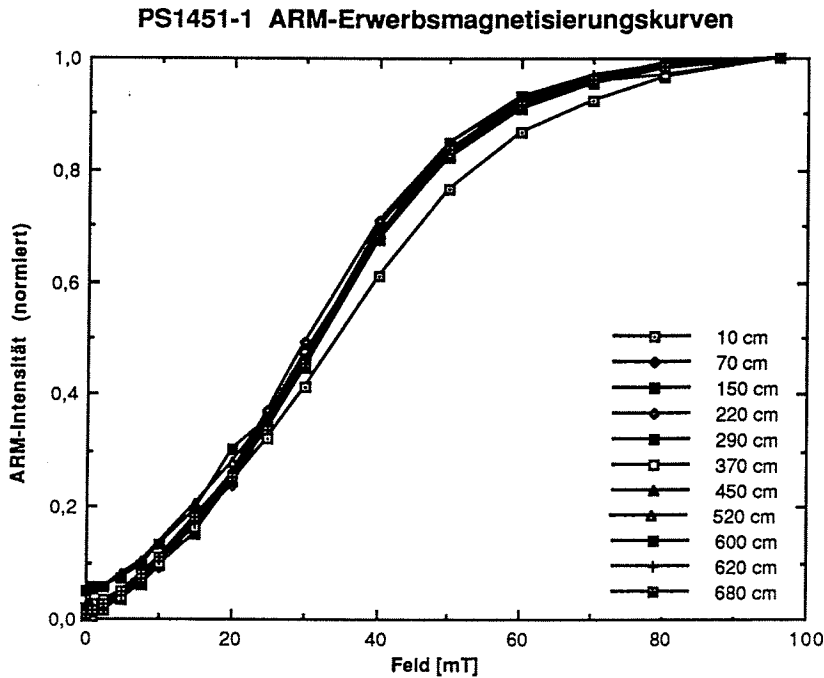


Abb. 38: Erwerbsmagnetisierungskurven der anhysteretischen remanenten Magnetisierung (ARM) für elf Proben aus Kern PS1451-1.

#### 4.3.6 Vergleich von ARM- und IRM-Entmagnetisierungskurven

Den Vergleich der Entmagnetisierungskurven von ARM und IRM führten schon LOWRIE & FULLER (1971) in dem nach ihnen benannten Test durch. Dieser Test ist ein probates Mittel für eine grobe Abschätzung der Korngröße magnetischer Partikel. Zum Vergleich des LOWRIE-FULLER-Testes mit den anderen Messungen wurden vier Proben des Kerns PS1451-1 gemessen. Dabei lagen die Maximalfelder der ARM bei 96 mT und der IRM bei ca. 100 mT, da nur beim Durchlauf ähnlicher Koerzitivkraftspektren ein Vergleich der remanenten Magnetisierungen von ARM und IRM möglich ist. Die in Abb. 39 dargestellten Entmagnetisierungskurven für normierte IRM- und ARM-Intensitäten zeigen deutlich höhere ARM-Werte in allen Proben.

In allen Fällen ist die ARM stabiler gegen Wechselfeldentmagnetisierung als die IRM. Bei sämtlichen Proben liegen demnach Einbereichs- bzw. Pseudoeinbereichsteilchen als Träger der remanenten Magnetisierung vor.

Angaben zur Korngröße der magnetischen Partikel lassen sich auch durch die halblogarithmische Darstellung der ARM- und IRM-Entmagnetisierungskurven nach JOHNSON et al. (1975a) machen. In Abb. 40 werden für drei Proben aus Kern PS1451-1 (10 cm, 70 cm und 150 cm) die normierten Intensitätswerte von ARM und IRM logarithmisch gegen das Entmagnetisierungsfeld aufgetragen. Es ist in dieser

Darstellungsform ein linearer Abfall der IRM- und ein exponentieller Abfall der ARM-Intensität zu erkennen. Dieser Kurvenverlauf deutet nach Angaben der Autoren auf dominierende SD- und PSD-Partikel der Proben hin.

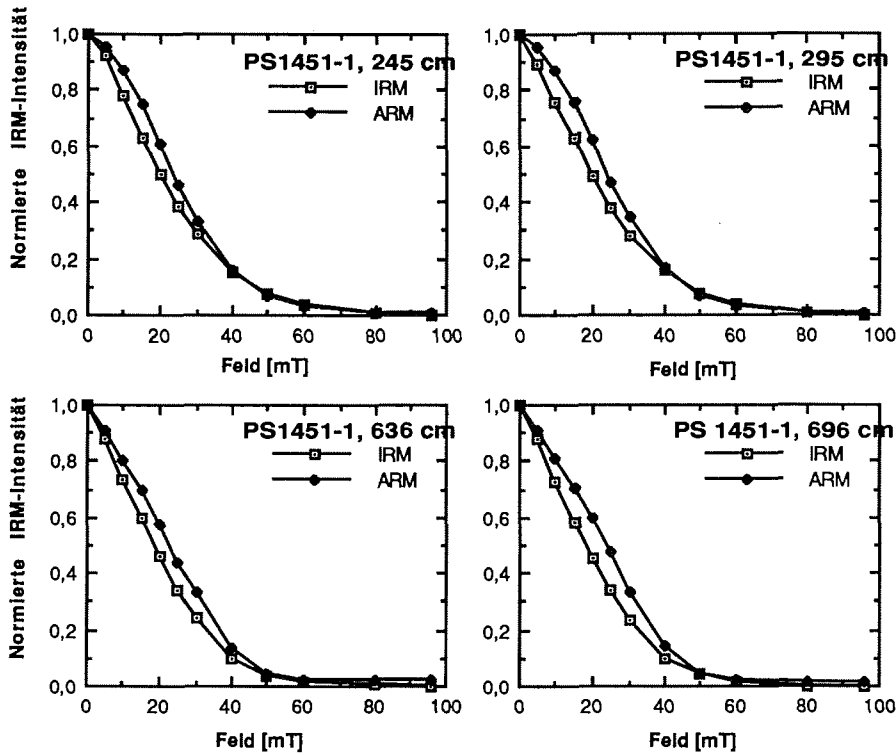


Abb. 39: LOWRIE-FULLER-Test (Vergleich von IRM- und ARM-Entmagnetisierungskurven) an vier Proben des Schwerelotkern PS1451-1.

Der deutliche Unterschied zwischen den Proben aus 70 und 150 cm Sedimenttiefe und der 10 cm-Probe wird durch einen höheren Anteil kleinerer magnetischer Partikel in den obersten Sedimentschichten verursacht. Dies stimmt mit den Ergebnissen der Remanenzkoerzitivkraft  $H_{CR}$  (Abb. 27) überein. Die Grenze zwischen dem unterschiedlichen Magnetisierungsverhalten liegt zwischen den Proben des Kerns PS1451-1 bei 34 und 38 cm (Anhang: A 3.3). Bei 36 cm besitzt der Kern eine deutliche sedimentologische Grenze (Kernbeschreibung A 3.1). Unterhalb dieser Grenze scheint ein Teil der feinkörnigen magnetischen Fraktion nicht mehr aufzutreten. Dies kann durch eine mögliche Oxidation dieser Fraktion erklärt werden.

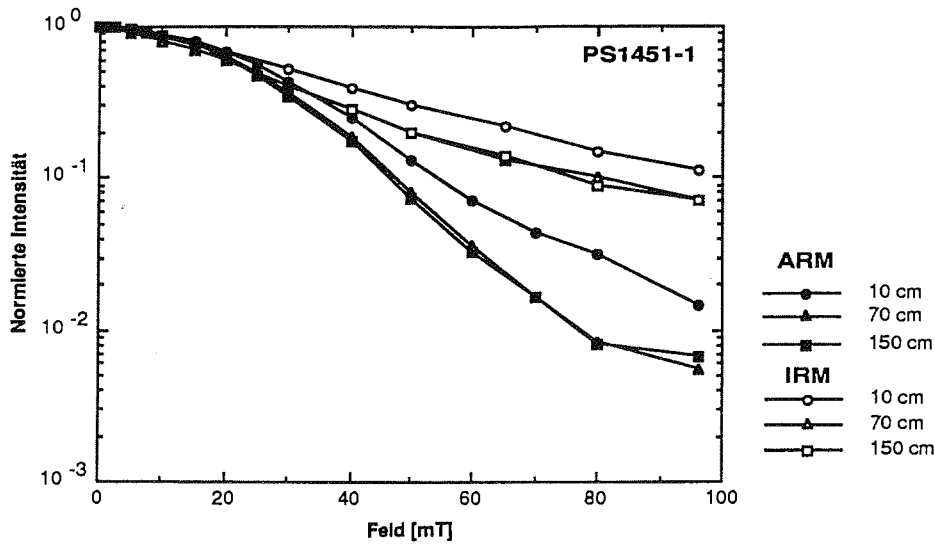


Abb. 40: Halblogarithmische Darstellung der ARM- und IRM-Abmagnetisierungskurven für drei Proben aus Schwerelotkern PS1451-1; die ARM-Kurve ist mit schwarzen Symbolen gekennzeichnet und fällt gegenüber der exponentiell verlaufenden IRM-Kurve (offene Symbole) superexponentiell ab.

In Abb. 41 werden die Entmagnetisierungskurven von NRM, ARM und IRM für sechs Proben des Kerns PS1451-1 dargestellt. Die Vergleichbarkeit der Proben ist durch den Verlauf der NRM-Entmagnetisierungskurve (siehe PS1451-1, 10 cm) und die unterschiedlichen Maximalfelder von ARM (96 mT) und IRM (840 mT) eingeschränkt. Bis auf die Probe bei 10 cm zeigen die restlichen Proben sehr ähnliche Verhältnisse der Entmagnetisierungskurven zueinander. Bis zu einem charakteristischen Entmagnetisierungsfeld, in dem sich die Kurven schneiden und das mit der Kerntiefe zunimmt und zwischen 20 mT und 40 mT liegt, erweist sich die ARM als stabilste Magnetisierung, während IRM und NRM niedrigere normierte Intensitäten aufweisen. Bei einer weiteren Entmagnetisierung wird die ARM nahezu vollständig entmagnetisiert, während NRM und IRM stabiler gegen die Wechselfeldentmagnetisierung sind. Der steile Abfall der NRM-Intensität bei geringen Feldern entsteht durch die Entmagnetisierung großer Mehrbereichsteilchen, während die kleineren Partikel eine höhere Stabilität gegenüber der Wechselfeldentmagnetisierung besitzen. Der Unterschied zwischen der IRM- und NRM-Kurve liegt in den unterschiedlichen Anteilen der zur remanenten Magnetisierung beitragenden Partikel. Während bei der IRM alle vorhandenen magnetischen Körner eine remanente Magnetisierung erhalten, die bei der Entmagnetisierung leicht zerstört wird, wird die NRM (bzw. DRM) einer Probe nur von bestimmten magnetischer Partikel getragen. Größere Körner ( $> 38 \mu\text{m}$ ; AMERIGIAN, 1977) tragen nicht zur DRM bei. Die ARM-Kurven unterscheiden sich beträchtlich von den NRM-Kurven der Proben. Die ARM wird in den Sedimenten von anderen magnetischen Partikeln getragen als die DRM.

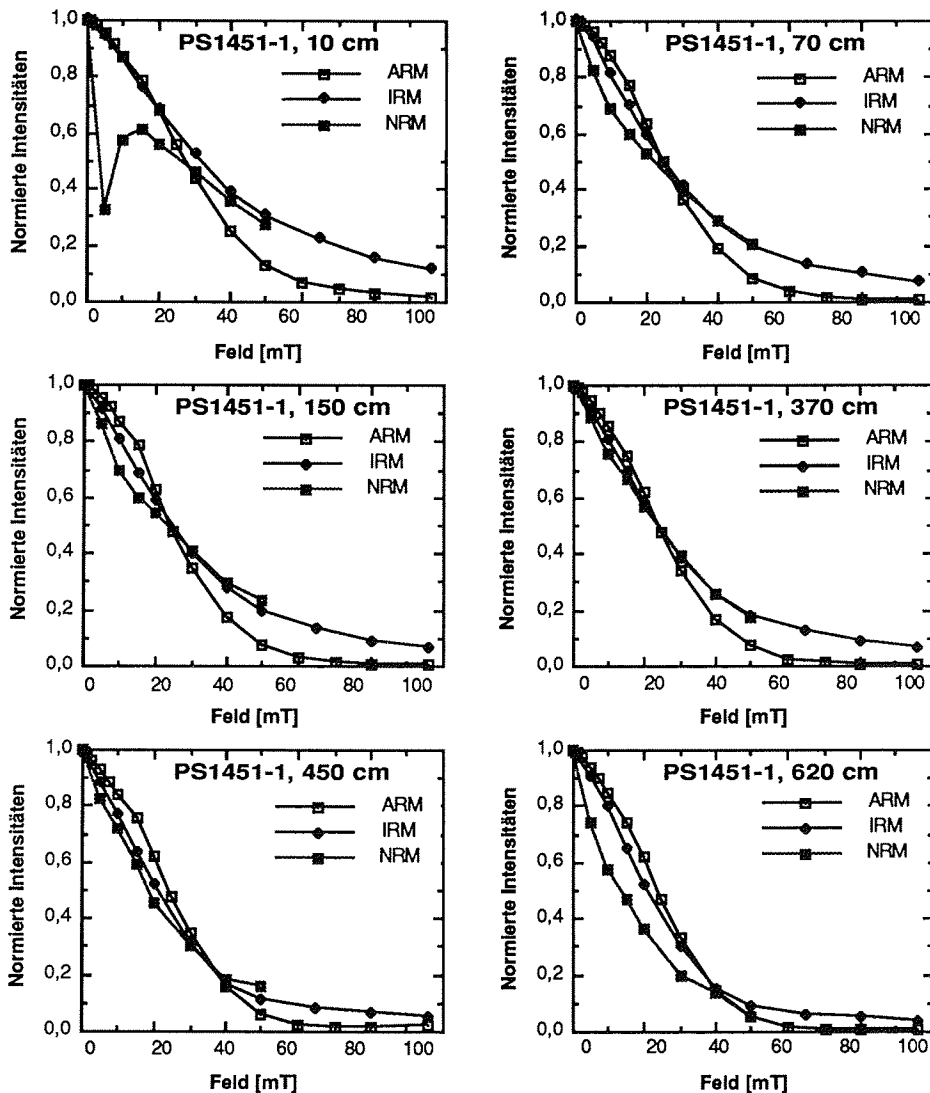


Abb. 41: Entmagnetisierungskurven von ARM (offenes Quadrat), IRM (schwarze Raute) und NRM (schwarzes Quadrat) verschiedener Proben aus Schwerelotkern PS1451-1.

#### 4.3.7 MDF-Werte für NRM, ARM und IRM

Die MDF-Werte charakterisieren die Stabilität der remanenten Magnetisierung gegen die Wechselfeldentmagnetisierung.

Die MDF-Werte von NRM, ARM und IRM nehmen zum Kernende tendenziell ab (Abb. 42). Die Abnahme der MDF-Werte ist auf die relative Zunahme größerer magnetischer Partikel zurückzuführen. Durch die Induktion hoher isothermaler Felder bei der IRM wird das komplette Korngrößenspektrum der magnetischen

Partikel magnetisiert. Deshalb zeigen Variationen der MDF-Werte der IRM Veränderungen der gesamten magnetischen Partikel an. Markante Bereiche in der MDF-Kurve der IRM befinden sich in den obersten Horizonten und um 350 cm. Wie auch aus den Werten der Remanenzkoerzitivkraft (Kap. 4.3.3) deutlich wird, nimmt die Stabilität innerhalb der oberen 100 cm stark ab. Im Intervall 100 bis 350 cm besitzt sie relativ konstante Werte. Ab 350 cm Kerntiefe nimmt die Stabilität der IRM gegen Wechselfelder noch einmal deutlich ab. In den MDF-Kurven der ARM ist diese Abnahme geringer ausgeprägt. Ein ähnlicher Trend ergibt sich auch bei der Entmagnetisierung der NRM. Proben, die aus oberen Kernabschnitten stammen, besitzen hohe MDF-Werte.

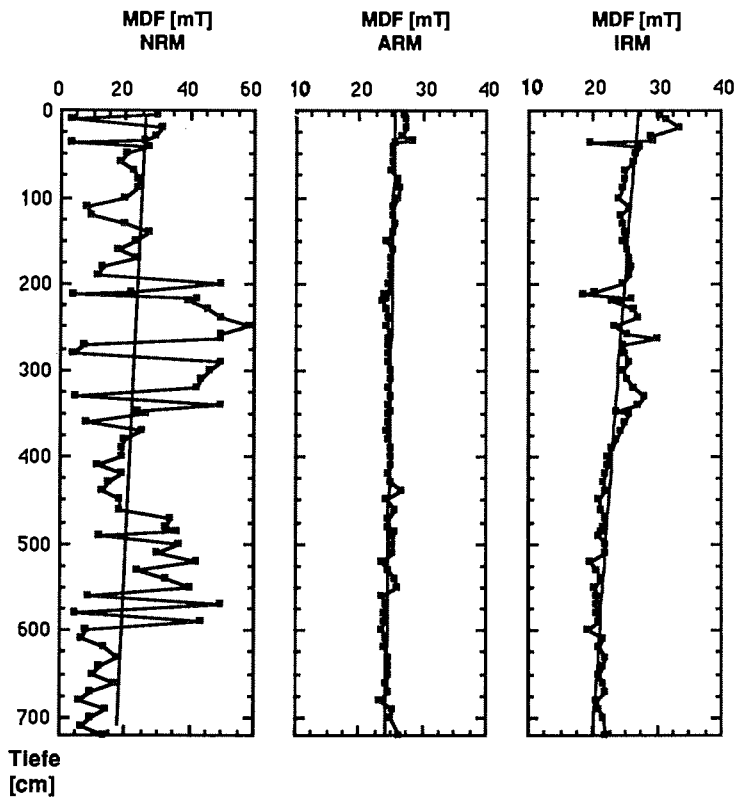


Abb. 42: MDF-Werte für NRM, ARM und IRM vom Schwerelotkern PS1451-1

#### 4.3.8 SIRM/ $\chi$ -Verhältnis

Die Bestimmung des Verhältnisses zwischen der Sättigungsremanenz (SIRM) und der Volumenssuszeptibilität ( $\chi_v$ ) dient zur Bestimmung der Korngröße von Magnetitpartikeln. Die aus Abb. 43 ermittelten Korngrößen liegen für den Kern PS1451-1 zwischen 2 und 5  $\mu\text{m}$ . Der Volumenanteil von Magnetit liegt bei PS1451-1 zwischen 0,001 und 0,01 Vol.-% (bei PS1466-1 um 0,01 Vol.-%). Eine Verringerung der Korndurchmesser der magnetischen Partikel mit zunehmender Kerntiefe ist nicht zu erkennen.



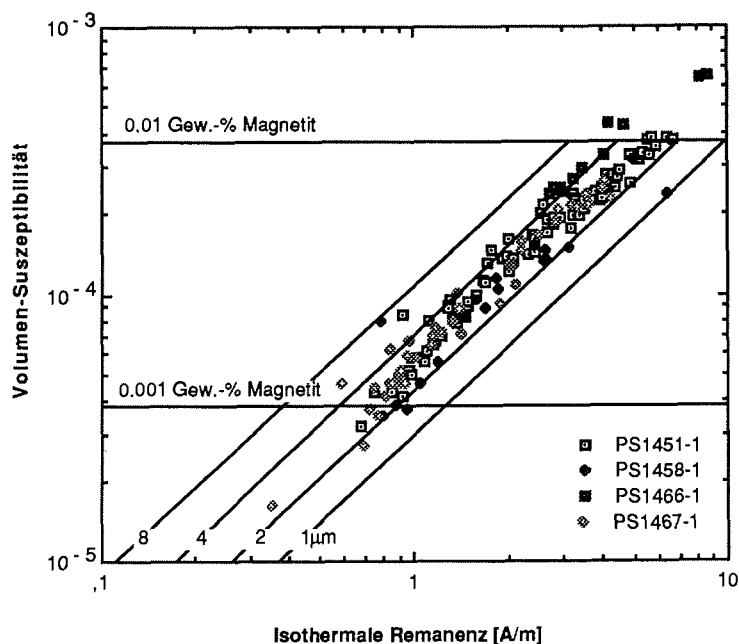


Abb. 43: Doppellogarithmisches Diagramm der Sättigungsremanenz (SIRM) gegen die Volumenssuszeptibilität ( $\chi_V$ ) mit einem Nomogramm für die Bestimmung von Korngröße und Konzentration magnetischer Partikel der Kerne PS1451-1, PS1458-1, PS1466-1 und PS1467-1.

Für das für die Korngrößenbestimmung wichtige Verhältnis zwischen SIRM und  $\chi$  ergeben sich im Kern PS1451-1 Werte zwischen 7 und 12 kA/m. Eine Umrechnung dieses Verhältnisses auf die entsprechende Korngröße erlaubt die Darstellung der Variation der Korngröße magnetischer Partikel mit der Kerntiefe (für Kern PS1451-1 in Abb. 44). Nach THOMPSON & OLDFIELD (1986) liegen die zugehörigen Korngrößen für diese Werte zwischen 2 und 8  $\mu\text{m}$ . Die mittlere Korngröße der magnetischen Fraktion zeigt im Kern PS1451-1 Werte zwischen 3 und 4  $\mu\text{m}$ . Es sind keine eindeutigen Trends oder Zyklichkeiten innerhalb des Kerns zu beobachten.

Da durch diese Darstellung eine Abnahme der Korngröße magnetischer Partikel mit zunehmender Kerntiefe nicht festgestellt werden kann, ist die Abnahme der Remanenzkoerzitivkraft (Kap. 4.3.3) auf mineralogische Veränderungen zurückzuführen.

Das Verhältnis zwischen SIRM und  $\chi$  geht als Ordinatenwert in das Diagramm in Abb. 13 ein. Mit Werten für die Remanenzkoerzitivkraft um 30 mT liegen die magnetischen Partikel der Sedimente im Bereich von Pseudoeinbereichsteilchen ohne größere Anteile an superparamagnetischen Körnern.

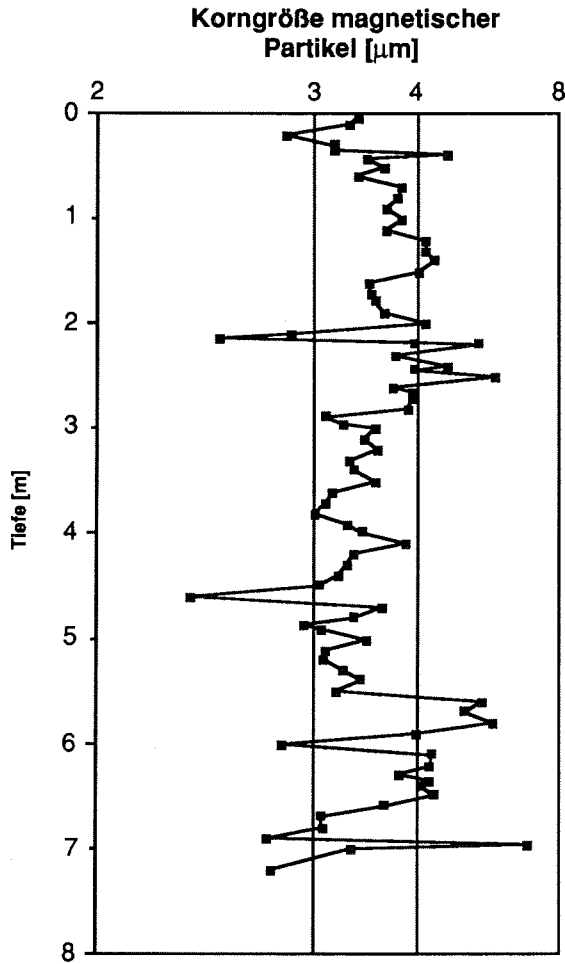


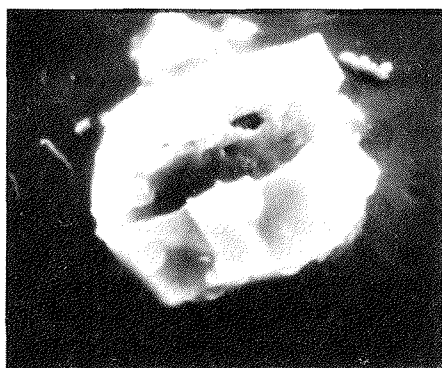
Abb. 44: Variation der Korngröße magnetischer Partikel mit der Kerntiefe des Kerns PS1451-1.

#### 4.3.9 Separation und REM/EDAX-Bestimmung der magnetischen Partikel

Zur Überprüfung der gesteinsmagnetischen Untersuchungen wurden Separationen und REM/EDAX-Bestimmungen der magnetischen Partikel des Sediments an Proben des Kerns PS1451-1 durchgeführt. Die Angaben zur Magnetomineralogie können nur qualitativer Natur sein. Für Angaben über die Korngrößenverteilungen innerhalb der magnetischen Partikelfraktion reicht die Partikelanzahl pro Probe nicht aus. Bei einer Ausgangsmenge zwischen 10 und 1000 ppm Ti-Magnetit im Sediment (VON DOBENECK, 1989) ist durch die Separation eine zehn bis tausendfache Anreicherung der Partikel erreicht worden. Im auf den REM-Objektträger aufgebrachten Sedimentrest befindet sich in ca. 100 Körner ein Ti-Magnetitkorn. Die hohen Spannungen (20 kV) bei der EDAX-Analyse schränken die Auflösung des Rasterelektronenmikroskops ein, so daß Partikel mit Durchmesser  $< 1 \mu\text{m}$  nicht betrachtet werden können. Deshalb wurden diese schon bei der Separation verworfen. Die kleinsten magnetischen Partikel dieser Fraktion

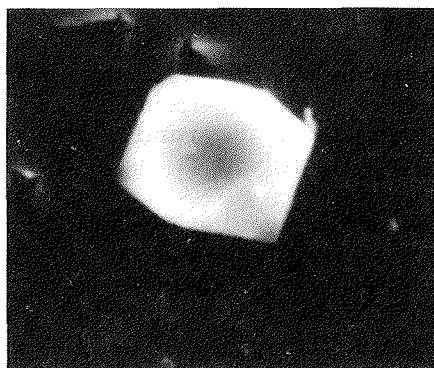
besitzen Korngrößen um 0,6  $\mu\text{m}$  (berechnet nach dem STOKES'schen Gesetz). Innerhalb der untersuchten Fraktion tritt ein weites Spektrum von Korngrößen zwischen 1,3  $\mu\text{m}$  und 50  $\mu\text{m}$  auf. Es existieren vorwiegend kantige, glatte Körner (Abb. 45). Einige Körner sind als idiomorph oder hypidiomorph Oktaeder ausgebildet (Abb. 46). Eisenhydroxide wurden, wahrscheinlich aufgrund der Säurebehandlungen bei der Probenaufbereitung, nicht beobachtet.

Durch den Vergleich von Spektren aus EDAX- und Mikrosondenanalysen (WELTON, 1984; VON DOBENECK, 1985) wurde das Eisen-Titan-Verhältnis ermittelt. Ein sehr häufig auftretendes Fe-Ti-Verhältnis der Partikel liegt zwischen 5:1 und 4:1 (ca.  $\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$ ) und entspricht damit etwa tholeiitischen Basalten (Abb. 47). Es sind jedoch auch Minerale der gesamten Mischungsreihe des Titanomagnetits von titanfreien Magnetiten ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) bis zu Pseudobrookit ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_5$ ) vertreten. An mit Flußsäure behandelten großen magnetischen Körnern konnten Schrumpfrisse beobachtet werden, die bei der Maghemitisierung durch Volumenverlust entstehen (VON DOBENECK, 1985). In der Sandfraktion (>63  $\mu\text{m}$ ) wurden sowohl idiomorphe, als auch gerundete magnetische Körner beobachtet. Aus den raster-elektronenmikroskopischen Untersuchungen zur Mineralogie der magnetischen Partikel sind keine Rückschlüsse auf die Quellen der Träger der NRM möglich. Die Ergebnisse zeigen einen großen Bereich auftretender Mineralzusammensetzungen. Eine Unterscheidung detritischer und pyroklastischer Minerale ist nicht durchführbar. Die in den gesteinsmagnetischen Untersuchungen als dominierende Fraktion bestimmten Korngrößen zwischen 2 und 5  $\mu\text{m}$  konnten in der am REM untersuchten Fraktion beobachtet werden.



5  $\mu\text{m}$

Abb. 45: REM-Aufnahme eines kantig gebrochenen Ti-Magnetites (ca.  $\text{Fe}_{2,6}\text{Ti}_{0,4}\text{O}_4$ ; Durchmesser ca. 7,5  $\mu\text{m}$ )



5  $\mu\text{m}$

Abb. 46: REM-Aufnahme eines idiomorphen Ti-Magnetites (ca.  $\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$ ; Durchmesser ca. 3,8  $\mu\text{m}$ )

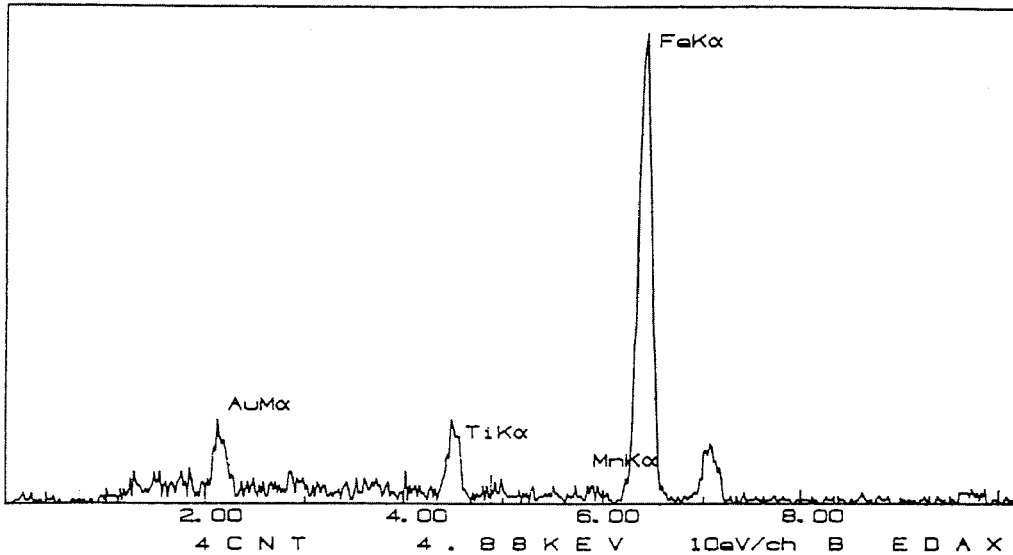


Abb. 47: EDAX-Spektrum des Ti-Magnetites (ca.  $\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$ ) aus Abb. 46

#### 4.3.10 Zusammenfassung der Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen

In der Tab. 10 wurden für einen Überblick alle gesteinsmagnetischen Untersuchungen und die daraus resultierenden Ergebnisse zusammengestellt. Es wird ersichtlich, daß die Ergebnisse aus den verschiedenen Methoden sich gegenseitig stützen. Einige Methoden (z. B. LOWRIE-FULLER-Test) besitzen allerdings nur eine sehr geringe Aussagekraft. Eine sinnvolle Kombination gesteinsmagnetischer Untersuchungen sind die Messungen der Volumenssuszeptibilität und die schrittweise Erwerbsmagnetisierung der IRM (inklusive des SIRM-Wertes). Eine Überprüfung der gesteinsmagnetischen Ergebnisse durch REM und EDAX muß aufgrund der mangelnden Auflösung der Geräte immer unvollständig bleiben.

Die remanente Intensität der Sedimente ist abhängig von der Konzentration, der Korngrößenverteilung und der Mineralogie der magnetischen Fraktion. Diese Parameter können wiederum durch geochemische Prozesse beeinflußt werden und sind in den untersuchten Sedimenten in hohem Maß von den Quellen des detritischen Eintrags abhängig. Der Hauptgrund für Variationen der natürlich remanenten Intensität ist eine Veränderung in der Menge und Art des detritischen Eintrags. Die dominierende magnetische Fraktion besteht aus PSD-Teilchen aus Ti-Magnetit, deren mittlere Größe um  $4 \mu\text{m}$  liegt und die ein Fe-Ti-Verhältnis von 4:1 besitzen.

Tab. 10: Tabelle der gesteinsmagnetischen Untersuchungen und Ergebnisse

Methode	Ergebnisse
$\chi_{FD}$	Keine superparamagnetischer Partikel
IRM-Erwerbsmagnetisierung	"Kleine" Ti-Magnetite (zwischen MD und SD)
$H_{CR}$	Abnahme der Remanenzkoerzitivkraft mit Kerntiefe (möglicherweise durch Maghemitisation)
$R$ -Wert	Geringe Variationen des Wechselwirkungsparameters; Existenz von MD-Partikeln
LOWRIE-FULLER-Test	Dominierende Korngröße in SD- bis PSD-Bereich
ARM-/IRM- (JOHNSON et al., 1975a)	PS1451-1: Probe bei 10 cm im Gegensatz zu den Proben bei Entmagnetisierung 70 und 150 cm mit höheren Anteilen an kleinen magnetischen Partikeln
MDF-Werte (NRM/ARM/IRM)	Abnahme hochkoerzitiver Körner mit zunehmender Kerntiefe
SIRM/ $\chi$	Bestimmung der mittleren magnetischen Korngröße (2 bis 5 $\mu\text{m}$ ) und dem Magnetit-Volumenanteil (0,001 bis 0,01 Vol.-%)
$H_{CR}$ gegen SIRM/ $\chi$	PSD-Partikel (höhere Anteile superparamagnetische Körner liegen nicht vor)
REM/EDAX	Weites Spektrum magnetischer Korngrößen (1,3 bis 50 $\mu\text{m}$ ); häufig auftretende Korngrößen zwischen 2 und 8 $\mu\text{m}$ und dominierende Zusammensetzung der Minerale: $\text{Fe}_{2,4}\text{Ti}_{0,6}\text{O}_4$

## 5 SYNTHESE UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

### 5.1 ENTWICKLUNG DER SEDIMENTATION IM BEREICH DER MAUDKUPPE

Die sedimentäre Abfolge der Sedimente der Maudkuppe ist in den untersuchten Kernen nicht komplett überliefert (Abb. 48). Schichtlücken verhindern die Erfassung der kompletten biostratigraphischen Abfolge und die alleinige Datierung durch paläomagnetische Messungen. Die Interpretation der paläomagnetischen Messungen wurde in weiten Bereichen durch sehr niedrige NRM-Intensitäten und Überprägungen sekundärer Felder erschwert.

Das Auftreten von z.T. großen Schichtlücken deuten mehrere Autoren (LEDBETTER & CIESIELSKI, 1986; ABELMANN et al., im Druck) mit erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten des Bodenwasser (AABW und CDW) in bestimmten geologischen Zeiten. Ob es zu diesen Zeiten zur Nichtablagerung oder auch zur Abtragung bereits sedimentierten Materials kam, ist nicht geklärt. ABELMANN et al. (im Druck) stellen oberhalb von 4400 m Wassertiefe an der Maudkuppe im obersten Oberpliozän und unteren Pleistozän (2,2 bis 0,7 Ma) umgelagertes Material fest.

Aus den Verteilungen der Schichtlücken ist zu erkennen, daß sich die Ablagerungsbedingungen des westlichen Hanges (Kerne PS1466-1 und PS1467-1) vom östlichen Hang (Kern PS1451-1) unterscheiden (Abb. 48). An der Position auf dem östlichen Hang der Maudkuppe (PS1451-1) sind Sedimente des mittleren, Oberpliozän im Gegensatz zu den westlich gelegenen Kernen (PS1458-1 und PS1467-1) z.T. erhalten. Auf dem gering geneigten höheren Regionen der Maudkuppe umfaßt die Schichtlücke eine geringere Zeitspanne, was im Kern PS1458-1 dokumentiert ist (Abb. 48).

Diese Ergebnisse dieser Arbeit unterstützen die von ABELMANN et al. (im Druck) aufgestellte Darstellung zur plio-/pleistozänen Entwicklung der paläozeographischen Verhältnisse im Weddellmeer, deren Zusammenfassung und die an der Maudkuppe berechneten Sedimentationsraten und auftretenden sedimentologischen Phänomene der untersuchten Kerne in Tab. 11 aufgeführt sind.

Die Sedimente der Maudkuppe werden in ihrer Zusammensetzung nur sehr untergeordnet durch terrigenen Eintrag vom antarktischen Kontinent beeinflusst. Seit dem späten Pliozän (seit 2,2 Ma) bestehen die Sedimente oberhalb der Kompensationstiefe für Calcit (CCD) zum Großteil aus karbonatischen Foraminiferenschlamm. Im frühen und späten Pliozän (4,8 bis 2,2 Ma) werden dagegen nur silikatische Mikrofossilien überliefert. Die Sedimente dieses Zeitraums bestehen größtenteils aus Diatomeen. Radiolarien und Silikoflagellaten treten untergeordnet auf. Der Wechsel in der Sedimentation wird von ABELMANN et al. (im Druck) durch Veränderungen im antarktischen Strömungssystem (Tab. 11) erklärt. Auslöser dieser Entwicklung von einer einheitlichen Wassermassenverteilung zu einem hochdifferenzierten Verteilungsmuster ist die thermische Isolierung des südlichen Ozeans um 3,5 Ma, verbunden mit einem wachsenden Temperaturgradienten (ABELMANN et al., im Druck), und die Ausbildung eines ozeanischen Frontensystems im mittleren Unter-Pliozän (4,2 - 3,4 Ma). Vereisungen auf der Nordhalbkugel (ab 2,6 - 2,4 Ma) verursachen drastische Veränderungen in der Verteilung der Wassermassen der südlichen Hemisphäre.

Tab. 11: Sedimentationsraten und paläozeanographische Interpretationen an der Maudkuppe und im gesamten Weddellmeer.

Zeitintervall [Ma]	LSR [cm/1000 a]	Diese Arbeit (Maudkuppe)	Paläozeanographie des Weddellmeeres (nach ABELMANN et al., im Druck)
0 - 0,7	0,4	Erhöhte Sedimentationsraten	Bildung der heutigen Verhältnisse; Ausbildung einer Frontenzone an der Maudkuppe (GORDON & HUBER, 1984)
0,7 - 1,6	0,1		Relativ stabile und warme Bedingungen (mit kälteren Abschnitten an Grenze Plio-/Pleistozän und im oberen Pleistozän) und Bildung des Weddellwirbels
1,6 - 2,2	0,1	Fazieswechsel (Biogenopal-Karbonat) und Schichtlücken	Wachsender Einfluß relativ "jungen" NADW auf CDW; Schichtlücken oberhalb 4400 m; evt. Ausbildung des Weddellwirbels durch erhöhte Strömungsgeschwindigkeiten des CDW; weiträumige Abnahme der Exportproduktivität; erhöhte Produktivität ist an bestimmte ozeanische Frontensystem gebunden
um 2,4			Rückgang der Exportproduktivität im Bereich des Weddellmeeres
2,4 - 2,6	0,1		Erste weiträumige Vereisung des Weddellmeeres (resultiert Vereisung in der nördlichen Hemisphäre)
2,6 - 3,4	0,1	Abnahme des Gehaltes an biogenem Opal (PS1451-1) (Abnahme der Exportproduktivität?)	
3,4 - 4,2	?	Schichtlücken	Abnahme der Oberflächentemperatur und Zunahme des Temperaturgradienten (s.o.); Ausbildung ozeanischer Frontensysteme; drastische Veränderung der globalen ozeanischen Zirkulation führt zu Schichtlücken
4,2 - 4,8	0,4-1,0	Hohe Biogenopalgehalte (hohe Exportproduktivität aufgrund Auftrieb nährstoffreichen Tiefenwassers)	Hohe Temperaturen des Oberflächenwassers; Klimaoptimum zwischen 4,8 und 4,4 Ma; geringer Temperaturgradient zwischen Oberflächenwasser und Atmosphäre; weitverbreitete Auftriebsprozesse





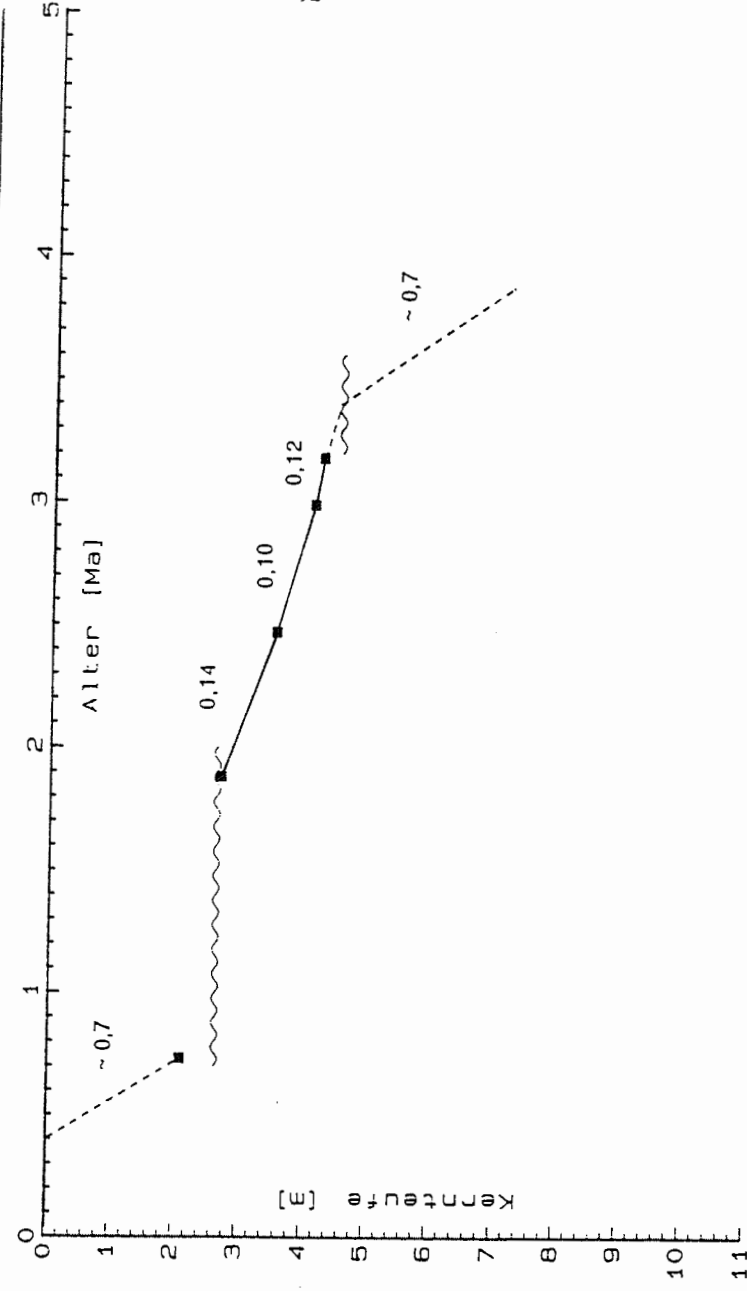
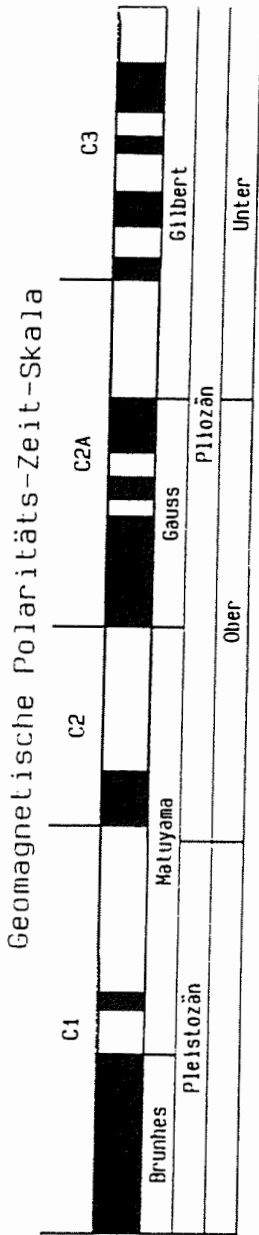
Ab 2,2 Ma führt der Zustrom relativ "jungen" NADW in das CDW zu erhöhten Strömungsgeschwindigkeiten und damit zu weitverbreiteten Schichtlücken in Sedimenten, die sich in bis zu 4400 m Wassertiefe nachweisen lassen, und zu einem Wechsel in der sedimentären Fazies von nahezu rein biosilikatischen Sedimenten zu karbonatischen Sedimenten mit geringen biosilikatischen Anteilen führen. Der für die heutigen ozeanographischen Verhältnisse an der Maudkuppe verantwortliche Weddellwirbel bildete sich ab dem obersten Pliozän aus. Die für das Weddellmeer hohe Exportproduktivität (WEFER et al., im Druck) im Bereich der Maudkuppe entsteht durch ein Frontensystem in diesem Gebiet. Die Front resultiert wahrscheinlich aus dem Weddellwirbel, der in diesem Gebiet in südliche Richtung verläuft und eine kalte Wassermasse im Westen von einer wärmeren Wassermasse im Osten trennt (GORDON & HUBER, 1984).

Eine Auflösung der pleistozänen Glazial-/Interglazialzyklen ist in den untersuchten Kernen aufgrund der geringen Sedimentationsraten oder fehlender Sedimente nicht möglich.

In Abb. 48 wird das Auftreten der verschiedenen Sedimenttypen der Kerne PS1451-1, PS1458-1, PS1466-1 und PS1467-1 dargestellt. Im rechten oberen Teil der Abbildung 48 befindet sich ein W-E-Profilschnitt der Maudkuppe mit den Kernpositionen und den Bohrlokationen des "Ocean Drilling Program" (ODP) (Sites 689 und 690). Die Sedimenttypen sind entsprechend ihrem zeitlichen Auftreten dargestellt. Im linken Teil befindet sich die paläomagnetischen Chrons und die biostratigraphische Diatomeen- und Radiolarienzonierung. Für die Bestimmung von Sedimentationsraten werden die bei der Datierung gefundenen paläomagnetischen Altersfixpunkte in einem Alters/Tiefen-Diagramm dargestellt (Abbildungen 49, 50, 51 und 52). Bei Annahme von kontinuierlicher Sedimentation zwischen den Altersfixpunkten können diese mit durchgezogenen Linien verbunden werden. Die Steigung der Geraden gibt die lineare Sedimentationsrate (LSR) wider (Tab. 5, 6, 8 und 9). Gestrichelte Linien kennzeichnen die Bereiche, deren Altersangaben aus biostratigraphischen Daten oder aus den minimal möglichen Sedimentationsraten bis zum nächsten Polaritätswechsel resultieren. Die gewellten Linien geben Kernteufe und ungefähre Dauer von biostratigraphisch bestimmten Schichtlücken an. Bei allen Angaben zu den Sedimentationsraten (Tab. 5, 6, 8 und 9) muß beachtet werden, daß es durch Stauchungen und Zerrungen bei der Kernnahme (KUHN, 1986) und die Kompaktion zu beträchtlichen Veränderungen der tatsächlichen Sedimentmächtigkeiten kommen kann.

In den oberhalb der CCD gelegenen Kernpositionen (PS1451, PS1458, PS1467) wird eine Abhängigkeit zwischen den Sedimentationsraten und den abgelagerten Sedimenttypen deutlich. Karbonatische und opaline Biogenschlämme besitzen deutlich höhere Sedimentationsraten zwischen 0,4 und 1,1 cm/1000 a. In den karbonatischen und biosilikatischen "muds" liegen die Sedimentationsraten um 0,1 cm/1000 a. Besonders deutlich wird dieser Zusammenhang in Kern PS1467-1 (Abb. 52): Die ab 650 cm Kerntiefe kontinuierliche Abnahme des Gehaltes an biogenem Opal korreliert mit der Abnahme der Sedimentationsrate von Werten um 1 cm/1000 a auf etwa 0,1 cm/1000 a.

Geomagnetische Polaritäts-Zeit-Skala



PS1451-1

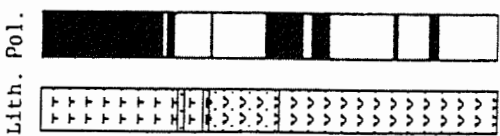
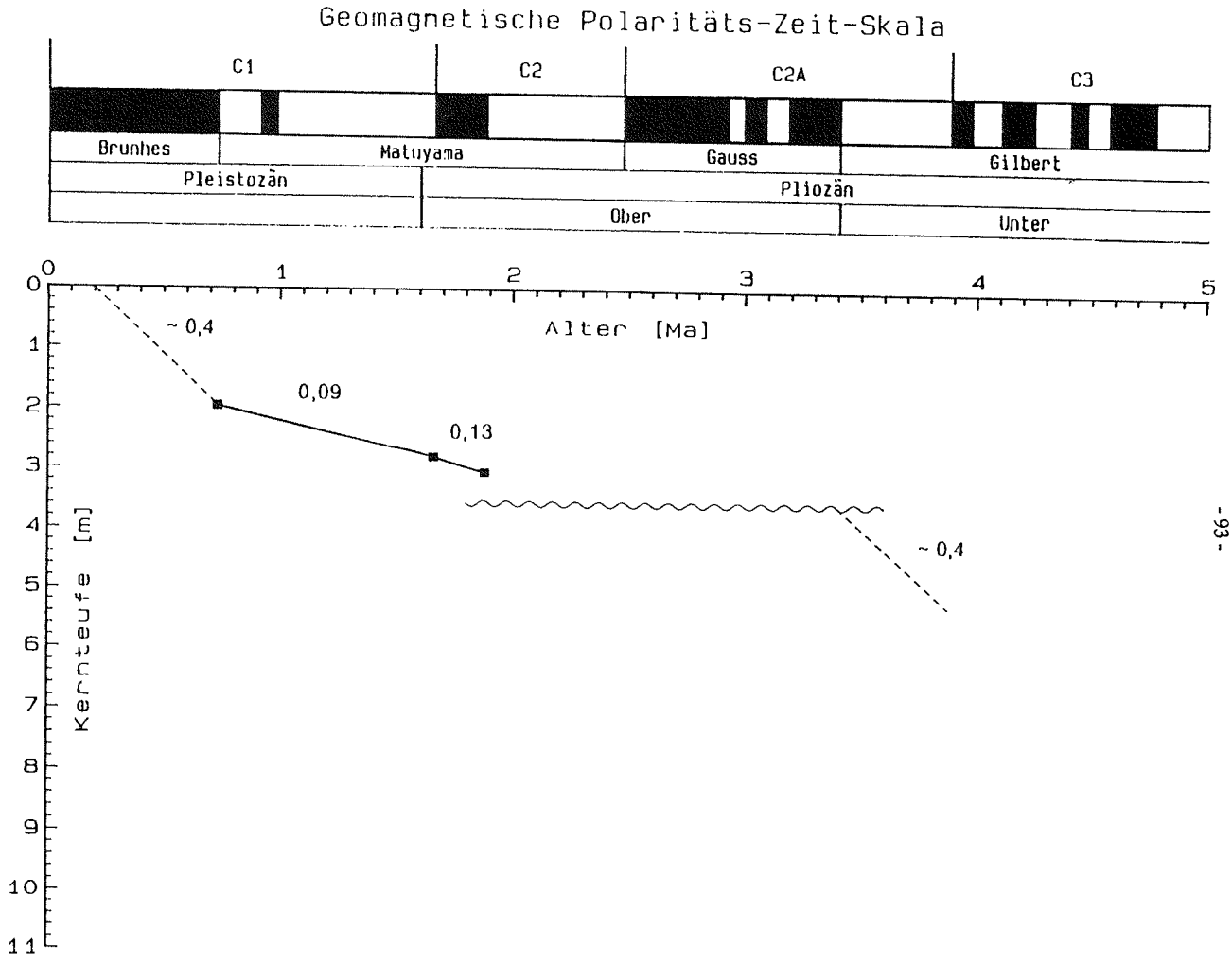
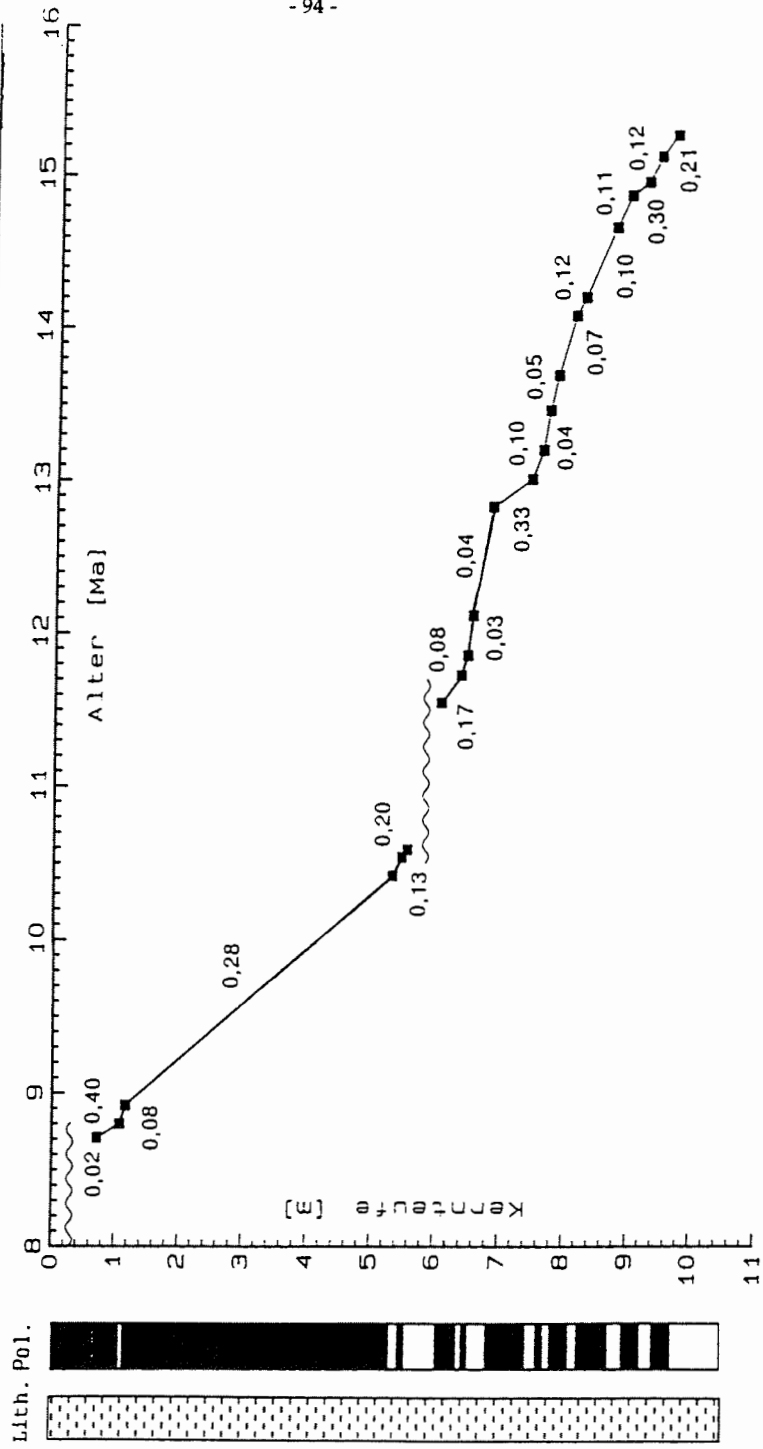
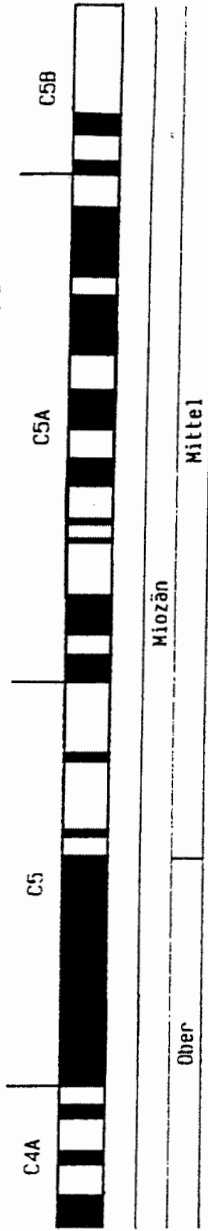


Abb. 49: Alters/Tiefen-Diagramm PS1451-1 mit Sedimentationsraten [cm/1000 a] und Lithologie

PS1458-1  
 Abb. 50: Alters-/Tiefen-Diagramm PS1458-1 mit Sedimentationsraten [cm/1000 a] und Lithologie



Geomagnetische Polaritäts-Zeit-Skala



PS1466-1

Abb. 51: Alters/Tiefen-Diagramm PS1466-1 mit Sedimentationsraten [cm/1000 a] und Lithologie

Geomagnetische Polaritäts-Zeit-Skala

PS1467-1

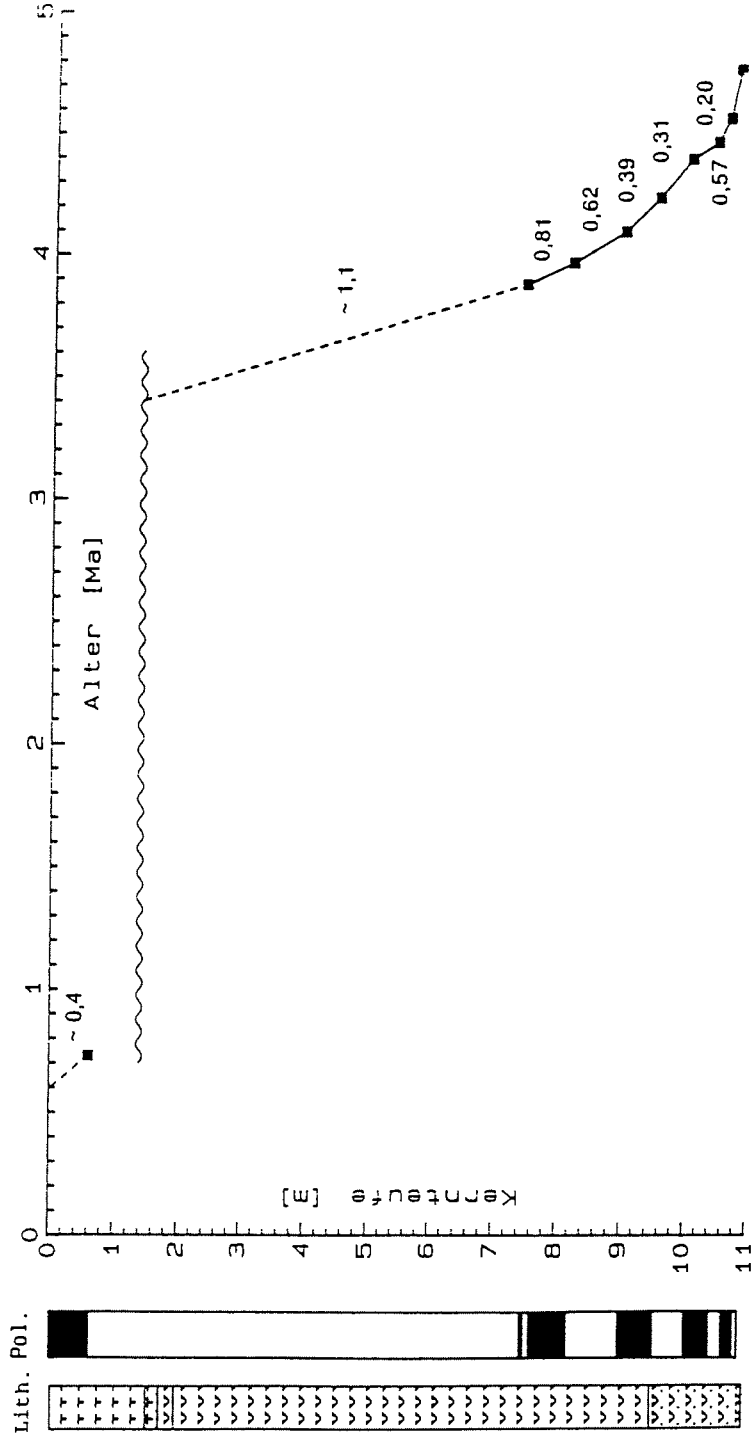
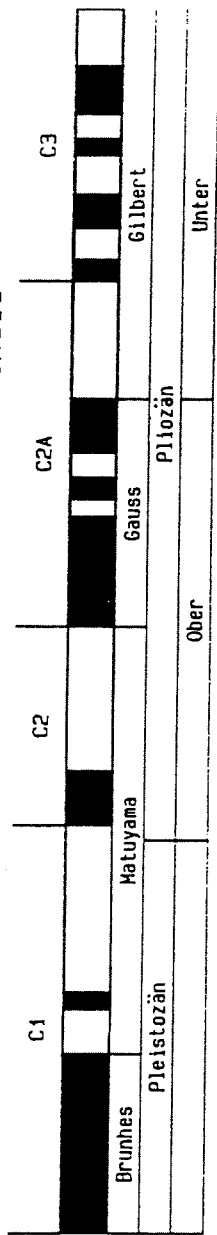


Abb. 52: Alters/Tiefen-Diagramm PS1467-1 mit Sedimentationsraten [cm/1000 a] und Lithologie

Unterhalb der CCD in 4460 m Wassertiefe liegen die Sedimentationsraten in miozänen Abschnitten (nur Kern PS1466-1) zwischen 0,1 und 0,3 cm/1000 a (Abb. 51).

In den Kernen PS1451-1, PS1458-1 und PS1467-1 entsprechen die obersten Sedimente des Kerns nicht der Sedimentoberfläche. Nach einer Extrapolation der biostratigraphischen Daten (mdl. Mitt. R. Gersonde/A. Abelmann) fehlen im Kern PS1451-1 etwa 0,4 Ma, im PS1458-1 etwa 0,2 Ma und im Kern PS1467-1 mehr als 0,6 Ma. Die obersten 30 cm des Kerns PS1466-1 sind zwar pleistozänen Alters, stellen aber nicht die Sedimentoberfläche an dieser Kernposition dar, da das Schwere-<sup>137</sup>Cs beim Kernvorgang bis über den Gewichtsträger im Sediment versunken ist.

Die Schichtlücken treten nicht zeitgleich auf. Sie setzen an den Lokationen oberhalb der CCD etwa an der Grenze von frühem zu spätem Pliozän (3,4 Ma) ein. In Kern PS1467-1 umfaßt die Schichtlücke den Zeitraum zwischen 3,4 und 1,6 Ma. In den geringeren Wassertiefen des Kerns PS1458-1 umfaßt sie das Intervall zwischen 3,4 und 2,0 Ma. Auf dem östlichen Hang der Maudkuppe scheinen andere Sedimentationsprozesse zu dominieren. Es treten zwei Schichtlücken auf (3,4 bis 3,1 Ma und 2,4 bis 1,0 Ma). Der Fazieswechsel von biosilikatischen Sedimenten zu überwiegend karbonatischen Sedimenten ist dort nicht überliefert.

Aus den stark schwankenden Sedimentationsraten wird deutlich, daß es an der Maudkuppe während des Plio-/Pleistozäns zu drastischen Veränderungen in der Menge des sedimentierten Materials gekommen ist. Während die Sedimentationsraten zwischen der Grenze Ober-/Unterplozän (3,4 Ma) bis ins mittlere Pleistozän (0,7 Ma) um 0,1 cm/ 1000 a betragen, liegen die Werte im oberen Unterplozän (3,4 bis ca. 4,8 Ma) und oberen Pleistozän (0 - 0,7 Ma) um den Faktor 4 - 10 höher.

Als Quelle für die magnetischen Sedimentpartikel der Maudkuppe kommt in erster Linie nur eisverdrifteter Detritus in Frage. Magnetische Minerale aus vulkanischen und anthropogenen Quellen spielen keine Rolle. In den in dieser Arbeit untersuchten Proben treten keine größeren Mengen an Mineralen aus vulkanischen Quellen auf (mdl. Mitt. W. Morche). Für Mikrotektite typische Kornformen wurden nicht beobachtet. Ein Transport von Sediment als Suspension vom 300 km entfernten antarktischen Kontinentalrand zu den Kernpositionen zwischen 2000 und 4000 m Wassertiefe kann ausgeschlossen werden. Als mögliche Quelle kommt, vor allem in Zeiten, in denen der antarktische Kontinent nicht vollständig von Eis bedeckt war, Windtransport in Frage. Der Anteil biogener Magnetite an der magnetischen Fraktion konnte nicht bestimmt werden. Die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen lassen eher auf geringe Anteile dieser Komponente schließen. Der Einfluß von Neubildungen magnetischer Phasen an der NRM kann ebenfalls vernachlässigt werden.

Aufgrund von gesteinsmagnetischen Untersuchungen und der Separation magnetischer Minerale ergibt sich Ti-Magnetit als Hauptträger der remanenten Magnetisierung. Die Korngröße liegt im Bereich der Pseudo-Einbereichspartikel zwischen 1-10 µm. Bei den bei der Separation gewonnenen magnetischen Partikel handelt es sich meist um Ti-Magnetite der Zusammensetzung  $Fe_{2,4}Ti_{0,6}O_4$ .

Für einen detritischen Transport der magnetischen Partikel sprechen auch die beobachteten Kornformen und die Mineralogie der Körner, sowie das Auftreten anderer typischer detritischer Minerale und Gesteinsbruchstücke. Der Anteil an Ti-

Magnetit, der durch Suszeptibilitätsmessungen bestimmt werden kann, korreliert mit dem Anteil abiogener Sedimentkomponenten. Die Feinstfraktion von detritischem Ti-Magnetit ( $\leq 1 \mu\text{m}$ ) kann sich theoretisch durch thermische Eigenbewegung fast unbegrenzt lange in den obersten Wassermassen in Schwebelage halten. Die Ausflockung dieser Partikel geschieht wahrscheinlich in Form von Tonaggregaten, Clustern und Kotpillen (SMAYDA, 1971).

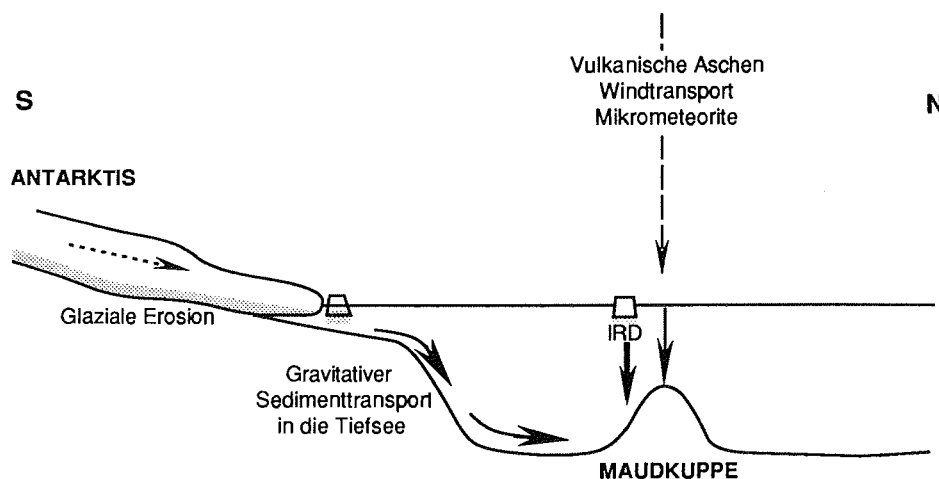


Abb. 53: Schematische Darstellung möglicher Quellen magnetischer Minerale in hemipelagischen Sedimenten des Weddellmeeres.

Die Quellen der allothigenen magnetischen Minerale (Kap. 2.2.1.1) der Sedimente der Maudkuppe werden in Abb. 53 dargestellt. Während im Weddellbecken der gravitative Sedimenttransport bei der Anlieferung magnetischer Partikel dominiert, ist ein Transport auf höher gelegene Areale der Maudkuppe weitgehend nur durch Abschmelzen terrigen Materials aus Eisbergen oder Transport der Partikel durch die Luft zu erklären.

## 5.2 BILDUNG DES MAGNETISCHEN SIGNALS IN SEDIMENTEN

Die remanente Magnetisierung von Sedimenten und sedimentären Gesteinen wird durch eine Vielzahl von Prozessen während und nach der Ablagerung geprägt. Wechselwirkungen zwischen den sich ablagernden magnetischen Trägern und dem Substrat an der Wasser-Sediment-Grenzschicht beeinflussen die Magnetisierung während der Ablagerung und die Mobilität der magnetischen Träger innerhalb der flüssigkeitserfüllten Porenräume.

Die Prozesse nach der Ablagerung (PDRM) werden beim Remanenzserwerb von Sedimenten als dominierend eingestuft. Die PDRM wird durch die Größe und Gestalt der Sedimentpartikel, deren Mineralogie, den sedimentären Struktureigenschaften und der Größe und Zusammensetzung der magnetischen Partikel gesteuert.

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit bestätigen weitgehend die in der Literatur erwähnten Prozesse bei der Magnetisierung der Sedimente und lassen darüber-

hinaus Aussagen über die Bildung der remanenten Magnetisierung in unterschiedlichen Sedimenttypen zu.

Zur Ausbildung einer DRM ist eine ausreichende Anzahl magnetischer Träger nötig. Durch die Messung der Remanenzkoerzitivkraft konnte nachgewiesen werden, daß frühdiaogenetische Prozesse zur Oxidation der kleinsten Fraktion detritischer magnetischer Partikel führen. Die aus dem Verhältnis von SIRM und Volumenssuszeptibilität gewonnenen Werte für die Gehalte an Ti-Magnetit ergaben, daß unterhalb von 0,001 Gew-% Interpretationen paläomagnetischer Messungen nicht durchführbar sind.

Die Sedimente der Maudkuppe besitzen eine remanente Magnetisierung, deren Vorzeichenwechsel der Inklinationsrichtungen zur Datierung der Sedimente benutzt werden kann. Überprägungen magnetischer Felder führen zur Veränderung der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM). Durch die Zerstörung dieser überprägten, instabileren Magnetisierung in Wechselfeldern erhält man die ursprünglich im Sediment gebildete stabile Magnetisierungskomponente. Diese Komponente bildet sich durch die Ausrichtung kleiner detritischer magnetischer Partikel während der Ablagerung des Sediments in den oberen wassergesättigten Schichten. Bei der Unterschreitung eines charakteristischen Wassergehaltes, der von der jeweiligen Sedimentzusammensetzung und dem Grad der Bioturbation abhängig ist, werden die ausgerichteten Körner in der Lage des Erdmagnetfeldes fixiert. Die Gesamtheit der ausgerichteten Körner ergeben die detritische remanente Magnetisierung (DRM) des Sediments. Neben den ausgerichteten magnetischen Körnern existieren Körner, die aufgrund ihrer Größe nicht im Erdmagnetfeld ausgerichtet werden können oder die der BROWN'schen Molekularbewegung unterliegen.

Die Ausrichtung und Fixierung der magnetischen Partikel im Sediment ist von der Zusammensetzung der Sedimentmatrix abhängig. Karbonatische und opalführende Sedimente zeigen z.T. signifikante Unterschiede im paläomagnetischen Meßverhalten. Die Unterschiede sind auf die jeweiligen Sedimentstrukturen zurückzuführen. Bestimmte Sedimenttypen sind anfälliger für die Veränderung einer primär erworbenen remanenten Magnetisierung. Die Anwesenheit feinkörniger Sedimentkomponenten (Ton und Silt) schränkt die Fähigkeit der magnetischen Partikel zur Wiederausrichtung in wechselnden Magnetfeldern ein. Größere Komponenten wie z.B. Radiolarien oder Foraminiferen schaffen den für eine Umorientierung nötigen Porenraum.

Nach der Fixierung der magnetischen Körner in der sedimentären Matrix wird die NRM durch diagenetische Vorgänge im unverfestigten Sediment beeinträchtigt. In den oberen Schichten der Sedimente der Maudkuppe kommt es zur Oxidation von Ti-Magnetit zu Ti-Maghemit. Die Oxidation kann zur vollständigen Auflösung kleiner magnetischer Partikel führen. Die Maghemitierung der magnetischen Träger kann vikose remanente Magnetisierungen in der Probe bilden. Die NRM der Proben der Maudkuppe setzt sich aus der dominierenden PDRM und kleinen Anteilen viskoser und chemischer remanenter Magnetisierungen zusammen. Die Anteile der VRM können durch die Wechselfeldentmagnetisierung zerstört werden.



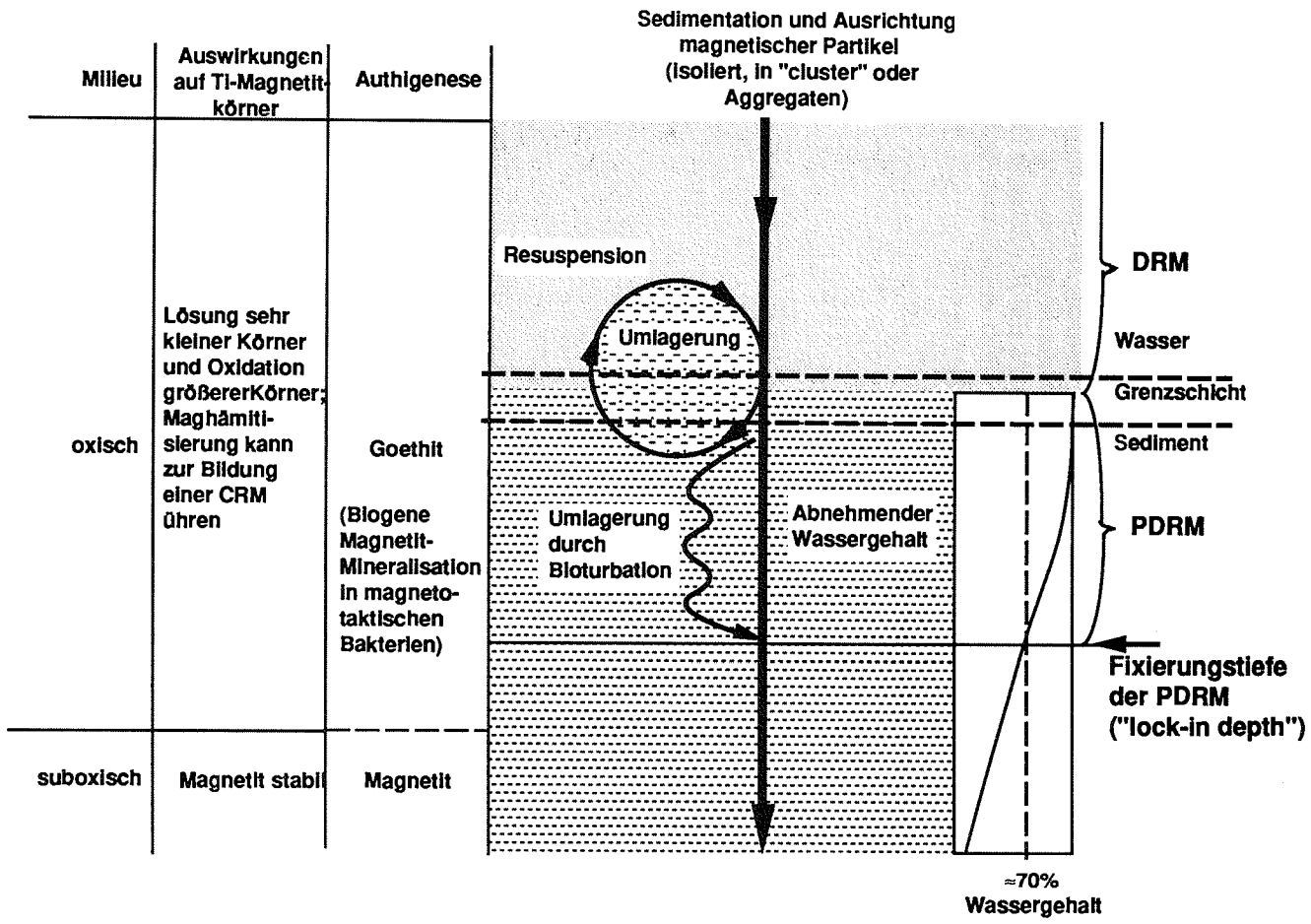


Abb. 54: Schematisierte Darstellung der Bildung einer remanenten Magnetisierung mit sedimentologischen und geochemischen Beeinflussungen für die Sedimente der Maudkuppe

In Abb. 54 sind die Prozesse, die zur Bildung der DRM und PDRM führen, schematisch dargestellt. Neben den sedimentologischen Prozessen, wie Eintrag, Umlagerung und abnehmenden Wassergehalt, sind auf der linken Seite der Abbildung die diagenetischen Vorgänge beschrieben, die zur Veränderung der ursprünglich abgelagerten oder zur in diesem Falle nicht nachweisbaren Neubildung magnetischer Partikel führen. Die PDRM wird in den obersten Schichten des Sediments gebildet und ist vom Wassergehalt und dem effektiven Porenraum abhängig. In Abb. 55 sind die maximalen PDRM-Tiefen, die auch als Fixierungstiefen der DRM oder "lock-in depth" bezeichnet werden, für die an der Maudkuppe auftretenden Sedimenttypen angegeben. Die Fixierungstiefen sind zudem von der Tiefe der Bioturbation abhängig. Es soll in Abb. 55 nur der relative Unterschied zwischen den Sedimenttypen gezeigt werden, der auch entscheidende Bedeutung für die Überlieferung eines Polaritätswechsel besitzt.

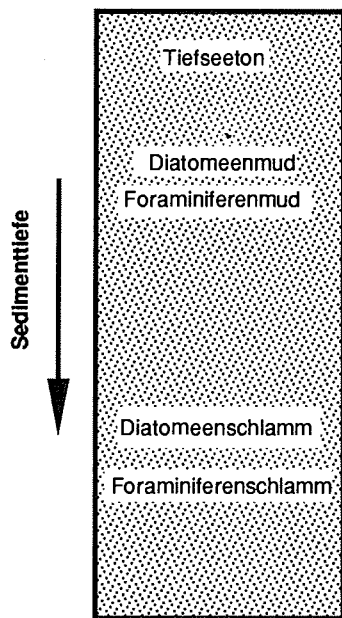


Abb. 55: Schematische Darstellung der Fixierungstiefe ("lock-in depth") der PDRM für verschiedene Sedimenttypen

Es wird deutlich, daß in Sedimenten mit höheren Anteilen biogener Komponenten die Überlieferung des bei der Sedimentbildung herrschende Dipolfeldes durch die Art der Sedimentzusammensetzung erschwert wird. Diesem Effekt wirken die höheren Sedimentationsraten in den biogenen Sedimenten, die einen Wechsel des Erdmagnetfeldes zeitlich besser auflösen können, entgegen.

Die Beprobung und Lagerung von Sedimentkernen können sich negativ auf die Interpretierbarkeit des paläomagnetischen Signals in marinen Sedimenten auswirken. Bei der Beprobung mariner Sedimente durch Schwere- oder Kolbenlote kann es zu Sedimentdeformationen kommen (KUNH, 1986). Dabei treten sowohl Stauchungen als auch Zerrungen des Sediments auf. Durch diese Prozesse kann es zur Zerstörung der ursprünglichen Sedimentstruktur kommen. Verschleppungen an den Linerrändern wirken sich nicht auf den Bereich der paläomagnetischen Beprobung aus. Beim Transport und der Lagerung der Kernstücke kann es ebenfalls zu Störungen des sedimentären Gefüges kommen. Drainageeffekte können das Verhältnis zwischen Porenraum und Sediment verändern. Somit

werden Neuorientierungen der magnetischen Partikel möglich. Beim Öffnen der Kerne mit Vibrationssägen reagieren hochbiogene Sedimente oft thixotrop. Die Vibrationen führen zur Verflüssigung des Sedimentes während des Sägevorgangs. Nach Beendigung des Sägens wird das Sediment wieder fest. Das beobachtete thixotrope Verhalten ist zumeist auf die randlichen Bereiche der Sedimentkerne beschränkt. SYMONS et al. (1980) beobachten Thixotropie-Erscheinungen, die auf die Ausrichtung der DRM einwirken, in pleistozänen Geschiebelehmen. Beim Beprobieren der Sedimentkernhälften mit Plastikdosen treten nur geringe Beeinträchtigungen der remanenten Magnetisierung auf. Austrocknungseffekte bis zur Messung werden durch Abkleben und Einschweißen der Dosen verhindert. Eventuelle Überprägungen magnetischer Felder während der Lagerung werden schon mit schwachen Feldern bei der Wechselfeldentmagnetisierung zerstört.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß jeder physikalische, chemische oder biologische Prozeß, der die Zusammensetzung des Sedimentes oder der magnetischen Träger, die Wechselwirkungen an der Sediment/Wasser-Grenzschicht, den Grad der Bioturbation oder das Verhältnis zwischen DRM und PDRM beeinflußt, Veränderungen in den magnetischen Parametern des Sedimentes verursachen kann. Diese Prozesse können zu einem großen Teil klimatisch gesteuert sein, so daß oft ein direkter Bezug zwischen Paläomagnetismus und Paläoklima besteht. Besonders in Sedimenten mit geringen NRM-Intensitäten kann es durch Überprägungen sekundärer Magnetisierungen zu Veränderungen der ursprünglichen Richtung der remanenten Magnetisierung kommen. Nur durch die schrittweise Zerstörung der sekundären, instabileren Magnetisierung ist die Bestimmung der stabilen Magnetisierungskomponente, die die Information über die Lage des Dipolfeldes der Erde zur Zeit der Sedimentbildung beinhaltet, möglich.

## 6 Literatur

- ABELMANN, A., GERSONDE, R. & SPIESS, V. (im Druck): Plio-Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - Siliceous microfossil evidence. In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), "Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic"; NATO/ASI Series C: Dordrecht, Niederlande (Kluwer Academic Publ.).
- AMERIGIAN, C. (1977): Measurement of the effect of particle size variation on the detrital remanent to anhysteretic remanent magnetization ratio in some abyssal sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 434-442.
- ANDREWS, B. A. (1984): Petrology of Weddell Sea glacial sediments: Implications for provenance and glacial history. *Ant. Journ. U.S.*, **19**, 92-94.
- BANERJEE, S. K. (1971): New grain size limits for palaeomagnetic stability in haematite. *Nature*, **232**, 15-16.
- BANERJEE, S. K., KING, J. & MARVIN, J. (1981): A rapid method for magnetic granulometry with applications to environmental studies. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 333-336.
- BARKER, P. F., KENNETT, J. P., et al. (1988): Weddell Sea palaeoceanography: Preliminary results of ODP Leg 113. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, **67**, 75-102.
- BARTON, C. E., MCELHINNY, M. W. & EDWARDS, D. J. (1980): Laboratory studies of depositional DRM. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **61**, 355-377.
- BERGGREN, W. A., KENT, D. V., FLYNN, J. F. & VAN COUVERING, J. A. (1985): Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 1407-1418.
- BERNER, R. A. (1981): A new geochemical classification of sedimentary environments. *J. Sed. Pet.*, **51**, 359-365.
- BLAKEMORE, R. (1975): Magnetotactic bacteria. *Science*, **190**, 377-379.
- BLEIL, U. & PETERSEN, N. (1982): Magnetic properties of minerals. In: Landolt-Börnstein (Hrsg.: G. Angenheister): *Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Neue Serie V*, Bd. 1, 308-365.
- BLEIL, U. (1985): The magnetostratigraphy of Northwest Pacific sediments, Deep Sea Drilling Project Leg 86. In: Heath, G. R., Burkle, L. H. et al., *Init. Repts. DSDP Vol. LXXXVI*, Washington.
- BOHRMANN, G. (1988): Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP, ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647). *Ber. SFB 313 Univ. Kiel*, **9**, 1-221.

- BRADSHAW, R. & THOMPSON, R. (1985): The use of magnetic measurements to investigate the mineralogy of Icelandic lake sediments and to study catchment processes. *Boreas*, **14**, 203-215.
- BUTLER, R. F. & BANERJEE, S.K. (1975): Theoretical single-domain grain-size range in magnetite and titanomagnetite. *J. Geophys. Res.*, **80**, 4049-4058.
- CHAMBERLAIN, C. K. (1978): Recognition of trace fossils in cores. In: P. B. Basan (Hrsg.): Trace fossils concepts. Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course No. 5, 133-183.
- CISOWSKI, S. M. (1981): Interacting versus non-interacting SD behavior in natural and synthetic samples. *Phys. Earth Plan. Inter.*, **26**, 56-62.
- COMISO, J. C. & GORDON, A.L. (1987): Recurring polynyas over the Cosmonaut Sea and Maud Rise. *J. Geophys. Res.*, **92**, 2819-2833.
- COX, A., DOELL, R. R. & DALRYMPLE, G. B. (1963): Geomagnetic polarity epochs and Pleistocene geochronometry. *Nature* **198**, 1049-1051.
- COX, A. (1969): Geomagnetic reversals. *Science* **163**, 237-244.
- DANKERS, P. H. (1978): Magnetic properties of dispersed natural iron oxides of known grain size. PhD thesis, University of Utrecht
- DAY, R. (1977): TRM and its variation with grain size. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **29**, 233-265.
- DEACON, G. E. R. (1979): The Weddell Gyre. *Deep-Sea Res.*, **26**, 981-995.
- DeFELICE, D. R. & WISE, S.W. (1981): Surface lithologies, biofacies, diatom diversity patterns as models for delineation of climatic change in the southeast Atlantic Ocean. *Mar. Micropal.*, **6**, 29-70.
- DeMASTER, D. J. (1981): The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1715-1732.
- DIETRICH, G. & ULRICH, J. (1968): Atlas zur Ozeanographie. Bibliogr. Inst. Mannheim, 79 S.
- DOBENECK, T. von (1985): Gesteinsmagnetische Untersuchungen an Tiefseesedimenten des Süd-Atlantiks. Unveröff. Dipl.-Arb. Uni. München, 130 S.
- DOBENECK, T. von (1989): Eine Methode zur genetischen Unterscheidung der magnetischen Mineralfraktion in Tiefseesedimenten. Posterkurzfassung zum ODP/DSDP Kolloquium 8.-10.3.1989, Tübingen.
- DUNLOP, D. J. (1973): Superparamagnetic and SD-threshold sizes in magnetite. *J. Geophys. Res.*, **78**, 1780-1793.

- DUNLOP, D. J. & HALE, C.J. (1975): A determination of paleomagnetic field intensity using submarine basalts drilled near the mid-Atlantic ridge. *J. Geophys. Res.*, **81**, 4166-4172.
- FOSTER, J. H. & OPDYKE, N. D. (1970): Upper Miocene to Recent magnetic stratigraphy in deep-sea sediments. *J. Geophys. Res.*, **75**, 4465-4473.
- FREY, R. W. (1973): Concepts in the study of biogenic sedimentary studies. *J. Sed. Pet.*, **43**, 6-19.
- FROELICH, P. N., KLINKHAMMER, G. P., BENDER, M. L., LUEDTKE, N. A., HEATH, G. R., CULLEN, D. & DAUPHIN, P. (1979): Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1075-1090.
- FÜTTERER, D. K. (1984): Bioturbation and trace fossils in deep-sea sediments of the Walvis-Ridge, SE-Atlantic (Leg 74, DSDP). In: T. Moore & P. Rabinowitz et al., *Init. Repts. DSDP (U.S. Govt. Printing Office) Washington.*, **74**, 533-541.
- FÜTTERER, D. K. (1987): Die Expedition ANTARKTIS-IV mit FS "Polarstern" 1985/1986 - Bericht zu den Fahrtabschnitten ANT-IV, 3-4. *Ber. Polarforsch.*, **33**.
- FÜTTERER, D. K. (1988): Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS "Polarstern" 1987/1988. - *Ber. Polarforsch.*, **58**.
- GERSONDE, R. & FÜTTERER, D. K. (1989): Paläo-Maud-Rise (Ge 516/1). Unveröff. DFG-Bericht.
- GERSONDE, R. & BURKLE, L. H. (im Druck): Neogene diatom stratigraphy of Leg 113, Weddell Sea. In: Barker, P. F., Kennett, J. P. et al.; *Proc. ODP, Init. Repts.*, **113**: College Station, TX.
- GERSONDE, R., ABELMANN, A., BURKLE, L. H., HAMILTON, N., LAZARUS, D., McCARTNEY, K., O'BRIEN, P., SPIESS, V. & WISE, S. W. (im Druck): Biostratigraphic synthesis of Neogene siliceous microfossils from the Antarctic Ocean, ODP Leg 113 (Weddell Sea). *Proc. ODP, Leg 113*.
- GIOVANOLI, F. (1979): Die remanente Magnetisierung von Seesedimenten. *Mitt. Geol. Inst. ETH Zürich*, **230**, 1-201.
- GLASS, B. P. (1969): Reworking of deep-sea sediments as indicated by the vertical dispersion of the Australian and Ivory Coast microtektite horizons. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **6**, 409-415.
- GORDON, A. L. (1978): Deep Antarctic convection of Maud Rise. *J. Geophys. Oceanogr.*, **8**, 600-612.
- GORDON, A. L. (1986): *Southern Ocean Atlas*. Balkema, Rotterdam.
- GORDON, A. L. & HUBER, B. A. (1984): Thermohaline stratification below the Southern Ocean ice. *J. Geophys. Res.*, **89**, 641-648.

- GOREE, W. S. & FULLER, M. (1976): Magnetometers using RF-driven squids and their applications in rock magnetism and palaeomagnetism. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 591-608.
- GRAHAM, J. W. (1949): The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *J. Geophys. Res.*, **54**, 131-167.
- GREENE, G. M. & CORNITIUS, L. E. (1971): A technique for magnetically separating minerals in a liquid mode. *J. Sed. Pet.*, **41**, 310-312.
- GROBE, H. (1986): Spätpleistozäne Sedimentationsprozesse am antarktischen Kontinentalhang vor Kapp Norvegia, östliche Weddell See. *Ber. Polarfor.*, **27**, 1-120.
- HAHN, A., PETERSEN, N. & SOFFEL, H. (1985): Geomagnetik. In: Bender, F. (Hrsg.): *Angewandte Geowissenschaften*. Bd. 2, Verlag Enke.
- HARRISON, C. G. A. & PETERSON, M. N. A. (1965): A magnetic mineral from the Indian Ocean. *Amer. Mineral*, **50**, 704-712.
- HAYS, J. D. & OPDYKE, N. D. (1967): Antarctic radiolaria, magnetic reversals, and climatic changes. *Science*, **158**, 1001-1011.
- HELLMER, H. H. & BERSCH, M. (1985): The Southern Ocean. *Ber. Polarforsch.* **26**, 1-115.
- HENSHAW, P. C. & MERRILL, R. T. (1979): Characteristics of drying remanent magnetization in sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 315- 320.
- HENSHAW, P. C. & MERRILL, R. T. (1980): Magnetic and chemical changes in marine sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **18**, 483-504.
- HERRMANN, A. G. & KNAKE, D. (1973): Coulometrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-, Carbonat- und Nichtcarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. *Z. Anal. Chem.*, **266**, 196-201.
- HINZ, K. & KRAUSE, W. (1982): The continental margin of Queen Maud Land, Antarctica: Seismic sequences, structural elements and geological development. *Geol. Jb.*, **E23**, 17-41.
- HOFFMANN, K. A. & DAY, R. (1978): Separation of multicomponent NRM: a general method. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 433-438.
- HURD, D. C. & THEYER, F. (1977): Changes in the Physical and Chemical Properties of Biogenic Silica from the Central Equatorial Pacific Part II: Refractive Index, Density, and Water Content of Acid-Cleaned Samples. *Am. J. of Science*, **227**, 1168-1202.
- IRVING, E. (1957): Origin of the Torridonian sandstones of northwest Scotland. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **250**, 100-110.

- JOHNSON, G. L., VANNEY, J. R., ELVERHØI, A. & LaBRECQUE, J. L. (1981): Morphology of the Weddell Sea and Southwest Indian Ocean. *Dt. hydrogr. Z.*, **34**, 263-272.
- JOHNSON, H. P., KINOSHITA, H. & MERRILL, R. T. (1975a): Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep-sea sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 412-420.
- JOHNSON, H. P., LOWRIE, W. & KENT, D. V. (1975b): Stability of anhysteretic remanent magnetization in fine and coarse magnetite and maghemite particles. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, **41**, 1-10.
- KAMATANI, A. (1971): Physical and chemical characteristics of Biogenous Silica. *Marine Biology*, **8**, 84-95.
- KARLIN, R. & LEVI, S. (1985): Geochemical and sedimentological control of the magnetic properties of hemipelagic sediments. *J. Geophys. Res.*, **90**, 10373-10392.
- KARLIN, R., LYLE, M. & HEATH, G. R. (1987): Authigenic magnetite formation in suboxic marine sediments. *Nature*, **326**, 490-493.
- KEEN, M. J. (1963): The magnetization of sediment cores from the eastern basin of the North Atlantic Ocean. *Deep Sea Res.*, **10**, 607.
- KENT, D. V. & LOWRIE, W. (1974): Origin of magnetic instability in sediment cores from the Central North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **79**, No.20, 2987-3000.
- KING, J. W., BANERJEE, S. K., MARVIN, J. & ÖZDEMİR, Ö. (1982): A comparison of different magnetic methods for determining the relative grain size of magnetite in natural materials: some results from lake sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 404-419.
- KING, R. F. (1955): Remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, **7**, 115-134.
- KUHN, G. (1986): Erprobung des AWI-Kolbenlotes (ø 84 mm) und Vergleich mit anderen Kernverfahren. In: R. Gersonde (Hrsg.) (1986): *Die Expedition ARKTIS III mit FS "Polarstern" 1985*. *Ber. Polarforschung*, **28**.
- LaBRECQUE, J. L. & BARKER, P. (1981): Age of the Weddell Basin. *Nature*, **290**, 489-492.
- LAWVER, L., SCLATER, J. & MEINKE, L. (1985): Reconstructions of the South Atlantic. *Tectonophysics*, **114**, 233-254.
- LEDBETTER, M. T. & CIESIELSKI, P. F. (1986): Post-Miocene disconformities and paleoenvironment in the Atlantic sector of the Southern Ocean. *Palaeogeography, -climatology, -ecology*, **52**, 185-214.



- LØVLIE, R. (1974): Post-depositional remanent magnetization in a re-depositional deep-sea sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **21**, 315-320.
- LØVLIE, R. (1976): The intensity pattern of post-depositional remanence acquired in some marine sediments deposited during a reversal of the external magnetic field. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **30**, 209-214.
- LOWRIE, W. & FULLER, M. (1971): On the alternating field demagnetization characteristics of multidomain thermoremanent magnetization in magnetite. *J. Geophys. Res.*, **76**, 6339-6349.
- LOWRIE, W. & KENT, D. V. (1978): Characteristics of VRM in oceanic basalts. *J. Geophys.*, **44**, 297-315.
- LOWRIE, W. & HELLER, F. (1982): Magnetic properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, No.2, 171-192.
- LUTJEHARMS, J. R. E. (1985): Location of frontal systems between Africa and Antarctica: some preliminary results. *Deep-Sea Res.*, **32**, 1499-1509.
- MANN, S. & FRANKEL, R. B. (1989): Magnetite biomineralization in unicellular microorganisms. In: S. Mann, J. Webb & R. J. P. Williams (Eds.) : *Biomineralization - chemical and biochemical perspectives*. VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim; 389-426.
- MARTINSON, D. G., KILLWORTH, P. D. & GORDON, A. L. (1981): A convective model for the Weddell polynya. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 446-488.
- McELHINNEY, M. W. (1973): *Palaeomagnetism and plate tectonics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- MÜLLER, G. (1967): *Methods in sedimentary petrology*. In: von Engelhardt, W., Füchtbauer, H. & Müller, G. (Hrsg.): *Sedimentary Petrology, Part 1*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- NAGATA, T. (1961): *Rock magnetism*, Revised Edition. Maruzen Co., Ltd., Tokyo.
- NOWACZYK, N. R. (1985): *Paläomagnetische Untersuchungen paläozoischer Gesteine des Hohen Venn*. Unveröff. Dipl.-Arb. Ruhr-Uni. Bochum, 187 S.
- OPDYKE, N. D. , BURKLE, L.H. & TODD, A. (1974): The extension of the magnetic time scale in sediments of the central Pacific Ocean. *Earth Planet. Science Lett.*, **22**, 213-249.
- PARRY, L. G. (1965): Magnetic properties of dispersed magnetite powders. *Phil. Mag.*, **11**, 303-312.
- PETERSEN, N. & BLEIL, U. (1982): Magnetic properties of rocks. In: Landolt-Börnstein (Hrsg.: G. Angenheister): *Zahlenwerte und Funktionen aus Naturwissenschaften und Technik, Neue Serie V, Bd. 1*, 366-432.

- ROCK COLOR CHART (1951): Geol. Soc. Am.
- SCHLOSSER, P. (1986): Helium: a new tracer in Antarctic oceanography. *Nature*, **321**, 233-235.
- SCHLÜTER, M. (1990): Zur Früdiagenese von organischem Kohlenstoff und Opal in Sedimenten des südlichen und östlichen Weddellmeeres: Geochemische Analyse und Modellierung. Diss. Uni. Bremen.
- SMAYDA, T. J. (1971): Normal and accelerated sinking of phytoplankton in the sea. *Mar. Geol.*, **11**, 93-104.
- STACEY, F. D. & BANERJEE, S. K. (1974): The physical principles of rock magnetism. Elsevier Sci. Pub. Comp., New York.
- STOBER, J. C. & THOMPSON, R. (1979): Magnetic remanence acquisition in Finnish lake sediments. *Geophys. J. R. Astron.Soc.*, **57**, 727-739.
- SYMONS, D. T. A., STUPAVSKY, M. & GRAVENOR, G. P. (1980): Remanence resetting by shock-induced thixotropy in the Seminary till, Scarborough, Ontario. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **91**, 593-598.
- TARLING, D. H. (1971): Principles and Applications of Palaeomagnetism. Chapman and Hall, London.
- THEYER, F. & HAMMOND, S.R. (1974a): Paleomagnetic polarity sequence and radiolarian zones, Brunhes to polarity epoch 20. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**, 307-319.
- THEYER, F. & HAMMOND, S.R. (1974b): Cenozoic magnetic time scale in deep-sea cores: Completion of the Neogene. *Geology*, **2**, 487-492.
- THOMPSON, R. & MORTON, D. J. (1979): Magnetic susceptibility and particle-size distribution in recent sediments of Loch Lomond drainage basin, Scotland. *J. Sed. Pet.*, **49**, 801-812.
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): Environmental magnetism. Allen & Unwin, London.
- TUCKER, P. (1980a): A grain mobility model of post-depositional realignment. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **63**, 149-163.
- TUCKER, P. (1980b): Stirred remanent magnetization: A laboratory analogue of post-depositional realignment. *J. Geophys.*, **48**, 149-163.
- TUCKER, P. (1984): Magnetic remanence acquisition in Leg 73 sediments. In: Hsü, K.J., LaBreque, J.L. et al., *Init.Repts. DSDP 73*,
- VAN BENNEKOM, A. J. , BERGER, G.W., VAN DER GAAST, S.J. & DE VRIES, R.T.P. (1988): Primary productivity and the silica cycle in the Southern Ocean (Atlantic Sector). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **67**, 19-30.

- VAN BENNEKOM, A. J., FRED JANSEN, J. H., VAN DER GAAST, S. J., VAN IPEREN, J. M. & PIETERS, J. (1989): Aluminium-rich opal: An intermediate in the preservation of biogenic silica in the Zaire (Congo) deep-sea fan. *Deep-Sea Res.*, **36**, 173-190.
- VESTINE, E. H. , LAPORTE, L., COOPER, C., LANGE, I. & HENDRIX, W.C. (1947): Description of the Earth's main magnetic field and its secular change. *Carnegie Inst. Wash. Pub.*, **578**, 1-532.
- WATKINS, N. D. (1968): Short period geomagnetic polarity events in deep-sea sedimentary cores. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 341-349.
- WEAVER, F. M. & GOMBOS, A. M. (1981): Southern High-Latitude diatom biostratigraphy. *SEPM Spec. Publ.*, **32**, 445-470.
- WEFER, G., FISCHER, G., FÜTTERER, D. K., GERSONDE, R. & OSTERMANN, D. (im Druck): Particle sedimentation and productivity in Antarctic waters of the Atlantic sector. In: Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.), "Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic"; NATO/ASI Series C: Dordrecht, Niederlande (Kluwer Academic Publ.).
- WEINREICH, N. (1985): Magnetische Untersuchungen neogener pelagischer Sedimente des zentralen Äquatorialpazifik. *Ber. Inst. Geophys. Uni. Bochum*, **16**, 1-193.
- WELTON, J. E. (1984): SEM Petrology Atlas. *Am. Ass. Petrol. Geol.*
- WESTALL, F. (im Druck): Trace fossil associations as a tool for environmental reconstructions during the last 2,5 Ma in the South East Atlantic. *Marine Geology*.
- WETZEL, A. (1981): Ökologische und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand. "Meteor"-Forsch.-Ergebn., **34**, 1-47.
- WILLIAMS, P. J., BODUNGEN, B. von, et al. (1989): Group report. Export productivity from the photic zone. In: W. H. Berger, V. S. Smetacek, G. Wefer (Eds.) *Productivity of the Ocean: Present and Past*, Wiley & Sons, Chichester, 99-115.
- WOHLFARTH, E. P. (1958): Relations between different modes of acquisition of remanent magnetization of ferromagnetic particles. *J. Appl. Phys.*, **29**, 595-596.
- ZIJDERVELD, J. D. A. (1967): A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: *Methods in Palaeomagnetism*. - Collinson, D.W., Creer, K.M. and Runcorn, S.K. (Eds.), Elsevier, Amsterdam,

## ANHANG

### A 1 GEOLOGISCHE UNTERSUCHUNGSMETHODEN

#### A 1.1 BEPROBUNG

Die bearbeiteten Sedimente der Maudkuppe wurden mit Ausnahme PS1467-1 (Kolbenlot) mit dem Schwerelot während der "POLARSTERN"-Expedition ANT-IV/4 gewonnen (FÜTTERER, 1987). Die mit Sediment gefüllten PVC-Rohre (Liner) wurden an Bord in Meterstücke geschnitten, beschriftet und bis zum Öffnen bei konstanter Temperatur von +4° C gelagert.

Die Kernstücke wurden mit Hilfe einer Vibrationssäge spanfrei der Länge nach aufgeschnitten und in Archiv- und Beprobungshälfte geteilt. Die Archivhälfte wurde nach dem Fotografieren und der Kernbeschreibung luftdicht verpackt und archiviert. An der Beprobungshälfte wurden nach der Entnahme der Sedimentscheiben für die Radiographien sofort die Proben für die paläomagnetischen Untersuchungen (Kap. 3.5) genommen, um Beeinträchtigungen auf die Mikrostruktur des Sediments durch die weitere Beprobung zu vermeiden.

Der Probenabstand betrug in der Regel 10 cm. Bei besonderen Inhomogenitäten des Sediments und an Schichtgrenzen wurde enger beprobt. Die Probentiefe bezeichnet jeweils die Mitte des Probenhorizontes in Zentimetern. Die Probentiefen sind im Anhang (A 3.2 bis 3.4) aufgelistet. Das Flußdiagramm in Abb. 4 zeigt die an den einzelnen Proben durchgeführten Untersuchungen. Aus einer Kerntiefe wurde jeweils ein kompletter Probensatz nach dem in Tab. 12 angeführten Schema genommen:

Tab. 12: Tabelle der Probenmenge, Probennahmegeräte und Untersuchungsarten

	Menge	Gerät	Untersuchungsart
1.)	6,4 cm <sup>3</sup>	Plexiglaskasten	Paläomagnetik, Gesteinsmagnetik
2.)	2 cm <sup>3</sup>	Spritze	Wasser-, C <sub>org</sub> -, Karbonat-, Biogenopal-Gehalt
3.)	5 cm <sup>3</sup>	Spritze	Korngrößenverteilung (Kies/Sand/Silt/Ton)
4.)	2 x 10 cm <sup>3</sup>	Spritze	Mikropaläontologie (Diatomeen/Radiolarien)
5.)	60 cm <sup>3</sup>	Spatel	Ergänzende Untersuchungen (z.B. Separation magnetischer Partikel)

#### A 1.2 KERNBESCHREIBUNG

Vor der fotografischen Dokumentation wurde die Oberfläche der Beprobungshälfte gereinigt und geglättet. Die subjektive Kernbeschreibung erfolgte bei möglichst konstanten Lichtbedingungen (Laborbeleuchtung) für eine einheitliche Farbansprache. Die Farbe wurde nach der "Rock Color Chart" (Geol. Soc. Am.) am feuchten Sediment bestimmt. Daneben wurden folgende Parameter in der Kernbeschreibung (s. Anhang A 3.1) festgehalten: Korngröße, Gefüge, Grad der Bioturbation und Schichtgrenzen (Art der Übergänge). Zur groben Einschätzung der Verteilung der Sedimentkomponenten und der Klassifizierung der Sedimente wurden "smear slides" in 25 cm Abständen entnommen und ausgewertet.

### A 1.3 RADIOGRAPHIEN

Nach der Kernbeschreibung wurden aus der Beprobungshälfte Proben zur Anfertigung von Radiographien entnommen. Dazu wurde ein 27,5 x 10 x 1 cm Plexiglaskasten in das Sediment gedrückt und mit einer Nylonschnur an der Unterseite abgeschnitten und vom Kern abgetrennt. Die Präparate wurden mit einem Röntgengerät (HP 43805 X-Ray System, Faxitron Serie) auf spezielle Röntgenfilme (Agfa Gevaert Strukturix D4) abgebildet. Die Belichtungszeiten wurden abhängig vom Sedimenttyp zwischen 5 - 20 Minuten bei 30 kV und 3 mA gewählt. Die Untersuchungen zu Sediment- und Bioturbationstrukturen erfolgten an den Negativen auf dem Leuchttisch.

Die Beobachtungen zur Sedimentstruktur gingen aus der Kernbeschreibung und den Radiographien in die Kerndiagramme ein. Berücksichtigt wurden: Schichtung, Gradierung, Form und Art der Schichtgrenzen.

Eine Abschätzung des Grades der Bioturbation (prozentuale Durchwühlung des Sediments) wurde am Kernmaterial direkt sowie an den Radiographien vorgenommen. Die Unterscheidung einzelner Bioturbationsformen erfolgte nach Ichnogenera (WETZEL, 1981; FÜTTERER, 1984; WESTALL, im Druck).

### A 1.4 KORNGRÖSSENANALYSE

Zur Dispergierung des Sediments und zur Oxidation der organischen Substanz wurde jede Probe 24 Stunden lang auf einem Kreisschüttler mit 5%-iger Wasserstoffperoxidlösung behandelt. Von einer Ultraschallbehandlung wurde wegen einer möglichen Zerstörung von Mikrofossilien abgesehen. Nach dem Schlämmen mit einem Vibrationssieb (RHEWUM, Typ Schallfix) wurde die Fraktion > 63 µm (Sand und Kies) getrocknet. Die Fraktion < 63 µm wurde während des Schlämmvorgangs quantitativ aufgefangen. Nach 1-3 Tagen konnte das nach der Sedimentation überstehende klare Wasser abgesaugt werden. Die Trennung in Silt (2-63 µm) und Ton (<2 µm) erfolgte nach der ATTERBERG-Methode (MÜLLER, 1967). Die Trennung von Kies (> 2000 µm) und Sand (63-2000 µm) wurde durch Trockensiebung vollzogen. Alle Fraktionen wurden trocken gewogen. Die Berechnung des Kies-Sand-Silt-Ton-Verhältnisses erfolgte nach den Gleichungen (4) und (5):

$$\text{Gew. Kies} + \text{Gew. Sand} + \text{Gew. Silt} + \text{Gew. Ton} = \text{Gesamtgew Sediment} = 100\% \quad (4)$$

$$\text{Gew.-% einer Fraktion} = \text{Gew. Fraktion} \times 100\% / \text{Gesamtgewicht Sediment} \quad (5)$$

### A 1.5 BESTIMMUNG DES GEHALTES AN EISVERFRACHTETEM DETRITUS ("IRD")

Die Bestimmung des eisverfrachteten Detritus ("IRD") wurde durch Auszählen der Kieskomponente (> 2000 µm) an den Radiographien nach der von GROBE (1986) entwickelten Methode durchgeführt. Um eine bessere Vergleichbarkeit mit den übrigen sedimentologischen Parametern zu erzielen, wurde ein sogenannter "IRD"-Parameter berechnet, für den die "IRD"-Werte eines 10 cm mächtigen Horizontes aufsummiert werden. Die angegebene Probtiefe stellt die Mitte des Horizontes dar.

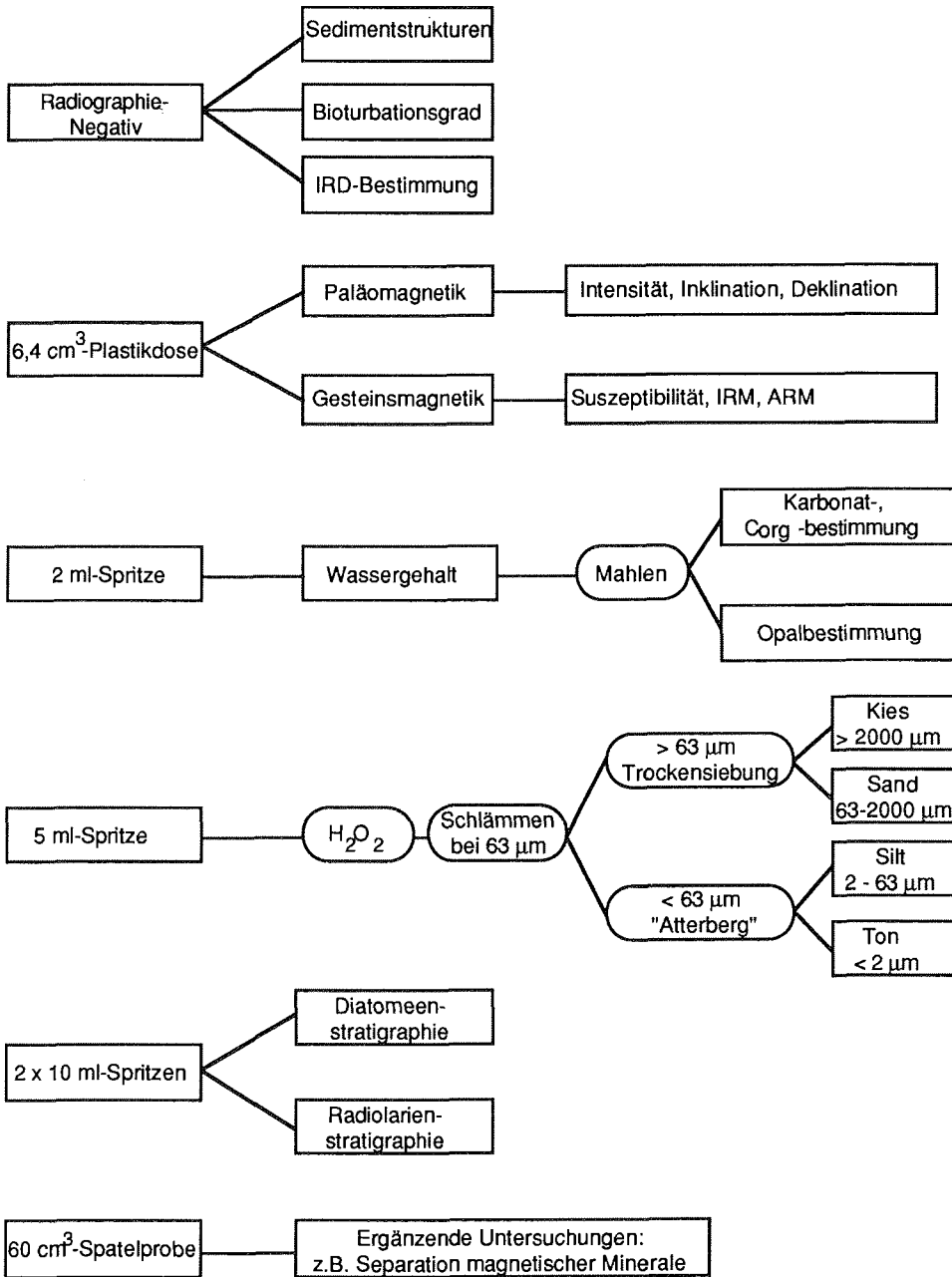


Abb. 56: Flußdiagramm zur Probennahme und -bearbeitung

### A 1.6 WASSERGEHALTSBESTIMMUNG

Die mit einer 2 ml-Spritze genommene Probe wurde direkt nach der Entnahme gewogen, eingefroren (24 Stunden bei - 25° C) und gefriergetrocknet (24 Stunden). Aus der Gewichts-differenz vor und nach der Trocknung ergab sich das Gewicht des

Wassers in der Probe. Der Wassergehalt wird in Prozent des Gewichts des nassen Sediments angegeben.

$$(\text{Naßgew.} - \text{Trockengew.}) \times 100 \% / \text{Naßgew.} = \% \text{H}_2\text{O} \quad (6)$$

Der Vorteil bei der Gefriertrocknung (LEYBOLD-HERAEUS, Lyoval GT2) liegt im Aufbrechen auch kleiner Poren und der leichteren Weiterverarbeitung des lockeren Korngemisches. Für die Analysen zum Kohlenstoff-, Karbonat- und Opalgehalt wurden diese Proben anschließend mit einer Gesteinsmühle (RETSCH, Pulverisette 5) etwa 10 Minuten gemahlen.

#### A 1.7 QUANTIFIZIERUNG DES ORGANISCHEN KOHLENSTOFFS UND DES KALZIUMKARBONATS

Die Messungen zur Bestimmung des Gehaltes an organischem Kohlenstoff und karbonatischem Kohlenstoff wurde über coulometrische  $\text{CO}_2$ -Messungen mit einem COULOMAT (STRÖHLEIN, Typ 702) durchgeführt. Bei der Reaktion des freiwerdenden  $\text{CO}_2$  mit einer Bariumperchloratlösung wird unter gleichzeitigem Verbrauch von Hydroxylionen Bariumkarbonat gebildet, welches zur Änderung des pH-Wertes der Lösung führt. Die Strommenge, die nötig ist, um den pH-Wert elektrolytisch auf seinen Ausgangswert zurückzuführen, ist der Menge des freigesetzten  $\text{CO}_2$  äquivalent.

-Gesamtkohlenstoffgehalt ( $C_{\text{ges}}$ ): Beim Glühen ( $1100^\circ \text{C}$ ) der Sedimentprobe (etwa 100 - 200 mg) in Porzellanschiffchen im Sauerstoffstrom wird der gesamte Kohlenstoff der Probe zu  $\text{CO}_2$  oxidiert.

-Karbonatischer Kohlenstoff ( $C_{\text{karb}}$ ): Der karbonatisch gebundene Kohlenstoff wurde über das  $\text{CO}_2$  gemessen, das bei der Reaktion einer Probe (Einwaage zwischen 50 und 500 mg) mit 14%-iger Phosphorsäure freigesetzt wurde. Die Differenz der beiden ermittelten C-Werte ergibt den Gehalt an organisch gebundenem Kohlenstoff ( $C_{\text{org}}$ ).

$$C_{\text{org}} = C_{\text{ges}} - C_{\text{karb}} \quad (7)$$

Der Karbonatgehalt der Probe wurde nach der folgenden Gleichung berechnet:

$$C_{\text{karb}} \times 8,33 = \% \text{CaCO}_3 \quad (8)$$

Bei der Bestimmung von Proben mit hohen Karbonatgehalten ( $>10\%$ ) wurde die Methode nach HERRMANN & KNAKE (1973) benutzt. Das Sediment (200 mg) wurde mit Äthanol benetzt und mit 1 ml konzentrierter Salzsäure versetzt. Das Abrauchen der Salzsäure erfolgte auf einer Heizplatte bei  $200^\circ \text{C}$  etwa 45 Minuten lang. Anschließend wurde der übrigbleibende organische Kohlenstoff mit dem COULOMAT gemessen. Der karbonatische Kohlenstoff errechnet sich aus der Differenz zwischen  $C_{\text{ges}}$  und  $C_{\text{org}}$ :

$$C_{\text{karb}} = C_{\text{ges}} - C_{\text{org}} \quad (9)$$

## A 1.8 BESTIMMUNG DES GEHALTES AN BIOGENEM OPAL

Die Bestimmung des biogenen Opals stellt aufgrund der amorphen Struktur dieser Sedimentkomponente ein bisher nicht zufriedenstellend gelöstes Problem dar. Die aus der Literatur bekannten Methoden (s. BOHRMANN, 1988) wurden kritisch auf ihre Anwendung hin überprüft. Aufgrund der Vergleichbarkeit der entsprechenden Messungen mit anderen Bearbeitern, relativ guter Reproduzierbarkeit, Anwendbarkeit an sehr verschiedenen zusammengesetzten Sedimenten und einem hohen Probendurchsatz wurde eine Extraktionsmethode gewählt.

Als Grundlage für längere Tests (SCHLÜTER, 1990) wurde die sogenannte "leaching"-Methode nach DEMASTER (1981) benutzt. Dabei wird die unterschiedliche Lösungsgeschwindigkeit von amorphen und kristallinen Silikatkomponenten ausgenutzt. Das Sediment wird über 7 h einer heißen (85° C), stark alkalischen NaOH- (oder Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) Lösung ausgesetzt. Nach bestimmten Zeitintervallen wird der Lösung eine aliquote Menge entnommen. In dieser Probe wird der Gehalt an Si bestimmt und in einem Diagramm gegen die Extraktionszeit aufgetragen (Abb. 57). Bei Annahme einer konstanten Extraktion von Silikat aus den koexistierenden Tonmineralen und einem exponentiellen Verlauf der Lösungskurve von Opal wird der Opalgehalt wie folgt abgeleitet: Die Subtraktion des Gehaltes an gelöstem Si aus kristallinen Silikaten durch Verlängerung der Lösungskurve des Gesamtsediments auf die Ordinate (t = 0 Minuten) ergibt den Punkt P<sub>0</sub> (P<sub>0</sub> = Opalgehalt des Sediments).

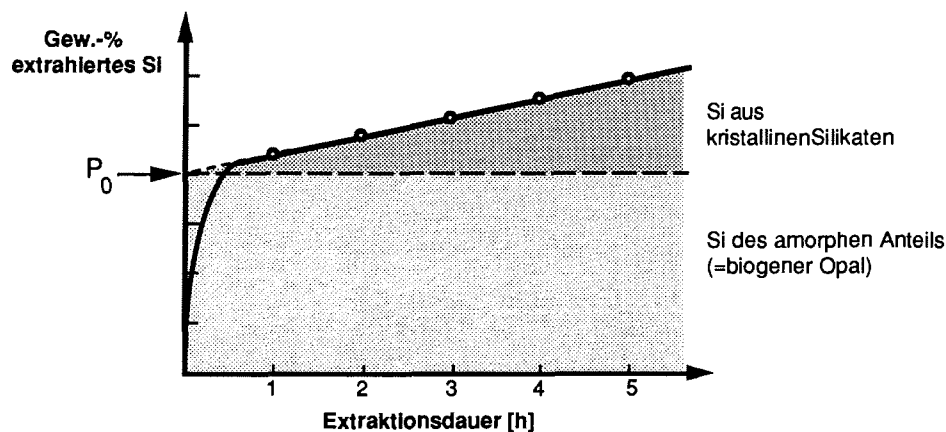


Abb. 57: Gewichtsprozent an extrahiertem Si gegen die Entnahmezeiten in Stunden. Die Verlängerung des linearen Teils der Extraktionskurve auf die Ordinate bei P<sub>0</sub> ergibt die Gewichtsprozent für den amorphen Anteil an Si.

Schwierigkeiten bei dieser Bestimmungsmethode liegen im unterschiedlichen Lösungsverhalten von Opalskeletten aufgrund ihres Alters (diagenetische Reifung) und des unterschiedlichen Chemismus (VAN BENNEKOM, 1989; KAMATANI, 1971; HURD & THEYER, 1977). Weitere Einflüsse auf das unterschiedliche Lösungsverhalten von Opal in den Sedimentproben liegt in der Zusammensetzung der Opalfraktion. So lösen sich Diatomeen mit einer sehr viel größeren Oberfläche leichter als z.B. Schwammnadeln. Als zu optimierende Größen galt die Art des Lösungsmittels, deren Konzentration, die Dauer der Extraktionszeit und die Wahl



der Lösungstemperatur. Besonders bei Radiolarien und großen, robusten Diatomeen (z. B. *Ethmodiscus*) konnte eine Resistenz auch gegen starke Laugen und lange Extraktionszeiten nachgewiesen werden (SCHLÜTER, 1990).

Nach längeren Testserien wurde eine etwas modifizierte Version der Methode nach DEMASTER (1981) benutzt:

- Höhere Konzentration des benutzten alkalischen Lösungsmittels = 2 M  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  (statt 1%  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ )
- Verlängerung der Extraktionsdauer (bis zu 7 Stunden)
- Spektrometrische Bestimmung des Si-Gehaltes mittels ICP-ES (Atomemissionsspektroskopie mit induktiv gekoppeltem Plasma), statt spektralphotometrischer Analyse des Molybdatkomplexes

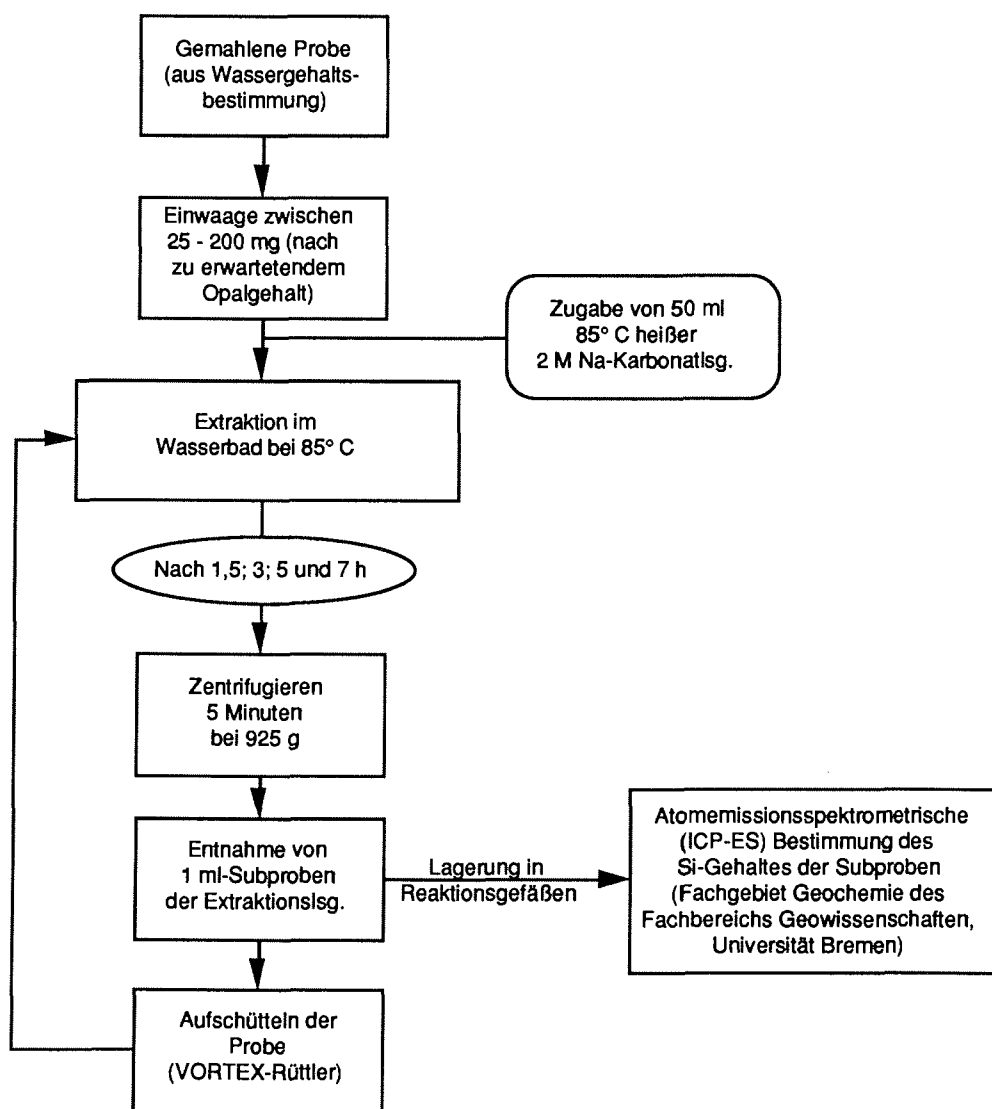


Abb. 58: Arbeitsschema zur Bestimmung des Opalgehaltes

Die Berechnung zur Bestimmung der Gewichtsprozentage von Opals (bzw. gelöstem Si) erfolgte nach:

$$\text{Si} \times V_E \times 2,4 \times 10\% / M_S = \text{Gew.-% Opal} \quad (10)$$

- mit Si = Si-Anteil [mg/l] der Subprobe aus der ICP-ES-Bestimmung  
V<sub>E</sub> = Volumen [ml] der Extraktionslösung  
2,4 = Umrechnung von Si auf SiO<sub>2</sub> (Si = 42 % in Opal) und Korrektur des Wassergehalts des Opals (10%, durch eigene Messungen an der Diatomeenart *Ethmodiscus* bestätigt)  
10% = Faktor aus Umrechnung von mg, ml und prozentualem Anteil  
M<sub>S</sub> = Gewicht [mg] des eingewogenen Sediments

Der auf diese Weise bestimmte Opalgehalt umfaßt Si aus sich bei diesen Bedingungen lösenden amorphen Opal und z.T. Si aus Tonmineralen. Eine Korrektur des Opalgehaltes erfolgte durch eine graphische Konstruktion in der Lösungskurve (Abb. 57).

#### A 2.1 ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

- AABW Antarctic Bottom Water (Antarktisches Bodenwasser)  
AAIW Antarctic Intermediate Water (Antarktisches Zwischenwasser)  
AASW Antarctic Surface Water (Antarktisches Oberflächenwasser)  
ACC Antarctic Circumpolar Current (Antarktischer Zirkumpolarstrom)  
ANT Antarktis-Expedition mit FS "Polarstern"  
ARM Anhysteretisch remanente Magnetisierung  
CCD Calcite Compensation Depth (Calcit-Kompensationstiefe)  
CDW Circumpolar Deep Water (Antarktisches Zirkumpolares Tiefenwasser)  
ChRM Charakteristisch remanente Magnetisierung  
CRM Chemisch remanente Magnetisierung  
D Deklination  
DFG Deutsche Forschungs-Gemeinschaft  
DRM Detritische remanente Magnetisierung  
EDAX Energy-dispersive X-ray analysis (Energiedispersive Röntgenanalyse)  
FS Forschungsschiff  
H<sub>CR</sub> Remanenzkoerzitivkraft  
I Inklination  
"IRD" Ice-rafted debris (eisverdrifteter Detritus)  
IRM Isothermale remanente Magnetisierung  
J Intensität der Magnetisierung  
LAD Last appearance date (Zeitpunkt des letzten Auftretens)  
LSR Lineare Sedimentationsrate  
M Magnetisierung  
M<sub>I</sub> Induzierte Magnetisierung  
M<sub>R</sub> Remanente Magnetisierung  
M<sub>S</sub> Sättigungsmagnetisierung  
M<sub>RS</sub> Sättigungsremanenz  
MD Multi-domain-particle (Mehrbereichsteilchen)  
MDF Median destructive field (Entmagnetisierungsfeld, bei dem 50 % der Intensität zerstört ist)

NADW	North Atlantic Deep Water (Nordatlantisches Tiefenwasser)
NRM	Natürliche remanente Magnetisierung
ODP	Ocean Drilling Program
PDRM	Post-depositional remanent magnetization (Postsedimentationsremanenz)
PFZ	Polar Front Zone (Polarfrontzone)
PS	Sedimentkern von Expeditionen des FS "Polarstern"
PSD	Pseudo-single-domain-particle (Pseudoeinbereichsteilchen)
REM	Rasterelektronenmikroskop
SD	Single-domain-particle (Einbereichsteilchen)
SIRM	Sättigungsisothermalremanenz
SPM	Superparamagnetisch
T	Tesla
TRM	Thermoremanente Magnetisierung
VRM	Viskose remanente Magnetisierung
X, Y, Z	Kartesische Magnetisierungskomponenten
$\chi$	Magnetische Suszeptibilität
$\chi_V$	Volumensuszeptibilität
$\chi_{FD}$	Frequenzabhängige Suszeptibilität













## A 2.2 Einheiten

Größe	Symbol	Bezeichnung der Einheit im SI-System
Magnetfeld	H	A/m
Magnetische Induktion	B	T
Magnetisierung	J oder M	A/m
Suszeptibilität	$\chi$	m <sup>3</sup> /m <sup>3</sup>
Spez. Magnetisierung	$\sigma$	Am <sup>2</sup> /kg


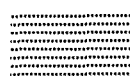
A 2.1 Kernbeschreibungen

Legende zur Kernbeschreibung




Lithologie

-  Sand
-  Sandiger Silt
-  Sandiger Ton
-  Sandiger "mud"
-  Silt
-  "mud"
-  Ton
-  Foraminiferenschlamm
-  Foraminiferenmud
-  Diatomeenschlamm
-  Diatomeenmud
-  Kies, "IRD"

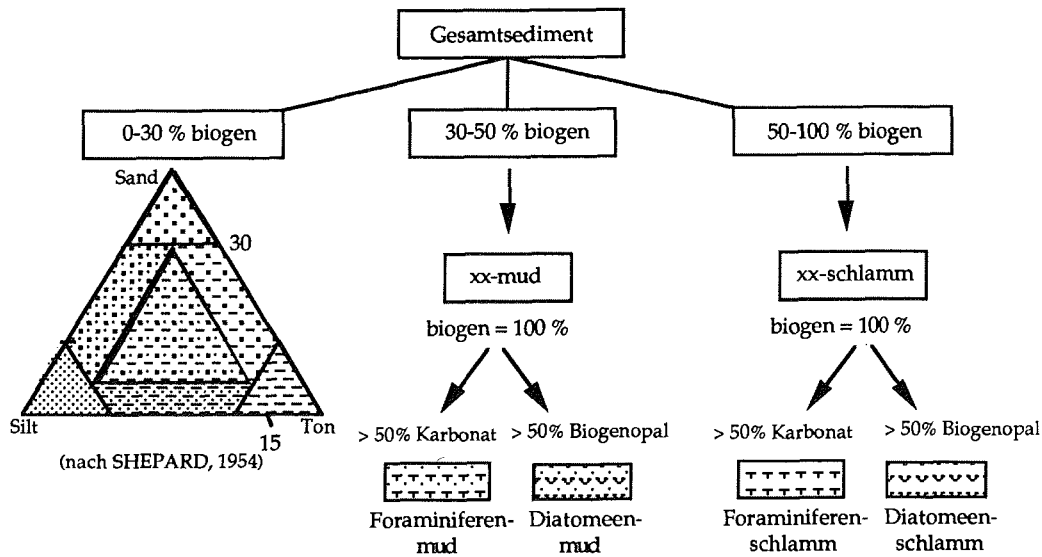
Struktur

-  Scharfe Grenze
-  Schwach geschichtet

Bioturbation

-  Gering (0-30 %)
-  Mittel (30-60 %)
-  Viel (60-100 %)

Lithologieschlüssel



**PS1451-1 0-200 cm**

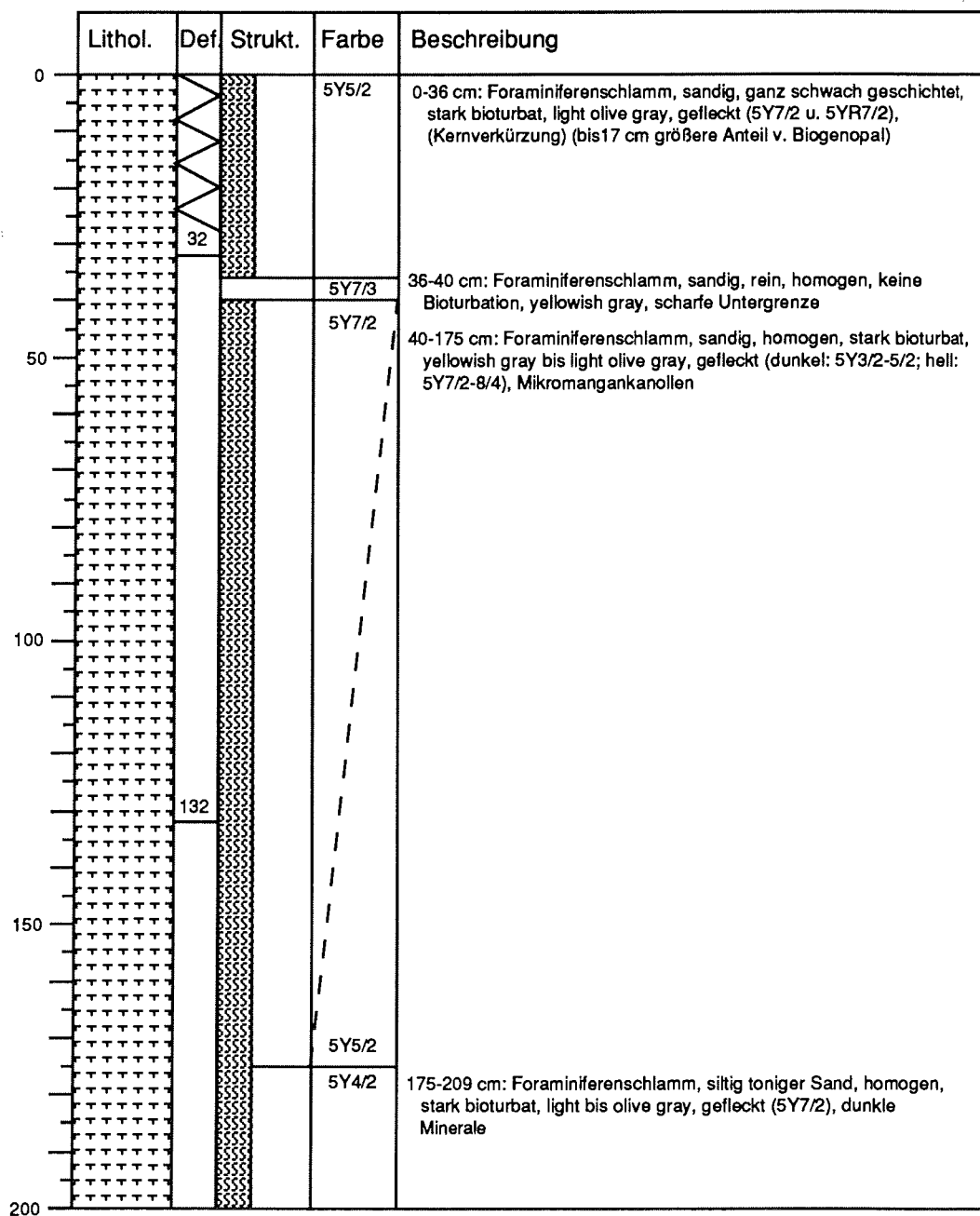
Maudkuppe: 64°33.47'S 5°26.84'E

Wassertiefe: 3596 m

Gerät: Schwereilot (10 m)

Kerngewinn: 7,26 m

Eindringtiefe: 8,0 m



**PS1451-1 200-400 cm**

Maudkuppe: 64°33.47'S 5°26.84'E

Wassertiefe: 3596 m

	Lithol.	Def	Strukt.	Farbe	Beschreibung
200				s.o.	s.vorherige Seite
				10YR8/2	209-215 cm: Foraminiferenschlamm, sandig, homogen, schwach bioturbat, very pale orange, deutliche Grenzen
				10YR4/2	215-223 cm: Foraminiferenmud, schw. siltig sandiger Ton, homogen, schwach bioturbat, dark bis moderate yellowish brown
				10YR5/4	
		233		10YR6/2	223- 264 cm: Foraminiferenschlamm, schw. siltig sandiger Ton, Kalkgehalt u. Sandgehalt abnehmend, homogen, stark bioturbat, pale yellowish brown, (helle Lage bei 228cm), ab 255cm nach Kalkgehalt Foraminiferenmud
250				10YR6/2	264-300 cm: Diatomeenmud, schw. sandig toniger Silt, homogen, bioturbat, pale bis dark yellowish brown, IRD(265cm)
				10YR4/2	300-380 cm: Diatomeenmud, schw. sandig toniger Silt, homogen, stark bioturbat, pale bis moderate yellowish brown, IRD (325cm)
300				10YR6/2	
		333		10YR5/4	380-492 cm: Übergang von Diatomeenmud zu Diatomeenschlamm, homogen, stark bioturbat, very pale orange, fleckig (10YR8/6, -7/4,-5/4), zäh (durch hohe Gehalte an Biogenopal)
350				10YR8/2	
400					

**PS1451-1 400-600 cm**

Maudkuppe: 64°33.47'S 5°26.84'E

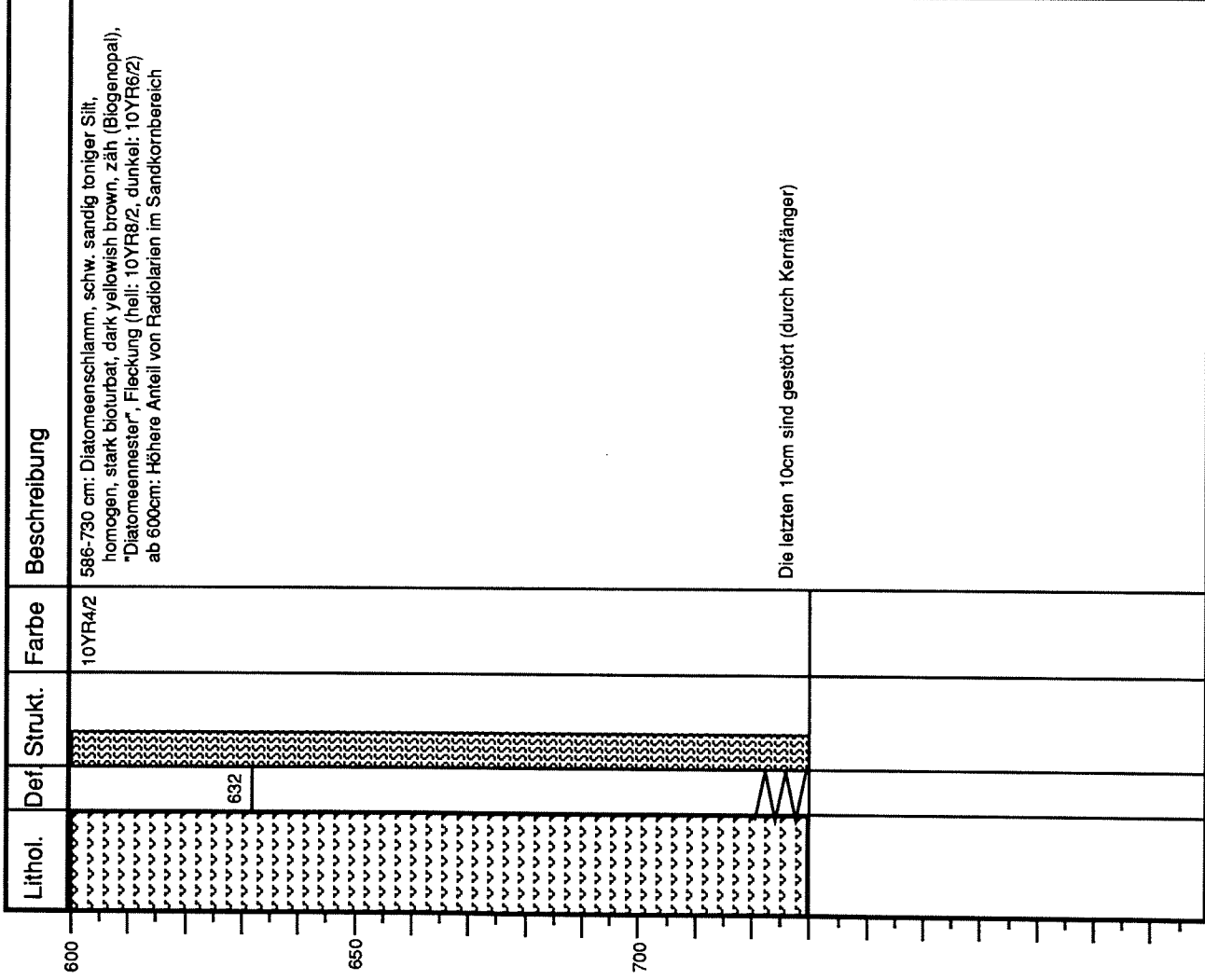
Wassertiefe: 3596 m

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung
400				10YR8/2	385-492 cm: Übergang von Diatomeenmud zu Diatomeenschlamm, schw. sandig toniger Silt, homogen, stark bioturbat, very pale orange, zäh, fleckig (10YR8/6, -7/4, -5/4), zwischen 458-460 cm ein Horizont mit hohen Gehalten an Diatomeen (an stratigraphischer Schichtlücke)
450				10YR5/4	492-556 cm: Diatomeenschlamm, schw. sandig toniger Silt, homogen, stark bioturbat, moderate yellowish brown, zäh, zum Liegenden fleckiger (10YR8/2, -6/2)
500				10YR5/4	556-586 cm: Diatomeenschlamm, schw. sandig toniger Silt, homogen, stark bioturbat, moderate yellowish brown, zäh, fleckig (10YR7/2, 10YR5/2), 577-578cm: Horizont mit sehr hohen Gehalten an Diatomeen
550				10YR4/2	586-730 cm: Diatomeenschlamm, schw. sandig toniger Silt, homogen, stark bioturbat, dark yellowish brown, zäh
600					

**PS1451-1 600-730 cm**

Mauckuppe: 64°33.47'S 5°26.84'E

Wassertiefe: 3596 m





**PS1458-1 0-200 cm**

Maudkuppe: 65°00.15'S 1°51.71'E  
 Gerät: Schwerelot (5,8 m)  
 Kerngewinn: 5,26 m

Wassertiefe: 2480 m

Eindringtiefe: ?

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung
0				10YR8/2	0-7 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, very pale orange
				10YR8/2	7-9 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, very pale orange, mit deutlichen Grenzen
				10YR6/2	9-32 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale yellowish brown, IRD, im oberen Bereich dunklere Flecken (10YR5/4)
				10YR5/2	32-54 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale bis dark yellowish brown
50				10YR7/2	
				10YR7/2 10YR6/2	54-79 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale bis dark yellowish brown, IRD bei 65 cm
				10YR5/2	
				10YR7/4 -6/2	79-152 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, grayish orange bis pale yellowish brown, IRD bei 117 cm
100					
				10YR7/4	152-160 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, grayish orange
	10YR7/4 -6/2	160-179 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, grayish orange bis pale yellowish brown			
150					
	10YR6/2 -8/2	179-215 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale yellowish brown bis very pale orange, naß			
200					

**PS1458-1 200-400 cm**

Maudkuppe: 65°00.15'S 1°51.71'E

Wassertiefe: 2480 m

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung
200					s.vorherige Seite
				10YR5/2	215-221 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale bis dark yellowish brown, helle Flecken (10YR8/2), naß
				10YR6/2	221-241 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale yellowish brown, IRD bei 234 cm
				10YR5/2	241-261 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale bis dark yellowish brown, helle Flecken (10YR8/2), dunkle Gänge (10YR4/2), naß
250				10YR6/2	261-335 cm: Foraminiferenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale yellowish brown, IRD bei 305 cm
					279
				10YR6/2	335-350 cm: Foraminiferenmud, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale bis moderate yellowish brown
				10YR5/4	
350				10YR5/2	350-379 cm: Diatomeenmud, schw. sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, pale bis dark yellowish brown, helle feinkörnige Flecken (10YR8/2)
					379
	10YR7/3	379-392 cm: Diatomeenschlamm, schw. sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, very pale bis grayish orange, trocken, zäh (Biogenopal), helle Flecken (Diatomeennester in Bioturbationsstrukturen)			
	10YR7/2-6/4				
400			s.nächste Seite		

**PS1458-1 400-526 cm**

Maudkuppe: 65°00.15'S 1°51.71'E

Wassertiefe: 2480 m

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung
400		454		10YR7/2 -6/4	392-425 cm: Diatomeenschlamm, schw. sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, um grayish orange, (lange Gänge 30cm), trocken, zäh
				10YR8/2 -5/4	425-431 cm: Diatomeenschlamm, schw. sandig, toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, um grayish orange, trocken, zäh
				10YR5/4	431-441 cm: Diatomeenschlamm, schw. sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, moderate yellowish brown, trocken, zäh, deutliche Obergrenze
450				10YR8/2 -5/4	441-526 cm: Diatomeenschlamm, schw. sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, um grayish orange, fleckig (Diatomeennester), trocken, zäh
500				10YR6/4	
526				10YR7/2	
600					

**PS1466-1 0-200 cm**

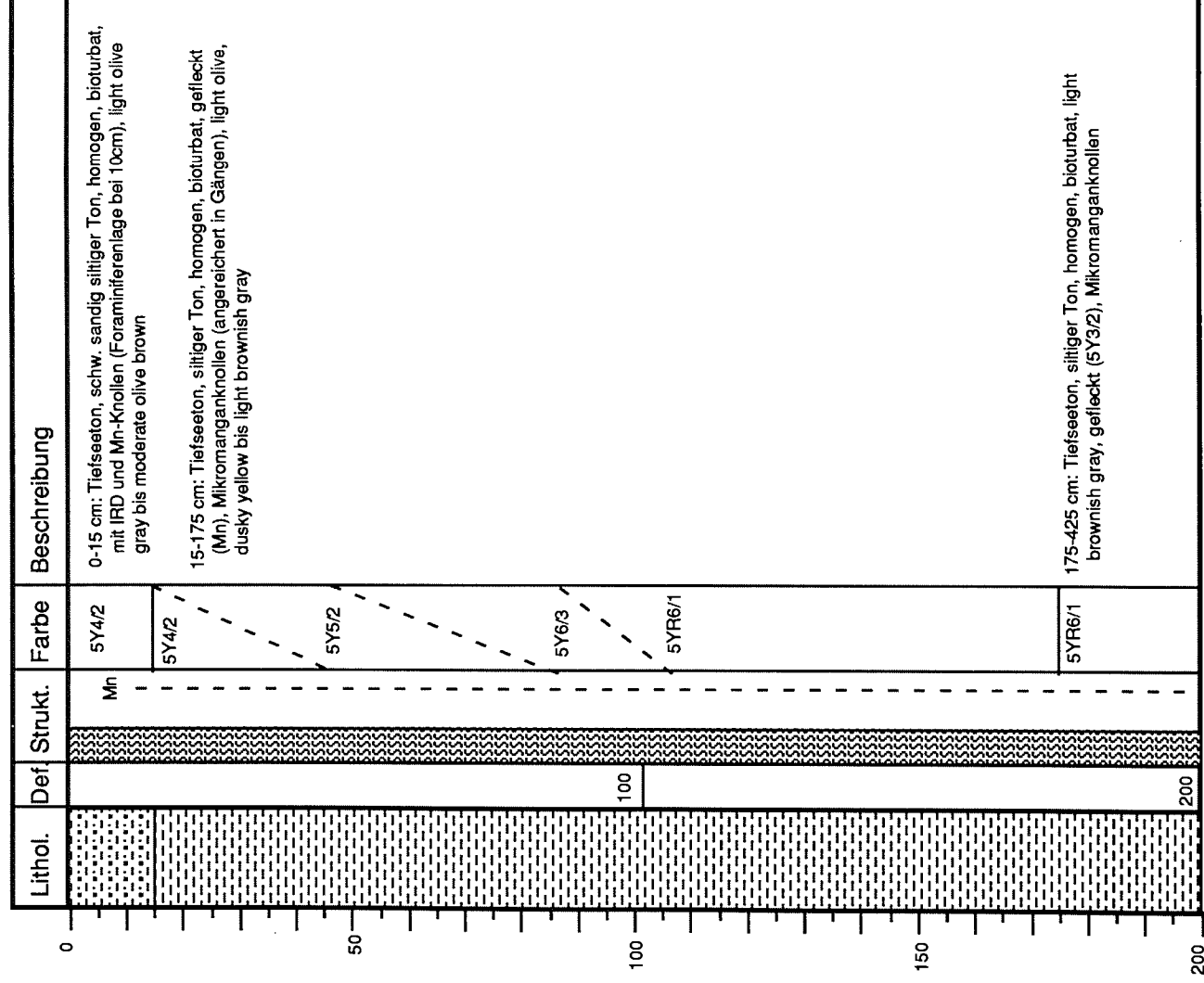
Maukuppe: 64°25.55' S 0°14.77' E

Wassertiefe: 4460 m

Gerät: Schwerelot (11,5 m)

Kerngewinn: 10,52 m

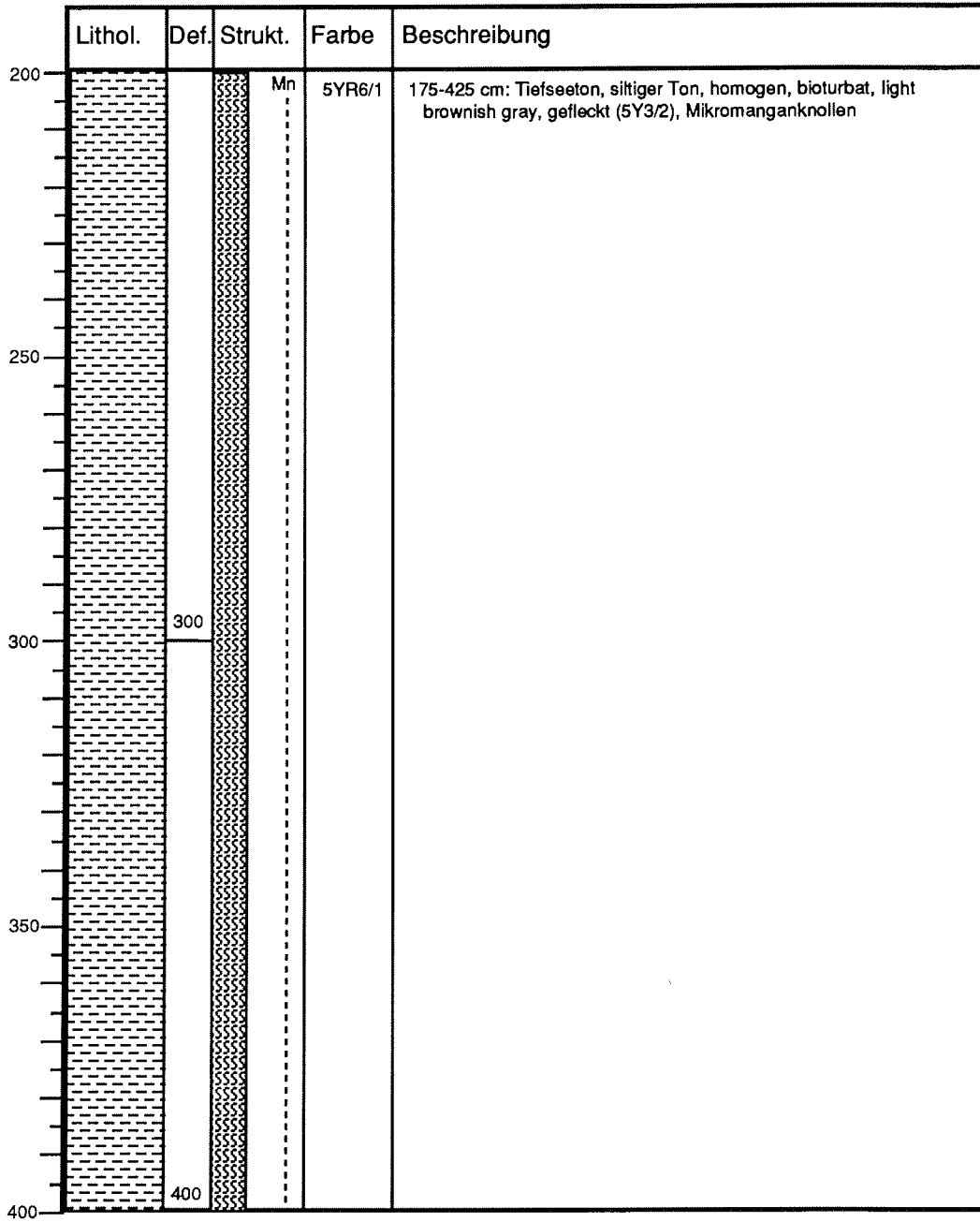
Eindringtiefe: 12,0 m



**PS1466-1 200-400 cm**

Maudkuppe: 64°25.55'S 0°14.77'E

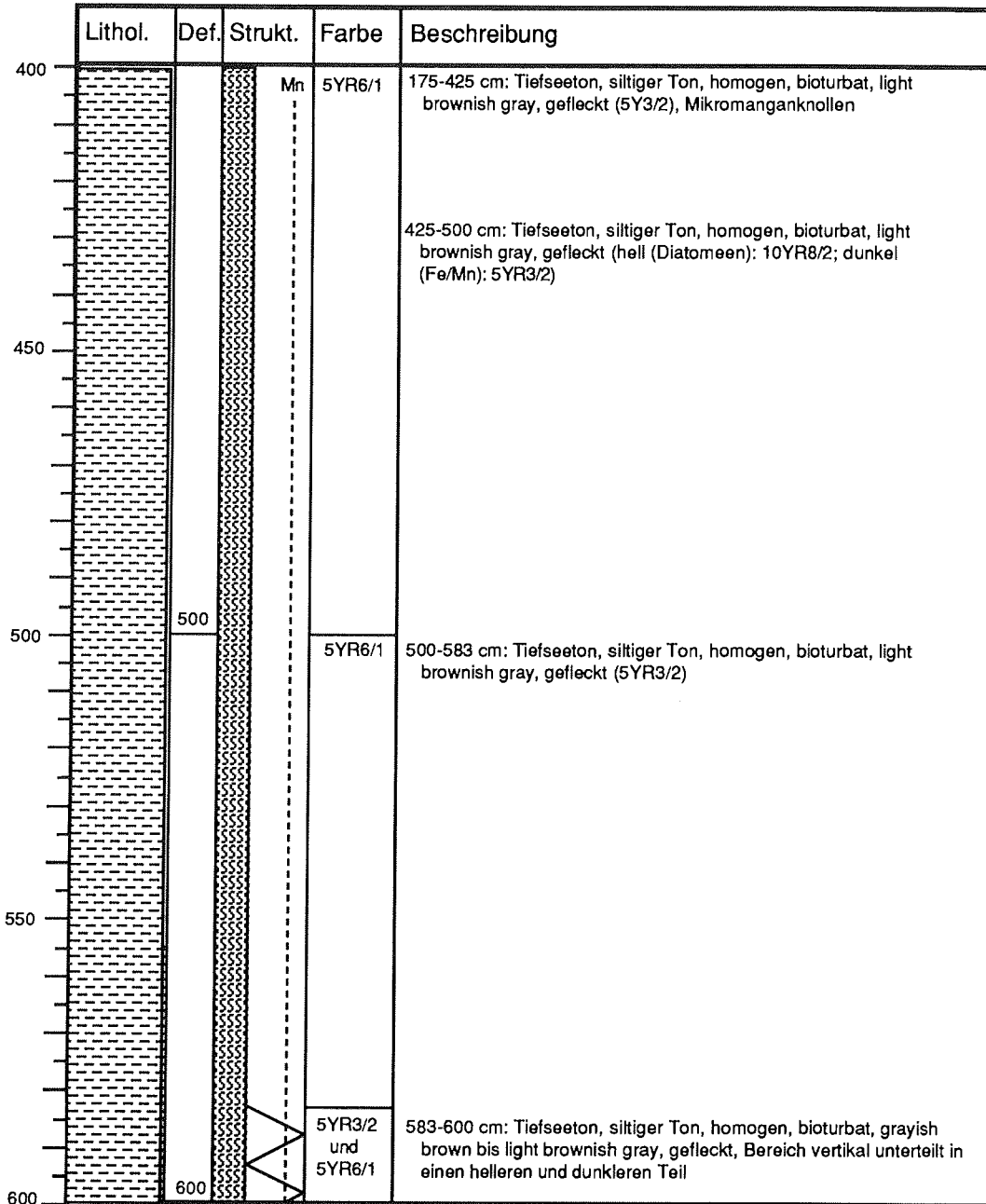
Wassertiefe: 4460 m



**PS1466-1 400-600 cm**

Maudkuppe: 64°25.55'S 0°14.77'E

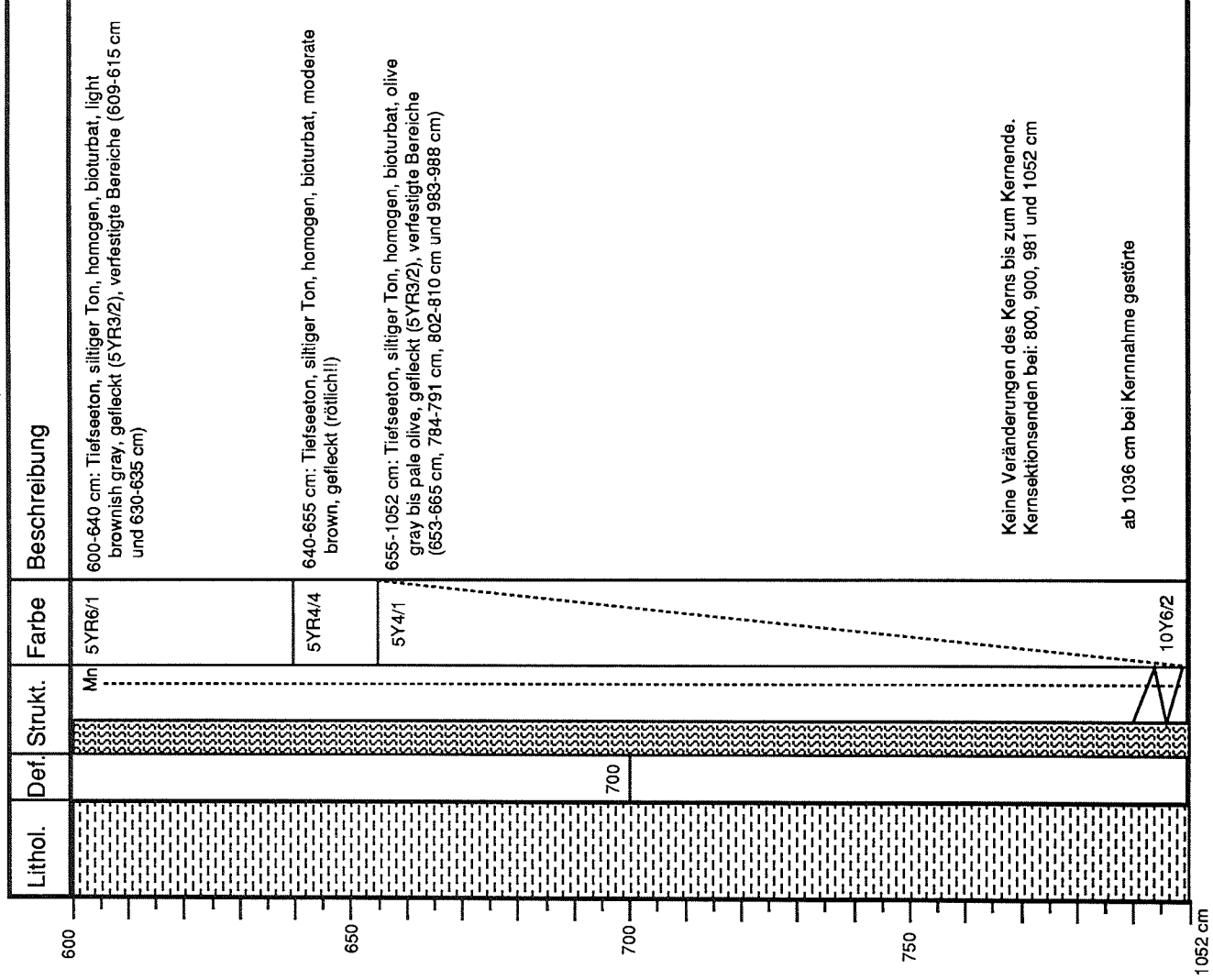
Wassertiefe: 4460 m



**PS1466-1 600-1052 cm**

Maudkuppe: 64°25.55'S 0°14.77'E

Wassertiefe: 4460 m



**PS1467-1 0-200 cm**

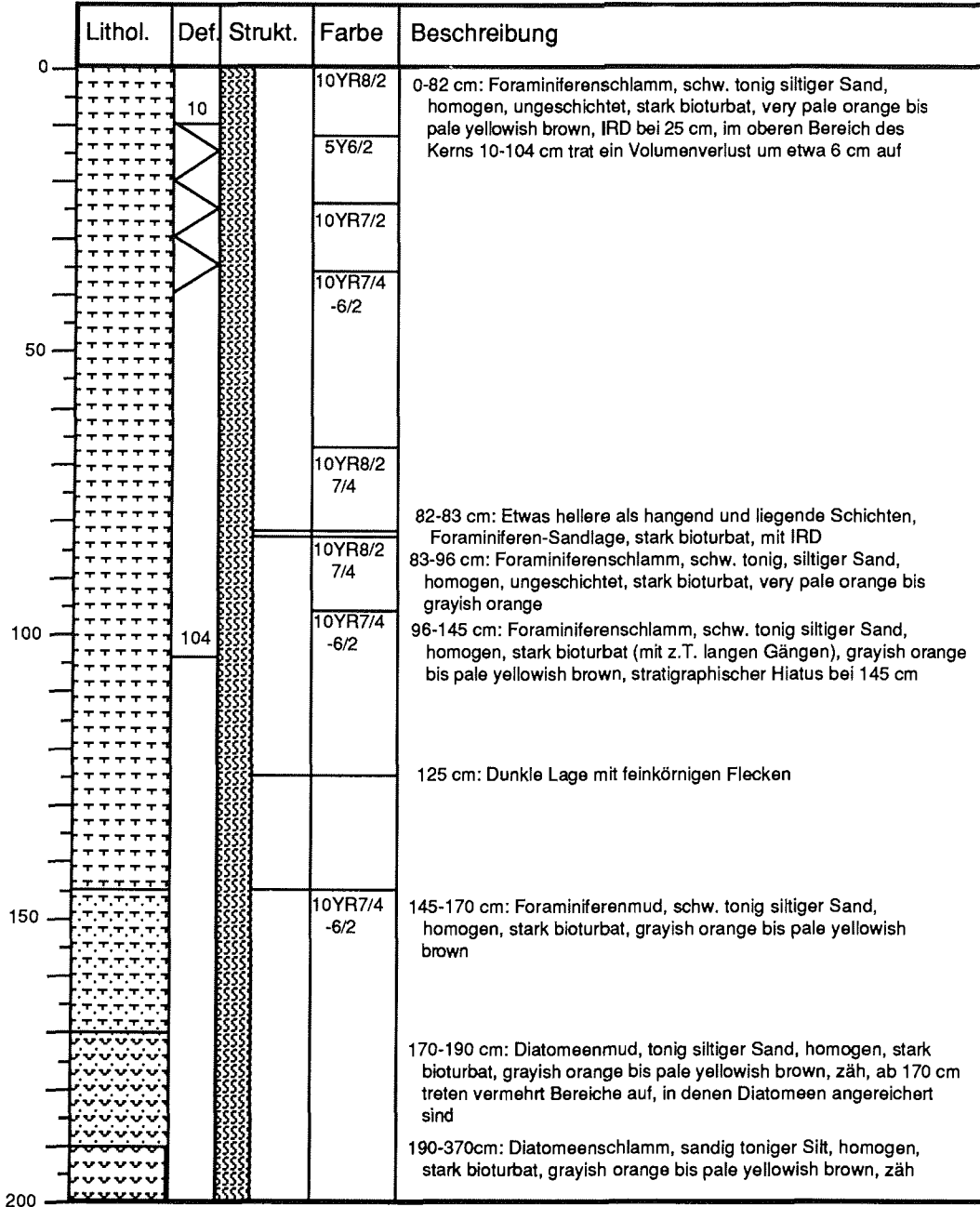
Maudkuppe: 64°06.51'S 1°18.36'E

Wassertiefe: 3550m

Gerät: Kolbenlot (15m)

Eindringtiefe: ?

Kerngewinn: 10,95m





**PS1467-1 200-400 cm**

Maudkuppe: 64°06.51'S 1°18.36'E

Wassertiefe: 3550m

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung
200		204		10YR7/4 -6/2	190-370 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, stark bioturbat (mit z.T. langen Gängen), grayish orange bis pale yellowish brown
250		304			370-453 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, grayish bis very pale orange, zäh, Diatomeen in Gängen angereichert (D.-Nester), IRD bei 395 cm
300				10YR7/4 -8/2	
350					
400					

**PS1467-1 400-600 cm**

Maudkuppe: 64°06.51'S 1°18.36'E

Wassertiefe: 3550m

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung
400		403		10YR7/4 -8/2	370-453 cm: s. vorherige Seite
450				10YR5/4 -7/4	453-517 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, moderate yellowish brown bis grayish orange, zäh
500		503		10YR8/2	517-551 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, schwach geschichtet, stark bioturbat, very pale orange, zäh, helle Lage bei 537cm
550				10YR5/4 10YR8/2	551-554 cm: Diatomeenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, homogen, ungeschichtet, stark bioturbat, moderate yellowish brown, zäh 554-570 cm: Diatomeenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, schwach geschichtet (hell-dunkel), stark bioturbat, very pale orange, zäh, Fleck bei 562 cm
				5Y6/2	570-576 cm: Diatomeenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, schwach geschichtet, bioturbat, yellowish bis light olive gray, zäh, mit hellgrauer Lage bei 573-574cm
				N5-N6 10YR7/4	576-578 cm: Diatomeenschlamm, schwach geschichtet, gray
				10YR8/2	578-593 cm: Diatomeenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, schwach geschichtet, very pale orange, zäh, bioturbat (?)
600				10YR6/2 5Y7/2	593-638 cm: Diatomeenschlamm, schw. tonig siltiger Sand, schwach geschichtet, yellowish gray, zäh, Hell-Dunkel-Bänderung

**PS1467-1 600-800 cm**

Maudkuppe: 64°06.51'S 1°18.36'E

Wassertiefe: 3550m

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung
600					593-638 cm: s. vorherige Seite
				10YR8/2	638-642 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, bioturbat, very pale orange, zäh
				10YR6/2 -7/4	642-652 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, bioturbat, pale yellowish brown bis grayish orange, zäh
650				10YR6/2 -7/4	652-676 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, bioturbat, pale yellowish brown bis grayish orange, zäh, hellbraune Lagen bei 654 und 672 cm
				10YR4/2 -5/4	676-711 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, bioturbat (Bioturbation in helleren Flecken als vertikale Gänge sichtbar), dark bis moderate yellowish brown, zäh
700				10YR7/4	711-755 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, bioturbat, grayish orange, zäh
				10YR8/2 -7/4	755-763 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, bioturbat, very pale bis grayish orange, zäh
				10YR7/4 -5/4	763-783 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, bioturbat, grayish orange bis moderate yellowish brown, zäh, gefleckt
750				10YR5/4 -4/2	783-818 cm: Diatomeenschlamm, sandig toniger Silt, homogen, ungeschichtet, bioturbat, moderate bis dark yellowish brown, zäh, IRD-Horizont bei 806 cm (bis 4 cm groß)
800					

**PS 1467-1 800-1000 cm**

Maudkuppe: 64°06.51'S 1°18.36'E

Wassertiefe: 3550 m

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung		
800					s.o.		
				10YR5/4	818-849cm: Diatomeenschlamm, (sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, bioturbat, zäh, gefleckt		
850				10YR7/4 -5/4	849-863cm: Diatomeenschlamm, (sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, bioturbat, zäh, dropstone bei 850cm		
				10YR5/4	863-873cm: Diatomeenschlamm, (sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, bioturbat, zäh		
				10YR5/4 -4/2	873-887cm: Diatomeenschlamm, (sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, bioturbat, zäh, hellere Flecken bei 886cm		
				10YR7/4 -8/2	887-905cm: Diatomeenschlamm, (schw. sandiger Ton) homogen, ungeschichtet, bioturbat, zäh, dunkle Flecken		
900				10YR5/4 -4/2	905-914cm: Diatomeenschlamm, (schw. sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, bioturbat, dunkle Flecken		
				10YR7/4 -6/2	914-924cm: Diatomeenschlamm, (schw. sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, bioturbat, fleckig		
				10YR4/2 -5/4	924-931cm: Diatomeenschlamm, (schw. sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, bioturbat, fleckig		
				5Y5/2	931-940cm: Diatomeenschlamm, (schw. sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, bioturbat, Nester, 2cm dicke Lage bei 937cm		
				10YR4/2	940-1003cm: Diatomeenmud, (schw. sandiger Ton), homogen, ungeschichtet, wenige helle Flecken		
950							
1000							

**PS1467-1 1000-1095 cm**

Maudkuppe: 64°06.51'S 1°18.36'E

Wassertiefe: 3550m

	Lithol.	Def.	Strukt.	Farbe	Beschreibung
1000		1003		10YR6/2 -5/4	1003-1018 cm: Diatomeenmud, sandig siltiger Ton, homogen, ungeschichtet, bioturbat, pale bis moderate yellowish brown, wenige dunkle Flecken
1050				10YR4/2	1018-1095 cm: Diatomeenmud, sandig siltiger Ton, sehr homogen, bioturbat, dark yellowish brown
1095					

## A 2.2 Sedimentologische Parameter

### PS1451-1: Sedimentologische Daten

Tiefe [m]	Wasser [%]	Kies [Gew.%]	Sand [Gew.%]	Silt [Gew.%]	Ton [Gew.%]	Org.Kohl. [Gew.%]	CaCO <sub>3</sub> [Gew.%]	Biogenopal [Gew.%]	Ab.Anteil [Gew.%]	IRD-Param. [>2mm/100cm <sup>3</sup> ]
0,05	62,4	0,0	24,7	35,9	39,4	0,3	29,0	35,0	36,0	-
0,10	59,1	0,0	37,6	27,9	34,5	0,3	36,6	20,0	43,4	-
0,20	51,0	0,0	66,9	13,8	19,4	0,1	59,2	8,2	32,6	-
0,30	54,7	0,0	-	-	-	0,1	57,5	7,4	35,2	1
0,34	52,2	0,0	70,2	11,6	18,1	0,1	64,1	7,4	28,5	-
0,38	43,0	0,0	97,5	2,4	0,1	0,1	90,4	0,1	9,5	-
0,42	51,9	0,0	49,5	25,3	25,3	0,1	50,3	3,7	46,1	-
0,50	50,0	0,0	56,1	21,5	22,4	0,1	56,7	3,2	40,1	1
0,60	48,1	0,0	61,2	18,5	20,3	0,1	64,7	2,6	32,7	2
0,70	50,3	0,0	60,7	18,0	21,3	0,1	64,6	2,7	32,7	-
0,80	50,7	0,0	59,1	18,1	22,9	0,1	61,7	3,2	35,1	1
0,90	48,4	0,0	67,1	13,5	19,5	0,1	69,6	3,0	27,4	1
1,00	48,0	0,0	70,0	10,9	19,1	0,1	65,5	2,8	31,7	-
1,10	48,3	0,0	64,1	14,7	21,2	0,1	69,4	2,3	28,3	-
1,20	46,5	0,0	69,1	10,6	20,3	0,1	71,0	2,7	26,3	1
1,30	47,2	0,0	74,3	7,6	18,1	0,1	72,7	2,7	24,7	-
1,40	45,5	0,0	69,7	9,9	20,4	0,1	69,2	3,3	27,5	-
1,50	46,3	0,0	68,9	10,7	20,5	0,1	68,3	3,4	28,4	-
1,60	46,2	0,0	62,9	15,2	21,9	0,1	63,9	4,3	31,8	-
1,70	50,5	0,0	62,5	16,5	20,9	0,1	62,3	7,3	30,4	1
1,80	50,0	0,0	58,4	21,1	20,5	0,1	54,4	6,6	39,1	-
1,90	48,8	0,0	50,1	28,9	21,0	0,1	52,3	10,0	37,7	-
1,95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,00	47,2	0,0	57,2	21,9	20,9	0,1	56,2	5,5	38,3	-
2,03	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,10	42,7	0,0	88,6	5,3	6,0	0,1	82,9	2,0	15,1	1
2,13	46,9	0,0	98,3	1,5	0,2	0,0	89,1	0,1	10,8	-
2,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,17	57,6	0,0	32,6	32,8	34,7	0,1	41,1	5,7	53,2	-
2,20	59,5	0,0	41,7	23,4	34,9	0,1	41,2	7,0	51,8	1
2,30	53,8	0,0	48,8	21,5	29,7	0,1	53,9	4,7	41,4	1
2,40	54,9	0,0	51,9	22,3	25,9	0,1	51,9	3,7	44,4	-
2,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,50	56,8	0,0	48,8	23,4	27,8	0,1	49,0	3,3	47,7	2
2,60	58,7	0,0	37,9	30,6	31,5	0,1	35,6	5,7	58,7	1
2,65	61,0	0,0	27,5	40,2	32,3	0,1	18,3	7,1	74,6	-
2,68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,70	63,1	0,0	7,5	55,7	36,9	0,1	0,5	8,1	91,4	-
2,73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,80	64,8	0,0	11,1	55,7	33,2	0,1	0,1	10,7	89,2	1
2,90	65,9	0,0	10,5	57,5	32,0	0,1	0,0	19,0	81,0	2
2,95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,00	67,5	0,0	11,0	59,6	29,4	0,1	0,0	33,0	67,0	4
3,10	64,1	0,0	12,1	54,6	33,4	0,1	0,1	22,0	77,9	-
3,20	63,0	0,0	15,5	54,3	30,3	0,1	0,1	16,0	83,9	4
3,30	62,0	0,0	12,9	51,2	36,0	0,1	0,1	21,0	78,9	6
3,40	61,2	0,0	12,2	51,5	36,3	0,1	0,1	17,5	82,4	5
3,50	60,4	0,0	16,8	48,4	34,8	0,1	0,1	25,0	74,9	1
3,60	60,7	0,0	16,1	47,4	36,5	0,1	0,1	35,0	64,9	2
3,70	59,5	0,0	16,4	47,9	35,6	0,1	0,1	26,3	73,6	-
3,80	61,4	0,0	14,9	48,6	36,5	0,1	0,1	50,0	49,9	-
3,90	61,7	0,0	13,4	50,4	36,2	0,1	0,1	49,0	50,9	2
4,00	64,3	0,0	12,7	52,5	34,9	0,1	0,1	65,0	34,9	1
4,10	63,3	0,0	12,5	49,5	38,1	0,1	0,1	54,0	45,9	1
4,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
4,20	64,8	0,0	12,2	50,9	37,0	0,0	0,2	51,0	48,8	-



Tiefe	Wasser	Kies	Sand	Silt	Ton	Org.Kohl.	CaCO <sub>3</sub>	Biogenopal	Ab.Anteil	IRD-Param.
[m]	[%]	[Gew.-%]	[Gew.-%]	[Gew.-%]	[Gew.-%]	[Gew.-%]	[Gew.-%]	[Gew.-%]	[Gew.-%]	[>2mm/100cm <sup>3</sup> ]
0,90	38,0	0,0	46,3	42,5	11,2	0,1	79,6	-	-	1
1,00	35,3	0,3	45,9	28,2	25,6	0,1	79,2	5,3	15,5	-
1,10	34,8	0,0	47,1	48,2	4,7	0,1	79,3	-	-	1
1,20	37,7	0,0	50,5	36,8	12,7	0,1	78,6	-	-	2
1,30	39,8	0,0	60,5	28,4	11,1	0,1	81,1	4,0	14,9	1
1,40	39,5	0,0	54,3	33,4	12,3	0,1	75,4	-	-	1
1,50	41,6	0,0	63,4	25,7	10,8	0,1	77,9	5,2	16,9	1
1,60	41,7	0,0	68,2	23,0	8,8	0,1	81,7	-	-	-
1,70	42,4	0,0	71,8	19,3	8,9	0,1	82,3	3,6	14,1	-
1,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,80	41,7	0,0	71,1	19,0	9,9	0,1	80,8	-	-	1
1,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,87	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,90	43,2	0,0	81,8	12,6	5,5	0,1	86,7	-	-	-
1,93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,97	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,00	43,7	0,0	80,2	14,0	5,9	0,1	85,6	2,6	11,8	-
2,10	49,0	0,0	71,9	20,6	7,5	0,1	78,6	-	-	-
2,20	46,9	0,2	76,1	16,9	6,8	0,1	75,9	-	-	-
2,30	44,9	0,4	83,4	12,0	4,2	0,1	82,8	-	-	-
2,40	47,5	0,1	73,5	19,5	6,9	0,1	79,5	-	-	1
2,50	49,2	0,0	66,9	22,5	10,6	0,1	78,4	6,9	14,7	3
2,55	49,1	0,0	69,1	21,4	9,5	0,1	77,4	-	-	-
2,60	47,7	0,0	65,7	24,0	10,3	0,1	74,2	-	-	2
2,70	49,9	0,0	70,4	20,6	9,1	0,1	76,8	7,8	15,4	1
2,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,80	45,4	0,2	67,2	23,2	9,4	0,1	80,3	-	-	-
2,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,87	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,90	48,1	0,0	59,1	27,4	13,5	0,1	74,6	-	-	2
2,93	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,97	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,00	46,7	0,0	56,0	30,6	13,4	0,1	76,3	4,7	19,0	1
3,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,10	44,7	0,2	49,6	37,3	13,0	0,1	76,6	-	-	3
3,20	44,5	0,9	44,1	41,4	13,6	0,1	73,5	-	-	2
3,30	48,4	0,0	33,6	50,1	16,3	0,1	61,1	10,3	28,6	4
3,40	54,8	0,1	27,9	55,0	17,0	0,1	44,5	-	-	1
3,50	57,1	0,3	23,5	54,3	21,9	0,1	26,1	23,5	50,4	3
3,60	64,3	0,0	21,0	52,5	26,5	0,1	17,8	-	-	2
3,70	67,9	0,0	17,7	54,5	27,8	0,1	10,6	48,0	41,5	-
3,73	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,77	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,80	74,8	0,0	15,2	56,4	28,4	0,1	4,8	-	-	-
3,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,87	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,90	73,5	0,0	17,6	59,6	22,8	0,1	3,3	-	-	-
4,00	75,3	0,0	20,5	50,6	28,9	0,1	3,9	68,0	28,1	-
4,10	72,4	0,0	18,5	52,0	29,5	0,1	0,9	-	-	-
4,20	75,5	0,0	19,1	50,3	30,6	0,1	4,0	-	-	-
4,30	70,3	0,0	14,1	50,2	35,7	0,1	2,7	68,0	29,3	-
4,40	67,2	0,0	12,6	46,7	40,8	0,1	3,8	-	-	1
4,50	71,2	0,0	10,5	46,8	42,6	0,1	6,8	46,0	47,2	-
4,60	75,1	0,0	9,2	48,4	42,4	0,1	3,8	-	-	-
4,70	71,0	0,0	12,6	45,4	42,0	0,1	1,4	73,0	25,6	-
4,80	70,9	0,0	6,2	54,6	39,1	0,1	0,2	-	-	-
4,90	69,5	0,0	7,8	57,3	34,9	0,1	2,7	-	-	1
5,00	74,9	0,0	10,5	56,0	33,5	0,1	2,8	69,0	28,3	-
5,10	68,0	0,0	8,7	54,7	36,5	0,1	1,5	-	-	1
5,20	67,4	14,0	7,7	50,8	27,4	0,1	3,2	-	-	-



PS1466-1: Sedimentologische Daten

Tiefe	Wasser	Kies	Sand	Silt	Ton	Org.Kohl.	CaCO <sub>3</sub>	Biogenopal.	Ab.Anteil	IRD-Param.
[m]	[%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[>2mm/100cm <sup>3</sup> ]
0,05	57,9	2,0	2,3	18,4	77,4	0,3	0,6	-	-	12
0,10	55,8	1,3	10,2	29,5	59,1	0,1	9,6	2,5	87,9	37
0,20	53,7	0,4	5,6	27,6	66,5	0,1	0,2	-	-	18
0,30	55,7	0,4	3,4	20,8	75,5	0,1	0,1	-	-	8
0,40	59,6	0,1	2,9	22,4	74,6	0,1	0,1	-	-	2
0,50	59,3	0,0	2,1	21,2	76,7	0,1	0,0	2,0	98,0	2
0,60	59,9	0,0	1,7	22,5	75,8	0,1	0,1	-	-	4
0,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,70	59,4	0,0	3,0	20,2	76,8	0,1	0,1	-	-	2
0,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,80	58,1	1,6	0,1	21,6	76,7	0,1	0,1	-	-	6
0,90	59,4	0,0	1,3	22,7	76,0	0,1	0,1	-	-	1
0,95	58,7	0,0	1,2	23,4	75,4	-	-	-	-	1
1,05	60,1	0,0	1,1	23,8	75,1	0,0	0,1	-	-	-
1,07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,10	60,3	0,0	1,0	22,3	76,6	0,1	0,1	-	-	1
1,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1,20	59,2	0,0	0,9	17,6	81,5	0,1	0,0	-	-	-
1,30	59,4	0,0	0,9	21,5	77,6	0,1	0,1	-	-	-
1,40	60,1	0,0	0,8	20,7	78,5	0,1	0,1	-	-	-
1,50	61,3	0,0	0,9	21,1	78,0	0,1	0,1	2,5	97,4	-
1,60	62,3	0,0	0,9	22,0	77,1	0,1	0,1	-	-	-
1,70	58,6	0,0	1,0	19,0	80,0	0,1	0,1	-	-	-
1,80	60,7	0,0	1,2	19,2	79,6	0,1	0,1	-	-	-
1,90	59,6	0,0	1,5	18,9	79,6	0,1	0,1	-	-	-
1,95	61,3	0,0	1,9	19,8	78,3	-	-	-	-	-
2,05	59,3	0,0	1,9	19,5	78,6	0,1	0,1	-	-	-
2,10	60,8	0,0	2,0	19,6	78,4	0,1	0,1	-	-	1
2,20	58,1	0,0	1,9	17,1	81,0	0,1	0,1	-	-	-
2,30	57,7	0,0	1,3	16,8	81,9	0,0	0,1	-	-	-
2,40	58,6	0,0	1,1	18,6	80,4	0,1	0,1	-	-	-
2,50	56,5	0,0	1,1	17,7	81,2	0,0	0,1	16,0	83,9	-
2,60	57,9	0,0	1,3	18,4	80,3	0,1	0,1	-	-	-
2,70	57,8	0,0	1,4	20,0	78,6	0,0	0,1	-	-	-
2,80	55,1	0,0	1,5	21,7	76,8	0,1	0,1	-	-	-
2,90	56,3	0,0	1,5	21,6	76,9	0,1	0,1	-	-	-
3,05	56,6	0,0	1,5	24,5	74,1	0,1	0,1	-	-	-
3,10	56,1	0,0	1,5	24,2	74,4	0,1	0,1	-	-	-
3,20	56,0	0,0	1,7	23,5	74,8	0,1	0,1	-	-	-
3,30	55,8	0,0	1,8	23,5	74,7	0,1	0,0	-	-	-
3,40	58,6	0,0	1,8	22,5	75,7	0,1	0,1	-	-	-
3,50	56,3	0,0	2,0	22,1	75,9	0,1	0,1	16,2	83,7	-
3,60	55,6	0,0	1,8	21,5	76,7	0,1	0,1	-	-	-
3,70	57,3	0,2	2,3	23,9	73,6	0,1	0,0	-	-	-
3,80	56,3	0,0	2,2	21,3	76,6	0,1	0,1	-	-	-
3,90	56,1	0,0	2,4	22,8	74,8	0,1	0,1	-	-	-
4,05	56,7	-	-	-	-	0,1	0,1	-	-	-
4,10	56,4	0,0	2,1	21,9	76,0	0,1	0,0	-	-	-
4,20	60,0	0,0	2,8	22,6	74,6	0,1	0,1	-	-	-
4,30	55,8	0,0	3,3	29,8	66,9	0,1	0,0	-	-	-
4,40	55,8	0,0	3,5	30,8	65,8	0,1	0,1	-	-	-
4,50	54,6	0,0	2,8	29,5	67,7	0,1	0,1	19,0	80,9	-
4,60	55,7	0,1	3,8	38,4	57,7	0,1	0,1	-	-	-
4,70	54,7	0,0	2,9	30,9	66,3	0,1	0,1	-	-	-
4,80	52,6	0,0	2,4	29,0	68,6	0,1	0,1	-	-	-
4,90	57,1	0,0	4,1	29,1	66,8	0,1	0,1	-	-	-
5,05	56,5	0,0	2,0	28,6	69,4	0,1	0,0	-	-	-
5,10	56,3	0,0	2,2	30,1	67,7	0,1	0,1	-	-	-
5,20	55,1	0,0	2,4	29,8	67,8	0,1	0,1	-	-	-
5,30	55,7	0,0	2,1	29,0	69,0	0,0	0,1	-	-	-

Tiefe	Wasser	Kies	Sand	Silt	Ton	Org.Kohl.	CaCO <sub>3</sub>	Biogenopal	Ab.Anteil	IRD-Param.
[m]	[%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[Gew.%]	[>2mm/100cm <sup>3</sup> ]
5,35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5,40	57,0	0,0	7,8	26,3	65,9	0,1	0,1	-	-	-
5,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5,50	55,5	0,0	3,9	27,3	68,8	0,1	0,1	19,0	80,9	-
5,55	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5,60	56,4	0,0	1,3	25,0	73,7	0,1	0,0	-	-	-
5,70	56,0	0,0	1,4	19,4	79,2	0,0	0,1	-	-	-
5,80	57,0	0,0	1,9	23,2	75,0	0,1	0,1	-	-	-
5,90	58,5	0,0	1,8	22,9	75,3	0,1	0,1	-	-	-
6,05	57,6	0,0	1,9	20,9	77,2	0,1	0,1	-	-	-
6,10	56,6	0,0	2,0	19,5	78,5	0,1	0,1	-	-	-
6,20	58,2	0,0	3,7	19,3	77,1	0,1	0,1	-	-	-
6,30	55,9	0,0	1,7	22,5	75,8	0,1	0,1	-	-	-
6,35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,40	57,1	0,0	2,9	19,8	77,3	0,1	0,1	-	-	-
6,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,50	55,8	0,0	4,1	20,7	75,2	0,1	0,1	10,2	89,7	-
6,60	56,3	0,0	2,2	19,9	77,9	0,1	0,1	-	-	-
6,70	56,8	0,0	2,5	21,5	76,0	0,1	0,1	-	-	-
6,80	56,1	0,0	2,6	21,0	76,4	0,0	0,1	-	-	-
6,90	57,4	0,0	2,5	21,2	76,3	0,1	0,1	-	-	-
7,05	56,5	0,0	1,8	22,5	75,7	0,1	0,1	-	-	-
7,10	57,6	0,0	2,0	23,4	74,6	0,1	0,1	-	-	-
7,20	58,3	0,0	1,5	23,6	74,9	0,1	0,1	-	-	-
7,30	58,1	0,0	1,5	24,2	74,3	0,2	0,1	-	-	-
7,40	57,6	0,0	1,4	24,0	74,6	0,1	0,1	-	-	-
7,50	58,9	0,0	1,8	26,4	71,9	0,0	0,1	11,3	88,6	-
7,60	58,3	0,0	2,1	27,6	70,3	0,0	0,1	-	-	-
7,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,70	55,6	0,0	1,4	27,0	71,6	0,1	0,1	-	-	-
7,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,80	56,8	0,0	0,6	17,7	81,8	0,1	0,1	-	-	-
7,90	57,1	0,0	0,8	19,6	79,6	0,1	0,1	-	-	-
8,05	53,5	0,0	0,9	18,6	80,6	0,0	0,1	-	-	-
8,10	55,4	0,0	0,9	19,9	79,1	0,1	0,1	-	-	-
8,15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,20	56,0	0,0	0,7	17,6	81,7	0,2	0,1	-	-	-
8,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,30	55,1	0,0	0,9	17,8	81,3	0,1	0,1	-	-	-
8,40	54,4	0,0	0,7	16,7	82,6	0,1	0,1	-	-	-
8,50	54,7	0,0	0,9	18,0	81,1	0,0	0,1	9,2	90,7	-
8,60	56,0	0,0	0,6	18,7	80,7	0,1	0,1	-	-	-
8,70	56,6	0,0	0,7	16,4	82,8	0,1	0,1	-	-	-
8,80	57,0	0,0	0,8	17,1	82,1	0,1	0,1	-	-	-
8,90	56,8	0,0	0,9	19,3	79,8	0,1	0,1	-	-	-
9,05	55,7	0,0	0,7	17,5	81,9	0,0	0,1	-	-	-
9,10	55,9	0,0	0,7	17,0	82,3	0,1	0,1	-	-	-
9,20	55,3	0,0	0,6	16,2	83,2	0,1	0,1	-	-	-
9,30	52,8	0,0	0,7	15,9	83,4	0,0	0,1	-	-	-
9,40	54,2	0,0	0,6	16,5	82,9	0,1	0,1	-	-	-
9,50	54,9	0,0	0,7	16,2	83,2	0,1	0,1	8,2	91,7	-
9,60	54,5	0,0	0,7	17,8	81,5	0,1	0,1	-	-	-
9,70	56,1	0,0	0,7	19,8	79,5	0,1	0,1	-	-	-
9,78	53,8	0,0	0,8	20,0	79,2	0,1	0,1	-	-	-
9,85	54,4	0,0	0,7	14,4	84,9	0,1	0,1	-	-	-
9,90	56,9	0,0	0,8	20,0	79,2	0,1	0,1	-	-	-
10,00	55,1	0,0	0,9	19,3	79,9	0,1	0,1	-	-	-
10,10	58,0	0,0	1,5	20,6	78,0	0,2	0,1	-	-	-
10,20	56,3	0,0	0,8	20,5	78,7	0,1	0,1	-	-	-
10,30	57,1	0,0	1,3	19,2	79,6	0,1	0,1	-	-	-
10,40	55,5	0,0	1,0	18,1	80,9	0,1	0,1	-	-	-
10,50	54,2	0,0	0,8	16,5	82,8	0,0	0,1	9,5	90,4	-

PS1467-1: Sedimentologische Daten

Tiefe [m]	Wasser [%]	Kies [Gew.%]	Sand [Gew.%]	Silt [Gew.%]	Ton [Gew.%]	Org.Kohl. [Gew.%]	CaCO <sub>3</sub> [Gew.%]	Biogenopal [Gew.%]	Ab.Anteil [Gew.%]	IRD-Param. [>2mm/100cm <sup>3</sup> ]
0,02	49,2	0,0	83,7	14,5	1,8	0,1	90,8	-	-	-
0,08	47,3	0,0	89,2	9,5	1,4	0,0	92,9	-	-	-
0,15	58,7	0,0	64,0	24,7	11,3	0,2	64,5	-	-	-
0,20	60,9	0,0	56,4	30,1	13,4	0,2	57,4	-	-	2
0,26	51,6	0,0	80,7	15,2	4,2	0,1	78,3	-	-	1
0,35	50,0	0,0	88,4	8,9	2,7	0,1	85,5	1,6	12,9	-
0,40	50,8	0,0	67,0	26,5	6,6	0,1	72,7	-	-	-
0,50	48,8	0,0	69,6	23,8	6,6	0,1	75,0	-	-	5
0,60	46,7	0,0	71,4	21,9	6,7	0,1	81,2	-	-	1
0,70	48,5	0,0	83,1	14,5	2,4	0,0	89,4	0,2	10,5	-
0,80	47,8	0,0	79,8	16,6	3,7	0,4	82,5	-	-	2
0,83	49,6	0,0	81,2	16,1	2,7	0,1	87,5	-	-	-
0,90	48,6	0,0	78,9	16,0	5,1	0,1	82,7	-	-	-
1,00	54,2	0,8	62,5	27,8	9,0	0,1	77,1	2,1	20,8	-
1,10	54,0	0,0	68,0	21,3	10,7	0,1	72,9	-	-	-
1,20	58,9	3,8	57,6	28,8	9,8	0,1	64,0	-	-	3
1,30	52,2	0,0	56,4	26,0	17,6	0,0	63,7	3,0	33,3	1
1,40	55,6	0,0	51,3	28,9	19,8	0,1	56,2	-	-	4
1,50	59,4	0,0	44,5	32,9	22,6	0,1	43,7	-	-	2
1,60	65,2	0,0	38,7	35,7	25,6	0,1	27,8	-	-	4
1,70	67,6	0,0	32,9	39,8	27,3	0,1	16,0	39,0	45,0	-
1,80	68,8	0,0	27,2	43,0	29,9	0,1	10,6	-	-	-
1,90	69,0	0,0	23,1	47,0	29,9	0,1	3,8	-	-	1
2,00	70,4	0,0	17,4	50,5	32,1	0,1	1,3	62,0	36,7	3
2,10	68,9	0,0	20,8	49,1	30,1	0,1	2,0	-	-	5
2,20	71,1	0,0	23,1	45,9	31,0	0,0	1,5	-	-	2
2,30	69,6	0,0	19,2	48,5	32,3	0,1	0,1	58,0	41,9	1
2,40	70,4	0,0	21,0	46,5	32,5	0,1	0,1	-	-	1
2,50	70,1	0,0	19,5	46,4	34,2	0,1	0,3	-	-	7
2,60	69,9	0,0	22,6	43,8	33,7	0,1	0,1	-	-	3
2,70	73,4	0,0	22,0	42,6	35,5	0,1	0,7	64,0	35,3	1
2,80	72,4	0,0	18,1	46,8	35,1	0,1	1,1	-	-	1
2,85	72,4	0,0	18,1	46,6	35,2	0,1	0,1	-	-	-
2,90	73,0	0,0	18,6	47,1	34,4	0,1	0,1	-	-	-
2,95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,00	77,1	0,0	20,0	44,4	35,6	0,1	0,2	68,0	31,9	-
3,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,10	73,6	0,0	29,0	57,1	13,9	0,0	0,1	-	-	-
3,20	71,1	0,0	20,1	46,0	34,0	0,0	0,1	-	-	-
3,30	70,0	0,0	17,7	47,9	34,3	0,0	0,1	73,0	26,9	-
3,40	71,0	0,0	15,4	50,3	34,3	0,0	0,1	-	-	-
3,50	67,7	0,0	15,5	51,4	33,0	0,0	0,1	-	-	-
3,60	67,8	0,0	15,1	52,9	32,0	0,0	0,1	-	-	-
3,70	68,6	0,0	20,0	47,7	32,3	0,0	0,1	70,0	30,0	-
3,80	74,8	0,0	15,3	49,8	35,0	0,1	0,0	-	-	-
3,90	68,0	0,0	15,5	55,5	29,0	0,0	0,1	-	-	-
4,00	72,6	0,0	14,8	53,0	32,2	0,0	0,1	78,0	21,9	-
4,10	69,1	1,0	20,5	49,5	29,1	0,0	0,1	-	-	-
4,20	71,1	0,0	23,2	48,1	28,7	0,0	0,1	-	-	1
4,30	70,3	0,0	19,1	49,8	31,1	0,0	0,0	57,0	43,0	-
4,40	70,8	0,0	16,8	53,2	30,0	0,1	0,1	-	-	-
4,50	73,4	0,0	18,7	51,9	29,4	0,0	0,1	-	-	-
4,60	79,2	0,0	19,0	51,4	29,6	0,0	0,1	-	-	-
4,70	71,0	0,0	21,1	48,0	30,9	0,0	0,1	68,0	32,0	-
4,80	68,0	0,0	24,1	51,9	24,1	0,0	0,1	-	-	1
4,90	68,6	0,0	22,8	50,3	26,9	0,0	0,1	-	-	-
5,00	72,6	0,0	23,5	51,8	24,6	0,0	0,1	60,0	40,0	1
5,10	65,7	0,0	34,0	47,7	18,3	0,0	0,0	-	-	-
5,20	70,4	0,0	34,9	50,0	15,2	0,0	0,1	-	-	-
5,30	72,6	0,0	34,9	52,1	13,0	0,0	0,1	84,0	16,0	-

Tiefe [m]	Wasser [%]	Kies [Gew. %]	Sand [Gew. %]	Silt [Gew. %]	Ton [Gew. %]	Org.Kohl. [Gew. %]	CaCO <sub>3</sub> [Gew. %]	Biogenopal [Gew. %]	Ab.Anteil [Gew. %]	IRD-Param. [>2mm/100cm <sup>3</sup> ]
5,37	68,6	0,0	36,4	51,1	12,5	0,0	0,1	-	-	-
5,40	70,2	0,0	34,5	51,0	14,5	0,0	0,2	-	-	-
5,50	68,5	0,0	46,8	43,2	10,0	0,0	0,1	-	-	-
5,52	73,8	0,0	46,6	44,6	8,8	0,1	0,1	-	-	-
5,60	69,7	0,0	48,0	41,8	10,2	0,0	0,1	-	-	-
5,70	79,3	0,0	60,0	32,6	7,4	0,0	0,4	84,0	15,6	-
5,76	73,9	0,0	68,6	25,7	5,7	0,0	0,3	-	-	-
5,80	75,1	0,0	57,4	34,8	7,8	0,0	0,1	-	-	-
5,90	70,8	0,0	64,7	29,8	5,5	0,0	0,1	-	-	-
6,00	71,4	0,0	17,9	36,4	45,7	0,2	0,1	78,0	21,9	-
6,10	80,4	0,0	55,9	35,7	8,4	0,1	0,1	-	-	-
6,13	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,20	77,5	0,0	61,3	31,2	7,4	0,0	0,2	-	-	-
6,25	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,30	82,0	0,0	57,0	34,6	8,4	0,0	0,2	83,0	16,8	-
6,40	78,0	0,0	48,4	41,0	10,6	0,0	0,1	-	-	2
6,50	68,1	0,0	42,1	33,4	24,6	0,0	0,1	-	-	2
6,60	67,8	0,0	43,7	38,3	18,0	0,0	0,1	-	-	6
6,70	65,4	0,0	28,3	39,8	31,9	0,0	0,1	63,0	37,0	-
6,80	65,2	0,0	23,5	43,6	32,9	0,0	0,1	-	-	-
6,90	65,0	0,0	28,0	39,9	32,1	0,0	0,1	-	-	-
7,00	68,2	0,0	23,8	44,3	31,9	0,0	0,1	78,0	21,9	-
7,10	75,6	0,0	20,4	49,5	30,2	0,0	0,1	-	-	-
7,20	70,1	0,0	18,6	46,4	35,1	0,0	0,1	-	-	-
7,30	68,6	0,0	17,6	41,8	40,6	0,1	0,0	80,0	20,0	-
7,40	70,8	0,0	18,1	45,0	36,9	0,0	0,1	-	-	-
7,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,50	71,8	0,0	19,0	45,7	35,2	0,0	0,1	-	-	-
7,55	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,60	71,2	0,0	17,9	43,3	38,9	0,0	0,1	-	-	2
7,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,70	68,6	0,0	30,0	42,5	27,4	0,0	0,1	69,0	30,9	1
7,80	73,8	0,0	31,4	40,3	28,3	0,0	0,1	-	-	1
7,90	70,5	0,0	20,9	40,0	39,1	0,0	0,1	-	-	1
7,92	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,00	74,4	0,0	20,8	40,0	39,2	0,1	0,1	69,0	30,9	4
8,08	68,0	47,0	11,5	21,8	19,7	0,0	0,1	-	-	1
8,16	68,0	0,0	27,1	38,7	34,2	0,0	0,1	-	-	2
8,26	71,4	0,3	18,9	41,8	39,0	0,0	0,3	-	-	2
8,36	76,3	0,0	24,7	42,9	32,4	0,0	0,0	69,0	31,0	1
8,40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,46	68,8	0,0	22,5	40,9	36,6	0,1	0,1	-	-	-
8,56	72,3	0,0	21,3	41,0	37,7	0,1	0,1	-	-	1
8,66	72,8	0,0	30,8	36,7	32,5	0,1	0,0	-	-	-
8,76	69,4	0,0	36,9	34,6	28,5	0,0	0,1	55,0	45,0	-
8,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1
8,86	68,7	0,0	36,7	34,6	28,7	0,0	0,1	-	-	-
8,96	72,1	0,0	19,9	40,1	39,9	0,0	0,1	-	-	-
9,06	72,8	0,0	22,7	38,5	38,8	0,1	0,0	54,0	46,0	-
9,10	67,1	0,0	22,5	37,8	39,7	0,0	0,1	-	-	3
9,20	72,4	0,0	19,1	37,2	43,7	0,0	0,1	-	-	4
9,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,27	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,30	68,4	0,0	21,4	36,3	42,3	0,1	0,1	53,0	46,9	1
9,33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,37	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,40	63,9	0,0	19,5	36,0	44,5	0,0	0,0	-	-	-
9,43	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,47	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,50	62,7	0,3	20,0	38,7	40,9	0,0	0,0	-	-	1
9,60	62,6	0,0	17,6	38,5	44,0	0,0	0,0	-	-	1
9,70	62,5	0,0	16,0	40,6	43,4	0,0	0,0	41,0	59,0	2

Tiefe [m]	Wasser [%]	Kies [Gew.%]	Sand [Gew.%]	Silt [Gew.%]	Ton [Gew.%]	Org.Kohl. [Gew.%]	CaCO <sub>3</sub> [Gew.%]	Biogenopal [Gew.%]	Ab.Anteil [Gew.%]	IRD-Param. [>2mm/100cm <sup>3</sup> ]
9,80	60,4	0,0	16,0	41,4	42,6	0,0	0,1	-	-	2
9,90	59,9	0,0	15,8	40,9	43,2	0,0	0,1	-	-	3
10,00	62,0	0,0	13,9	42,5	43,7	0,0	0,1	51,0	49,0	-
10,10	61,0	4,5	12,1	40,0	43,4	0,0	0,1	-	-	-
10,20	59,8	0,0	11,5	42,7	45,8	0,0	0,1	-	-	1
10,30	59,3	0,2	11,3	38,2	50,3	0,0	0,1	-	-	1
10,40	60,0	0,0	10,8	41,8	47,4	0,0	0,1	-	-	2
10,50	60,9	0,0	10,4	44,5	45,2	0,0	0,1	49,0	50,9	1
10,60	59,9	0,0	10,3	45,0	44,7	0,0	0,1	-	-	1
10,70	57,6	0,0	11,3	42,2	46,5	0,0	0,1	-	-	1
10,80	56,9	0,0	11,5	39,3	49,2	0,0	0,1	-	-	1
10,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10,90	56,3	3,2	11,8	37,0	47,9	0,1	0,1	44,0	55,9	-

### A 2.3 Paläomagnetische Parameter

#### PS1451-1: Paläomagnetische Daten

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
0,05	8,45	-66,2	-72,2	36,8	30,1	N
0,10	22,66	-82,5	-79,2	13,6	3,7	N
0,20	13,77	-79,4	-80,3	17,1	31,6	N
0,30	12,07	-57,6	-59,8	87,7	29,7	N
0,34	12,12	-59,9	-63,7	86,0	25,6	N
0,38	1,08	-34,2	no	no	3,7	
0,42	11,68	-56,6	-60,0	65,5	27,5	N
0,50	8,47	-79,5	-81,8	354,2	20,3	N
0,60	7,98	-71,4	-78,9	50,1	18,3	N
0,70	8,03	-78,4	-79,5	353,6	22,3	N
0,80	10,30	-76,0	-79,8	18,3	24,1	N
0,90	8,41	-80,6	-81,6	17,3	24,1	N
1,00	6,90	-76,9	-81,8	3,6	19,8	N
1,10	5,26	-68,7	-73,0	1,1	8,3	N
1,20	4,78	-66,8	-68,1	45,7	9,4	N
1,30	6,90	-67,0	-73,8	61,0	19,8	N
1,40	6,93	-73,6	-83,5	53,1	27,4	N
1,50	7,89	-72,6	-78,7	43,7	23,3	N
1,60	6,37	-68,6	-81,0	67,6	17,7	N
1,70	4,76	-66,2	-67,5	53,7	24,1	N
1,80	6,46	-52,4	-76,7	25,4	13,0	N
1,90	5,04	-67,1	-70,5	53,4	11,4	N
1,95	4,08	-14,3	8,5	no	7,0	R
2,00	1,34	0,8	66,1	88,0	-	R
2,03	2,99	-31,2	-30,6	88,3	6,7	N
2,07	3,54	-59,6	-80,8	41,6	20,5	N
2,10	1,60	-73,5	-69,9	354,4	21,7	N
2,13	0,46	-7,5	52,5	79,8	4,3	R
2,15	1,14	44,6	73,4	163,1	34,0	R
2,17	11,41	60,1	79,3	121,9	42,2	R
2,20	7,03	70,8	80,3	115,4	39,4	R
2,30	7,90	40,5	67,3	116,9	45,7	R
2,40	1,31	6,9	83,0	114,9	-	R
2,50	1,80	58,4	87,2	163,1	58,5	R
2,60	6,71	74,6	85,1	196,7	-	R
2,65	3,51	45,3	78,9	151,1	-	R
2,68	4,92	42,3	78,0	120,7	40,8	R
2,70	6,18	-73,4	-67,8	348,4	7,6	N
2,73	3,52	-35,1	61,9	81,3	5,0	R
2,77	3,75	-38,9	73,3	79,8	4,8	R

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
2,80	3,46	-63,4	78,3	102,5	3,9	R
2,90	5,02	35,4	82,7	110,0	49,5	R
3,00	2,57	1,2	81,3	128,7	46,7	R
3,10	3,30	36,1	86,5	143,3	43,4	R
3,20	3,58	18,2	82,8	96,3	42,5	R
3,30	3,83	-57,2	66,6	62,1	4,5	R
3,40	2,43	-6,3	67,0	86,5	49,9	R
3,50	5,78	-3,3	78,6	93,4	26,6	R
3,60	8,58	-55,9	-57,9	64,4	8,0	N
3,70	3,57	-19,0	-77,6	42,8	-	N
3,80	7,22	-64,4	-71,5	42,5	19,7	N
3,90	9,91	-46,8	-60,5	67,0	18,8	N
4,00	11,08	-57,8	-65,8	62,6	18,8	N
4,10	5,06	-34,0	-23,8	70,2	11,6	N
4,15	2,25	-15,7	40,8	35,3	17,6	R
4,20	3,94	-4,8	38,2	95,1	18,9	R
4,25	4,73	32,0	68,0	39,2	28,5	R
4,30	10,64	-41,1	-53,3	93,1	15,3	N
4,40	5,23	-35,0	-38,3	70,2	13,1	N
4,50	9,41	-61,3	-69,8	56,7	18,4	N
4,60	5,54	-30,6	44,9	31,7	18,1	R
4,70	5,62	40,7	74,6	74,3	34,1	R
4,80	4,66	35,4	63,9	98,8	32,8	R
4,86	3,93	40,8	70,4	52,8	36,1	R
4,90	4,31	-15,6	66,6	44,9	12,6	R
5,00	5,51	35,5	74,0	97,3	36,7	R
5,10	5,86	28,9	67,7	46,3	29,7	R
5,20	5,99	42,4	70,6	90,2	42,1	R
5,30	6,89	13,1	44,0	84,3	23,9	R
5,40	5,52	21,5	69,0	96,7	32,6	R
5,50	4,23	47,4	73,0	97,6	40,2	R
5,53	3,68	22,0	46,0	92,8	19,5	R
5,57	4,80	6,3	43,2	61,7	21,1	R
5,60	8,19	-59,0	-76,6	67,4	8,7	N
5,63	5,90	-25,8	-37,2	73,0	17,9	N
5,67	7,09	40,3	60,2	89,0	29,2	R
5,70	7,01	54,4	86,6	64,1	-	R
5,80	3,66	-22,2	71,4	9,2	5,0	R
5,90	5,62	43,5	83,0	120,4	43,6	R
6,00	4,21	-26,9	51,6	14,4	8,0	R
6,10	5,72	-19,9	47,6	25,8	7,0	R
6,13	4,72	-14,0	14,2	79,3	17,5	R
6,17	4,92	-23,7	-57,6	86,1	14,5	N
6,20	8,43	-70,7	-71,1	21,9	13,5	N
6,23	5,56	-31,9	-70,5	68,7	21,7	N
6,27	4,19	-8,0	-68,3	99,8	21,5	N
6,30	9,65	-18,7	53,2	11,3	17,9	R
6,40	6,11	-66,5	42,5	28,2	12,6	R
6,50	6,23	-75,6	70,5	63,2	10,1	R
6,60	8,23	-65,5	66,7	332,1	16,9	R
6,70	5,05	-54,1	60,5	24,2	9,6	R
6,80	3,25	-46,9	54,5	18,6	6,4	R
6,90	2,72	-65,4	52,7	15,3	14,3	R
7,00	2,48	-61,7	41,1	15,6	9,7	R
7,10	3,05	-35,9	59,3	20,1	7,0	R
7,20	3,96	-62,3	61,6	30,3	13,3	R

PS1458-1: Paläomagnetische Daten

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
0,05	-	-	-66,7	68,9	-	N
0,10	11,99	-68,4	-68,8	40,4	17,3	N
0,20	4,80	-51,2	-69,6	37,4	14,9	N
0,30	-	-	-69,6	62,0	23,8	N
0,40	8,94	-66,2	-69,3	56,1	17,0	N
0,50	6,19	-60,0	-64,4	78,6	17,8	N
0,60	3,33	-67,5	-65,7	48,8	18,1	N
0,70	7,77	-71,9	-76,8	65,6	17,5	N
0,78	5,88	-60,3	-65,1	55,0	22,2	N
0,80	7,71	-29,8	-43,6	91,7	16,3	N
0,83	6,34	-63,7	-75,5	104,0	21,5	N
0,90	6,52	-65,1	-83,0	72,2	19,4	N
1,00	-	-	-81,1	92,3	25,2	N
1,10	7,83	-69,4	-80,7	82,8	25,7	N
1,20	9,01	-75,3	-88,9	88,8	31,0	N
1,30	7,39	-77,1	-86,3	142,5	23,1	N
1,40	7,60	-73,7	-80,9	116,1	27,1	N
1,50	6,34	-78,0	-81,9	81,4	23,3	N
1,60	3,43	-73,0	-77,6	69,4	17,0	N
1,70	4,12	-62,0	-71,0	45,1	12,0	N
1,76	4,18	-28,8	-44,1	79,2	15,3	N
1,80	9,66	-2,3	19,6	75,7	15,7	R
1,83	3,58	0,4	69,1	69,5	-	R
1,87	3,74	-38,3	-53,6	103,4	13,8	N
1,90	3,90	-56,1	-74,6	53,4	15,5	N
1,93	2,45	-41,0	-38,1	80,0	8,0	N
1,97	2,16	16,0	79,4	40,3	49,4	R
2,00	2,38	12,5	70,4	30,8	15,1	R
2,10	2,35	18,7	76,9	24,1	22,3	R
2,20	-	-	78,0	343,5	24,9	R
2,30	1,72	26,5	78,7	357,9	-	R
2,40	2,09	7,8	70,8	49,5	7,8	R
2,50	3,01	14,6	78,5	30,6	25,2	R
2,60	2,99	-23,3	58,1	23,9	5,9	R
2,70	2,51	-12,4	79,2	13,3	5,5	R
2,75	1,56	-2,4	78,5	97,1	31,4	R
2,80	2,87	-34,2	-50,7	83,0	6,8	N
2,83	1,73	-18,2	-45,4	102,7	17,2	N
2,87	1,77	-41,5	-49,7	94,6	6,0	N
2,90	2,80	-45,3	-65,4	71,9	6,4	N
2,90	2,86	-28,0	-52,9	91,1	4,9	N
2,90	3,73	-46,7	-50,0	91,5	7,1	N
2,93	1,91	-46,0	-56,3	109,7	6,3	N
2,97	2,05	-52,5	-61,8	89,1	6,9	N
3,00	3,75	-46,5	-58,2	69,4	5,8	N
3,02	2,92	-52,3	-49,5	111,0	11,4	N
3,10	1,81	5,1	76,5	351,3	36,4	R
3,20	2,91	-11,9	86,0	78,8	4,1	R
3,30	4,74	-38,9	82,7	76,0	4,3	R
3,40	3,86	22,8	87,0	19,5	42,4	R
3,50	3,92	5,2	84,1	65,3	32,4	R
3,50	4,31	-4,3	75,5	38,7	25,0	R
3,50	5,04	-21,4	78,7	63,7	4,3	R
3,60	3,77	5,1	78,4	53,5	26,1	R
3,70	3,01	17,7	53,3	25,2	24,1	R
3,73	1,11	33,7	74,2	328,4	-	R
3,77	1,46	10,0	79,2	344,6	-	R
3,80	3,84	-50,3	-48,2	61,1	11,0	N
3,83	2,02	-33,8	-37,2	158,4	6,4	N
3,87	2,19	-6,6	88,6	175,9	13,8	R

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
3,90	3,42	-16,3	61,7	354,8	8,4	R
3,90	3,85	-15,1	46,9	36,2	10,7	R
3,90	2,04	-37,7	60,7	306,6	6,2	R
4,00	0,95	45,7	63,1	358,9	39,6	R
4,10	1,71	-29,1	45,0	16,2	6,8	R
4,20	2,92	-12,1	60,3	41,4	10,4	R
4,30	2,17	22,9	69,0	22,4	29,6	R
4,40	2,18	-3,7	69,3	36,9	36,7	R
4,40	4,03	6,0	73,0	40,7	22,4	R
4,40	3,52	7,8	67,7	56,9	21,9	R
4,50	4,33	0,6	82,1	51,9	25,4	R
4,60	2,02	6,2	87,5	338,3	-	R
4,70	3,66	44,5	87,0	295,3	-	R
4,70	5,46	29,6	81,9	89,4	-	R
4,70	3,64	3,4	85,3	343,5	-	R
4,80	2,99	27,2	82,9	16,5	-	R
4,90	1,96	12,1	80,3	38,6	40,7	R
5,00	4,64	0,1	71,6	57,4	13,9	R
5,10	6,15	-8,9	55,2	34,6	14,7	R
5,10	7,69	-32,5	64,9	60,5	12,0	R
5,10	4,74	2,3	76,7	28,1	13,7	R
5,20	5,09	-14,6	75,6	28,6	8,7	R

PS1466-1: Paläomagnetische Daten

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
0,05	42,84	-70,1	-73,3	150,2	41,3	N
0,15	19,96	-69,5	-75,3	122,9	40,7	N
0,20	21,42	-76,0	-79,7	131,0	23,5	N
0,30	29,74	-47,6	-58,7	135,9	12,3	N
0,30	27,10	-41,9	-50,5	124,8	8,5	N
0,30	17,71	-60,2	-66,5	133,3	13,1	N
0,40	15,91	-66,5	-75,5	133,4	18,3	N
0,50	7,55	-61,6	-54,0	132,7	8,8	N
0,60	8,75	-76,8	-81,2	44,2	8,4	N
0,65	4,08	-57,4	-26,0	21,7	5,6	N
0,70	3,18	-54,1	53,1	38,6	4,0	R
0,75	4,67	-80,4	-65,0	203,1	8,9	N
0,80	6,26	-72,0	-79,7	162,6	5,5	N
0,90	5,43	-58,8	-72,3	91,1	9,0	N
0,95	6,63	-67,8	-75,0	114,5	9,7	N
1,05	4,60	-79,9	-75,8	86,8	4,7	N
1,07	4,05	-75,9	-56,7	128,0	7,3	N
1,10	2,39	-68,4	65,5	37,8	3,5	R
1,15	1,28	-42,3	78,5	127,1	4,3	R
1,20	4,89	-80,1	-79,4	127,3	4,9	N
1,30	4,24	-83,8	-80,2	190,0	6,3	N
1,40	4,46	-76,1	-74,3	158,4	6,0	N
1,50	7,16	-84,0	-79,1	184,0	11,7	N
1,50	5,67	-82,9	-88,0	141,6	7,5	N
1,50	5,66	-79,7	-75,6	177,3	6,5	N
1,60	5,83	-87,3	-83,3	210,2	9,3	N
1,70	8,62	-82,7	-83,9	227,9	12,3	N
1,80	5,56	-84,4	-77,5	229,4	8,2	N
1,90	4,81	-76,3	-80,8	260,3	8,0	N
1,95	6,70	-79,6	-76,2	207,9	10,1	N
2,05	5,81	-37,3	-35,5	106,6	5,3	N
2,10	11,15	-26,1	-53,5	80,8	4,5	N
2,20	8,30	-89,5	-84,8	182,0	8,1	N



Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
2,30	9,19	-68,3	-78,0	188,1	12,6	N
2,40	5,65	-79,6	-72,2	263,3	8,3	N
2,50	15,60	-56,3	-84,1	185,6	15,0	N
2,50	11,11	-44,6	-77,4	179,6	9,3	N
2,50	15,06	-45,0	-81,1	189,1	8,9	N
2,60	8,68	-61,7	-78,7	176,9	9,0	N
2,70	6,03	-80,6	-79,8	200,2	8,8	N
2,80	8,07	-50,0	-84,1	242,8	7,9	N
2,90	11,82	-37,0	-63,6	288,1	7,9	N
3,05	11,69	-73,5	-81,0	42,8	17,5	N
3,10	8,85	-74,1	-84,1	18,2	15,4	N
3,20	8,05	-69,5	-81,1	34,3	13,1	N
3,30	7,63	-67,4	-78,4	35,6	10,4	N
3,40	11,42	-72,1	-79,6	35,8	16,4	N
3,50	7,79	-66,2	-85,1	41,9	11,1	N
3,60	9,86	-69,8	-82,6	45,4	13,5	N
3,60	12,11	-70,6	-80,0	42,4	16,4	N
3,60	9,02	-63,9	-79,1	67,6	12,1	N
3,70	9,85	-66,5	-77,9	50,2	13,7	N
3,80	8,32	-67,7	-81,2	44,8	12,3	N
3,90	8,21	-63,7	-73,4	39,7	9,6	N
4,05	11,96	-67,8	-76,1	52,9	18,4	N
4,10	14,33	-70,8	-81,0	58,6	20,2	N
4,20	13,85	-69,5	-76,7	66,1	20,6	N
4,30	12,82	-70,1	-73,2	51,1	27,7	N
4,40	13,36	-70,9	-77,5	38,2	19,2	N
4,50	11,51	-61,5	-77,5	11,6	14,4	N
4,50	9,30	-68,2	-80,0	33,5	13,4	N
4,50	9,27	-54,6	-77,6	48,5	9,9	N
4,60	10,11	-63,3	-79,9	31,2	15,4	N
4,70	10,26	-64,3	-78,5	38,3	14,2	N
4,80	14,04	-69,7	-76,0	50,2	16,9	N
4,90	15,41	-67,4	-78,6	44,8	18,8	N
5,05	10,97	-71,5	-75,4	35,7	14,8	N
5,10	9,03	-73,2	-78,8	42,4	13,7	N
5,20	11,53	-71,4	-76,9	43,7	15,5	N
5,30	6,83	-64,2	-68,2	29,8	8,0	N
5,35	1,57	-43,3	73,2	96,7	4,2	R
5,40	3,17	-62,2	58,6	314,7	4,0	R
5,45	1,93	-45,3	59,9	3,9	4,7	R
5,50	5,83	-68,2	-71,1	44,1	7,2	N
5,50	7,55	-71,4	-76,4	24,7	10,1	N
5,50	5,70	-74,8	-80,5	305,6	7,4	N
5,55	3,37	-68,8	-68,7	3,7	7,4	N
5,60	2,15	52,2	79,5	313,2	45,3	R
5,70	4,90	84,3	82,7	264,8	37,0	R
5,80	1,51	-30,3	72,0	348,9	41,3	R
5,90	3,70	77,5	82,5	295,8	38,1	R
6,05	1,65	62,6	84,5	229,2	44,3	R
6,10	4,47	-73,9	-75,0	45,6	8,9	N
6,20	8,54	-77,3	-80,6	58,2	15,3	N
6,30	10,12	-73,7	-76,0	47,4	16,7	N
6,35	5,60	-78,8	-81,8	54,7	16,7	N
6,40	2,92	-60,5	61,6	356,5	4,1	R
6,45	2,21	-63,2	14,3	95,9	4,9	R
6,50	4,00	-66,0	-71,8	306,2	5,0	N
6,50	3,69	-67,9	-63,6	321,2	4,7	N
6,50	5,29	-72,0	-68,9	358,4	6,3	N
6,60	1,26	-8,2	77,5	276,8	44,9	R
6,70	4,26	75,5	83,0	241,9	36,4	R
6,80	4,43	70,6	86,5	197,9	40,3	R
6,90	8,41	-70,7	-77,6	29,7	13,8	N

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
7,05	11,34	-77,8	-78,8	88,5	18,2	N
7,10	7,81	-78,1	-79,3	31,7	17,5	N
7,20	10,67	-83,5	-83,4	33,5	19,3	N
7,30	9,26	-76,4	-80,8	42,0	20,1	N
7,40	3,79	-74,0	-83,9	351,0	8,6	N
7,50	1,54	9,1	74,5	306,8	3,6	R
7,50	2,45	-71,0	71,8	310,0	3,9	R
7,50	1,07	55,7	80,4	278,6	-	R
7,60	1,52	-29,3	62,3	334,0	4,9	R
7,65	5,12	-66,3	-82,1	53,0	11,7	N
7,70	4,44	-80,1	-69,0	336,1	9,8	N
7,75	2,19	-54,9	54,4	314,6	4,7	R
7,80	2,09	-63,6	25,1	331,3	5,9	R
7,90	5,27	-72,5	-86,3	65,9	14,3	N
8,05	6,31	-61,0	-68,1	73,3	6,4	N
8,10	5,16	-64,8	-75,9	22,5	6,5	N
8,15	1,76	53,6	81,1	243,1	45,0	R
8,20	3,10	39,5	82,8	283,8	45,3	R
8,25	1,75	48,7	82,7	258,5	38,3	R
8,30	7,63	-53,6	-84,5	34,1	6,2	N
8,40	11,54	-60,2	-76,8	43,6	11,8	N
8,50	15,77	-74,7	-81,7	77,2	15,2	N
8,50	12,74	-75,5	-85,9	84,2	15,5	N
8,50	14,65	-67,8	-83,5	41,7	14,2	N
8,60	11,10	-51,0	-66,4	33,2	9,7	N
8,70	6,00	-58,6	-70,1	46,3	4,8	N
8,80	4,86	-48,8	72,9	291,8	3,7	R
8,90	4,54	-28,2	70,9	287,5	3,8	R
9,05	7,80	-76,8	-78,7	31,1	8,8	N
9,10	7,06	-72,9	-78,3	52,7	10,5	N
9,20	4,52	-68,1	-70,4	60,6	4,5	N
9,30	3,54	-60,2	40,1	348,4	4,4	R
9,40	1,72	-22,9	79,4	209,1	46,1	R
9,50	8,61	-70,8	-74,8	36,8	8,2	N
9,50	7,62	-61,0	-58,2	31,0	7,1	N
9,50	5,66	-65,0	-67,9	46,0	4,8	N
9,60	8,61	-72,3	-72,4	43,9	8,3	N
9,70	11,36	-66,1	-69,4	60,7	12,8	N
9,78	4,43	-54,9	62,1	330,2	4,1	R
9,85	1,31	-21,0	86,5	333,2	-	R
9,90	1,23	3,0	69,6	251,0	-	R
10,00	2,57	-51,7	75,4	2,2	4,0	R
10,10	1,93	-15,0	86,2	133,6	4,8	R
10,20	2,55	71,2	66,5	240,0	43,8	R
10,30	2,70	45,9	79,0	300,0	40,9	R
10,30	1,65	52,0	79,3	242,0	-	R
10,30	1,70	64,4	76,8	218,0	46,2	R
10,40	3,64	78,0	76,1	262,4	44,2	R
10,50	3,66	72,9	85,9	272,5	40,7	R

PS1467-1: Paläomagnetische Daten

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
0,05	1,55	25,5	-37,5	52,9	13,4	N
0,15	4,69	-80,4	-84,4	74,9	29,4	N
0,20	9,04	-33,7	-59,3	99,1	32,7	N
0,26	7,07	-35,5	-38,1	113,7	17,4	N
0,35	3,62	-5,9	no	no	3,5	
0,40	10,68	-6,4	-22,8	108,4	5,6	N

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
0,50	6,02	-63,5	-62,9	161,9	13,0	N
0,60	2,91	-45,4	-38,8	278,7	16,1	N
0,70	6,17	24,0	28,6	80,0	12,5	R
0,80	2,87	19,1	52,3	128,2	14,8	R
0,90	1,03	21,1	73,9	23,2	-	R
1,00	2,47	51,8	71,9	351,4	29,1	R
1,10	2,48	64,9	75,4	176,7	-	R
1,20	1,62	45,9	74,5	186,4	-	R
1,30	3,28	75,1	74,1	216,9	-	R
1,40	4,30	47,8	74,3	145,0	37,7	R
1,50	4,04	73,8	74,7	221,5	49,5	R
1,60	2,31	60,2	73,8	297,4	26,9	R
1,70	3,06	69,3	78,5	233,8	28,4	R
1,80	7,13	55,9	76,8	121,9	32,7	R
1,90	-	-	86,0	6,3	14,8	R
2,00	4,26	75,1	83,8	202,4	36,8	R
2,10	2,53	-13,3	79,1	348,6	13,4	R
2,20	2,21	83,3	84,3	314,8	-	R
2,30	1,50	-19,0	61,6	117,0	21,1	R
2,40	1,56	-40,5	62,5	60,9	20,4	R
2,50	1,41	-63,7	73,2	345,8	18,8	R
2,60	1,49	-69,7	44,9	24,8	8,9	R
2,70	3,63	83,7	84,4	263,3	42,5	R
2,80	1,20	-4,0	56,4	48,1	35,7	R
2,90	2,10	-14,3	18,2	56,3	18,9	R
2,95	1,83	59,4	73,3	64,3	33,7	R
3,00	1,24	32,3	82,5	34,7	36,2	R
3,02	2,51	14,7	25,9	90,3	27,6	R
3,10	2,08	-32,6	36,0	32,8	8,8	R
3,20	3,19	78,2	86,9	275,5	44,1	R
3,30	1,99	61,3	84,3	0,1	41,9	R
3,40	8,26	46,5	66,5	89,5	24,4	R
3,50	2,33	74,4	85,4	334,2	37,2	R
3,60	1,94	74,8	84,6	286,0	40,3	R
3,70	1,57	59,1	81,4	108,2	45,7	R
3,80	2,45	32,3	70,9	42,6	36,5	R
3,90	2,92	55,7	75,9	56,6	36,4	R
4,00	2,39	59,1	80,3	135,9	43,0	R
4,10	2,46	33,3	67,8	101,2	34,2	R
4,20	2,62	36,5	71,7	45,0	36,8	R
4,30	4,07	81,4	86,4	245,5	44,8	R
4,40	4,46	76,2	79,3	314,8	39,9	R
4,50	5,50	82,8	86,6	201,4	38,0	R
4,60	3,81	66,5	83,3	135,1	38,0	R
4,70	4,58	81,6	86,9	199,9	39,0	R
4,80	4,18	77,0	87,8	27,6	37,0	R
4,90	2,78	67,4	86,8	157,4	39,7	R
5,00	4,48	61,3	85,1	104,2	33,0	R
5,10	3,05	79,1	82,0	222,1	42,9	R
5,20	2,79	72,0	81,6	14,7	36,4	R
5,30	2,20	76,3	77,4	277,6	39,4	R
5,37	1,70	78,4	80,6	353,3	35,1	R
5,40	2,29	77,1	84,9	20,3	39,0	R
5,50	0,99	62,0	83,4	32,6	31,9	R
5,52	0,70	69,1	89,0	320,5	35,7	R
5,60	0,44	65,0	65,5	342,8	27,3	R
5,70	0,26	53,8	63,8	15,2	33,4	R
5,76	0,05	22,4	no	no	26,3	
5,80	0,03	32,1	no	no	49,6	
5,90	0,02	-57,5	no	no	26,6	
6,00	0,07	55,5	no	no	13,5	
6,10	0,12	-14,4	no	no	7,5	

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
6,10	0,08	9,0	no	no	17,8	
6,13	0,06	-7,5	no	no	6,8	
6,25	0,04	-47,2	no	no	8,6	
6,30	0,05	-31,9	no	no	3,7	
6,40	0,09	22,7	no	no	33,3	
6,50	1,10	38,2	80,1	83,0	35,0	R
6,60	2,57	68,6	87,0	61,8	37,1	R
6,70	4,61	79,5	82,4	173,7	37,3	R
6,80	2,76	47,7	83,3	69,6	37,3	R
6,90	3,19	55,2	80,5	72,7	36,5	R
7,00	3,19	-13,1	58,9	74,2	14,8	R
7,10	2,76	20,0	68,1	81,7	34,8	R
7,20	3,17	-25,0	22,0	28,4	16,4	R
7,30	2,26	-15,7	60,8	90,0	27,8	R
7,40	1,80	-12,3	31,5	41,3	19,7	R
7,45	1,90	10,0	21,4	74,8	21,9	R
7,50	3,95	-59,3	-61,4	59,0	20,9	N
7,55	2,18	3,8	14,0	96,8	20,0	R
7,60	1,98	-17,7	40,0	57,1	14,2	R
7,65	1,96	-26,5	-39,7	106,3	16,4	N
7,70	3,03	-47,9	-48,8	88,2	13,0	N
7,80	3,96	-28,8	-22,4	55,6	17,0	N
7,90	2,39	-21,3	-32,8	76,8	16,0	N
7,92	2,03	20,8	42,0	63,3	23,1	R
8,00	2,62	-29,7	-24,0	71,7	15,7	N
8,08	2,33	-35,1	-61,8	158,9	11,8	N
8,16	2,52	-21,5	-19,8	160,5	8,1	N
8,26	2,32	45,2	55,3	143,8	29,1	R
8,36	3,17	33,7	55,2	126,8	25,2	R
8,40	0,82	12,7	51,7	46,7	22,7	R
8,46	2,49	25,9	46,3	133,5	24,8	R
8,56	4,31	46,7	56,5	156,0	30,5	R
8,66	2,80	29,3	54,1	142,1	27,9	R
8,76	3,19	39,5	60,1	121,5	27,1	R
8,80	0,97	-31,8	31,8	37,0	14,0	R
8,86	3,73	59,0	68,9	156,5	32,3	R
8,96	2,15	35,5	44,6	152,3	23,9	R
9,06	3,26	-61,6	-56,1	100,3	11,0	N
9,10	2,60	-54,5	-31,5	135,0	8,5	N
9,20	3,25	-62,0	-55,6	107,0	12,1	N
9,23	2,43	-24,8	-50,0	212,9	18,6	N
9,27	2,22	-54,9	-42,4	79,1	9,9	N
9,30	3,62	-59,6	-54,8	85,5	14,5	N
9,33	2,73	-37,1	-20,0	93,0	9,9	N
9,37	1,53	17,8	77,4	123,7	36,2	R
9,40	3,34	-67,2	-71,3	86,3	7,7	N
9,43	2,24	-46,0	-20,9	139,5	9,5	N
9,47	3,57	-21,0	11,9	94,8	9,1	R
9,50	4,87	-59,3	-56,0	23,4	11,6	N
9,60	3,62	-31,7	49,1	56,6	8,2	R
9,70	3,14	-10,8	70,3	83,8	26,9	R
9,80	-	-	48,6	39,5	-	R
9,90	4,36	8,6	49,4	107,8	32,0	R
10,00	3,41	4,6	45,9	97,9	25,8	R
10,10	4,86	-40,5	-32,0	76,8	16,3	N
10,20	3,79	-46,5	-38,6	33,1	10,9	N
10,30	5,95	-63,1	-59,5	20,3	11,5	N
10,40	6,08	-43,5	-40,4	62,5	13,5	N
10,50	3,92	-10,1	33,8	66,2	16,9	R
10,60	5,26	-27,1	12,6	68,9	16,8	R
10,70	6,83	-52,9	-47,4	52,9	14,0	N
10,80	6,46	-44,6	-37,4	67,4	9,9	N

Tiefe [m]	NRM-Intens. [mA/m]	NRM-Inkl. [°]	Stab. Inkl. [°]	Stab. Dekl. [°]	MDF [mT]	Polarität
10,85	3,72	-21,3	24,3	48,8	8,5	R
10,90	4,24	-28,8	10,4	110,9	17,8	R

## A 2.4 Gesteinsmagnetische Parameter

### PS1451-1: Gesteinsmagnetische Daten

Tiefe	$\chi_V$	Max.ARM	SIRM	H <sub>CR</sub>	$\bar{R}$ -Wert	H <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	MDF	H <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	MDF	$\chi_{FD}$
[m]	[10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	[A/m]	[A/m]	[mT]		ARM [mT]	ARM [mT]	IRM [mT]	IRM [mT]	
0,05	146,5	0,07	1,33	40,0	0,38	35,6	27,2	54,4	30,6	0,13
0,10	206,1	0,09	1,91	-	-	34,5	27,4	-	31,5	0,13
0,20	257,6	0,09	2,67	44,0	0,39	35,4	27,4	61,9	33,6	0,09
0,30	227,0	0,11	2,16	38,4	0,38	35,2	26,6	52,9	29,1	0,10
0,34	196,4	0,08	1,87	40,0	0,37	32,8	28,5	56,7	29,5	0,10
0,38	95,0	0,02	0,71	35,3	0,30	31,3	25,7	57,8	19,6	0,07
0,42	256,0	0,12	2,29	37,5	0,36	33,4	25,5	51,5	27,3	0,08
0,50	222,2	0,11	1,91	36,3	0,36	33,7	25,2	48,7	26,6	0,10
0,60	194,8	0,11	1,78	35,8	0,36	33,5	25,5	48,1	26,2	0,06
0,70	183,5	0,10	1,53	-	-	31,9	24,9	-	24,9	0,10
0,80	193,2	0,11	1,62	32,6	0,38	32,3	25,9	43,4	25,1	0,11
0,90	169,1	0,10	1,45	32,0	0,37	32,0	26,3	42,7	24,8	0,10
1,00	161,0	0,09	1,34	31,6	0,37	31,2	25,9	42,9	23,9	0,09
1,10	217,4	0,11	1,87	34,7	0,37	32,0	25,3	49,9	25,6	0,11
1,20	167,4	0,09	1,32	31,1	0,38	32,0	25,3	42,6	24,2	0,09
1,30	167,4	0,09	1,32	31,4	0,38	32,0	25,6	42,9	24,5	0,11
1,40	188,4	0,09	1,46	32,0	0,38	31,9	25,3	43,9	24,9	0,09
1,50	191,6	0,10	1,53	-	-	31,3	24,3	-	24,6	0,09
1,60	209,3	0,10	1,86	35,1	0,36	32,0	25,2	46,3	25,3	0,09
1,70	198,0	0,09	1,76	34,8	0,37	31,6	25,1	49,0	25,8	0,10
1,80	247,9	0,09	2,18	35,6	0,37	31,8	25,0	50,9	25,9	0,09
1,90	241,5	0,09	2,09	35,2	0,37	31,7	24,9	49,8	25,8	0,10
1,95	238,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
2,00	228,6	0,11	1,80	31,7	0,38	31,0	24,5	40,7	24,6	0,11
2,03	204,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07
2,07	156,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
2,10	51,5	0,03	0,53	29,1	0,35	28,6	25,1	41,9	20,1	0,00
2,13	32,2	0,01	0,37	26,0	0,34	28,6	24,1	43,9	18,6	0,10
2,15	75,7	0,00	0,00	-	-	-	-	-	-	0,00
2,17	276,9	0,13	2,23	33,1	0,38	30,7	24,2	46,1	26,0	0,14
2,20	199,6	0,11	1,39	-	-	30,4	23,5	-	22,9	0,11
2,30	280,1	0,14	2,37	33,9	0,37	30,7	24,3	52,2	26,2	0,12
2,40	235,1	0,11	1,76	33,6	0,38	31,1	24,5	47,1	27,1	0,12
2,45	223,8	0,12	1,81	32,8	0,37	-	-	-	-	0,08
2,50	214,1	0,12	1,42	29,1	0,39	31,0	24,3	36,9	23,4	0,11
2,60	289,8	0,15	2,46	32,6	0,38	31,5	25,0	47,1	25,2	0,12
2,65	328,4	0,16	2,68	34,4	0,41	31,2	24,5	44,0	30,1	0,09
2,68	349,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
2,70	384,8	0,19	3,13	33,2	0,35	31,1	24,8	51,0	24,7	0,10
2,73	373,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
2,77	408,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
2,80	371,9	0,18	3,05	33,3	0,34	31,2	24,8	52,4	25,1	0,10
2,90	378,4	0,16	3,66	-	-	31,4	24,7	-	25,8	0,08
2,95	330,1	0,15	3,09	33,4	0,37	-	-	-	-	0,05
3,00	275,3	0,14	2,42	33,6	0,35	31,5	24,9	52,5	24,7	0,09
3,10	318,8	0,16	2,87	33,8	0,35	31,6	25,0	52,1	25,2	0,09
3,20	330,1	0,17	2,89	33,4	0,38	31,2	24,8	46,5	26,2	0,09
3,30	381,6	0,19	3,52	35,4	0,39	31,0	24,9	51,4	28,1	0,10
3,40	355,8	0,19	3,25	34,2	0,38	31,0	24,6	48,4	27,0	0,10

Tiefe	$\chi_V$	Max.ARM	SIRM	H <sub>CR</sub>	R-Wert	H <sup>1</sup> /2	MDF	H <sup>1</sup> /2	MDF	$\chi_{FD}$
[m]	[10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	[A/m]	[A/m]	[mT]		ARM	ARM	IRM	IRM	
						[mT]	[mT]	[mT]	[mT]	
3,50	333,3	0,19	2,94	32,4	0,38	31,0	24,7	42,9	25,7	0,10
3,60	249,6	0,18	2,38	31,1	0,38	31,1	24,8	38,7	24,9	0,03
3,70	222,2	0,17	2,15	-	-	31,2	24,2	-	24,2	0,03
3,80	177,1	0,14	1,75	29,9	0,38	31,4	24,7	37,5	23,8	0,01
3,90	143,3	0,12	1,33	29,0	0,37	31,8	25,1	36,8	22,8	0,07
4,00	140,1	0,12	1,26	28,4	0,37	31,7	25,1	36,0	22,4	0,10
4,10	136,9	0,11	1,13	28,1	0,37	31,8	25,0	35,5	22,2	0,17
4,15	143,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
4,20	120,8	0,11	1,11	27,9	0,37	31,7	24,5	35,2	22,0	0,04
4,25	153,0	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
4,30	85,3	0,07	0,80	27,7	0,38	32,2	25,1	34,6	21,7	0,11
4,40	67,6	0,05	0,64	28,3	0,38	32,0	26,7	35,1	22,1	0,02
4,50	82,1	0,07	0,80	-	-	32,3	24,2	-	21,0	0,00
4,60	41,9	0,04	0,51	27,4	0,37	30,9	25,8	34,5	21,3	-0,08
4,70	99,8	0,08	0,86	27,4	0,38	31,6	24,8	33,8	21,8	0,11
4,80	82,1	0,07	0,75	26,9	0,38	31,5	24,8	33,3	21,5	0,06
4,86	58,0	0,06	0,58	27,2	0,37	29,5	25,8	35,1	21,2	0,03
4,90	61,2	0,06	0,60	27,0	0,37	29,8	25,4	35,0	20,9	0,11
5,00	90,2	0,08	0,81	27,7	0,38	31,3	25,5	35,1	22,0	0,13
5,10	82,1	0,08	0,80	27,6	0,37	31,5	25,5	35,2	21,8	0,06
5,20	64,4	0,06	0,63	-	-	31,7	23,5	28,9	19,4	0,08
5,30	78,9	0,07	0,74	27,2	0,36	30,2	24,8	35,8	20,6	0,12
5,40	80,5	0,06	0,73	28,3	0,36	29,5	25,6	37,2	21,4	0,08
5,50	43,5	0,04	0,41	-	-	29,2	25,9	-	20,3	0,11
5,53	38,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,13
5,57	141,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
5,60	161,0	0,11	1,10	26,6	0,37	30,4	23,8	34,4	20,6	0,15
5,63	130,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12
5,67	135,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
5,70	130,4	0,09	0,94	26,9	0,37	30,1	24,2	35,4	20,6	0,11
5,80	144,9	0,10	0,97	26,2	0,38	30,4	24,1	33,5	20,7	0,11
5,90	112,7	0,09	0,91	25,4	0,40	31,1	24,1	31,2	20,9	0,09
6,00	56,4	0,06	0,59	-	-	31,8	23,8	29,2	19,2	0,09
6,10	135,2	0,10	1,05	25,7	0,41	31,4	24,3	30,8	21,5	0,13
6,13	167,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
6,17	161,0	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12
6,20	138,5	0,11	1,08	-	-	31,6	24,0	28,4	21,0	0,15
6,23	130,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,21
6,27	74,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02
6,30	111,1	0,09	0,93	25,9	0,42	32,0	24,6	30,7	21,9	0,06
6,36	90,2	0,07	0,70	24,6	0,34	-	-	-	-	0,14
6,40	88,6	0,07	0,70	25,9	0,41	32,0	24,7	31,0	21,7	0,13
6,50	78,9	0,07	0,61	24,7	0,41	32,0	24,5	29,6	20,8	0,08
6,60	93,4	0,09	0,81	25,3	0,42	31,9	24,4	29,7	21,7	0,10
6,70	77,3	0,08	0,75	25,6	0,42	32,2	24,8	30,1	22,0	0,13
6,80	69,2	0,08	0,67	-	-	32,0	23,4	28,3	20,6	0,07
6,90	49,9	0,05	0,54	25,3	0,40	32,5	25,3	30,3	21,0	0,16
6,96	83,7	0,05	0,51	24,7	0,34	-	-	-	-	0,06
7,00	58,0	0,06	0,53	25,3	0,41	32,2	25,0	30,0	21,5	0,14
7,10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,20	43,5	0,05	0,46	26,3	0,40	32,5	26,3	32,1	22,0	0,15









Tiefe	$\chi_V$	Max.ARM	SIRM	H <sub>CR</sub>	R-Wert	H <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	MDF	H <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	MDF	$\chi_{FD}$
[m]	[10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	[A/m]	[A/m]	[mT]		ARM	ARM	IRM	IRM	
8,50	434,7	0,19	2,27	25,2	0,34	29,3	22,7	34,0	18,5	0,11
8,60	342,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
8,70	371,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
8,80	375,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
8,90	291,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
9,05	307,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
9,10	307,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
9,20	297,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
9,30	346,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
9,40	344,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
9,50	326,8	0,17	2,22	25,1	0,36	31,9	27,3	33,5	18,9	0,08
9,60	349,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
9,70	370,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
9,78	378,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
9,85	405,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
9,90	396,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11
10,00	431,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11
10,10	381,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
10,20	378,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
10,30	423,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
10,40	396,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
10,50	429,9	0,18	2,57	26,8	0,33	29,3	22,5	37,0	18,8	0,10

PS1467-1: Gesteinsmagnetische Daten

Tiefe	$\chi_V$	Max.ARM	SIRM	H <sub>CR</sub>	R-Wert	H <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	MDF	H <sup>1</sup> / <sub>2</sub>	MDF	$\chi_{FD}$
[m]	[10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	[A/m]	[A/m]	[mT]		ARM	ARM	IRM	IRM	
0,02	70,8	-	0,77	39,4	0,32	-	-	-	-	0,07
0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,15	133,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
0,20	157,8	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
0,26	215,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,37
0,35	128,8	-	1,10	42,0	0,30	-	-	-	-	0,05
0,40	164,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,44
0,50	210,9	-	1,82	38,0	0,35	-	-	-	-	0,04
0,60	136,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
0,70	46,7	-	0,47	31,6	0,30	-	-	-	-	0,03
0,80	83,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
0,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0,90	107,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
1,00	227,0	-	2,31	35,2	0,35	-	-	-	-	0,04
1,10	172,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
1,20	217,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
1,30	265,7	-	2,20	38,8	0,33	-	-	-	-	0,07
1,40	251,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
1,50	217,4	-	1,74	33,4	0,35	-	-	-	-	0,08
1,60	190,0	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
1,70	157,8	-	1,21	29,4	0,36	-	-	-	-	0,09
1,80	90,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
1,90	66,0	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07
2,00	75,7	-	0,64	28,8	0,34	-	-	-	-	0,06
2,10	95,0	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
2,20	91,8	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
2,30	67,6	-	0,53	30,6	0,34	-	-	-	-	0,10
2,40	66,0	-	-	-	-	-	-	-	-	0,02
2,50	78,9	-	0,72	28,4	0,36	-	-	-	-	0,08
2,60	59,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
2,70	46,7	-	0,50	29,4	0,35	-	-	-	-	0,03

Tiefe	$\chi_V$	Max.ARM	SIRM	H <sub>CR</sub>	R-Wert	H <sup>1/2</sup> ARM	MDF ARM	H <sup>1/2</sup> IRM	MDF IRM	$\chi_{FD}$
[m]	[10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	[A/m]	[A/m]	[mT]		[mT]	[mT]	[mT]	[mT]	
2,80	80,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,06
2,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
2,90	30,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11
2,95	48,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,00	58,0	-	0,55	28,8	0,33	-	-	-	-	0,03
3,02	56,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
3,10	56,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11
3,20	62,8	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
3,30	41,9	-	0,44	30,7	0,34	-	-	-	-	0,04
3,40	45,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04
3,50	27,4	-	0,38	29,7	0,37	-	-	-	-	0,06
3,60	40,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,12
3,70	46,7	-	0,46	29,1	0,35	-	-	-	-	-1,21
3,80	43,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04
3,90	30,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,05
4,00	45,1	-	0,41	28,4	0,36	-	-	-	-	0,11
4,10	48,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,13
4,20	77,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,17
4,30	101,4	-	0,75	28,6	0,33	-	-	-	-	0,17
4,40	64,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,03
4,50	59,6	-	0,52	27,0	0,36	-	-	-	-	0,16
4,60	41,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12
4,70	64,4	-	0,62	27,2	0,36	-	-	-	-	0,13
4,80	64,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,15
4,90	69,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12
5,00	69,2	-	0,63	28,0	0,35	-	-	-	-	0,07
5,10	77,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
5,20	20,9	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,08
5,30	16,1	-	0,20	29,4	0,31	-	-	-	-	0,20
5,37	4,8	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
5,40	14,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,11
5,50	4,8	-	0,15	29,6	0,33	-	-	-	-	-0,67
5,52	-3,2	-	-	-	-	-	-	-	-	1,00
5,60	-3,2	-	-	-	-	-	-	-	-	1,00
5,70	-6,4	-	0,06	29,0	0,31	-	-	-	-	0,00
5,76	-11,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,43
5,80	-9,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,17
5,90	-8,1	-	-	-	-	-	-	-	-	0,40
6,00	-6,4	-	0,02	31,9	0,42	-	-	-	-	0,00
6,10	-9,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,33
6,13	-5,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,20	-9,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
6,25	-6,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6,30	-8,1	-	0,01	35,1	0,18	-	-	-	-	0,00
6,40	-1,6	-	-	-	-	-	-	-	-	2,00
6,50	46,7	-	0,52	30,9	0,36	-	-	-	-	-0,03
6,60	117,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
6,70	109,5	-	1,15	30,0	0,35	-	-	-	-	0,07
6,80	69,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07
6,90	78,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
7,00	51,5	-	0,50	28,4	0,35	-	-	-	-	0,09
7,10	43,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04
7,20	46,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,14
7,30	37,0	-	0,40	27,3	0,30	-	-	-	-	0,04
7,40	43,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,48
7,45	25,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,50	46,7	-	0,32	28,3	0,35	-	-	-	-	0,38
7,55	32,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,60	38,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,04
7,65	51,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7,70	91,8	-	1,03	36,5	0,36	-	-	-	-	0,00

Tiefe	$\chi_V$	Max.ARM	SIRM	H <sub>CR</sub>	R-Wert	H <sup>1/2</sup> ARM	MDF ARM	H <sup>1/2</sup> IRM	MDF IRM	$\chi_{FD}$
[m]	[10 <sup>-6</sup> cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	[A/m]	[A/m]	[mT]		[mT]	[mT]	[mT]	[mT]	
7,80	80,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04
7,90	41,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
7,92	51,5	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,00	35,4	-	0,42	29,0	0,36	-	-	-	-	0,09
8,08	75,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04
8,16	51,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,13
8,26	35,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
8,36	49,9	-	0,49	29,4	0,35	-	-	-	-	0,06
8,40	38,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,46	78,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,12
8,56	62,8	-	0,46	26,3	0,36	-	-	-	-	0,03
8,66	77,3	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
8,76	72,5	-	0,67	27,6	0,35	-	-	-	-	0,04
8,80	77,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
8,86	80,5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,04
8,96	30,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
9,06	215,7	-	1,97	33,8	0,35	-	-	-	-	0,11
9,10	181,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
9,20	98,2	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
9,23	75,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,27	93,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,30	88,6	-	0,76	30,5	0,33	-	-	-	-	0,09
9,33	112,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,37	178,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,40	170,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
9,43	191,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,47	215,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-
9,50	236,7	-	1,96	34,1	0,34	-	-	-	-	0,10
9,60	265,7	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07
9,70	249,6	-	2,19	30,8	0,38	-	-	-	-	0,08
9,80	276,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
9,90	210,9	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
10,00	127,2	-	1,14	29,7	0,35	-	-	-	-	0,06
10,10	101,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05
10,20	122,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
10,30	165,8	-	1,37	30,2	0,33	-	-	-	-	0,09
10,40	162,6	-	-	-	-	-	-	-	-	0,10
10,50	146,5	-	1,21	28,0	0,37	-	-	-	-	0,09
10,60	159,4	-	-	-	-	-	-	-	-	0,08
10,70	186,8	-	1,56	28,1	0,38	-	-	-	-	0,07
10,80	190,0	-	-	-	-	-	-	-	-	0,09
10,85	190,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
10,90	207,7	-	1,57	28,2	0,35	-	-	-	-	0,09