

**Regionale und altersabhängige Variation  
gesteinsmagnetischer Parameter  
in marinen Sedimenten der Arktis**

**Regional and temporal variations  
of rock magnetic parameters  
in Arctic marine sediments**

---

**Thomas Frederichs**

**Ber. Polarforsch. 164 (1995)  
ISSN 0176 - 5027**

Thomas Frederichs

Universität Bremen  
Fachbereich Geowissenschaften  
Postfach 33 04 40  
Klagenfurter Straße  
D-28359 Bremen

Die vorliegende Arbeit ist die inhaltlich unveränderte Fassung einer Dissertation, die 1994 dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen vorgelegt wurde.

## Inhaltsverzeichnis

<b>Vorwort</b> .....	III
<b>Kurzfassung</b> .....	IV
<b>Summary</b> .....	VI
<b>1 Einleitung</b> .....	1
1.1 Zielsetzung .....	2
<b>2 Arbeitsgebiet</b> .....	3
2.1 Morphologie .....	3
2.2 Hydrographie und Eisbedeckung .....	6
<b>3 Gesteinsmagnetische Grundlagen</b> .....	9
3.1 Dia-, Para-, Ferromagnetismus .....	9
3.2 Definition magnetischer Kenngrößen .....	12
3.3 Charakteristische Eigenschaften des Domänenstatus' kleiner magnetischer Partikel .....	13
3.4 Natürliche ferromagnetische Minerale .....	18
3.5 Zur Bildung der Natürlichen Remanenten Magnetisierung (NRM) in Sedimenten .....	22
<b>4 Probenauswahl und Methodik</b> .....	24
4.1 Probenauswahl .....	24
4.2 Gesteinsmagnetische Meßverfahren und Geräte .....	27
<b>5 Allgemeine Ergebnisse</b> .....	38
5.1 Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM) .....	38
5.2 Anhysteretische Remanente Magnetisierung (ARM) .....	50
5.3 Hystereseparameter .....	56
5.4 Thermomagnetische Untersuchungen .....	68
5.5 Rasterelektronenmikroskopie .....	74
5.6 Anisotropie der Suszeptibilität .....	82
<b>6 Stratigraphische Ergebnisse der einzelnen Lokationen</b> .....	92
6.1 Lomonosov Rücken - Kern 2185-6 .....	95
6.2 Morris Jesup Schwelle - Kern 2200-5 .....	109
6.3 Amundsen Becken - Kern 2171-4 .....	121
6.4 Yermak Plateau - Kerne 1533-3 und 2212-3 .....	125
6.4.1 Kern 1533-3 .....	125
6.4.2 Kern 2212-3 .....	133
6.5 Fram Straße - 1535-8 .....	142
6.6 Kolbeinsey Rücken - Kern 1852-2 .....	149
<b>7 Variation des gesteinsmagnetischen Signals in arktischen Sedimenten</b> .....	154
<b>8 Zusammenfassung</b> .....	160

<b>9</b>	<b>Literaturverzeichnis.....</b>	<b>163</b>
	<b>Anhang A: Gesteinsmagnetische Parameter.....</b>	<b>175</b>
	<b>Anhang B: Paläomagnetische Daten.....</b>	<b>194</b>

## VORWORT

Die Arbeit wurde im Fachgebiet Marine Geophysik des Fachbereichs Geowissenschaften der Universität Bremen angefertigt. Allen, die durch ihre Zusammenarbeit, Diskussionsbereitschaft und vielfältige Unterstützung zu ihrem Gelingen beigetragen haben, sei herzlich gedankt.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Ulrich Bleil für die Anregung und Betreuung der Arbeit.

Herrn Dr. Norbert R. Nowaczyk danke ich für seine ständige Hilfsbereitschaft vor allem bei experimentellen Problemen zu Beginn der Arbeit.

Ganz besonders danke ich Herrn Dr. Tilo von Dobeneck für die kritische Durchsicht des Manuskripts sowie für zahlreiche wertvolle Anregungen.

Den Herren Uwe Bergmann, Dr. Anton Eisenhauer, Carsten Schubert, Dr. Robert Spielhagen und Christoph Vogt sowie Frau Dr. Monika Wahsner gilt mein Dank für ihre Bereitschaft, mir noch unveröffentlichtes Datenmaterial zur Verfügung zu stellen.

Herrn Dr. Hartmut Mai danke ich für seine freundliche Unterstützung bei der Durchführung der elektronenmikroskopischen Untersuchungen.

Der Besatzung von FS POLARSTERN, die die erfolgreiche Durchführung der Expedition ARK VIII/3 ermöglichte, möchte ich ebenso danken wie den Kollegen an Bord für ihre Mithilfe bei der Beprobung des Kernmaterials.

Die Arbeit wurde gefördert aus Mitteln des Bundesministeriums für Forschung und Technologie im Rahmen des Forschungsprojektes "Abbild klimatisch gesteuerter Prozesse in marinen Sedimenten der Arktis".

## KURZFASSUNG

Die Polargebiete sind Schlüsselregionen der globalen quartären Klimaentwicklung. Die dortige Tiefenwasserbildung beeinflusst in großem Umfang die Zirkulationssysteme der Weltozeane und somit den Wärmehaushalt der gesamten Erde. Insofern ist das Verständnis klimatischer Veränderungen in hohen geographischen Breiten von kritischer Bedeutung. Die Entwicklung der paläo-ozeanographischen Verhältnisse in den Vereisungsgebieten läßt sich in erster Linie aus Signalen rekonstruieren wie sie in marinen Sedimenten gespeichert sind. Verschiedene geologische, nicht zuletzt klimatisch bedingte Prozesse bestimmen auch die magnetischen Eigenschaften der Sedimente, die auf diese Weise die jeweiligen Ablagerungsbedingungen reflektieren.

Zu differenzieren ist zwischen der endogen aufgeprägten paläomagnetischen Information, die Veränderungen des Erdmagnetfeldes widerspiegelt (Intensität und Polarität) und den exogen gesteuerten gesteinsmagnetischen Eigenschaften, in denen sich Variationen der Magnetomineralogie ausdrücken. Bestimmend für die gesteinsmagnetischen Charakteristika ist die ferromagnetische Mineralfraktion, deren Konzentration, Korngröße und Mineralogie sich abhängig von äußeren (Umwelt-)Bedingungen ändern.

In der vorliegenden Arbeit wurden erstmalig detaillierte gesteinsmagnetische Analysen an Probenmaterial aus dem Europäischen Nordmeer und des östlichen Arktischen Ozeans durchgeführt. Dazu ist ein Profil von sieben Sedimentkernen bearbeitet worden, das sich von 70 bis 87°N erstreckt.

In der überwiegenden Mehrzahl der Proben werden die magnetischen Eigenschaften von einer Titanomagnetit / Titanomagnetit dominierten Magnetomineralogie bestimmt, deren Zusammensetzung im einzelnen sehr variabel ist. Darüber hinaus weisen fast alle Proben - zum Teil in beträchtlichen Konzentrationen - eine hochkoerzitive, antiferromagnetische Mineralphase auf, die im wesentlichen aus Hämatit besteht. Teilweise ergeben sich Hinweise auf geringe Anteile von Eisensulfiden.

Die gemessenen Koerzitivitätswerte entsprechen einem breiten Korngrößenspektrum im Bereich magnetisch stabiler (Pseudo-)Einbereichsteilchen. Die nachgewiesenen Magnetominerale sind zweifelsfrei in der Lage, eine charakteristische Remanente Magnetisierung (ChRM) über geologisch relevante Zeiträume zu konservieren. Insbesondere unterscheiden sich die gesteinsmagnetischen Eigenschaften von Sedimenten inverser Polarität nicht von denen normaler Polarität. Daher sind die in den Sedimenten dokumentierten Polaritätswechsel als gesicherte Zeugnisse wiederholter Umpolungen des Erdmagnetfeldes anzusehen.

Eine regionale Systematik in der Verteilung einzelner gesteinsmagnetischer Parameter ist kaum ausgeprägt. Die tiefenabhängigen Änderungen erreichen an mehreren Lokationen die gleiche Größenordnung wie das gesamte regionale Spektrum. Von Süden nach Norden ist eine leichte Konzen-

trationsabnahme der Magnetminerale sowie eine geringe Zunahme ihrer mittleren Korngröße festzustellen. In den Sedimenten des Amundsen Beckens sind die tiefenabhängigen Variationen besonders markant und weisen dieser Region insofern eine Sonderstellung zu.

Im Rasterelektronenmikroskop zeigt das äußere Erscheinungsbild der magnetischen Partikel überwiegend Kennzeichen starker mechanischer Beanspruchungen, die auf den detritischen Ursprung der Minerale zurückzuführen sind.

Die korngößenspezifischen gesteinsmagnetischen Parameter sind vergleichbar mit Daten, die an Sedimenten aus der Amerasischen Arktis gemessen wurden, deren Ablagerung teilweise strömungskontrolliert ist. Die überwiegend diagnostizierten kleinen Partikelgrößen der Magnetminerale lassen daher auch für die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Sedimente, neben dem Eistransport, wesentliche Einträge durch Suspensionstransport plausibel erscheinen.

In aller Regel ergeben sich Altersmodelle, die zu Sedimentationsraten von im Mittel bis zu einigen Zentimetern pro 1000 Jahre führen. Nach alternativen Altersmodellen sind für die Lokationen am Lomonosov Rücken und an der Morris Jesup Schwelle auch geringere Sedimentationsraten von etwa 0.1 bis 0.4 cm/1000 Jahre möglich.

Während sich für die altersabhängigen Variationen gesteinsmagnetischer Kenngrößen, die charakteristisch sind für die Mineralogie oder die Koerzitivität, keine regelmäßigen Zeitmuster erkennen lassen, zeigen die konzentrationsabhängigen Parameter in der Mehrzahl der Sedimentkerne eine zyklische Altersabhängigkeit - insbesondere solche Größen, die spezifisch sehr kleine magnetische Partikel erfassen wie die Anhysteretische Remanente Magnetisierung (ARM).

Insgesamt ergibt sich eine Konzentrationserhöhung sowie eine geringere mittlere Korngröße der Magnetminerale in Interglazialen gegenüber Glazialen. Die Klimaabhängigkeit der aus ARM Messungen abgeleiteten Größen wird durch eine markante Korrelation mit dem isotopischen Parameter der  $^{10}\text{Be}$  Konzentration unterstrichen. Die Klimakopplung ist für die Lokationen in der Fram Straße und am Yermak Plateau primär auf zeitlich veränderliche Meeresströmungen wie den Westspitsbergenstrom zurückzuführen. Durch den verstärkten Strömungstransport werden in Interglazialen zusätzlich zu den größeren, auch in Glazialen sedimentierten eistransportierten Partikeln kleinere Magnetminerale abgelagert.

Nach den vorliegenden Ergebnissen läßt sich das Modell zyklisch variierender Eintragsmechanismen speziell für kleine magnetische Partikel prinzipiell auch auf den zentralen Arktischen Ozean und die Morris Jesup Schwelle übertragen.

## SUMMARY

The polar regions are key areas for global Quaternary climatic changes. Deep water masses formed there affect the circulation of the world's oceans to a great extent and, consequently, the heat convection of the whole earth. Therefore, understanding the geological history of high-latitude areas is of great importance in interpreting climatic changes. Variations of paleoceanographic conditions may be decoded from signals recorded in marine sediments. Among these signals are the magnetic properties of sediments, which are controlled by the prevailing geological and climatic processes at the time the sediment is deposited.

Endogenous paleomagnetic information describing changes in the earth's magnetic field must be distinguished from exogenous rock magnetic properties reflecting variations in magnetomineralogy. The rock magnetic characteristics are determined by the ferromagnetic mineral fraction, in which concentration, grain size and mineralogy vary due to external (paleoenvironmental) conditions.

In this study detailed rock magnetic analyses of samples from the eastern Arctic Ocean and the European Nordic Seas were performed. Seven long sediment cores forming a transect from 70 to 87°N were examined.

For the majority of samples the rock magnetic properties were determined by a titanomagnetite / titanomaghemite magnetomineralogy of highly variable composition. In addition, nearly all samples show - some in considerable quantity - a highly coercive antiferromagnetic mineral fraction which consists mainly of hematite. In some of the samples there is evidence for small amounts of iron sulphides.

The coercivity of the samples corresponds to magnetically stable (pseudo) single-domain particles. The detected magnetominerals are capable to record a stable remanent magnetisation for geological time intervals. There is no difference between the rock magnetic properties of sediments showing reverse polarity and of those exhibiting normal polarity. Therefore, the documented polarity events may be regarded as reliable evidence for repeated polarity changes in the earth's magnetic field.

There is no systematic regional distribution of certain rock magnetic parameters. The down-core variations at several sites are of the same magnitude as for the whole site collection. A weak decrease in concentration, as well as a small increase in mean grain size of the magnetominerals, was found from the southern to the northern sites. In sediments of the Amundsen Basin the down-core fluctuations are very distinctive and clearly different from those of the other sites.

The outward appearance of the majority of particles investigated with a scanning electron microscope is characteristic of strain due their detrital origin.



Values of grain-size dependent rock magnetic parameters are on the same order as those determined for sediments from the western (Amerasian) Arctic Ocean where sedimentation was partly controlled by water currents. Therefore, the observed generally small magnetic grain-sizes support the assumption that magnetominerals in the sediments studied here are not exclusively ice-rafted, but are to a great extent transported by water currents.

In general, the established age models result in sedimentation rates of up to several cm/kyr. According to an alternative age model for the sites at the Lomonosov Ridge and the Morris Jesup Rise, sedimentation rates of about 0.1 to 0.4 cm/kyr are also possible.

In most of the sediment cores the variations of concentration-dependent rock magnetic parameters, in particular those related to anhysteretic remanent magnetisation (ARM), which is indicative of very fine-grained particles, show a cyclic behaviour. The fluctuations of parameters which are characteristic of magnetomineralogy or coercivity however, exhibit no periodic time pattern.

An increasing concentration and a decreasing mean grain size of magnetominerals in interglacial compared to glacial sediments was found. The dependence on climatic changes of ARM-related parameters is emphasized by a distinct correlation with the isotopic signal of  $^{10}\text{Be}$  concentration. At sites in the Fram Strait and at the Yermak Plateau, the relation to climate might primarily be due to temporally variable water currents such as the Westspitsbergen Current. During interglacials, more fine-grained magnetic particles are transported by these warm water currents. These particles are deposited in higher concentrations in addition to the coarse-grained ice-rafted material which accumulates during both glacial and interglacial periods.

According to the present results, the concept of cyclically varying input mechanisms, particularly of fine-grained particles, may also be applied to conditions in the eastern Arctic Ocean and at the Morris Jesup Rise.



## 1 EINLEITUNG

Die globale quartäre Klimaentwicklung ist eng verbunden mit den paläozeanographischen Verhältnissen in den Polargebieten. Die dortige Tiefenwasserbildung hat maßgeblichen Einfluß auf die Zirkulation der Weltozeane und somit auf den gesamten globalen Wärmehaushalt. Das Verständnis der klimatischen Veränderungen in hohen geographischen Breiten ist daher von großer Bedeutung. Trotz zahlreicher Arbeiten mit unterschiedlichsten Ansatzpunkten ist die Kenntnis über diesen extremen Lebensraum noch sehr lückenhaft und soll mit der vorliegenden Arbeit erweitert werden.

Verschiedene geologische Prozesse hinterlassen in marinen Sedimenten Signale, die sich für eine Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen heranziehen lassen. Auch die magnetischen Eigenschaften der Sedimente zählen zu diesen Signalen. Dabei ist zu unterscheiden zwischen der endogen begründeten paläomagnetischen Information, die Veränderungen des Erdmagnetfeldes widerspiegelt und den exogen gesteuerten gesteins- oder sedimentmagnetischen Eigenschaften, in denen sich qualitative und / oder quantitative Variationen der Magnetomineralogie ausdrücken. Entgegen der früheren Annahme eines unmittelbarer Zusammenhangs zwischen Erdmagnetfeld und Klima (Doake, 1977; Harrison & Prospero, 1977; Kent & Opdyke, 1977; Wollin et al., 1977) steht heute der Einfluß des Klimas auf die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der Sedimente im Mittelpunkt der Untersuchungen (Robinson, 1986; Bloemendal et al., 1988; Doh et al., 1988; Bloemendal et al., 1993). Wesentlich bestimmt werden die gesteinsmagnetischen Charakteristika durch die ferromagnetische Mineralfraktion, deren Konzentration, Korngröße und Mineralogie sich abhängig von äußeren Bedingungen - wechselnden Liefergebieten und Transportmechanismen sowie dem Eintrag "nicht"magnetischer Minerale<sup>1</sup> - ändern.

Untersuchungen der gesteinsmagnetischen Eigenschaften und der Magnetomineralogie mariner Sedimente lassen sich in vier Themenkreise unterteilen (Bloemendal et al., 1992). Der erste hat den Ursprung der Natürlichen Remanenten Magnetisierung (NRM) zum Inhalt, um Aussagen über die Zuverlässigkeit von NRM Daten im Hinblick auf die Paläopolarität und die Paläointensität des Erdmagnetfeldes treffen zu können (Kent & Lowrie, 1974; Johnson et al., 1975; Lowrie & Heller, 1982; Tauxe & Wu, 1990). In einem zweiten Themenkreis werden gesteinsmagnetische Verfahren dazu verwendet, die Diagenese und Authigenese von magnetischen Mineralen zu analysieren. Diese Arbeiten waren bislang hauptsächlich auf die Diagenese von Magnetit in stark reduzierenden hemipelagischen (Karlin & Levi, 1983, 1985; Karlin, 1990a, b; Leslie et al., 1990) oder küstennahen (Canfield & Berner, 1987) Milieus beschränkt. Die dritte Gruppe befaßt sich mit dem Beitrag biogener Komponenten - hauptsächlich bakteriellen Ursprungs - zum magnetischen Signal mariner Sedimente (Kirschvink & Chang, 1984; Petersen et al., 1986; Stolz et al., 1986, 1990; Chang & Kirschvink, 1989; Vali & Kirschvink, 1989;

---

<sup>1</sup>Unter "nicht"magnetischen Mineralen sind hier solche zu verstehen, die keine remanente Magnetisierung tragen können.

McNeill, 1990; Petermann & Bleil, 1993). In einem vierten Schwerpunkt werden gesteinsmagnetische Eigenschaften zur regionalen Korrelation von Sedimentkernen und als Parameter für die zeitlich variable terrigene Sedimentation verwendet (Radhakrishnamurty et al., 1968; Bloemendal, 1983; Mead et al., 1986; Robinson, 1986, 1990; Doh et al., 1988; DeMenocal et al., 1988; Bloemendal et al., 1988; Bloemendal & DeMenocal, 1989; Hall et al., 1989b; Mienert & Bloemendal, 1989; Hall, 1990; Bloemendal et al., 1993).

## 1.1 Zielsetzung

Magnetische Untersuchungen an Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans (Eurasisches Becken) und seiner angrenzenden Meeresgebiete sind bisher vorwiegend unter dem Blickwinkel der Paläomagnetik durchgeführt worden (Lövlie et al., 1986; Bleil & Gard, 1989; Nowaczyk, 1991). Mit der vorliegenden Arbeit werden nun erstmalig detaillierte gesteinsmagnetische Analysen an Probenmaterial aus dieser Region vorgestellt. Dazu wurde ein Profil von Sedimentkernen bearbeitet, das sich von 70 bis 87°N erstreckt und eine Ost-West-Ausdehnung von rund 1300 km besitzt. Es umfaßt so unterschiedliche geologische Strukturen wie Rückensysteme, submarine Plateaus und Tiefseebecken.

Neben der Erstellung einer gesteinsmagnetischen Stratigraphie erfolgt der Versuch, gesteinsmagnetische Parameter als ergänzendes (chrono)-stratigraphisches Instrument zu verwenden. Insbesondere sollen solche Sedimentkerne mittels magnetischer Parameter zeitlich eingeordnet werden, für die mit anderen Verfahren bisher keine gesicherten Alter angegeben werden konnten. Darüber hinaus wurden im einzelnen folgende Fragestellungen bearbeitet:

- Welche ferromagnetischen Minerale tragen in hohen nördlichen Breiten zur remanenten Magnetisierung der Sedimente bei?
- Aus welchen Gründen werden paläomagnetische Ereignisse der Brunhes Chron, die in Tiefseesedimenten dieser Region zweifelsfrei nachgewiesen wurden (Lövlie et al., 1986; Bleil & Gard, 1989; Nowaczyk, 1991; Nowaczyk & Baumann, 1992; Nowaczyk et al., 1994) an verschiedenen Lokationen qualitativ unterschiedlich gespeichert?
- Unterscheiden sich die Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans von den langsamer abgelagerten Sedimenten (Aksu, 1985a, b; Witte & Kent, 1988) des westlichen Arktischen Ozeans (Amerasisches Becken) hinsichtlich ihres magnetischen Inventars (Hall & King, 1989; Hall et al., 1989a, b) ?
- In welcher Weise variieren die gesteinsmagnetischen Eigenschaften? Läßt sich darin ein klimatisch bedingter Steuerungsmechanismus erkennen und daraus eine paläozeanographische Relevanz ableiten?

## 2 ARBEITSGEBIET

Das Arbeitsgebiet umfaßt im östlichen Arktischen Ozean den Lomonosov Rücken, das Amundsen Becken, die Morris Jesup Schwelle und das Yermak Plateau. Nach Süden erstreckt es sich über die Fram Straße bis zum Kolbeinsey Rücken (Abb. 2.1). Die folgende Beschreibung beschränkt sich im wesentlichen auf diese Regionen. Umfassende Darstellungen der geologischen Entwicklung des gesamten Nordpolargebietes sind in Hurdle (1986) und Herman (1989) zu finden. In Bleil & Thiede (1990) ist ein Vergleich der geologischen Geschichte der Arktis und der Antarktis zusammengefaßt.

### 2.1 Morphologie

Der Arktische Ozean besteht aus dem Arktischen Tiefseebecken, den Kontinentalschelfen sowie zahlreichen submarinen Plateaus. Er nimmt eine Sonderstellung im Weltozean ein, da er mit 49% seiner Fläche kontinentalen Schelf bedeckt. Der größte Anteil entfällt dabei auf die riesigen sibirischen und europäischen Schelfe, während Nordamerika und Grönland von weniger ausgedehnten Schelfgebieten umgeben sind. Die Kontinentalschelfe werden im allgemeinen durch die 200 m-Isobathe definiert (Johnson, 1990).

Drei nahezu parallele submarine Rückensysteme unterteilen den Arktischen Ozean. Der nahe des Nordpols verlaufende Lomonosov Rücken trennt das Eurasische vom Amerasischen Becken. Das Eurasischen Becken wird vom Gakkel Rücken in das Nansen Becken und das Amundsen Becken geteilt, das Amerasische Becken durch Alpha Rücken und Mendeleyev Rücken in das Makarov Becken und das Kanada Becken (Abb. 2.2).

Der aktive Gakkel Rücken ist ein Teil des erdumspannenden "mittel"oceanischen Rückensystems und reicht vom Kontinentalrand Grönlands bis in die Laptev See und Kara See. Dort wird er zunehmend von Sedimentmassen bedeckt, die durch die großen sibirischen Flüsse Lena, Ob und Yenisey in den Arktischen Ozean transportiert werden. Der Gakkel Rücken erreicht eine Breite von 270 km und besitzt nördlich von Spitsbergen einen ausgeprägten 4000 bis 5000 m tiefen Zentralgraben, der von rund 2000 m hohen Flanken umgeben ist.

Der Lomonosov Rücken, begrenzt durch die 2000 m-Isobathe, ist eine Struktur mit flachem Gipfel, die sich über rund 1800 km vom Kontinentalschelf nördlich von Ellesmere Island bis zum eurasischen Kontinentalschelf nördlich der Neusibirischen Inseln erstreckt. Seine Breite beträgt in der Nähe der Kontinentalschelfe etwa 200 km und nimmt mit Annäherung an den Nordpol auf 20 km ab. Eine etwa 1600 m tiefe Schwelle trennt den Lomonosov Rücken vor Ellesmere Island vom Kontinentalrand, während auf der asiatischen Seite der Rücken morphologisch in den Kontinentalrand überzugehen scheint. Die geringste Wassertiefe über dem Zentralteil des Rückens beträgt 954 m. Der

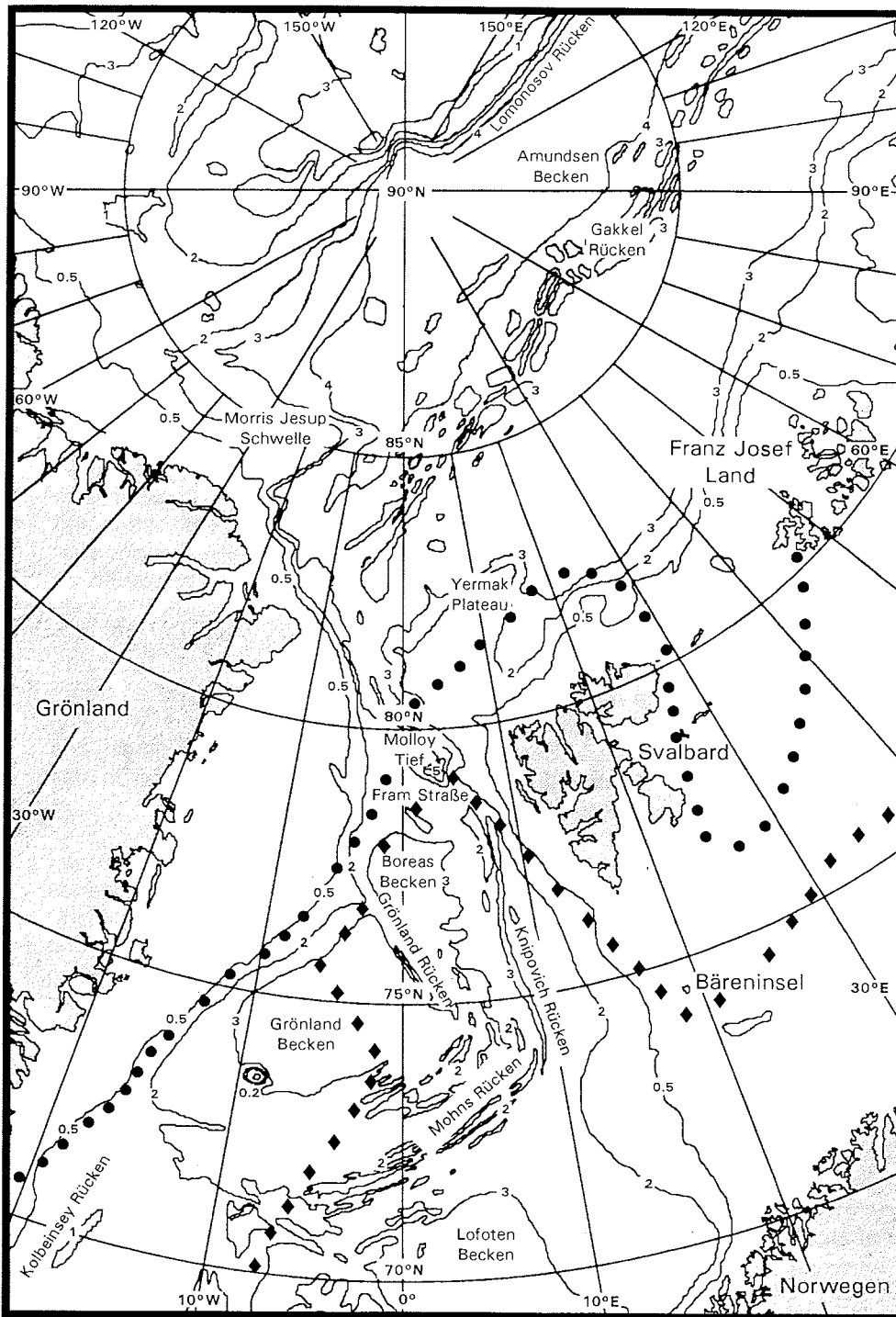


Abb. 2.1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes im östlichen Arktischen Ozean und der Norwegisch-Grönländischen See. Tiefenangaben in km nach Perry et al. (1986). Die Symbole geben die mittlere Eisrandlage im Sommer (Punkte) und im Winter (Rauten) an (nach Vinje, 1977).

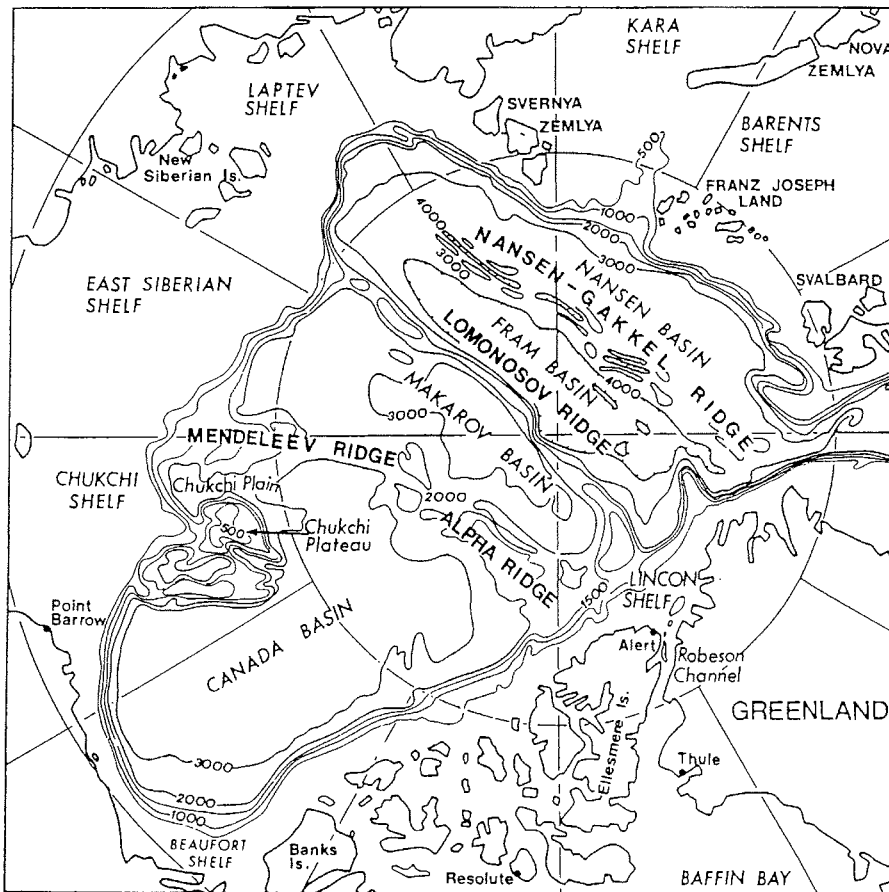


Abb. 2.2: Bathymetrische Gliederung des Arktischen Ozeans (aus Weber & Sweeney, 1985).

Lomonosov Rücken wird als ehemaliger Teil des Barentsschelfs interpretiert, der mit Beginn des aktiven "sea-floor-spreading" vor etwa 56 Mio. Jahren abgetrennt wurde. Die Zirkulation der Wassermassen wurde dadurch deutlich eingeschränkt, ähnlich der heutigen Situation, in der der Lomonosov Rücken bis in eine Tiefe von 1600 m weiterhin eine Barriere für die Wassermassen darstellt.

Die Morris Jesup Schwelle vor der nordöstlichen Küste Grönlands wird durch die 1000 m-Isobathe definiert und bildet zusammen mit dem Yermak Plateau, das in vergleichbarer Tiefe nordwestlich von Svalbard liegt, den nördlichen Eingang zur Fram Straße. Beide Erhebungen sind vermutlich gemeinsamen Ursprungs und entstanden als vor etwa 55 - 37 Mio. Jahren die Nord-

amerikanische, die Eurasische und die Grönländische Platte begannen, sich unabhängig voneinander zu bewegen (Jackson et al., 1984).

Über die Fram Straße zwischen Grönland und Spitsbergen ist der Arktische Ozean mit der Norwegischen See und weiter mit dem Nordatlantik verbunden. Die Fram Straße ist gekennzeichnet durch ein komplexes System von Bruchzonen und mittelozeanischen Rücken, das sich während der Trennung der Eurasischen und der Nordamerikanischen Platte gebildet hat (Vogt, 1986). Die stark variierende Wassertiefe beträgt im Mittel etwa 2600 m, kann in einzelnen Arealen wie dem Molloy Tief aber auch über 5000 m erreichen.

Der mittelozeanische Rücken wird in der Norwegisch-Grönländischen See durch den Knipovich Rücken, den Mohns Rücken sowie die parallel zueinander verlaufenden Jan Mayen Rücken und Kolbeinsey Rücken gebildet. Dieses Rückensystem stellt die heutige Grenze zwischen der Europäischen und der Amerikanischen Platte dar.

Die zentrale Grönländische See wird durch den Grönland Rücken in das Grönland Becken und das kleinere Boreas Becken unterteilt.

Die Öffnung des Arktischen Ozeans zur Norwegisch-Grönländischen See stellte ein bedeutendes paläozeanographisches Ereignis dar, nachdem das "sea-floor-spreading" in der nördlichen Grönländischen See vor rund 35 Mio. Jahren begann. Allerdings wurde ein Tiefenwasseraustausch durch eine aus der heutigen Morris Jesup Schwelle und dem Yermak Plateau bestehenden Barriere bis ins Miozän oder Pliozän verhindert (Kristoffersen & Husebye, 1985).

## **2.2 Hydrographie und Eisbedeckung**

Die Wassermassenzirkulation in der Norwegisch-Grönländischen See und der Fram Straße setzt sich aus einer Vielzahl regionaler Meeresströmungen zusammen, die sich vereinfachend auf zwei große gegenläufige Strömungssysteme reduzieren lassen. Von Süden fließt warmes, salzreiches Wasser atlantischen Ursprungs entlang den Küsten Norwegens (Nordatlantikstrom) und Spitsbergens (Westspitsbergenstrom) durch die Fram Straße in den Arktischen Ozean. Entgegengesetzt fließt kaltes, salzarmes polares Wasser entlang der Ostküste Grönlands nach Süden (Ostgrönlandstrom). In der Fram Straße und der Norwegisch-Grönländischen See findet so eine Vermischung der atlantischen und polaren Wassermassen statt. Eine zusammenfassende Darstellung auch der kleinräumigen Strömungsmuster ist bei Berner (1991) zu finden.

Im Arktischen Ozean wird die Wassermassenzirkulation durch zwei große Strömungssysteme bestimmt. Im Bereich des Ameraischen Beckens rotiert der Beaufortwirbel im Uhrzeigersinn, während im Eurasischen Becken die Wasser-



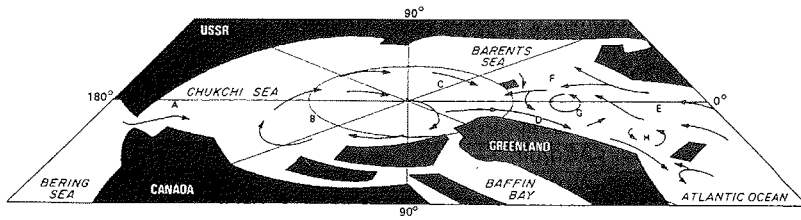


Abb. 2.3: Schematische Darstellung der Oberflächenzirkulation im Arktischen Ozean und in der Norwegisch-Grönländischen See. A - Bering Straße, B - Beaufortwirbel, C - Transpolardrift, D - Ostgrönlandstrom, E - Nordatlantikstrom, F - Westspitsbergenstrom, G - Grönlandwirbel, H - Islandwirbel (aus Aagaard et al., 1985).

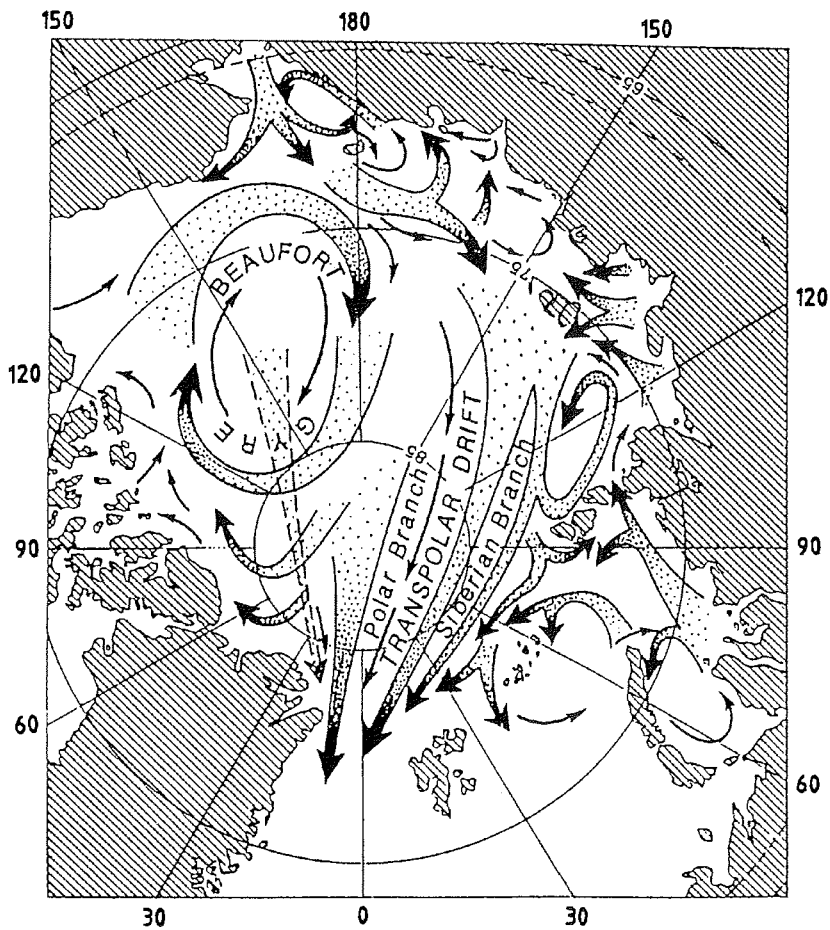


Abb. 2.4: Die wichtigsten Driftsysteme des arktischen Meereises (aus Pfirman et al., 1990).

massen durch die Transpolardrift in die Fram Straße gelangen (Abb. 2.3). Eine detaillierte Beschreibung der heutigen ozeanographischen Verhältnisse geben Aagaard et al. (1985), Aagaard & Carmack (1989) und Anderson et al. (1989).

Mit der Transpolardrift wird auch der größte Teil des arktischen Meereises in die Fram Straße transportiert (Gordienko & Laktionov, 1969). Dabei lassen sich ein polarer Zweig, der Eis aus dem zentralen Arktischen Ozean mit sich führt, und ein sibirischer Zweig, dessen Eismassen von den asiatischen Küsten stammen, unterscheiden (Abb. 2.4). Während die Eisbedeckung im zentralen Arktischen Ozean jahreszeitlich relativ konstant ist, ergeben sich im Bereich der Fram Straße und der Norwegisch-Grönländischen See starke saisonale Schwankungen. Hier trifft das arktische Packeis auf das Wasser des relativ warmen Nordatlantikstroms und des Westspitsbergenstroms und beginnt abzusmelzen. Die Gebiete des endgültigen Abschmelzens verlagern sich zwischen Winter und Sommer um rund 300 km von Süden nach Norden (Abb. 2.1). Für die Sedimentbildung, insbesondere im Bereich des endgültigen Abschmelzens, ist die im Eis mitgeführte lithogene und biogene Materialfracht von großer Bedeutung. Einzelheiten zu diesem Themenkomplex werden bei Pfirman et al. (1989a) und Wollenburg (1993) diskutiert.

### 3 GESTEINSMAGNETISCHE GRUNDLAGEN

In diesem Kapitel werden die im Rahmen der vorliegenden Arbeit häufig verwendeten Grundbegriffe des Magnetismus kurz erläutert. Für eine weitergehende Einführung seien die Werke von Smit & Wijn (1959), Kneller (1962) und Kittel (1988) genannt. Eine Erweiterung auf das Gebiet der Gesteinsmagnetik erfolgt in Stacey & Banerjee (1974) sowie O'Reilly (1984).

Zwischen der magnetischen Induktion  $B$  und einem magnetischen Feld  $H$  gilt im Vakuum die Beziehung

$$B_0 = H \cdot \mu_0, \quad \mu_0 - \text{absolute Permeabilitätskonstante (1)}$$

Wird stoffliche Materie in ein magnetisches Feld gebracht, so erhöht sich die magnetische Induktion von  $B_0$  auf  $B$ . Die Differenz zwischen der Feldstärke in der Materie und der Feldstärke im Vakuum wird als Magnetisierung  $M$  bezeichnet.

$$M = H_{\text{Materie}} - H_{\text{Vakuum}} = B / \mu_0 - H \quad (2)$$

$$M = (B / (\mu_0 \cdot H) - 1) \cdot H$$

$$M = ((B / \mu_0) \cdot (\mu_0 / B_0) - 1) \cdot H$$

$$M = (B / B_0 - 1) \cdot H$$

$$M = \kappa \cdot H \quad (3)$$

Der Proportionalitätsfaktor  $\kappa$  wird als magnetische Volumenssuszeptibilität bezeichnet. Streng genommen gilt der lineare Zusammenhang zwischen Magnetisierung und Feldstärke nur für Dia- und Paramagnetika. Im allgemeinen ist die Suszeptibilität eine Funktion des äußeren Feldes und zusätzlich abhängig von der Raumrichtung, in der sie gemessen wird.  $B$ ,  $H$  und  $M$  sind vektorielle Größen, für die hier angenommen wird, sie seien parallel.

Im SI-Einheitensystem ist  $\kappa$  dimensionslos. Die Magnetisierung pro Volumen  $M$  und die magnetische Feldstärke  $H$  werden in der Einheit Ampere pro Meter [ $A \cdot m^{-1}$ ] angegeben. Die magnetische Induktion  $B$  trägt die Einheit Tesla [T].

#### 3.1 Dia-, Para-, Ferromagnetismus

Der magnetische Zustand von Materie kann durch ein äußeres Feld sowohl reversibel als auch irreversibel verändert werden. Die meisten Stoffe lassen sich unterscheiden in diamagnetisch oder paramagnetisch, wobei der Einfluß

eines äußeren Feldes in beiden Fällen reversibel und die Suszeptibilität praktisch feldunabhängig ist. Ferromagnetische Stoffe weisen dagegen auch irreversible Änderungen ihres magnetischen Zustandes auf und zeichnen sich durch eine Feldabhängigkeit der Suszeptibilität aus. In ausreichend kleinen Magnetfeldern ( $B < 1 \text{ mT}$ ) verhalten sich aber auch diese Stoffe reversibel und die Suszeptibilität kann als unabhängig von äußeren Feldern betrachtet werden.

#### *Dia- und Paramagnetismus*

Die diamagnetische Suszeptibilität ist eine grundlegende Eigenschaft aller Atome und Moleküle, unabhängig davon, ob sie ein resultierendes magnetisches Moment besitzen oder nicht. Der Diamagnetismus resultiert aus der Wechselwirkung zwischen einem äußeren Magnetfeld und den Spins der Elektronen. Ein Magnetfeld veranlaßt die Elektronen um dessen Feldrichtung zu präzessieren. Dadurch wird ein magnetisches Moment erzeugt, das gemäß der Lenz'schen Regel dem äußeren Magnetfeld entgegengerichtet ist. Die diamagnetische Suszeptibilität besitzt daher ein negatives Vorzeichen und ist temperaturunabhängig.

Einem Atom mit resultierendem magnetischem Moment ist zusätzlich eine paramagnetische Suszeptibilität zu eigen, die im allgemeinen sehr viel stärker ist als die diamagnetische. Der Paramagnetismus beruht auf der Ausrichtung der atomaren magnetischen Momente in einem äußeren Feld, das der zufälligen Verteilung der Momente aufgrund der thermischen Aktivierung entgegenwirkt. Verschwindet das äußere Magnetfeld, tritt wieder eine statistische Verteilung der magnetischen Momente ein. Die paramagnetische Suszeptibilität

Tabelle 3.1: Magnetische Suszeptibilität  $\kappa$  einiger dia- und paramagnetischer Minerale.

Mineral	Magnetismus	$\kappa$ [ $10^{-6} \text{ S}$ ]	Quelle
Quarz, $\text{SiO}_2$	diamagnetisch	-15.3    a, -15.5    c	Voigt & Kinoshita, 1907
Calcit $\text{CaCO}_3$	diamagnetisch	-12.4    a, -13.8    c	Voigt & Kinoshita, 1907
Siderit, $\text{FeCO}_3$	paramagnetisch	4160	Stutzer et al., 1918
Magnesit, $\text{MgCO}_3$	paramagnetisch	56.5	Stutzer et al., 1918
Ilmenit, $\text{FeTiO}_3$	paramagnetisch	8042	Grenet, 1930
Illit	paramagnetisch	405	Collinson, 1983*)
Montmorillonit	paramagnetisch	280 - 420	Collinson, 1983*)
Biotit	paramagnetisch	780 - 3318	Syono, 1960*)

\*) Werte für  $\kappa$  berechnet aus der Angabe der spezifischen Suszeptibilität und Dichte aus Weast et al. (1988).

tibilität ist nach dem Curie'schen Gesetz umgekehrt proportional der Temperatur. In Mineralen geht die paramagnetische Suszeptibilität in erster Linie auf die vorhandenen Fe-Ionen zurück. Einige Beispiele für dia- und paramagnetische Minerale sind Tabelle 3.1 zu entnehmen.

### *Ferromagnetismus*

Ferromagnetika zeichnen sich durch eine starke Spinkopplung der atomaren magnetischen Momente aus, die dazu führt, daß sie auch ohne ein äußeres Feld eine Magnetisierung besitzen können. Als reinen Ferromagnetismus bezeichnet man die perfekte Parallelstellung aller vorhandenen Momente eines Materials (Abb. 3.1). Eisen, Kobalt und Nickel in reiner Form sind ferromagnetisch, jedoch kein einziges natürliches Mineral. Es existieren indessen zwei Varianten des Ferromagnetismus, die in der Natur von Bedeutung sind. Ihre Entdeckung in der Mitte dieses Jahrhunderts ist Néel (1952) zu verdanken.

Das Kristallgitter eines Minerals sei aus zwei Untergittern aufgebaut, deren Gesamtmomente antiparallel ausgerichtet sind (Abb. 3.1). Sind beide Momente gleich groß, ist die Magnetisierung ohne äußeres Feld gleich Null. Diese Konfiguration wird als Antiferromagnetismus bezeichnet. Ein äußeres Feld führt zu einer Magnetisierung in Richtung des Feldes. Die Suszeptibilität besitzt also ein positives Vorzeichen. Der antiferromagnetische Ordnungszustand bleibt nur unterhalb der sogenannten Néeltemperatur  $T_N$  bestehen. Oberhalb dieser Temperatur verhält sich das Material paramagnetisch. Es gilt die Temperaturabhängigkeit des Curie-Weiss'schen Gesetzes

$$\kappa_{\text{anti}} \sim 1 / (T - T_N) \quad \text{für } T > T_N \quad (4)$$

Bei einigen antiferromagnetischen Mineralen wie Hämatit sind die magnetischen Momente gegenüber der antiparallelen Ausrichtung verkantet (spin-canting). Ihre dadurch begründete unvollständige Kompensation führt dazu, daß diese Minerale auch ohne äußeres Feld eine Magnetisierung tragen können.

Eine zweite Variation des Ferromagnetismus besteht darin, daß die Gesamtmomente der beiden Untergitter nicht gleich groß sind und so trotz antiparalleler Ausrichtung und ohne äußeres Feld eine Magnetisierung resultiert. Man spricht in diesem Fall von Ferrimagnetismus. Analog zum Antiferromagnetismus ist dieser Ordnungszustand nur unterhalb der sogenannten Curietemperatur  $T_C$  stabil. Bei höheren Temperaturen gilt analog zu (4)

$$\kappa_{\text{ferri}} \sim 1 / (T - T_C) \quad \text{für } T > T_C \quad (5)$$

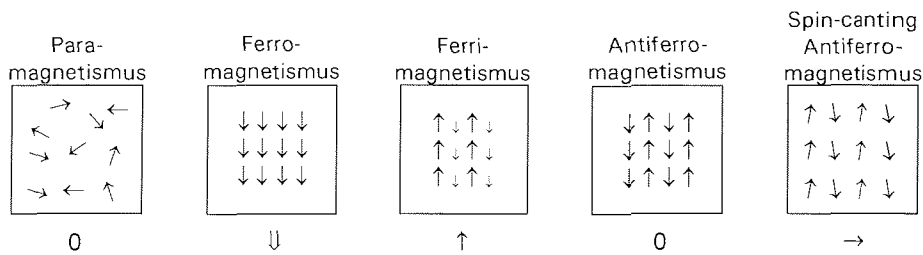


Abb. 3.1: Magnetische Ordnungszustände und resultierende Momente.

Die beschriebenen magnetischen Ordnungszustände sind in Abbildung 3.1 schematisch dargestellt.

In der vorliegenden Arbeit wird die Bezeichnung *ferromagnetisch* als Oberbegriff für ferri- und antiferromagnetische Minerale verwendet. Dies ist in der Regel als Abgrenzung der remanenztragenden Minerale gegenüber den nicht remanenztragenden dia- und paramagnetischen Mineralen zu verstehen.

### 3.2 Definition magnetischer Kenngrößen

Anhand der Hysteresekurve soll die Variation der Magnetisierung  $M$  eines Ferromagnetikums in Abhängigkeit äußerer Magnetfelder beschrieben werden. In Abbildung 3.2 wird das Magnetfeld durch die magnetische Induktion  $B$  ausgedrückt. Dies ist in der Gesteinsmagnetik üblich, um einen einfacheren Vergleich mit den Feldstärkeangaben des früher verwendeten cgs-Einheitensystems zu ermöglichen. Zur Thematik der Umrechnung von cgs-Einheiten und SI-Einheiten sei auf die Arbeit von Payne (1981) verwiesen.

Unter Hysterese ist das Zurückbleiben einer Wirkung hinter der sie bedingenden Kraft zu verstehen. Im Fall des Magnetismus erfolgt die Änderung der Magnetisierung verzögert gegenüber der Änderung des Magnetfeldes.

Die wichtigsten Größen, die aus einer vollständigen Hysteresekurve bestimmt werden können, sind die Sättigungsmagnetisierung  $M_S$ , die Sättigungsremanenz  $M_{RS}$ , die Koerzitivkraft  $B_C$  und die Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$  sowie die Anfangsuszeptibilität  $\kappa_{in}$ .

Ausgehend vom unmagnetisierten Zustand steigt bei kleinen Magnetfeldern die Magnetisierung an und verschwindet wieder, wenn das Feld zurückgenommen wird. Bei einem weiteren Anstieg des Feldes überschreitet die innere Energie der Probe verschiedene lokale Potentialmaxima, die bei Zurücknahme des Feldes nicht mehr überwunden werden können. Es kommt zu irreversiblen Ummagnetisierungsprozessen und es bleibt eine remanente Magnetisierung  $M_R$  erhalten.

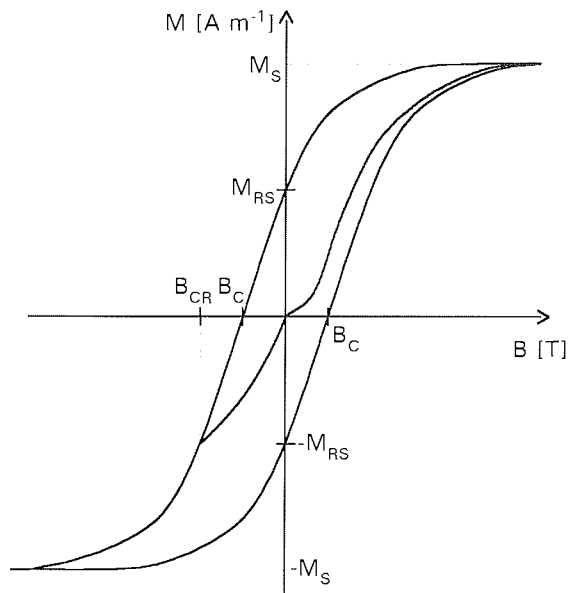


Abb. 3.2: Hysteresekurve eines Ferromagnetikums mit den magnetischen Kenngrößen Sättigungsmagnetisierung  $M_S$ , Sättigungsremanenz  $M_{RS}$ , Koerzitivkraft  $B_C$  und Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$ .

Die Magnetisierung läßt sich durch Erhöhen des äußeren Feldes nur bis zum Erreichen der Sättigungsmagnetisierung  $M_S$  steigern. Wird das Feld nun reduziert, bleibt die Sättigungsremanenz  $M_{RS}$  erhalten. Erst in einem äußeren Gegenfeld, dessen Stärke als Koerzitivkraft  $B_C$  bezeichnet wird, ist die Magnetisierung gleich Null. Damit die Probe nach Abschalten des Feldes keine Remanenz mehr trägt, muß zuvor das Gegenfeld bis zur Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$  erhöht werden. Bei mehrmaligem Wechsel der Feldrichtung zwischen identischen Umkehrpunkten wird die Hysteresekurve jeweils dieselbe, für das Material charakteristische Form aufweisen.

Die lineare Steigung der sogenannten Neukurve - vom Ursprung ausgehende Magnetisierungskurve bei kleinen Feldern - wird als Anfangsuszeptibilität  $\kappa_{iN}$  bezeichnet.

### 3.3 Charakteristische Eigenschaften des Domänenstatus' kleiner magnetischer Partikel

Die Hystereseigenschaften von Ferromagnetika stehen in engem Zusammenhang mit den sogenannten magnetischen Bereichen oder Domänen. Das Bild der magnetischen Bereiche wurde von Weiss (1907) geschaffen. Er versuchte damit zu erklären, wie ein Material mit spontaner Magnetisierung in einem

pauschal unmagnetischen Zustand existieren kann. Seine Annahme bestand darin, daß das Material verschiedene Domänen ausbildet, deren spontane Magnetisierungen unterschiedliche Richtungen aufweisen, so daß in der Summe die Magnetisierung nach außen gleich Null ist.

Bloch (1932) entwickelte die Vorstellung, daß diese Domänen durch Wände endlicher Dicke voneinander getrennt sind, in denen sich die Spinrichtung kontinuierlich von der Magnetisierungsrichtung der einen Domäne in die Richtung der benachbarten dreht. Mit der Ausbildung dieser Wände stellt sich ein Minimum verschiedener miteinander konkurrierenden Energien (Streifeldenergie, Wandenergie, u.a.) ein, nachdem die Größe der magnetischen Teilchen ein kritisches Volumen überschritten hat (Tabelle 3.2). In

Tabelle 3.2: Experimentelle und theoretische kritische Durchmesser equidimensionaler Partikel beim Übergang von SP → SD ( $d_S$ ) und SD → MD ( $d_0$ ) bei Raumtemperatur (nach Dunlop, 1990).

Mineral	$d_S$ [ $\mu\text{m}$ ]	$d_0$ [ $\mu\text{m}$ ]
Magnetit	0.03 <sup>a</sup>	0.05 <sup>a</sup>
Magnetit	0.025 <sup>b</sup>	0.08 <sup>c - e</sup>
Magnetit	-	0.12 <sup>f</sup>
Magnetit	-	0.10 <sup>g</sup>
Titanomagnetit ( $x = 0.55 - 0.6$ )	0.08 <sup>i</sup>	0.2 <sup>j</sup>
Titanomagnetit ( $x = 0.55 - 0.6$ )	-	0.6 <sup>k, l</sup>
Titanomaghemit ( $x = 0.6, z = 0.4$ )	0.05 <sup>l</sup>	0.75 <sup>l</sup>
Titanomaghemit ( $x = 0.6, z = 0.7$ )	0.09 <sup>l</sup>	2.4 <sup>l</sup>
Pyrrhothit	-	1.6 <sup>m</sup>
Pyrrhothit	-	1.5 <sup>n</sup>
Hämatit	0.03 <sup>o</sup>	15 <sup>o</sup>

- <sup>a</sup> Dunlop (1973), experimentell
- <sup>b</sup> Dunlop & Bina (1977), experimentell
- <sup>c</sup> Moskowitz & Banerjee (1979), theoretisch
- <sup>d</sup> Moon & Merrill (1985), theoretisch
- <sup>e</sup> Enkin & Dunlop (1987), theoretisch
- <sup>f</sup> Heider & Williams (1988), theoretisch
- <sup>g</sup> Williams & Dunlop (1989), theoretisch
- <sup>h</sup> Shcherbakov & Lamash (1988), theoretisch
- <sup>i</sup> berechnet nach Bean & Livingston (1959)
- <sup>j</sup> Butler & Banerjee (1975)
- <sup>k</sup> Soffel (1971), experimentell
- <sup>l</sup> Moskowitz (1980), theoretisch
- <sup>m</sup> Soffel (1977), experimentell
- <sup>n</sup> Halgedahl & Fuller (1983), experimentell
- <sup>o</sup> Banerjee (1971), experimentell



diesem Fall spricht man von *Mehrbereichs- oder Multi-Domain-(MD)*-Teilchen. Bis zum Erreichen dieses Volumens, ist die Existenz einer einzelnen Domäne energetisch günstiger, diese Teilchen werden als *Einbereichs- oder Single-Domain-(SD)*-Teilchen bezeichnet. *Pseudo-Einbereichs-(PSD)*-Teilchen besitzen nur einige wenige Domänen und weisen magnetische Eigenschaften auf, die zwischen denen von SD- und großen MD-Teilchen liegen.

Oberhalb der sogenannten Blockungstemperatur besitzen Einbereichsteilchen aufgrund der thermischen Aktivierung keine stabile Magnetisierung, stattdessen unterliegen ihre magnetischen Momente einer ständigen Umorientierung. In Anwesenheit eines äußeren Feldes regeln sich die magnetischen Momente jedoch parallel zur Feldrichtung ein. Dies entspricht dem Verhalten eines klassischen Paramagnetikums. Da das magnetische Moment eines Ferromagnetikums sehr viel stärker ist als das eines Paramagnetikums, ist seine Suszeptibilität im Vergleich sehr groß. Daher wird dieses Phänomen als *superparamagnetisches (SP)* Verhalten bezeichnet. Genügend kleine Teilchen zeigen schon bei Raumtemperatur superparamagnetisches Verhalten (Tabelle 3.2). Als weiteres Charakteristikum sind superparamagnetische Teilchen schon bei geringen Feldstärken magnetisch gesättigt.

In Zusammenhang mit der thermischen Aktivierung ist der Begriff der *Relaxationszeit* von Bedeutung. Die Relaxationszeit  $\tau$  ist ein Maß für die Zeit, die ferromagnetische Partikel benötigen, um mit ihrer Umgebung in ein thermodynamisches Gleichgewicht zu gelangen. Je größer die Relaxationszeit, desto zeitlich stabiler ist der Magnetisierungszustand des Teilchens. Es gilt:

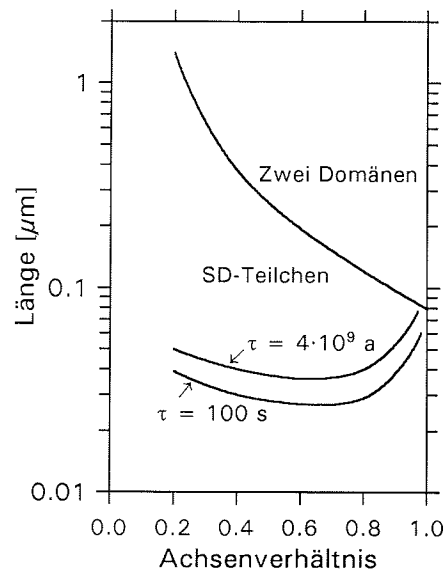


Abb. 3.3: Bereich stabiler SD-Magnetite bei 290 K als Funktion der Korngröße (nach Butler & Banerjee, 1975);  $\tau$  - Relaxationszeit (siehe Text).

$$\tau = (1/C) \cdot \exp((v \cdot B_C \cdot M) / (2 \cdot k \cdot T)) \quad \text{für } T > T_C \quad (6)$$

C - Frequenzfaktor ( $\approx 10^{10} \text{ s}^{-1}$ ),  $v$  - Partikelvolumen  
 $B_C$  - Koerzitivkraft,  $M$  - Magnetisierung pro Volumen  
 $k$  - Boltzmannkonstante,  $T$  - absolute Temperatur

Aus Gleichung (6) geht hervor, daß die Relaxationszeit mit dem Partikelvolumen zunimmt und mit der Temperatur abnimmt. Superparamagnetische Teilchen weisen daher sehr niedrige Relaxationszeiten auf (Abb. 3.3).

Zusammenfassend ist festzustellen, daß sich die verschiedenen magnetischen Parameter wie Koerzitivität, Suszeptibilität und Sättigungsremanenz in weiten Grenzen mit dem Domänenstatus ändern (Abb. 3.4). Als geeignetes stabiles Speichermedium für eine (paläo)magnetische Information erweisen sich solche Teilchen, die im SD-PSD-Bereich angesiedelt sind.

Ob ein Ferromagnetikum ein oder mehrere Domänen ausbildet, hängt nicht allein von seiner physischen Größe ab, vielmehr auch vom Verhältnis seiner Seitenlängen (Abb. 3.3). Auf die Koerzitivität haben neben der Korngröße auch Faktoren einen großen Einfluß, die den Spannungszustand in einem Mineral charakterisieren wie die mechanische Beanspruchung, Verunreinigungen durch Fremdatome, Gitterfehler oder der Oxidationszustand. Aus gesteinsmagnetischer Sicht ist daher nicht die Korngröße an sich das entscheidende Kriterium für magnetisch stabile Partikel, sondern vielmehr ihr Domänenstatus (Abb. 3.5, 3.6).

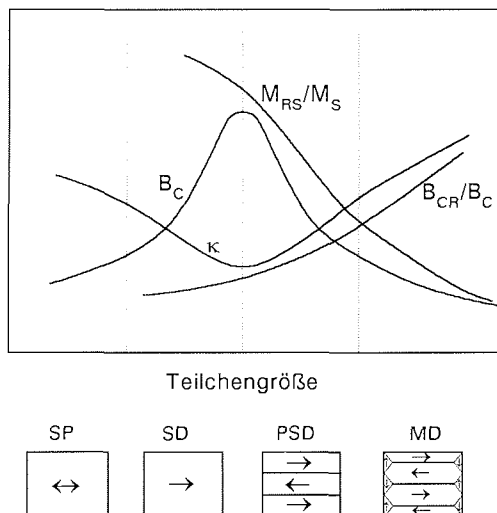


Abb. 3.4: Magnetische Eigenschaften kleiner Teilchen. Schematische Variation der Koerzitivkraft  $B_C$ , der Suszeptibilität  $\kappa$ , und der Verhältnisse Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung ( $M_{RS}/M_S$ ) und Remanenzkoerzitivkraft zu Koerzitivkraft ( $B_{CR}/B_C$ ) als Funktion des Domänenstatus' (nach Soffel, 1991).

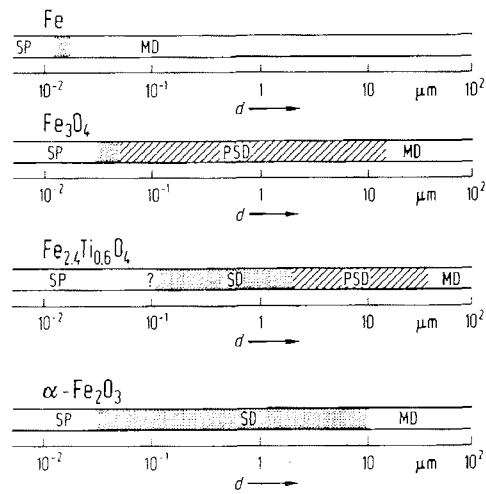


Abb. 3.5: Domänenstatus ferromagnetischer Minerale als Funktion der Korngröße bei Raumtemperatur. Daten für Eisen aus Butler & Banerjee (1975), für Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) aus Dunlop (1973), Titanomagnetit ( $\text{Fe}_{2.4}\text{Ti}_{0.6}\text{O}_4$ ) aus Day (1977), Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) aus Banerjee (1971). SP - Superparamagnetisch; SD - Einbereichsteilchen; PSD - Pseudo-Einbereichsteilchen; MD - Mehrbereichsteilchen (nach Bleil & Petersen, 1982).

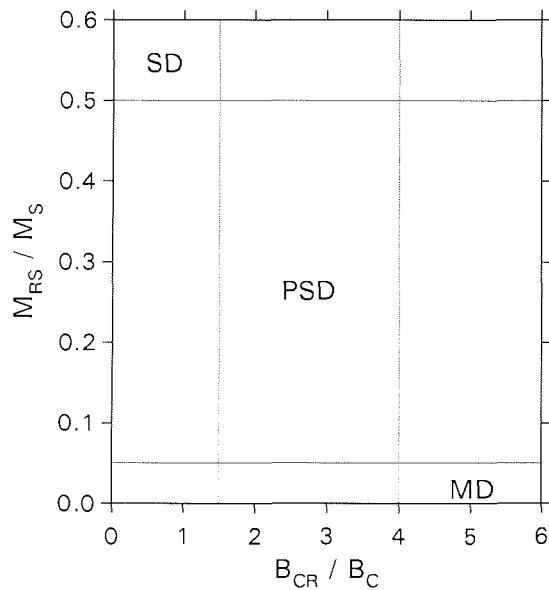


Abb. 3.6: Domänenstatus von (Titan-)Magnetiten als Funktion des Verhältnisses Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung ( $M_{RS}/M_S$ ) und Remanenzkoerzitivkraft zu Koerzitivkraft ( $B_{CR}/B_C$ ); SD - Einbereichsteilchen, PSD - Pseudo-Einbereichsteilchen, MD - Mehrbereichsteilchen (nach Day et al., 1977).

### 3.4 Natürliche ferromagnetische Minerale

Im folgenden werden stichwortartig die gesteinsmagnetischen Charakteristika der für diese Arbeit wichtigen natürlichen magnetischen Minerale behandelt. Eine ausführliche Darstellung wird in Stacey & Banerjee (1974), Bleil & Petersen (1982), Collinson (1983) sowie O'Reilly (1984) gegeben.

Die meisten magnetischen Minerale sind Eisen-Titan-Oxide verschiedener Kristallmischreihen (Abb. 3.7).

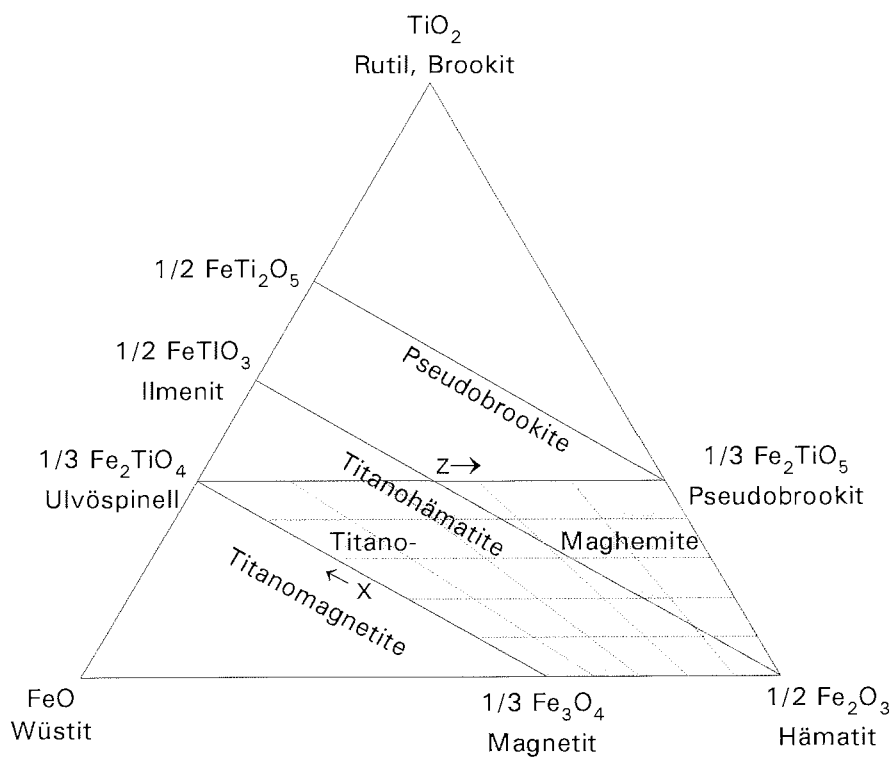


Abb. 3.7: Ternäres System der Fe-Ti-Oxide mit den Endgliedern Wüstit ( $\text{FeO}$ ), Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) und Rutil ( $\text{TiO}_2$ ) sowie den Mischreihen der Titanomagnetite, Titanomaghemite und Titanohämatite. x bezeichnet den Titangehalt der Titanomagnetite, z den Oxidationsparameter der Titanomaghemite (schraffierte Fläche).

### *Magnetit*

Magnetit ( $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4 = \text{Fe}_3\text{O}_4$ ) ist das häufigste ferrimagnetische Mineral der Erde. Es kommt als primäre oder sekundäre Phase in kontinentalen wie ozeanischen Gesteinen vor. Der kubischflächenzentrierte Magnetit besitzt eine inverse Spinellstruktur, in der die Sauerstoffatome eine leicht versetzte kubischdichteste Kugelpackung bilden, während die Kationen die tetraedisch und oktaedrisch koordinierten Zwischenräume einnehmen. Die Richtung der spontanen Magnetisierung ist oberhalb von 119 K (Verweyübergang, Verwey & Haayman, 1941) die Würfeldiagonale (111), unterhalb 119 K dagegen die Flächendiagonale (110). Für die magnetische Anisotropie ist in erster Linie die Formanisotropie entscheidend. Die Sättigungsmagnetisierung beträgt  $480 \text{ kA m}^{-1}$ , die Curietemperatur von reinem Magnetit  $\approx 580 \text{ }^\circ\text{C}$ . Unreinheiten in Form von Fremdionen, Gitterfehlern u.a. führen bei natürlichen Magnetiten zu Curietemperaturen von 570 bis 590  $^\circ\text{C}$ . Magnetit zählt zu den niederkoerzitativen Magnetomineralen und besitzt die stärkste magnetische Suszeptibilität aller natürlichen Minerale (Tabelle 3.3).

### *Maghemit*

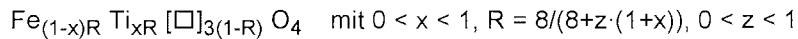
Bei gleicher chemischer Formel wie Hämatit weist der ferrimagnetische Maghemit ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) eine inverse Spinellstruktur auf wie Magnetit. Maghemit entsteht durch Tieftemperaturoxidation ( $T < 300 \text{ }^\circ\text{C}$ ) aus Magnetit, wobei  $\text{Fe}^{2+}$  in  $\text{Fe}^{3+}$  umgewandelt wird. Er ist metastabil und zerfällt bei Temperaturen von über 400  $^\circ\text{C}$  in Hämatit. Eine exakte Curietemperatur ist deshalb nicht bekannt, in der Literatur werden Werte zwischen 545 und 750  $^\circ\text{C}$  genannt (Dunlop, 1990). Die Sättigungsmagnetisierung ist mit rund  $400 \text{ kA m}^{-1}$  vergleichbar mit der von Magnetit, ähnlich verhält es sich mit den Koerzitivkräften und der Suszeptibilität (Tabelle 3.3).

### *Titanomagnetite*

Titanomagnetite ( $\text{Ti}_x\text{Fe}_{3-x}\text{O}_4$ ,  $0 \leq x \leq 1$ ) existieren oberhalb von 600  $^\circ\text{C}$  als vollständige Mischreihe zwischen dem bei Raumtemperatur paramagnetischen Ulvöspinell ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) und Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). Dabei gibt der Mischungsparameter  $x$  den Ti-Gehalt an. Unterhalb von 600  $^\circ\text{C}$  bilden sich Verwachsungen von Entmischungslamellen mit Ausnahme engbegrenzter Bereiche nahe  $x = 1$  und  $x = 0$  (Basta, 1960). Besonders häufig sind sogenannte TM60 mit  $x = 0.6$  (60 % Ulvöspinellgehalt, Tabelle 3.3). Zu bemerken ist, daß sich viele Eigenschaften der Titanomagnetite stetig und oft nahezu linear mit der Zusammensetzung ändern. So nimmt die Curietemperatur mit wachsendem  $x$  von  $\approx 580 \text{ }^\circ\text{C}$  für  $x = 0$  auf  $-153 \text{ }^\circ\text{C}$  für  $x = 1$  ab. Ähnliches gilt für andere magnetische Eigenschaften wie die Sättigungsmagnetisierung und Sättigungsremanenz (Bleil & Petersen, 1982). Die meisten natürlichen Titanomagnetite enthalten weitere Kationen, die die magnetischen Eigenschaften beeinflussen (Richards et al., 1973), besonders häufig sind Magnesium und Aluminium.

### Titanomaghemite

Die als Maghemitisierung bezeichnete Oxidation der Titanomagnetite bei Temperaturen unterhalb etwa 300 °C führt zu einer Umwandlung von Fe<sup>2+</sup> in Fe<sup>3+</sup>. Dadurch entsteht wie bei Maghemit eine Defektstruktur mit Leerstellen (Titanomaghemite), die kubische inverse Spinellstruktur der Titanomagnetite bleibt jedoch erhalten. Die magnetischen Parameter ändern sich mit wachsender Maghemitisierung. So nimmt die Curietemperatur in der Regel zu, die Sättigungsmagnetisierung dagegen ab. Titanomaghemite lassen sich durch folgende Formel beschreiben (O'Reilly, 1976):



x - Mischungsparameter, z - Oxidationsparameter

Tabelle 3.3: Magnetische Parameter verschiedener Titanomagnetite.  
x- Mischungsparameter; z- Oxidationsparameter.

Mineral	Korngröße [µm]	B <sub>C</sub> [mT]	B <sub>CR</sub> [mT]	κ [SI]	Quelle
Magnetit, x = 0	250 - 150	2.2	16.5	-	b)
"	150	3.1	16.2	2.664	a)
"	< 5	14.3	39.7	-	b)
"	0.1	39.6	56.5	1.872	a)
"	0.22	10.0	26.6	3.845	c)
"	0.10	15.3	27.9	3.757	c)
"	0.076	17.8	30.8	3.594	c)
"	0.037	21.8	39.6	3.368	c)
TM, x = 0 - 0.1	250 - 150	9.3	29.8	-	b)
"	< 5	22.0	48.8	-	b)
TM, x = 0.1	150	3.0	13.3	4.398	a)
"	0.1	49.5	69.0	1.558	a)
TM, x = 0.6	250 - 150	1.95	13.5	-	b)
"	150	3.3	12.9	3.367	a)
"	< 5	14.3	33.2	-	b)
"	0.1	191.0	214.0	0.364	a)
TM mit Ilmenitlamellen	0.5 - 50	25.4	47.1	3.657	c)
Maghemit	0.01 - 0.1	11.3	21.7	3.720	c)
Titanomaghemit x = 0.05, z = 0.8	250 - 150	25.25	47.7	-	b)
"	< 5	33.0	56.3	-	b)

a) Day et al. (1977), synthetische Proben; b) Hartstra (1982a), natürliche Proben;  
c) Dunlop (1986a, b), synthetische und natürliche Proben.

Alle Titanomaghemite sind metastabil und invertieren bei zunehmender Temperatur irreversibel in rhomboedrische und andere Mischphasen. Im Fall von Maghemit ist bei Temperaturen zwischen 250 und über  $\approx 600$  °C Hämatit das einzige Inversionsprodukt (Özdemir & Dunlop, 1988). Mit fortschreitender Oxidation zerfallen Titanomaghemite je nach Maghemitisierungsgrad zunächst in Magnetit und Ilmenit, danach in Hämatit und Ilmenit.

#### *Hämatit*

Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) besitzt eine Korundstruktur mit rhomboedrischer Symmetrie. Die magnetischen Momente der beiden Untergitter sind nicht exakt antiparallel ausgerichtet (spin canting). Dadurch entsteht ein magnetisches Restmoment. Man spricht von "parasitärem Ferromagnetismus". Zwischen  $-10$  °C (Morin-übergang, Morin, 1950) und der Néeltemperatur von  $675$  °C liegt die Richtung der spontanen Magnetisierung in der Basalebene. Unterhalb von  $-10$  °C klappt sie um in Richtung der c-Achse. Hämatit besitzt eine starke magnetische Anisotropie, die überwiegend durch Kristallanisotropieterme bestimmt ist und hohe Koerzitivkräfte von mehreren hundert mT verursacht. Die Sättigungsmagnetisierung und die magnetische Suszeptibilität sind im Vergleich zu Magnetit mit rund  $2 \text{ kA m}^{-1}$  und  $0.003 - 0.03 \text{ SI}$  (Collinson, 1983) sehr niedrig.

#### *Titanohämatite*

Als Titanohämatite ( $\text{Ti}_y\text{Fe}_{2-y}\text{O}_3$ ,  $0 \leq y \leq 1$ ) oder Hämo-Ilmenite werden die Mischkristalle zwischen Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) und Ilmenit ( $\text{FeTiO}_3$ ) bezeichnet. In der Natur kommen in der Regel solche Minerale vor, deren Zusammensetzung nahe einem der beiden Endglieder liegt. So sind auch ihre magnetischen Eigenschaften denen der jeweils dominierenden Phase ähnlich. Änderungen als Funktion des Titangehaltes, beispielsweise die der Sättigungsmagnetisierung, erfolgen nicht linear (Westcott-Lewis & Parry, 1971). Ilmenitnahe Titanohämatite sind bei Raumtemperatur paramagnetisch, hämatitnahe Titanohämatite weisen einen schwachen Ferromagnetismus aufgrund von spin-canting und hohe Koerzitivitäten auf. Allen gemeinsam ist die rhomboedrische Korundstruktur. Titanohämatite sind gelegentlich in vulkanischen Gesteinen anzutreffen, häufiger aber in Gneissen, granitischen und metamorphen Gesteinen (Balsley & Buddington, 1958). Sie finden sich auch in einigen Sedimenten, tragen dort zumeist aber nur in geringem Maße zur natürlichen remanenten Magnetisierung bei.

#### *Goethit*

Das Eisenoxihydroxid Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) weist wie Hämatit einen parasitären Ferromagnetismus auf (Stacey & Banerjee, 1974). Die Werte für die Curie-temperatur liegen bei nur  $80 - 120$  °C (Collinson, 1983). Die Sättigungsmagnetisierung variiert zwischen  $0.01$  und  $5 \text{ kA m}^{-1}$  (Soffel, 1991). Goethit entsteht als Verwitterungsprodukt unter Einfluß von Wasser und Luftsauerstoff. Bei mittleren Temperaturen ( $\approx 350$  °C) findet eine Dehydratation und Mineralumwandlung zu Hämatit oder Maghemit statt (Dunlop, 1990). Aufgrund seiner

extrem hohen Kristallanisotropie besitzt Goethit eine sehr hohe Koerzitivität von häufig über 3 T.

Neben diesen Eisenoxiden und -hydroxiden existieren noch einige Eisensulfide, die ebenfalls eine remanente Magnetisierung tragen können.

#### *Pyrrhotit*

Die Zusammensetzung von Pyrrhotit ( $\text{FeS}_{1+x}$ ) schwankt zwischen etwa  $0.10 < x < 0.14$  (Collinson, 1983). Pyrrhotit mit  $x = 0.14$  ( $\text{Fe}_7\text{S}_8$ ) ist monoklin und relativ stark ferrimagnetisch (Sättigungsmagnetisierung  $\approx 90 \text{ kA m}^{-1}$ , Curie-temperatur  $\approx 325 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Seine magnetischen Eigenschaften wurden ausführlich als Funktion der Korngröße untersucht (Clark 1983, 1984). Pyrrhotit kommt sowohl in basischen bis ultrabasischen Magmatiten und Metamorphiten vor als auch als sekundäres Mineral in marinen Sedimenten. Bei Verwitterung zerfällt er in Magnetit oder Hämatit und Pyrit.

#### *Greigit*

Das ferrimagnetische, kubische Eisensulfid Greigit ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) wurde erst in den letzten Jahren häufiger in der gesteinsmagnetischen Literatur beschrieben (Snowball & Thompson, 1988; Hilton, 1990; Krs et al., 1990; Snowball & Thompson, 1990a, b; Snowball, 1991; Roberts & Pillans, 1993; Roberts & Turner, 1993). Seine Entstehung in Sedimenten wird meist in Zusammenhang gebracht mit der Diagenese von Magnetit unter reduzierenden Bedingungen. Auch magnetotaktische Bakterien sind in der Lage, intrazelluläre Greigitkristalle zu produzieren (Mann et al., 1990). Für die Curietemperatur werden Werte zwischen  $270$  und  $300 \text{ }^\circ\text{C}$  angegeben (Soffel, 1991). Diese müssen aber wahrscheinlich als Zerfallstemperatur interpretiert werden. Nach Skinner et al. (1964) ist Greigit nur bis  $238 \text{ }^\circ\text{C}$  stabil. Zwischen  $238$  und  $282 \text{ }^\circ\text{C}$  zerfällt er zunächst in Pyrrhotit und Schwefel, oberhalb von  $320 \text{ }^\circ\text{C}$  in Pyrrhotit und Pyrit.

### **3.5 Zur Bildung der Natürlichen Remanenten Magnetisierung (NRM) in Sedimenten**

Während des Herabsinkens in der Wassersäule richten sich ferromagnetische Partikel mit ihrem magnetischen Moment parallel zum Erdmagnetfeld aus. Wirken dabei keine sonstigen Kräfte (Bodenwasserströmungen, o.ä.), so werden sie in dieser Ausrichtung ins Sediment inkorporiert und bilden die Träger der *Natürlichen Remanenten Magnetisierung* (NRM). Dieser Typ des Remanenzserwerbs wird als *Sedimentationsremanenz* (DRM - *Detrital Remanent Magnetisation*) bezeichnet.

Nur größere Partikel werden sofort in der Sedimentmatrix fixiert. Kleinere ferromagnetische Teilchen können sich noch längere Zeit in den offenen Porenräumen bewegen und damit einer eventuellen Feldänderung folgen. Erst mit zunehmender Kompaktion des Sedimentes wird ihre Bewegungsfreiheit



allmählich eingeschränkt bis sie schließlich mechanisch blockiert sind. Das magnetische Moment ist "eingefroren". Dies geschieht je nach Sedimentationsrate und Sedimentzusammensetzung in unterschiedlichen "lock-in-Tiefen". DeMenocal et al. (1990) geben an, daß in marinen Sedimente mit niedriger Sedimentationsrate ( $< 1 \text{ cm}/1000 \text{ Jahre}$ ) die "lock-in-Tiefen" 30 - 50 cm betragen, während bei hoher Sedimentationsrate ( $> 1 \text{ cm}/1000 \text{ Jahre}$ ) das magnetische Moment schon  $\approx 16 \text{ cm}$  unter der Oberfläche fixiert ist. Da der Remanenz-erwerb (größtenteils) erst nach der eigentlichen Sedimentation der Partikel erfolgt, spricht man von einer Postsedimentationsremanenz (PDRM - *Post Depositional Remanent Magnetisation*).

Die auf diese Weise erworbene NRM kann im Laufe der geologischen Entwicklung durch verschiedene Faktoren, unter anderem durch Mineralumwandlungen oder -neubildungen überprägt werden. Aufgabe der Paläomagnetik ist es, die ursprüngliche, dem Alter der Sedimente entsprechende Magnetisierung zu bestimmen. Diese wird als stabile remanente Magnetisierung oder *Charakteristische Remanente Magnetisierung* (ChRM) bezeichnet.

## 4 PROBENAUSWAHL UND METHODIK

### 4.1 Probenauswahl

Es wurden sieben Sedimentkerne bearbeitet, die während der Expeditionen ARK IV/3 (Thiede, 1988), ARK VII/1 (Thiede & Hempel, 1991) und ARK VIII/3 (Fütterer, 1992) mit FS POLARSTERN gewonnen wurden. Es sind mit einer Ausnahme Kastenlotkerne mit einem Querschnitt von 30 x 30 cm, die aufgrund ihres großen Volumens durch die Kernnahme relativ ungestörte Sedimente erwarten lassen. Im einzelnen handelt es sich um die Sedimentkerne PS 1533-3 SL (Yermak Plateau), PS 1535-8 KAL (Fram Straße), PS 1852-2 KAL (Kolbeinsey Rücken), PS 2171-4 KAL (Amundsen Becken), PS 2185-6 KAL (Lomonosov Rücken), PS 2200-5 KAL (Morris Jesup Schwelle) und PS 2212-3 KAL (Yermak Plateau). Im weiteren wird als Bezeichnung nur die Stations- und Einsatznummer verwendet. Die genauen Lokationen sind Abbildung 4.1 sowie Tabelle 4.1 zu entnehmen.

Als Probenbehälter wurden Plexiglaswürfel mit den Innenmaßen 2 x 2 x 1.6 cm (Volumen = 6.4 cm<sup>3</sup>) parallel zur y-Achse in das Sediment gedrückt. Die z-Achse des probeneigenen Koordinatensystems weist dabei in Richtung Sedimentbasis, die x-Achse steht senkrecht auf beiden. Eine relative azimuthale Orientierung innerhalb eines Sedimentkerns ist dadurch gegeben, daß alle Proben auf der gleichen Schnittfläche des Sediments genommen wurden. Nähere Einzelheiten zur Beprobungstechnik sind bei Nowaczyk (1991) zu finden (Abb. 4.2).

Für die paläomagnetischen Analysen sind alle Kerne in Abständen von 4 oder 5 cm beprobt und zur Erstellung einer Magnetostratigraphie (Nowaczyk, 1991; Frederichs & Nowaczyk, 1992; Nowaczyk & Frederichs, 1992; Nowaczyk et al., 1994) untersucht worden. Sie sind mit einem uniaxialen Wechselfeldentmagnetisierer (2G ENTERPRISES) schrittweise entmagnetisiert und die verbleibende Magnetisierung nach jedem Entmagnetisierungsschritt in einem triaxialen Kryogenmagnetometer (CRYOGENIC CONSULTANTS, MODELL GM 400) gemessen worden. Das Verfahren und ein Teil der Ergebnisse sind ausführlich bei Nowaczyk (1991) dargestellt. Vor Beginn der gesteinsmagnetischen Untersuchungen wurden alle Proben noch einmal in einem Wechselfeld von 200 mT entmagnetisiert, um sie in einen nahezu identischen Ausgangszustand zu versetzen.

Die gesteinsmagnetischen Untersuchungen wurden zunächst an jeder zweiten dieser Proben durchgeführt. In Kernabschnitten mit sprunghaften Änderungen der gesteinsmagnetischen Eigenschaften wurden auch die übrigen Proben bearbeitet.

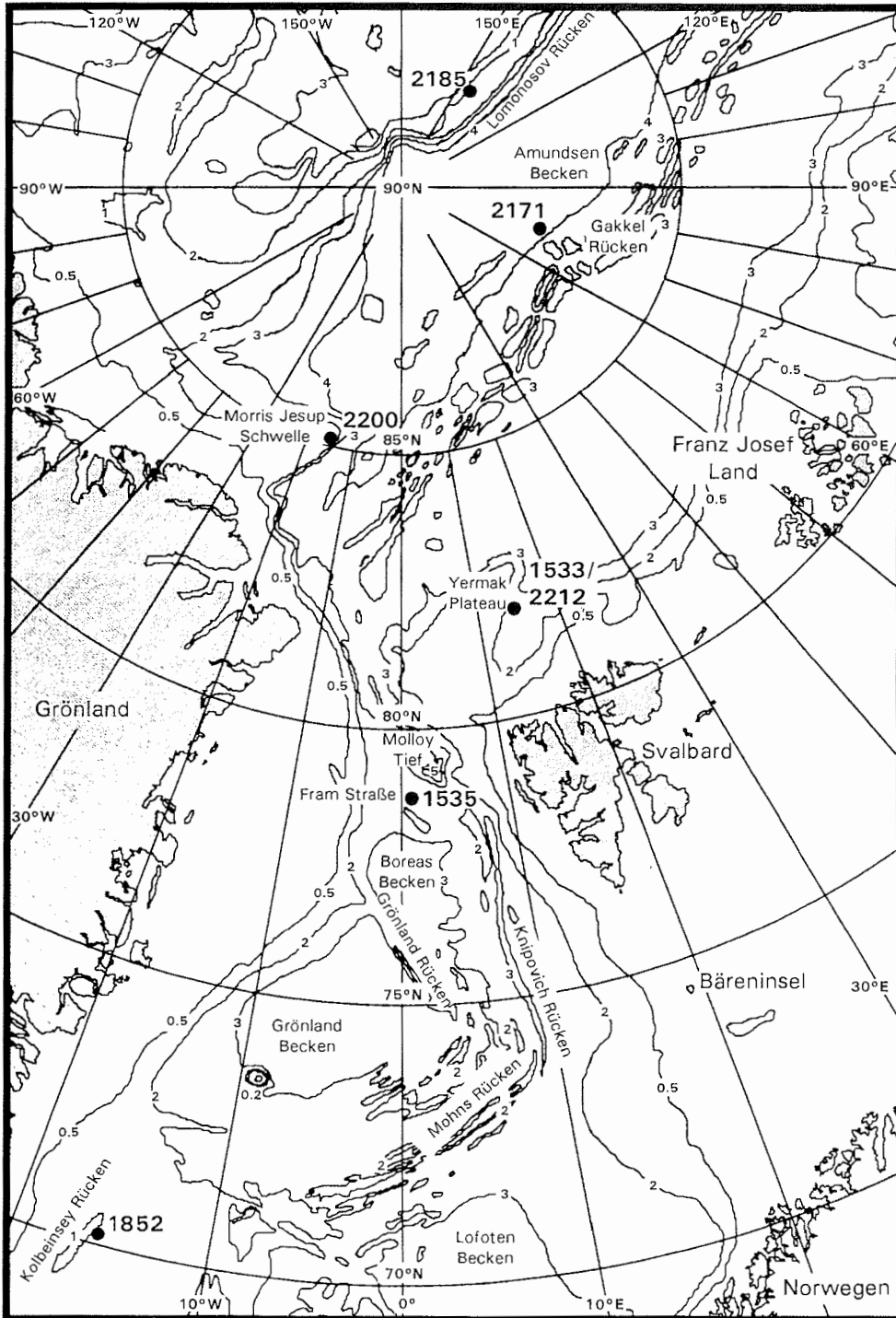


Abb. 4.1: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit den Lokationen der Sedimentkerne, die in der vorliegenden Arbeit untersucht wurden. Tiefenangaben in km nach Perry et al. (1986).

Tabelle 4.1: Bearbeitete Sedimentkerne.

Kern	Gerät	Expedition	Jahr	Geograph. Breite	Geograph. Länge	Wassertiefe [m]	Probenzahl
1533-3	SL	ARK IV/3	1987	82°1.9'N	15°10.7'E	2030	65
1535-8	KAL	ARK IV/3	1987	78°44.8'N	1°10.7'E	2557	47
1852-2	KAL	ARK VII/1	1990	70°15.8'N	15°49.7'W	1117	58
2171-4	KAL	ARK VIII/3	1991	87°36.1'N	69°22.8'E	4395	90
2185-6	KAL	ARK VIII/3	1991	87°32.2'N	144°55.7'E	1052	97
2200-5	KAL	ARK VIII/3	1991	85°19.4'N	14°0.0'E	1073	87
2212-3	KAL	ARK VIII/3	1991	82°4.2'N	15°51.2'E	2550	110

KAL - Kastenlot; SL - Schwerelot

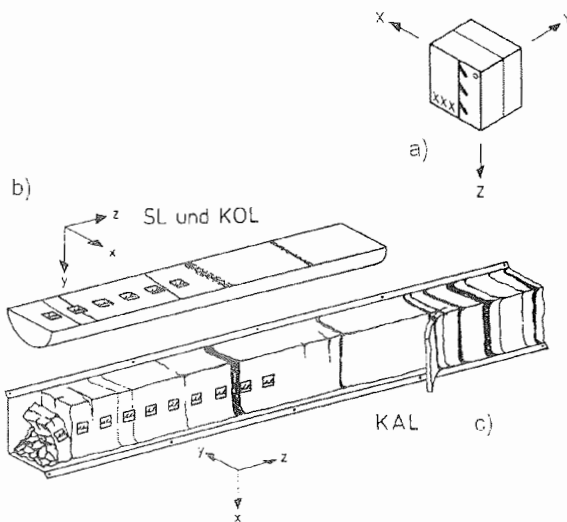


Abb. 4.2: Orientierung der Proben Dosen (a) bei der Entnahme aus Kolbenloten KOL und Schwereloten SL (b) sowie aus Kastenloten KAL (c). Der Pfeil auf der Probendose zeigt in Richtung Sedimentoberfläche. Die Dosen werden parallel der y-Achse ins Sediment gedrückt, wobei die z-Achse zur Kernbasis zeigt. Die Probenkennung ist mit xxx angedeutet (verändert nach Nowaczyk, 1991).

## 4.2 Gesteinsmagnetische Meßverfahren und Geräte

Für die gesteinsmagnetische Bearbeitung wurden solche Parameter herangezogen, die sich effizient und zuverlässig bestimmen lassen und zugleich Aussagekraft bezüglich des magnetischen Inventars der Sedimente besitzen. Es war dabei nicht das Ziel dieser Arbeit, neue Methoden zur Charakterisierung der magnetischen Trägerminerale zu entwickeln, sondern mit geeigneten, aus der Literatur bekannten Verfahren eine Vielzahl von Einzelproben zu untersuchen. Dabei stand insbesondere die Variation aller Parameter in Abhängigkeit von der Kerntiefe und somit vom Alter im Vordergrund, um eine gesteinsmagnetische Stratigraphie zu erstellen. Im folgenden werden die dazu verwendeten Verfahren kurz vorgestellt.

Eine Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM) wird in jeder Probe erzeugt, die einem ausreichend starken magnetischen Gleichfeld ausgesetzt ist. In aller Regel wurden schrittweise möglichst hohe Feldstärken verwendet, um auch bei Vorhandensein hochkoerzitiver Minerale eine Sättigungs-IRM (SIRM) zu erreichen. Die für Hämatit und Goethit notwendigen Felder von mehreren Tesla (Lowrie & Heller, 1982) sind allerdings schwierig zu realisieren. Jedoch lassen sich auch aus Remanenzwerten bei kleineren Feldern Rückschlüsse auf die ferrimagnetischen Eigenschaften insbesondere von (Titano-)Magnetiten ziehen. Zur IRM tragen para- und diamagnetische Minerale nicht bei. Analog dem schrittweisen Erwerb der IRM ist das Entmagnetisierungsverhalten für bestimmte Koerzitivitätsklassen und Teilchengrößen charakteristisch. Zur Entmagnetisierung werden die Proben Wechselfeldern mit auf Null abfallender Amplitude ausgesetzt, deren Anfangsamplitude sukzessive gesteigert wird. Zur näherungsweisen Klassifizierung der Erwerbs- und Entmagnetisierungskurven dienen die Feldwerte, bei denen die Hälfte der Sättigungsremanenz erreicht wird. Es sind dies für die Erwerbsskurven das Median Acquisition Field ( $MAF_{SIRM}$ ) und für die Entmagnetisierungskurve, das Median Destructive Field ( $MDF_{SIRM}$ ).

Aus der Kombination der Erwerbs- und Entmagnetisierungskurve der IRM läßt sich nach Cisowski (1981) der Grad der Wechselwirkung zwischen den ferromagnetischen Partikeln quantifizieren. Bei SD-Teilchen ist die Wechselwirkung auf eine Agglomeration der einzelnen Partikel zurückzuführen, während bei MD-Teilchen die Domänen miteinander wechselwirken. Dies führt bei Magnetomineralen mit hohen magnetischen Momenten und niedriger Koerzitivität wie Magnetit zu zusätzlichen internen (selbstentmagnetisierenden) Feldern, die dem Remanenzwerb entgegen wirken, die Entmagnetisierung im Wechselfeld jedoch erleichtern (Dunlop & West, 1969). Dementsprechend verläuft die Erwerbsskurve flacher und die Entmagnetisierungskurve steiler.

Cisowski (1981) wies nach, daß der auf die Abszisse projizierte Schnittpunkt von Erwerbs- und Entmagnetisierungskurve näherungsweise der Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$  entspricht (Abb. 4.3). Im folgenden wird der Feldstärkewert des Schnittpunktes mit  $B_{CRint}$  bezeichnet ("int" von "intersection").

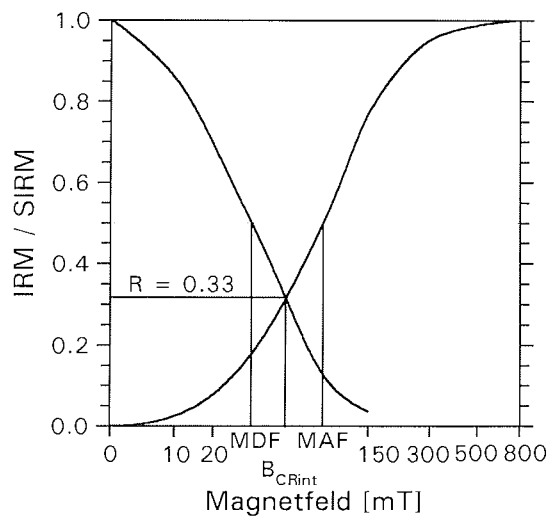


Abb. 4.3: IRM Erwerbs- und Entmagnetisierungskurve. MAF - halbes Erwerbsfeld, MDF - Median Destructive Field, B<sub>cRint</sub> bezeichnet den Näherungswert für die Remanenzkoerzitivkraft, R den Wechselwirkungsparameter nach Cisowski (1981).

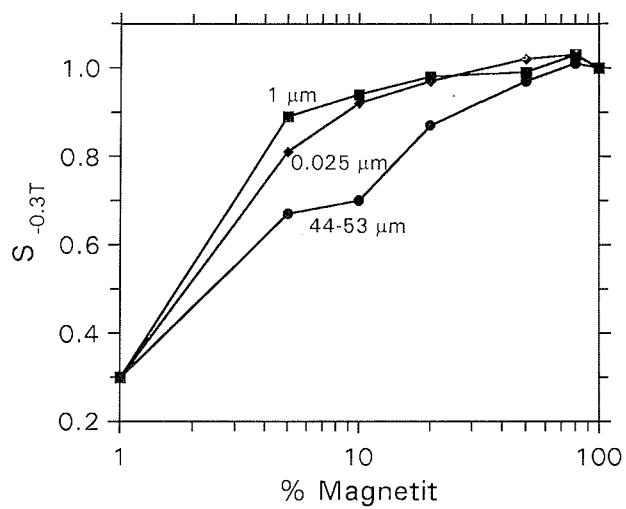


Abb. 4.4: Variation des S<sub>-0.3T</sub> Parameters für unterschiedliche Magnetit / Hämatit-Verhältnisse. Die Korngröße des Hämatits beträgt 0.36 μm. Die Magnetitkorngröße ist jeweils angegeben (nach Bloemendal et al., 1992).

Die Wechselwirkung der magnetischen Partikel drückt sich in dem auf die Ordinate projizierten Schnittpunkt R der Erwerbs- und Entmagnetisierungskurve aus. Für nicht wechselwirkende Einbereichsteilchen sollte der Wechselwirkungsparameter R den Wert 0.5 annehmen (Wohlfahrt, 1958). Mit zunehmender Wechselwirkung wird R kleiner.

Wird eine Probe, die eine SIRM trägt, einem Gegenfeld von üblicherweise 0.3 T ausgesetzt, so werden die ferromagnetischen Partikel mit einer Koerzitivität  $< 0.3$  T ummagnetisiert. Die magnetisch stabileren Partikel behalten hingegen ihre ursprüngliche Magnetisierung bei. Daraus läßt sich der  $S_{-0.3 T}$  Wert (Bloemendal et al., 1992) ableiten. Er beschreibt mit Werten von 0 bis 1 den gegenüber Hämatit zunehmenden Magnetitgehalt in einer Probe (Abb. 4.4):

$$S_{-0.3 T} = 0.5 \cdot [ 1 + ( - \text{IRM}_{0.3 T} / \text{SIRM} ) ]$$

Das Minuszeichen im Ausdruck  $-\text{IRM}_{0.3 T}$  berücksichtigt die im allgemeinen entgegengesetzte Richtung von  $-\text{IRM}_{0.3 T}$  und SIRM.

Die Gleichfelder für den IRM Erwerb in der z-Achse der Proben wurden bis 100 mT mit einer Luftspule erzeugt, im weiteren bis 800 mT mit einem Puls-magnetisierer, üblicherweise in Schritten von 0, 10, 20, 35, 50, 75, 100, 150, 300, 500, 800 mT. Der bei 800 mT erworbene Maximalwert der IRM wird im folgendem als Sättigungs-IRM (SIRM) bezeichnet. Der Puls-magnetisierer kam auch bei den Backfield Messungen der zuvor gesättigten Proben in Gegenfeldern von 300 mT zum Einsatz.

Die Wechselfeldentmagnetisierung der IRM erfolgte mit einer uniaxialen 2G ENTERPRISES Apparatur. Es wurden zum Unterschied zur bereits erwähnten Methode von Cisowski (1981) alle drei Probenachsen bei Feldstärken von üblicherweise 0, 10, 20, 35, 50, 75, 100, 150, 200 mT entmagnetisiert. Dies entspricht dem Verfahren der Wechselfeldentmagnetisierung der Natürlichen Remanenten Magnetisierung (NRM) und ermöglicht damit den besten Vergleich zwischen beiden Meßreihen. Es ist zu bedenken, daß eine Entmagnetisierung aller drei Achsen die Gesamtintensität effektiver reduziert als ein nur einachsiges Entmagnetisieren. Vergleichsmessungen ergaben, daß die  $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$  Werte für einachsiges Entmagnetisieren um etwa 20 % und die  $\text{B}_{\text{CRint}}$  Werte um etwa 10 % höher lagen als für dreiachsiges Entmagnetisieren. Bei der Interpretation und dem Vergleich mit Literaturdaten ist dies zu beachten.

Zum Erwerb der Anhyseretischen Remanenten Magnetisierung (ARM) werden die Proben bei Anwesenheit eines schwachen Gleichfeldes einem magnetischen Wechselfeld mit monoton abnehmender Amplitude ausgesetzt. In der Literatur wird in der Regel den kleineren ( $< 1 \mu\text{m}$ ) SD/PSD-Partikeln aufgrund ihrer höheren Koerzitivität die gegenüber MD-Teilchen stabilere Rema-

nenz zugesprochen. Allerdings wurden auch von diesem Trend abweichende experimentelle Ergebnisse (Dankers, 1978; Özdemir & Banerjee, 1982) publiziert.

Für den ARM Erwerb wurden die Proben in einer Spule von 2G ENTERPRISES einem Wechselfeld von 100 mT ausgesetzt. Die Spule war dabei so im Erdmagnetfeld ausgerichtet, daß die Gleichfeldstärke parallel zur Spulenachse 0.04 mT betrug, die Intensitäten der Magnetfeldkomponenten senkrecht dazu lagen unter  $8 \cdot 10^{-4}$  mT.

Alle Remanenzmessungen der gesteinsmagnetischen Untersuchungen wurden mit einem MOLSPIN Spinner Magnetometer vorgenommen, dessen Rauschgrenze bei etwa  $0.2 \text{ mA m}^{-1}$  liegt.

Neben diesen auf Messungen verschiedener Remanenzen beruhenden Parametern, wurden an einigen repräsentativen Proben eines jeden Kerns Untersuchungen der magnetischen Hysterese durchgeführt. Hieraus lassen sich die Koerzitivkraft  $B_C$ , die Sättigungsmagnetisierung  $M_S$  und die Sättigungsremanenz  $M_{RS}$  ableiten. Steht durch zusätzliche Messung einer Backfeldkurve (Abb. 4.5) auch die Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$  zur Verfügung, ermöglichen die Verhältnisse  $M_{RS}/M_S$  und  $B_{CR}/B_C$  Aussagen über den Domänenstatus der ferromagnetischen Partikel (Day et al., 1977). Aus der Hysteresekurve lassen sich auch weitere Informationen über para- oder diamagnetische Komponenten des Sediments gewinnen.

Die Hysteresemessungen wurden mit einem MICROMAG 2900 ALTERNATING GRADIENT MAGNETOMETER (AGFM) von PRINCETON MEASUREMENT CORPORATION durchgeführt. Die Probe mit einem Gewicht von  $< 50$  mg befindet sich dabei zwischen den Polschuhen eines Elektromagneten (Maximalfeld 1.4 T) und zwei kleinen Wechselfeldspulen, die ein alternierendes Gradientenfeld zwischen  $0.015$  und  $1.5 \text{ mT cm}^{-1}$  erzeugen, das auf die Probe eine periodische Kraft ausübt und auf Resonanzschwingung abgestimmt ist. Die Kraft ist proportional zur Stärke des Gradientenfeldes sowie zum magnetischen Moment der Probe. Die resultierende Maximalauslenkung wird über den Probenhalter und einen Piezokristall als Spannungswert abgelesen. Die Empfindlichkeit des Magnetometers beträgt  $1 \cdot 10^{-6} \text{ Am}^2$ . Das angelegte Gleichfeld wird parallel über eine Hallsonde gemessen. Weitere Erläuterungen zum Meßprinzip sind in Flanders (1988, 1990) zu finden.

Soll nicht nur das magnetische Moment der Probe bestimmt werden, sondern ihre Magnetisierung - also das magnetische Moment normiert auf Volumen oder Masse - so müssen diese Parameter ebenfalls bekannt sein. Dies ist bei den verwendeten geringen Mengen schwierig. Es wurde folgendes Präparationsverfahren angewandt:

Zunächst wird ein kleiner Becher hergestellt, dessen Wandung aus einem 3 mm hohen Stück eines handelsüblichen Kunststoffstrohhalmes mit  $\approx 2.5$  mm



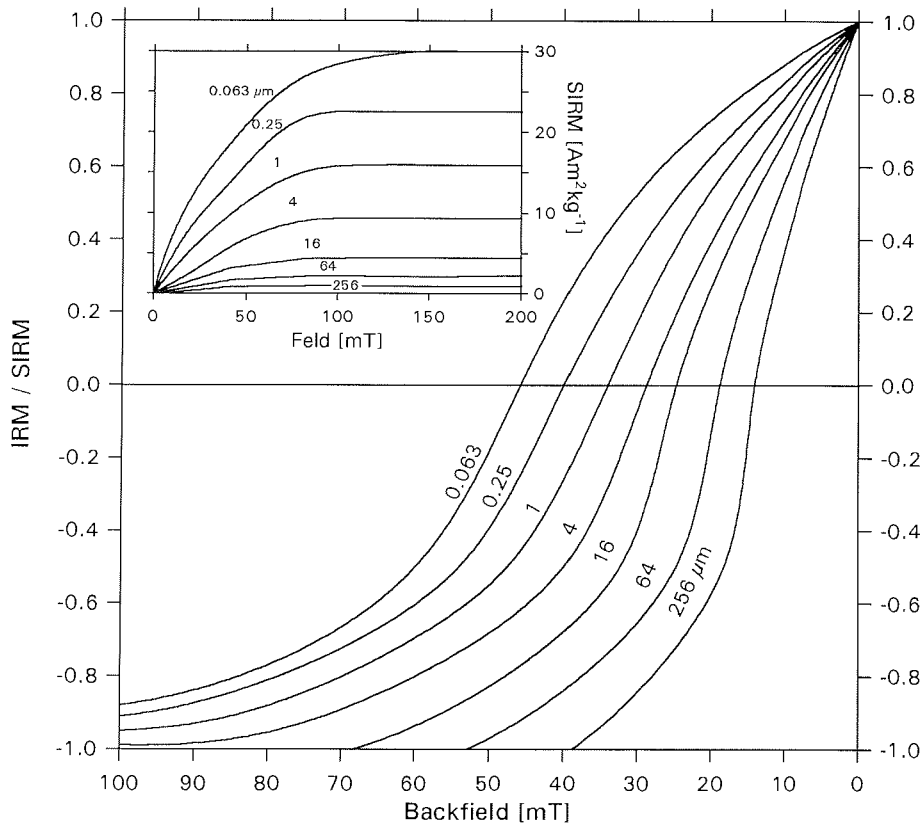


Abb. 4.5: Abnahme der IRM von Magnetit im Gegenfeld (Backfield) in Abhängigkeit von der Korngröße. Die IRM ist auf den jeweiligen Sättigungswert normiert. Die Feldstärke, bei der die Kurve die Nulllinie schneidet entspricht der Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$ . Das kleine Diagramm zeigt den IRM Erwerb von Magnetit unterschiedlicher Korngröße. Die spezifische IRM ist in absoluten Zahlen angegeben (schematisch nach Thompson & Oldfield, 1986).

Durchmesser besteht. Den Boden bildet ein kreisförmiges Stück Kunststoffolie, die auf der Außenseite mit unmagnetischer roter und blauer Tinte mit der Probennummer beschriftet ist. Wandung und Boden werden mit Plastikklebstoff zusammengeklebt. Anschließend wird der Becher gewogen (Gewicht 1) und das noch feuchte Sediment eingefüllt. Nach der vollständigen Trocknung im Exsikkator oder Trockenschrank wird der Becher mit Sediment nochmals gewogen (Gewicht 2). Das Sediment muß für eine qualitativ gute Messung im Becher fixiert werden, um sicher zu stellen, daß sich einzelne Partikel nicht in Hohlräumen bewegen können. Dazu wird der Becher mit Plastikklebstoff aufgefüllt. Der Klebstoff muß ausreichend dünnflüssig sein, um auch die Porenräume des Sediments ganz auszufüllen. Nachdem der Klebstoff getrocknet ist, wird nochmals gewogen (Gewicht 3). Die Differenz von

Gewicht 1 und Gewicht 2 ist gleich dem Trockengewicht des Sediments, die Differenz von Gewicht 3 und Gewicht 2 ist gleich der Masse des Klebstoffs. Letzteres wird herangezogen, um den diamagnetischen Einfluß des Klebstoffs aus der Messung zu eliminieren.

Die Messung der magnetische Volumenssuszeptibilität  $\kappa$  - im weiteren kurz Suszeptibilität genannt - ergibt einen Überblick der Konzentration ferromagnetischer Minerale im Sediment. Allerdings ist bei der Interpretation von  $\kappa$  Messungen zu beachten, daß in diesen Parameter auch die Beiträge der para- und diamagnetischen Minerale eingehen (Robinson, 1986, 1990).

Die Anisotropie der Suszeptibilität  $\kappa$ , ausgedrückt durch den Anisotropiegrad  $p$  ( $p$ -Faktor), dem Verhältnis von maximaler zu minimaler Suszeptibilität, beschreibt die bevorzugte Orientierung länglicher oder flach ausgebildeter Partikel im Sediment (Hamilton & Rees, 1970; Ellwood, 1980). Zur Bestimmung der Anisotropie werden die Proben in einem speziellen Probenhalter plaziert, der sie so fixiert, daß einmal in jeder Raumrichtung und zweimal in der Diagonalen der Flächen, die durch je zwei Raumrichtungen gegeben sind, gemessen werden kann. Aus diesen 15 Einzelmessungen werden mittels einer Statistik von Jelinek (1977) Größe und Richtung der Hauptachsen des dreiaxigen Anisotropieellipsoids berechnet. Sie entsprechen der maximalen und der minimalen magnetischen Suszeptibilität sowie einer intermediären Suszeptibilität senkrecht zu beiden.

Aufgrund der höheren Empfindlichkeit von  $4 \cdot 10^{-8}$  SI wurde für die Bestimmung der pauschalen magnetischen Suszeptibilität und ihrer Anisotropie ein Gerät vom Typ KAPPABRIDGE KLY-2 der Firma GEOFYZIKA BRNO eingesetzt. Das Wechselfeld, dem die Proben während der Messung ausgesetzt sind, beträgt etwa 0.04 mT bei einer Frequenz von 920 Hz. Bei der Messung wird von einem Nominalvolumen von  $10 \text{ cm}^3$  ausgegangen, das auf das tatsächliche Probenvolumen korrigiert werden muß.

Die frequenzabhängige Messung der Suszeptibilität erlaubt eine semi-quantitative Aussage über die Konzentration magnetisch "viskoser" Partikel, deren Korngröße nahe am Übergang von stabilen Einbereichs- zu instabilen superparamagnetischen Teilchen liegt (Tabelle 3.2). Aus Messungen der Suszeptibilität bei niedriger ( $\kappa_{lf}$ ) und hoher Frequenz ( $\kappa_{hf}$ ) ergibt sich die Frequenzabhängigkeit zu

$$\kappa_{fd} = (\kappa_{lf} - \kappa_{hf}) / \kappa_{lf} \cdot 100\%$$

Dabei wird ausgenutzt, daß SP-Teilchen eine höhere Suszeptibilität besitzen als SD-Teilchen (Abb. 3.4). Bei gegebener Meßfrequenz  $\nu$  verhalten sich diejenigen Partikel superparamagnetisch, die eine volumenabhängige Relaxationszeit von  $\tau \leq \tau_{\text{grenz}} = 0.5 / \nu$  besitzen. Mit steigender Meßfrequenz wird  $\tau_{\text{grenz}}$  kleiner. Dadurch reagieren Partikel eines bestimmten Volumenintervalls nicht mehr superparamagnetisch sondern wie stabile SD-Teilchen und die Suszeptibilität der Probe nimmt insgesamt ab (Stephenson, 1971).

Die Frequenzabhängigkeit der Suszeptibilität  $\kappa_{fd}$  wurde mit einem BARTINGTON Susceptibility Meter M.S.2 in Verbindung mit einem M.S.2.B Sensor bestimmt, der für Proben mit einem Volumen von bis zu  $10\text{ cm}^3$  geeignet ist. Die Messungen erfolgen in einem Wechselfeld von etwa  $0.5\text{ mT}$  bei Meßfrequenzen von  $\nu_l = 460\text{ Hz}$  und  $\nu_h = 4600\text{ Hz}$ . Die Auflösung beträgt  $1 \cdot 10^{-6}\text{ SI}$ . Eine vollständige Messung besteht aus einer Leermessung ohne Probe und der anschließenden Hauptmessung mit Probe. Die auf das tatsächliche Probenvolumen korrigierte magnetische Suszeptibilität berechnet sich aus der Differenz beider Messungen. Zur Bestimmung der Frequenzabhängigkeit wurde ein Probensatz zunächst komplett mit der niedrigen Frequenz  $\nu_l$  und anschließend mit der höheren Frequenz  $\nu_h$  gemessen.

Aus den beschriebenen Meßverfahren lassen sich eine Reihe von Parametern ableiten, die sich als mineralspezifische und / oder magnetogranulometrische Tests eignen. Dabei werden Aussagen über die Mineralogie und / oder die dominierenden Korngrößen sowohl mittels einzelner Meßgrößen, häufiger aber mittels Parameterkombinationen getroffen.

Die Korngrößenabhängigkeit des IRM Erwerbs ist in Abbildung 4.5 dargestellt. Man beachte, daß die Konzentration ferromagnetischer Minerale aus der Sättigungsremanenz allein nicht abgeleitet werden kann. Dies ist nur über die aufwendiger zu bestimmende korngrößenunabhängige Sättigungsmagnetisierung möglich.

Um die Magnetitkonzentration und die dominierende Korngröße abzuschätzen, haben Thompson & Oldfield (1986) den in Abbildung 4.6 dargestellte Zusammenhang Suszeptibilität  $\kappa$  gegen Sättigungsremanenz SIRM vorgeschlagen. Ebenfalls koerzitivitätsabhängig und damit letztlich auch korngrößenabhängig ist die anhysteretische Suszeptibilität  $\kappa_{ARM}$  (ARM dividiert durch das erzeugende Gleichfeld) normiert auf die Suszeptibilität  $\kappa_{ARM}/\kappa$  (King et al., 1982a, Abb. 4.7).

Eine Diagnose des Domänenstatus der ferromagnetischen Partikel versuchten Thompson & Oldfield (1986) mit der Gegenüberstellung des Verhältnisses  $SIRM/\kappa$  und Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$  vorzunehmen (Abb. 4.8).

In aller Regel wird die Auswertung einzelner Parameter oder ihrer Verhältnisse allein keine eindeutige Aussage bezüglich der in der Probe enthaltenen magnetischen Minerale erlauben. Auf die Mehrdeutigkeit solcher Tests, insbesondere bei Vorhandensein mehrerer Magnetomineralarten, weist Hilton (1986) hin. Für eine zuverlässige Interpretation sind sinnvolle Kombinationen mehrerer Parameter notwendig. Ihre Anzahl läßt sich minimieren, da einige in analoger Weise auf Änderungen des magnetischen Inventars reagieren. Eine wertvolle Hilfe sind Untersuchungen an natürlichem und synthetischem Probenmaterial, dessen Zusammensetzung hinsichtlich Mineralart und Korngröße bekannt war. Im weiteren werden unter anderem die Arbeiten von Day et

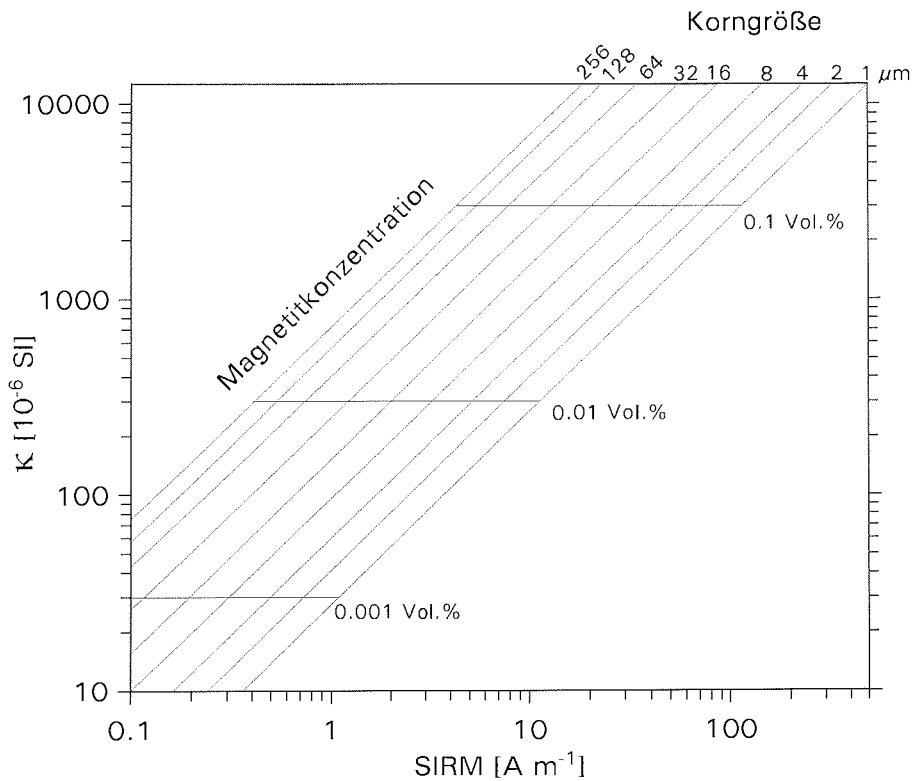


Abb. 4.6: Doppellogarithmische Darstellung der Isothermalen Sättigungsremanenz SIRM als Funktion der Suszeptibilität  $\kappa$  für Magnetit (verändert nach Thompson & Oldfield, 1986).

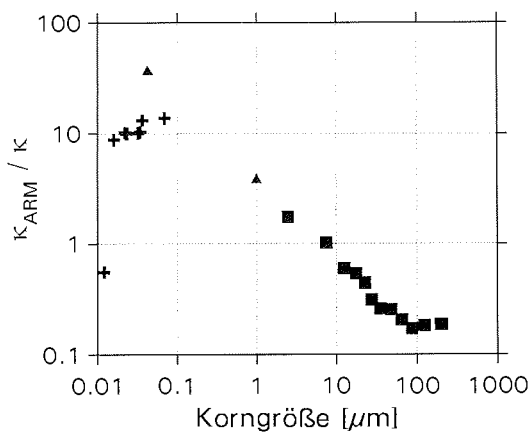


Abb. 4.7: Variation des Verhältnisses  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  in Abhängigkeit von der Korngröße für Magnetit. Daten: Quadrate: Hartstra (1982a, b); Dreiecke: King (unveröffentlicht, 1991); Kreuze: Maher (1988); (nach Bloemendal et al., 1992).

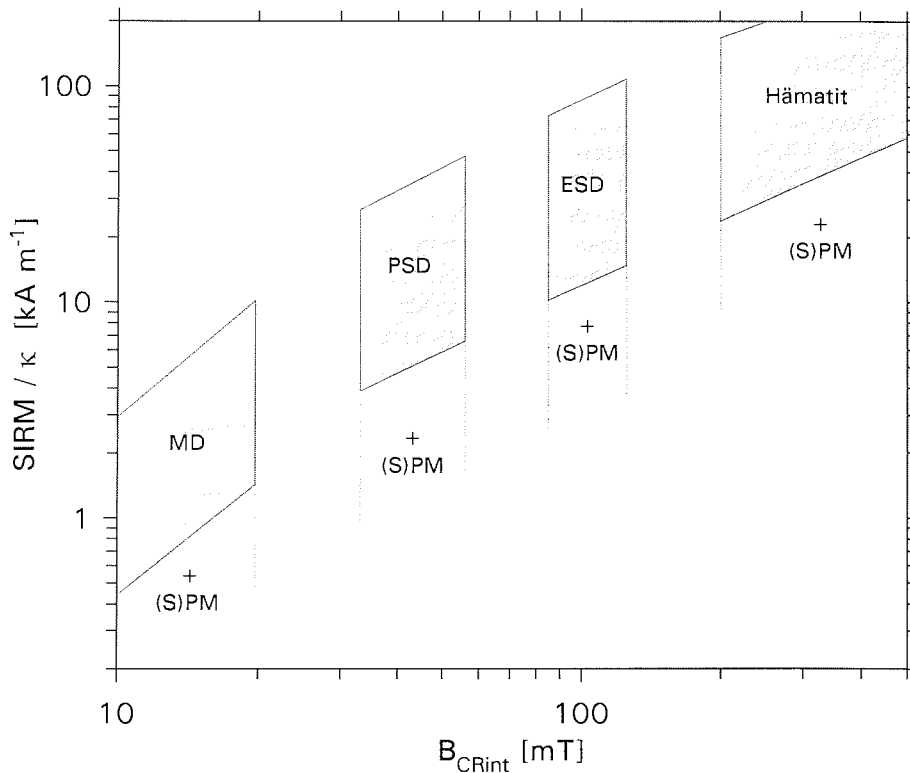


Abb. 4.8: Doppellogarithmische Darstellung des Verhältnisses  $SIRM/\kappa$  in Abhängigkeit der Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$ . Die schraffierten Flächen begrenzen die Bereiche für Multi-Domain- (MD), Pseudo-Single-Domain- (PSD) und elongierten Single-Domain-(ESD) Magnetit sowie Hämatit. Erhöhte Gehalte an (super)paramagnetischen ((S)PM) Komponenten führen zu einer Verschiebung der Meßwerte in Richtung geringerer  $SIRM/\kappa$  Verhältnisse (nach Thompson & Oldfield, 1986).

al. (1977), Hartstra (1982a, b), Dunlop (1986a, b) und Maher (1988) zum Vergleich mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit herangezogen. Eine Klassifikation von Tiefseesedimenten aus verschiedenen Regionen der Erde unter magnetomineralogischen Gesichtspunkten wurde von Bloemendal et al. (1992) vorgenommen.

Ergänzend zu den bisher genannten isothermalen Verfahren bieten thermomagnetische Messungen die Möglichkeit, Magnetominerale mit ähnlicher Koerzitivität auf Grund ihrer unterschiedlichen Blockungstemperatur voneinander zu trennen. Der Bestimmung der Blockungstemperatur erhielt in dieser Arbeit den Vorzug gegenüber Messungen der Curietemperatur  $T_C$ , da die geringen Konzentrationen der ferrimagnetischen Partikel  $T_C$  Messungen am Gesamtsediment nicht zuließen. In der Regel wäre eine magnetische

Extraktion notwendig gewesen, die jedoch Minerale mit geringer Sättigungsmagnetisierung wie Hämatit oft nur ungenügend erfaßt.

Wird ein ferrimagnetisches Mineral von hohen Temperaturen abgekühlt, so erfolgt beim Unterschreiten seiner Curietemperatur  $T_C$  ein Übergang vom paramagnetischen in den ferrimagnetischen Zustand (Kapitel 3.1). Dabei richten sich seine magnetischen Momente parallel zu einem äußeren Magnetfeld aus und werden in dieser Orientierung "eingefroren". Die Probe erwirbt eine sogenannte Thermoremanente Magnetisierung, kurz Thermoremanenz. Knapp unterhalb der Curietemperatur genügen geringe Energiebeträge, um die Ausrichtung der magnetischen Momente zu verändern. Bei weiterer Abkühlung durchläuft die Probe ein schmales Temperaturintervall, in dem die magnetischen Momente endgültig fixiert werden, das heißt die Relaxationszeit  $\tau_0$  (Kapitel 3.3) steigt auf geologisch relevante Zeiträume an. Dieser Temperaturbereich wird als Blockungstemperatur  $T_B$  bezeichnet.  $T_B$  ist abhängig sowohl von der Mineralogie als auch von der Korngröße. Die Blockungstemperatur von Single-Domain-Teilchen liegt näher bei  $T_C$  als die von Pseudo-Single-Domain- oder Multi-Domain-Teilchen. Eine Probe mit breitem Korngrößenspektrum wird daher auch einen relativ breiten Bereich von verschiedenen hohen Blockungstemperaturen aufweisen.

Bei der thermischen Entmagnetisierung wird die Temperatur, der die Probe ausgesetzt wird, schrittweise erhöht. Der Temperaturanstieg bewirkt eine Abnahme der Sättigungsmagnetisierung und der Koerzitivkraft. Dadurch wird die Relaxationszeit  $\tau_0$  verringert (Gleichung 6, Kapitel 3.3). SD-Teilchen, deren Relaxationszeit klein ist gegen die Aufheizdauer, verlieren bei Erreichen der Blockungstemperatur ihre Remanenz vollständig. Im Fall von PSD- und MD-Teilchen werden bei Temperaturerhöhung sukzessive einzelne Wände oder Teile von Wänden entblockt, so daß die Thermoremanenz zunächst nur in diesen Teilbereichen der Partikel verschwindet. Die Probe muß sich während des Abkühlens in einem feldfreien Raum befinden, um keine neue Thermoremanenz zu erwerben.

Beim Erhitzen der Proben kann es zu Mineralumwandlungen in Form von Oxidationen, Reduktionen, Dehydratationen und Ausscheidungen ferrimagnetischer Minerale aus Silikaten (in erster Linie Tonmineralen) kommen. Insbesondere bei Maghemit und Eisensulfiden ist der Remanenzverlust daher nicht allein auf das Erreichen der Blockungstemperatur zurückzuführen, sondern auf den Zerfall der Minerale. Eine Kontrolle über derartige mineralogische Veränderungen bietet die Messung der Suszeptibilität nach jedem Entmagnetisierungsschritt. Verringert sich die Suszeptibilität, ist dies in aller Regel auf eine Oxidation von (Titanio-)Magnetit zu Hämatit zurückzuführen. Auch bei der Umwandlung von Maghemit in Hämatit oder von Titanomaghemiten in Hämatit und Ilmenit reduziert sich die Suszeptibilität. Die Suszeptibilität wächst dagegen bei der Reduktion von Hämatit oder Goethit zu Magnetit, ebenso bei der Oxidation von Pyrrhotit zu Magnetit und bei der Neubildung ferrimagnetischer Minerale (meist Magnetit) aus eisenreichen Silikaten.

Solche Mineralumwandlungen, die sich an einer geänderten Suszeptibilität ablesen lassen, beeinflussen die Aussagefähigkeit der thermischen Entmagnetisierungskurven nicht wesentlich. Neu gebildete Minerale tragen nur zur Suszeptibilität, aber nicht zur Remanenz bei, da sie im (quasi) feldfreien Raum des Ofens keine Thermoremanenz erwerben.

Die Auswertung der thermischen Entmagnetisierung der IRM beruht darauf, daß Minerale mit ähnlicher Koerzitivität zum Teil verschiedene Blockungstemperaturen aufweisen und sich so unterscheiden lassen (Lowrie & Heller, 1982, Tabelle 5.2). Um die Temperaturabhängigkeit mehrerer Koerzitivitätsbereiche zu untersuchen, wird die Probe sukzessive kleineren Magnetfeldern in drei orthogonalen Richtungen ausgesetzt (Lowrie, 1990). Ein starke Abnahme der Intensität in den Entmagnetisierungskurven wird als Erreichen einer Blockungs- oder Zerfallstemperatur interpretiert und zur Identifizierung der Minerale herangezogen.

Für die thermische Entmagnetisierung wurde ein THERMAL SPECIMEN DEMAGNETIZER TSD-1 von SCHONSTEDT INSTRUMENT COMPANY verwendet, der im wesentlichen aus einem Ofen und einem Abkühlraum mit Gebläse besteht. Beide Teile sind mit  $\mu$ -Metall-Schilden umgeben, so daß das Magnetfeld im Ofen unter 100 nT und im Abkühlraum unter 5 nT beträgt. Die Messungen wurden in Schritten von 50 °C bis zu einer Temperatur von 650 °C durchgeführt. Die Proben befanden sich jeweils eine Stunde bei der angegebenen Temperatur im Ofen und danach eine Stunde im Abkühlraum, bevor die verbleibende Magnetisierung gemessen wurde.

Eine weiterführende Beschreibung dieser und anderer magnetogranulometrischer Verfahren ist bei Thompson & Oldfield (1986) sowie bei King & Channel (1991) zu finden. Die gesteinsmagnetischen Grundlagen sind zusammenfassend erläutert bei Dunlop (1981, 1990).

## 5 ALLGEMEINE ERGEBNISSE

In diesem Kapitel wird die Bandbreite der magnetischen Sedimenteigenschaften des gesamten Arbeitsgebietes dargestellt. Die Ergebnisse der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (1533-3, 2212-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2) werden dabei vergleichend behandelt, um Unterschiede und Gemeinsamkeiten der verschiedenen Regionen herauszuarbeiten. Durch Analysen des Domänenstatus' der Magnetominerale wird spezifisch die magnetische Stabilität und damit die Eignung der Sedimente für paläomagnetische Verfahren charakterisiert.

Die betrachteten gesteinsmagnetischen Parameter variieren über das gesamte Arbeitsgebiet in komplexer Weise. Ihre teufenabhängigen Änderungen erreichen an verschiedenen Lokationen die gleiche Größenordnung wie die gesamten regionalen Schwankungen. Auffällig sind in der Mehrzahl der Kerne einzelne geringmächtige Sedimentlagen, die deutlich abweichende magnetische Charakteristika aufweisen. Im Kern aus dem Amundsen Becken (2171-4) sind diese Schichten durch besonders markant ausgeprägte Übergänge gekennzeichnet. Dieses Areal im Amundsen Becken nimmt insofern eine Sonderstellung hinsichtlich der gesteinsmagnetischen Eigenschaften ein.

### 5.1 Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM)

Zunächst wird die Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM) in Abhängigkeit von auf- und entmagnetisierenden Feldern betrachtet (Kapitel 4.2). Die schraffierten Flächen in Abbildung 5.1 schließen alle IRM Kurven der Proben eines Kerns ein und erfassen so qualitativ die Breite des Koerzitivitätsspektrums innerhalb eines Kerns. Für die Abszisse wurde eine pseudo-logarithmische Achse gewählt, die den Verlauf der Kurven bei kleinen Feldern deutlicher erkennen läßt:

$$\text{Magnetfeld} = \log(B + 10) - \log(10); \quad [\text{in mT}]$$

Die Feldstärke, bei der die magnetische Sättigung erreicht wird, ist mineral-spezifisch und in guter Näherung umgekehrt proportional zur Korngröße. Die maximale Koerzitivkraft von Magnetit, die in erster Linie durch die Kornform bestimmt wird, liegt für nadelförmige Single-Domain-Teilchen bei 300 mT. Minerale mit hoher Kristallanisotropie wie Hämatit werden erst in Feldern von rund 1.5 T (gelegentlich auch 2.5 - 3.5 T) magnetisch gesättigt; Goethit sogar erst bei rund 5 T (Lowrie & Heller, 1982).

Weniger als 5 % der Proben eines jeden Kerns weisen bei 300 mT einen Sättigungsgrad von unter 90 % auf. Dies deutet auf eine Magnetomineralogie hin, die von niederkoerzitativen ferrimagnetischen Titanomagnetiten / Titano-



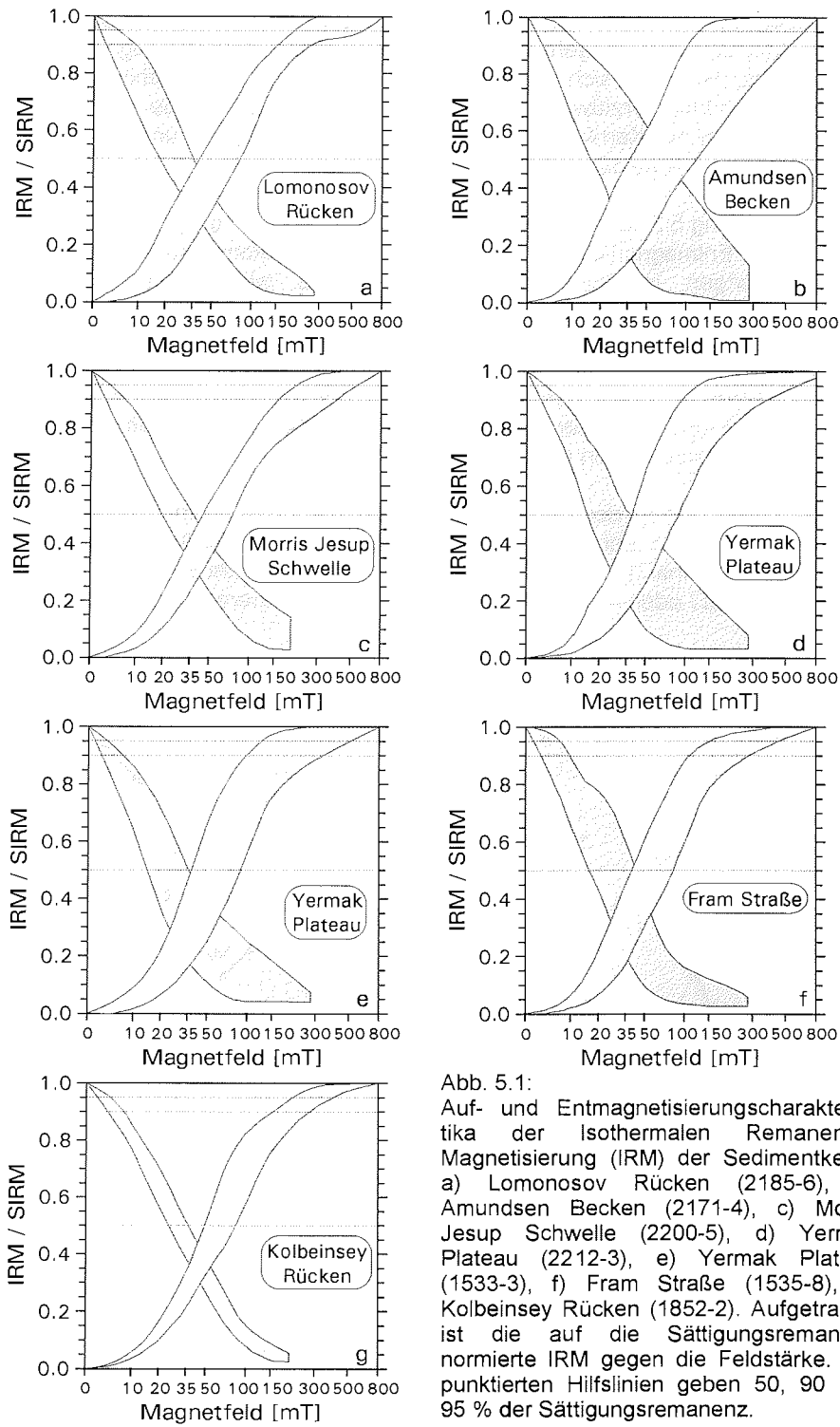


Abb. 5.1:  
 Auf- und Entmagnetisierungscharakteristika der Isothermalen Remanenten Magnetisierung (IRM) der Sedimentkerne a) Lomonosov Rücken (2185-6), b) Amundsen Becken (2171-4), c) Morris Jesup Schwelle (2200-5), d) Yermak Plateau (2212-3), e) Yermak Plateau (1533-3), f) Fram Straße (1535-8), g) Kolbeinsey Rücken (1852-2). Aufgetragen ist die auf die Sättigungsremanenz normierte IRM gegen die Feldstärke. Die punktierten Hilfslinien geben 50, 90 und 95 % der Sättigungsremanenz.

maghemiten dominiert ist. Der verbleibende Anstieg der IRM Erwerbskurven bis zur Maximalfeldstärke geht auf eine hochkoerzitive antiferromagnetische Phase zurück, bei der es sich sowohl um Hämatit als auch um Goethit handeln kann. Dieser höherkoerzitive Anteil variiert in begrenztem Maße sowohl in Abhängigkeit von der Kernlokation als auch mit den Kerntiefen und macht im allgemeinen bis zu etwa 10 % der Gesamtremanenz aus.

In Abbildung 5.2 sind die Ergebnisse zweier Proben dargestellt, deren IRM Auf- und Entmagnetisierungskurven extreme magnetomineralogische Zusammensetzungen innerhalb des Arbeitsgebietes widerspiegeln. Abbildung 5.2a zeigt eine Probe, die den Titanomagnetit dominierten Teil der Probengesamtheit repräsentiert (Kern 1533-3, Kerntiefe 335 cm), Abbildung 5.2b eine Probe mit einem extrem hohen Anteil an antiferromagnetischen Mineralen (Kern 2171-4, Kerntiefe 248 cm). Zur niederkoerzitiven ersten Gruppe zählen rund 90 % der bearbeiteten 554 Proben, die übrigen gehören der zweiten, hochkoerzitiven Gruppe an.

Die Konzentration der hochkoerzitiven Mineralphase ist in den meisten Proben, auch denen der niederkoerzitiven Gruppe, beträchtlich. Wenn in diesem Zusammenhang die Bezeichnung "Hämatit" gebraucht wird, so ist dies als "Hämatit und / oder andere antiferromagnetische Minerale" zu verstehen,

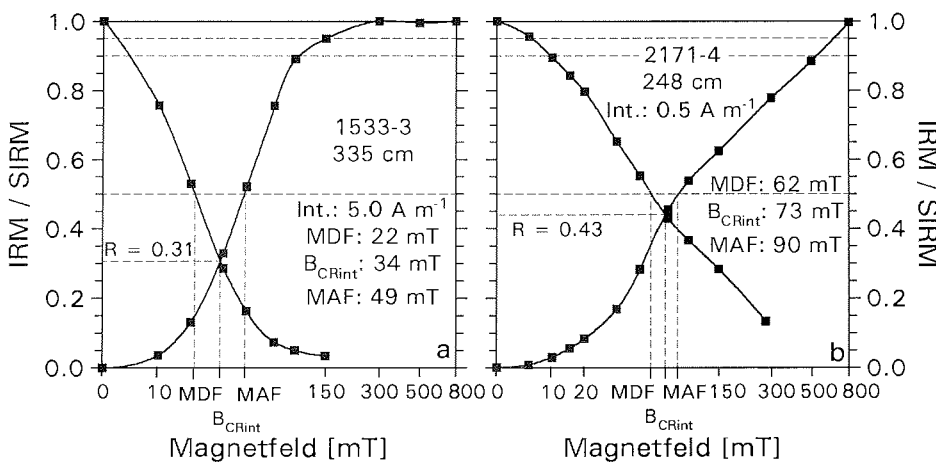


Abb. 5.2: Auf die SIRM normierte IRM Auf- und Entmagnetisierungskurven zweier unterschiedlicher Probenentypen: a) Titanomagnetit dominierte Probe aus 335 cm Tiefe des Kerns 1533-3 (Yermak Plateau), b) Probe aus 248 cm Tiefe des Kerns 2171-4 (Amundsen Becken) mit extrem hohen Anteilen an antiferromagnetischen Mineralen. MDF - Median Destructive Field, MAF - Halbes Erwerbsfeld der SIRM,  $B_{CRint}$  - Näherung der Remanenzkoerzitivkraft, R - Wechselwirkungsparameter.

da eine weitergehende Unterscheidung hier kaum zu treffen ist. Die thermomagnetischen Untersuchungen (Kapitel 5.4) weisen jedoch auf Hämatit als dominierendes hochkoerzitives Mineral hin. Desweiteren wurden im Kern von der Morris Jesup Schwelle (2200-5) mittels Röntgendiffraktometrie hohe Hämatitkonzentrationen ermittelt, die zusätzlich darauf hinweisen, daß Hämatit das dominierende hochkoerzitive Mineral ist (Vogt, in Vorb.). Ein möglicher Goethitbeitrag ist von untergeordneter Bedeutung.

Bei einer prozentualen Abschätzung des Hämatitanteils ist zu beachten, daß die Sättigungsremanenz von Hämatit nur  $1 \text{ kAm}^{-1}$  beträgt, von Magnetit dagegen  $50 \text{ kAm}^{-1}$  (Thompson & Oldfield, 1986). Es ist also eine 50fach höhere Hämatit- als Magnetitkonzentration notwendig, um eine remanente Magnetisierung gleicher Intensität zu erhalten. Des weiteren befindet sich Hämatit bei der hier erreichten Feldstärke von 800 mT nicht im Bereich der magnetischen Sättigung, so daß die Remanenz pro Volumen tatsächlich niedriger ist als  $1 \text{ kAm}^{-1}$ . Ungeachtet der Hämatitkonzentration werden die gesteinsmagnetischen Eigenschaften der meisten Proben im wesentlichen von der Titanomagnetitfraktion geprägt, da diese in der Regel den weitaus größten Beitrag zum Betrag der Remanenz leistet. Für die Natürliche Remanente Magnetisierung (NRM) spielen die Antiferromagnetika praktisch keine Rolle, wie ein Vergleich der Entmagnetisierungscharakteristika von IRM und NRM ergibt (Abb. 5.3). Dies hat seine Ursache darin, daß aufgrund ihres geringen spezifischen magnetischen Moments antiferromagnetische Partikel in der Wassersäule oder im Sediment nicht oder nur ungenügend durch das Erdmagnetfeld ausgerichtet werden. In ihrer Gesamtheit weisen sie daher keine einheitliche Magnetisierungsrichtung auf.

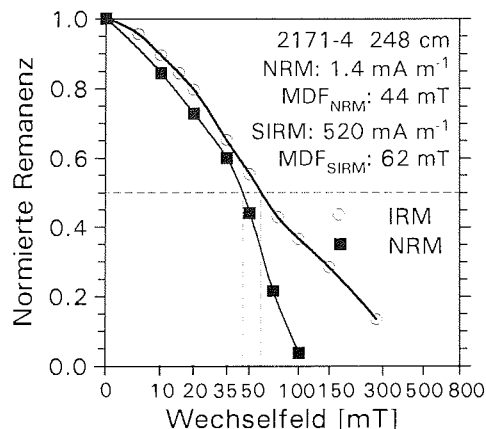


Abb. 5.3: Vergleich der Wechselfeldentmagnetisierung der Natürlichen (NRM) und der Isothermalen Remanenten Magnetisierung (IRM) einer Probe mit hohen Konzentrationen hochkoerzitiver Minerale aus 248 cm Tiefe des Kerns 2171-4 (Amundsen Becken).

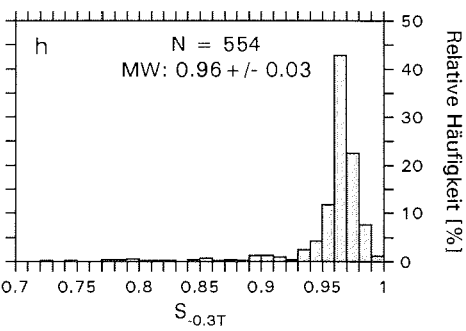
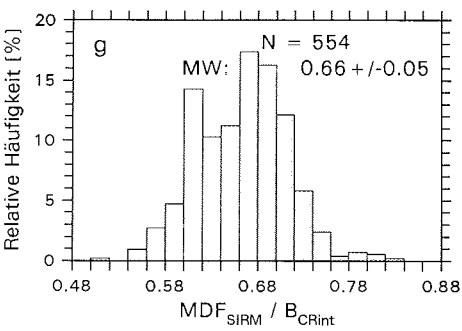
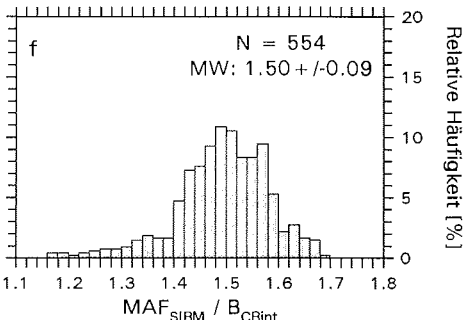
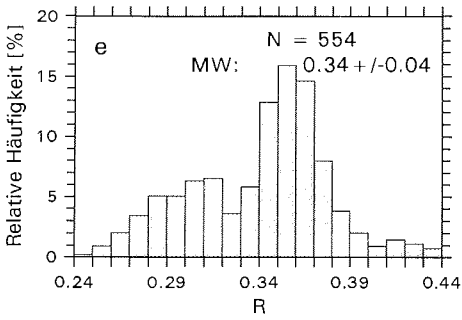
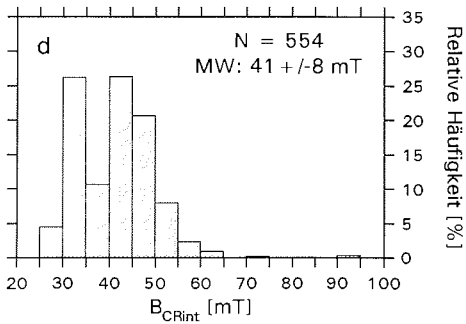
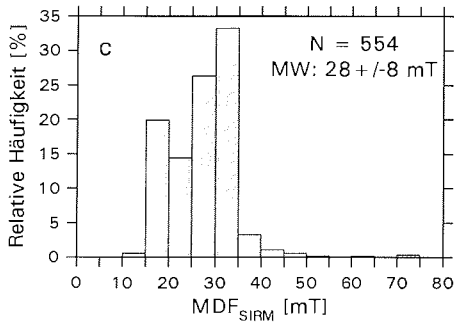
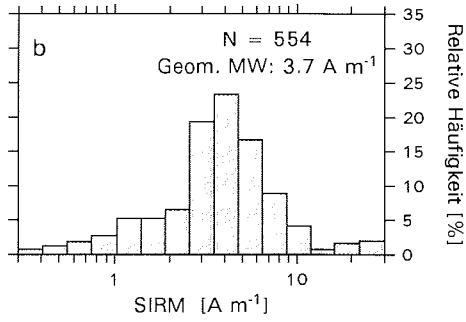
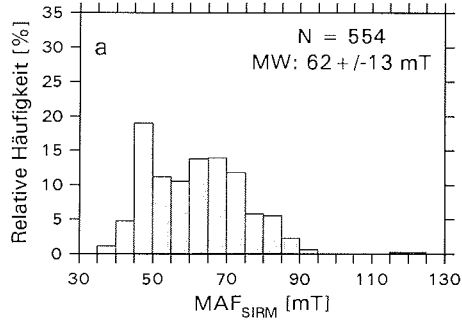
Der Hämatitanteil an der ferromagnetischen Mineralfraktion wird am  $S_{-0,3T}$  Wert nach Bloemendal et al. (1992) deutlich. Der arithmetische Mittelwert über die Proben aller sieben Kerne liegt bei  $S_{-0,3T} = 0.96 \pm 0.03$  (Abb. 5.4g). Dies entspricht je nach Korngröße 50 bis 75 % Hämatitanteil an den Magnetomineralen in der Probe (Abb. 4.3). Liegt  $S_{-0,3T}$  unter 0.94 (etwa 10 % aller Proben), beträgt der Hämatitanteil sogar 90 % und mehr.

Bei gleichbleibender Mineralogie gibt die Form der Auf- und Entmagnetisierungskurve der IRM Aufschluß über die Koerzitivität und damit zu einem gewissen Grade über die Korngröße und den Domänenstatus der vorhandenen ferrimagnetischen Minerale (Kapitel 4.2). Aus den beiden Kurven lassen sich als charakteristische Parameter das halbe Erwerbsfeld ( $MAF_{SIRM}$ ) und das Median Destructive Field ( $MDF_{SIRM}$ ) der Isothermalen Sättigungsremanenz (SIRM) ableiten, sowie die Näherung der Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CRint}$  und der Wechselwirkungsparameter  $R$  (Cisowski, 1981). Diese vier Größen, ergänzt um den schon erwähnten  $S_{-0,3T}$  Wert und die Verhältnisse  $MAF_{SIRM}/B_{CR}$  und  $MDF_{SIRM}/B_{CR}$  (Dankers, 1981), sollen zur Charakterisierung der ferromagnetischen Partikel herangezogen werden. Statt der nur an einzelnen repräsentativen Proben mittels Backfield Kurven gemessenen Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$  wird die an allen Proben bestimmte Näherung der Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CRint}$  verwendet.  $B_{CR}$  und  $B_{CRint}$  differieren dabei um etwa 10 %.

Zunächst wird das Median Destructive Field  $MDF_{SIRM}$  betrachtet. Dazu sind in Tabelle 5.1 einige Zahlenwerte für verschiedene Komponenten der Titanomagnetit-Mischreihe mit unterschiedlicher Korngröße aufgeführt.

Von den untersuchten Proben weisen 99 % ein  $MDF_{SIRM}$  von über 15 mT auf (Abb. 5.4c). Der arithmetische Mittelwert liegt bei 28 mT, wobei rund 40 % der Proben höhere Werte aufweisen. Damit besitzen fast alle Proben ein  $MDF_{SIRM}$  oberhalb der für magnetisch wenig stabile Multi-Domain-Partikel typischen Werte (Tabelle 5.1). In den untersuchten Sedimenten ist daher von Titanomagnetiten auszugehen, die ganz überwiegend als magnetisch stabile Single-Domain- / Pseudo-Single-Domain-Teilchen vorliegen. Die Ursache für die im Vergleich mit Tabelle 5.1 relativ hohen  $MDF_{SIRM}$  Werte liegt sicherlich nicht ausschließlich in einer dominierenden Teilchengröße von  $< 1 \mu m$ , sondern ebenso in einer durch die mechanische Beanspruchung während des glaciomarinen Transports bedingten Koerzitivitätserhöhung größerer Partikel.

Abb. 5.4 (folgende Seite): Häufigkeitsverteilungen der gesteinsmagnetischen Parameter: a) Halbes Erwerbsfeld der SIRM ( $MAF_{SIRM}$ ), b) Intensität der SIRM c) Median Destructive Field der SIRM ( $MDF_{SIRM}$ ), d) Näherung der Remanenzkoerzitivkraft ( $B_{CRint}$ ), e) Wechselwirkungsparameter  $R$ , f) Verhältnis  $MAF_{SIRM}/B_{CRint}$ , g) Verhältnis  $MDF_{SIRM}/B_{CRint}$ , h)  $S_{-0,3T}$ . Dargestellt sind die Ergebnisse aller bearbeiteten Proben der Kerne 2185-6 (Lomonosov Rücken), 2171-4 (Amundsen Becken), 2200-5 (Morris Jesup Schwelle) und 1533-3, 2212-3 (beide Yermak Plateau), 1535-8 (Fram Straße) sowie 1852-2 (Kolbeinsey Rücken). MW gibt jeweils den arithmetischen Mittelwert mit Standardabweichung an, in Abbildung b) ist abweichend der geometrische Mittelwert angegeben.



Die Dominanz magnetisch stabiler Partikel im SD/PSD-Bereich wird weiterhin belegt durch die  $B_{CRint}$  Werte (Abb. 5.4d), deren Mittelwert bei  $41 \pm 8$  mT liegt. Die Verteilung besitzt zwei Maxima: ein erstes zwischen 30 und 35 mT, ein zweites zwischen 40 und 50 mT. Diese bimodale Verteilung ist zum Teil auf den Einfluß der unterschiedlichen Konzentration antiferromagnetischer Minerale in den Proben zurückzuführen. So entsprechen die 30 % Proben, die eine niedrige Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CRint} < 40$  mT besitzen, recht genau dem Prozentsatz hoher  $S_{-0,3T}$  Werte, der auf einen unterdurchschnittlich geringen Anteil an Antiferromagnetika hinweist (Abb. 5.4h). Umgekehrt stimmen die 70 % der Proben mit einem hohen  $B_{CRint}$  von  $> 40$  mT mit den Proben mit hohem Anteil an Antiferromagnetika überein. Ein Vergleich mit Tabelle 5.1 zeigt, daß die gemessenen  $B_{CRint}$  Werte Korngrößen von  $< 5 \mu\text{m}$  zuzuordnen sind.

Ergänzend seien die Ergebnisse für das halbe Erwerbsfeld der SIRM ( $MAF_{SIRM}$ ) genannt (Abb. 5.4a). Der Mittelwert beträgt  $62 \pm 13$  mT, wobei etwa 94 % der Proben Werte  $> 45$  mT besitzen, das in der Literatur als Maximum für MD Titanomagnetite angegeben wird (Tabelle 5.1). Die Mehrzahl der Ergebnisse schwankt zwischen 45 und 90 mT. Dies entspricht den in Tabelle 5.1 angegebenen Literaturdaten für natürliche PSD Partikel mit variierendem Titangehalt oder Maghemitisierungsgrad.

Nach Dankers (1981) erlauben die Verhältnisse von halbem Erwerbsfeld der SIRM zu Remanenzkoerzitivkraft  $MAF_{SIRM}/B_{CR}$  sowie Median Destructive Field zu Remanenzkoerzitivkraft  $MDF_{SIRM}/B_{CR}$  (Abb. 5.4f, g) eine Diagnose der Mineralart hinsichtlich einer Unterscheidung von Magnetit, Titanomagnetit und Hämatit unabhängig von der Korngröße.

Für homogen verteilte, nicht miteinander wechselwirkende und statistisch orientierte Hämatitpartikel ergibt sich nach Dankers (1981)  $MAF_{SIRM} \approx B_{CR} \approx MDF_{SIRM}$ . Beide Verhältnisse liegen demnach ungefähr bei 1. Für die aufgrund ihres höheren magnetischen Moments stärker miteinander wechselwirkenden Magnetite beträgt das Verhältnis  $MAF_{SIRM}/B_{CR}$   $1.6 \pm 0.2$ , für Titanomagnetit  $1.4 \pm 0.2$ . Für  $MDF_{SIRM}/B_{CR}$  gibt Dankers  $0.40 \pm 0.06$  (Magnetit) bzw.  $0.59 \pm 0.07$  (Titanomagnetit) an. Diese Werte beziehen sich auf verschiedene Korngrößenfraktionen im PSD- und MD-Bereich.

Im folgenden wird für die Remanenzkoerzitivkraft der Näherungswert  $B_{CRint}$  eingesetzt. Bei den untersuchten Proben liegen die  $MAF_{SIRM}/B_{CRint}$  Werte zu über 80 % zwischen 1.4 und 1.6 (Abb. 5.4f), das heißt in einem Bereich, der sowohl Titanomagnetiten als auch reinem Magnetit zugeordnet werden kann. Dieses insofern wenig spezifische Ergebnis ist vermutlich Ausdruck der hinsichtlich ihres Titangehaltes komplexen Zusammensetzung der einzelnen Proben.

Tabelle 5.1: Halbes Erwerbsfeld  $MAF_{SIRM}$ , Median Destructive Field  $MDF_{SIRM}$  und Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$  der Isothermalen Remanenten Magnetisierung verschiedener Komponenten der Titanomagnetit (TM)-Mischreihe.  
 SP - Superparamagnetische Teilchen, SD - Single-Domain-Teilchen, PSD - Pseudo-Single-Domain-Teilchen, MD - Multi-Domain-Teilchen.

Mineralart	Korngröße [ $\mu\text{m}$ ]	Domänen- status	Probenmaterial	$MAF_{SIRM}$ [mT]	$MDF_{SIRM}$ [mT]	$B_{CR}$ [mT]	Quelle
Magnetit <sup>a)</sup>	0.037 - 0.22	SD	synthetisch	38.7 - 52.0	17.5 - 29.6	26.6 - 39.6	Dunlop (1986b)
Magnetit <sup>a, b)</sup>	0.012 - 0.069	SD/SP	synthetisch	13.5 - 28	9 - 17	12 - 22	Maher (1988)
Magnetit	< 5	PSD	natürlich	60.0	17.3	39.7	Hartstra (1982a)
Magnetit	< 5	PSD	natürlich	63	18.5	30 - 41	Dankers (1981)
Magnetit <sup>a)</sup>	> 14	MD	natürlich	< 43.5	< 10	< 24.5	Dankers (1981)
Magnetit <sup>a)</sup>	> 14	MD	natürlich	< 36.2	< 10	< 22.8	Hartstra (1982a)
TM60 <sup>c)</sup>	< 5	PSD	natürlich	41.6	17.6	33.2	Hartstra (1982a)
TM60 <sup>c)</sup>	30 - 40	PSD/MD	natürlich	24.8	10	19.0	Hartstra (1982a)
TM25	< 5	PSD	natürlich	29.5	15	23.0	Dankers (1981)
TM25	30 - 40	MD	natürlich	10.5	4.5	8.5	Dankers (1981)
TM10	< 5	PSD	natürlich	67.5	22.9	48.8	Hartstra (1982a)
TM10	30 - 40	MD	natürlich	38.3	12.6	29.8	Hartstra (1982a)
Titano- maghemit <sup>d)</sup>	< 5	PSD	natürlich	73.3	23.5	56.3	Hartstra (1982a)
Titano- maghemit <sup>d)</sup>	30 - 40	PSD	natürlich	60.7	26.1	46.8	Hartstra (1982a)

- a) Mehrere Proben unterschiedlicher mittlerer Korngröße.  
 b) Statt  $B_{CR}$  ist die Näherung der Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CRint}$  angegeben.  
 c) Enthält Fe-reiche Einschlüsse von < 0.02  $\mu\text{m}$  Durchmesser.  
 d) Mischungsparameter  $x = 0.05$ , Oxidationsparameter  $z = 0.8$ .

Das Verhältnis  $MDF_{SIRM}/B_{CRint}$  spricht mit einem Mittelwert von 0.66 deutlich für Titanomagnetit (Abb. 5.4g). Allerdings ergeben sich für 38 % der Proben Werte von über 0.66, die damit außerhalb des von Dankers angegebenen Intervalls liegen. Dies könnte wiederum in der heterogenen mineralogischen Zusammensetzung begründet sein, insbesondere aufgrund der beigemengten antiferromagnetischen Minerale. Eine weitere mögliche Erklärung kann in der Tatsache gesehen werden, daß Dankers einen TM25 Titanomagnetit untersuchte. Da die Sedimente des Arbeitsgebietes vermehrt die allgemein häufiger vorkommenden TM60 enthalten (Kapitel 5.5 Rasterelektronenmikroskopie), wäre der höhere Titangehalt eine Erklärung für das höhere, noch stärker von reinem Magnetit abweichende Verhältnis  $MDF_{SIRM}/B_{CRint}$  der untersuchten Proben. Zusammenfassend ist von einer Dominanz der Titanomagnetite gegenüber reinem Magnetit auszugehen.

Wie schon zuvor betont (Kapitel 4.2), wird die Koerzitivität einer Probe durch die magnetische Wechselwirkung der ferrimagnetischen Partikel und Domänen beeinflusst. Eine starke Wechselwirkung verringert aufgrund hoher intrinsischer Magnetfelder beim Remanenzwerb die Wirkung eines äußeren Magnetfeldes. Es ist daher ein höheres Feld notwendig, um eine bestimmte Remanenzintensität zu erreichen. Während der Entmagnetisierung verstärkt die gleiche Wechselwirkung die Wirksamkeit eines äußeren Magnetfeldes, das heißt,  $MDF_{SIRM}$  verringert sich. Dies führt in der Darstellung der normierten Remanenz gegen die Feldstärke zu asymmetrischen Kurven (Abb. 5.2). Für ideale wechselwirkungsfreie Partikel sind die Kurven symmetrisch.

Die nach Cisowski (1981) mit R bezeichnete Projektion des Schnittpunktes der IRM Auf- und Entmagnetisierungskurve auf die Ordinate stellt ein Maß für diese Wechselwirkung dar (Abb. 4.3), wobei R = 0.5 "nicht wechselwirkend" bedeutet. Viele Sedimente und Böden sind durch einen R Wert von 0.36 gekennzeichnet (Maher, 1988). Dies entspricht auch dem Mittelwert der untersuchten Proben, der bei  $R = 0.34 \pm 0.04$  liegt (Abb. 5.4e). Die Verteilung weist allerdings einen größeren Anteil an stark wechselwirkenden Proben (kleines R) auf als an gering wechselwirkenden (hohes R).

Der Grad der Wechselwirkung hängt deutlich von der Konzentration der ferrimagnetischen Partikel ab. Aus Abbildung 5.5a ist ersichtlich, daß eine geringe Wechselwirkung ( $R > 0.4$ ) mit niedriger Intensität ( $SIRM < 1 \text{ A m}^{-1}$ ) und eine starke Wechselwirkung ( $R < 0.3$ ) mit hoher Intensität ( $SIRM > 10 \text{ A m}^{-1}$ ) verbunden ist. In einem mittleren Intensitätsbereich ( $1 \text{ A m}^{-1} < SIRM < 10 \text{ A m}^{-1}$ ) ist die Abhängigkeit weniger stark ausgeprägt, so daß hier noch andere Faktoren eine Rolle spielen - beispielsweise die Korngröße. Multi-Domain-Teilchen weisen bei gleicher Konzentration eine höhere Wechselwirkung auf als Single-Domain-Teilchen, da die Wechselwirkung bei ihnen zwischen den einzelnen Domänen stattfindet, während im Fall von SD-Teilchen getrennte einzelne Partikel miteinander wechselwirken. Die Intensitätsverteilung der SIRM aller Proben ist in Abbildung 5.4b dargestellt, wobei der geometrische Mittelwert angegeben ist, da die SIRM, wie die übrigen konzentrationsabhängigen Parametern, eine logarithmische Normalverteilung aufweist.



In Abbildung 5.5b wird deutlich, daß die Wechselwirkung in Proben, die überwiegend aus Antiferromagnetika bestehen, geringer ist als in Proben ohne oder mit nur wenigen antiferromagnetischen Mineralen. Dies ist in erster Linie auf das niedrige spezifische magnetische Moment der Antiferromagnetika zurückzuführen.

Eine ausgeprägte Abhängigkeit vom Prozentsatz der Antiferromagnetika ergibt sich auch für die Koerzitivität, in Abbildung 5.5c ausgedrückt durch das  $MDF_{SIRM}$ . Dabei bildet ein Wert von 40 mT die obere Grenze für die enggruppierenden Titanomagnetit dominierten Proben. Für die Proben mit erhöhtem Gehalt an Antiferromagnetika ( $S_{-0.3T} < 0.92$ ) scheint dagegen ein linearer Zusammenhang zwischen  $MDF_{SIRM}$  und  $S_{-0.3T}$  zu bestehen.

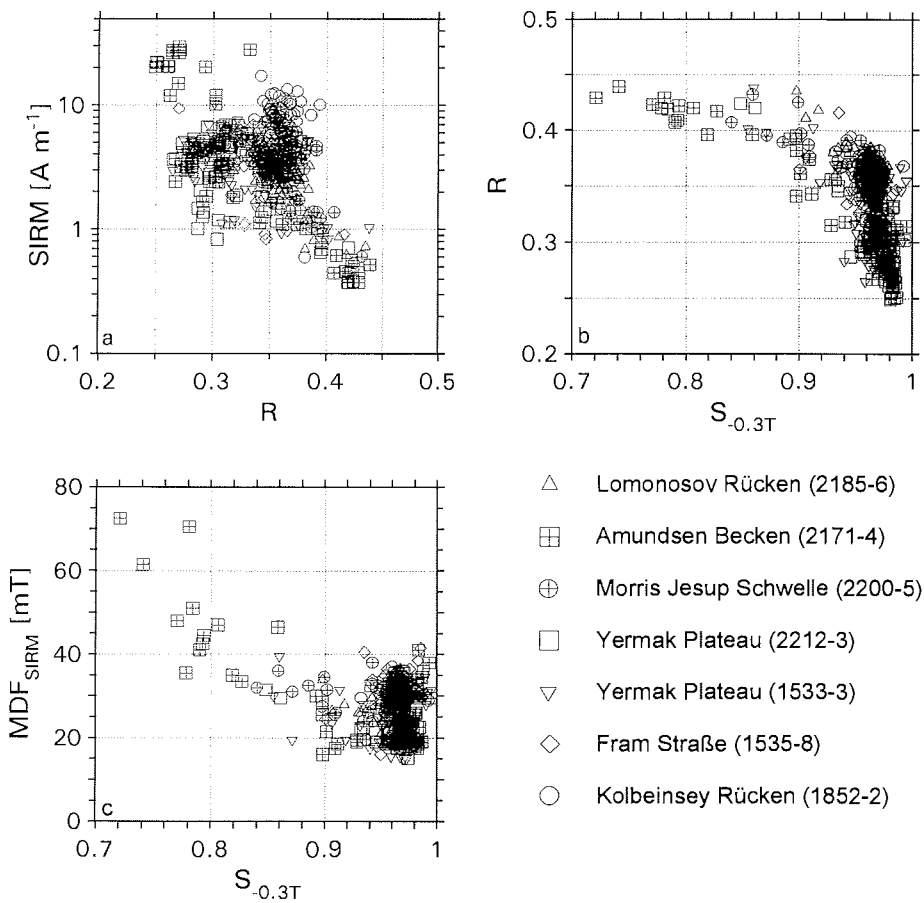


Abb. 5.5: Zusammenhang zwischen a) der Isothermalen Sättigungsremanenz (SIRM) und dem Wechselwirkungsparameter R, b) dem Wechselwirkungsparameter R und  $S_{-0.3T}$  und c) dem Median Destructive Field  $MDF_{SIRM}$  der SIRM gegen  $S_{-0.3T}$  aller untersuchten des Arbeitsgebietes.

In Abbildung 5.6 sind die bisher behandelten gesteinsmagnetischen Parameter zusammenfassend dargestellt, um einen Überblick über ihre regionale Variabilität zu erhalten. Der Kern aus dem Amundsen Becken (2171-4) unterscheidet sich durch eine sehr heterogene Zusammensetzung der ferromagnetischen Mineralfraktion deutlich von den übrigen Lokationen. Die Standardabweichung einzelner Parameter dieses Kerns übertrifft zum Teil die regionale Variationsbreite aller übrigen Lokationen. Demgegenüber weist der Kern vom Kolbeinsey Rücken (1852-2) eine in sich sehr homogene ferromagnetische Mineralfraktion auf. Bei im Vergleich geringen Standardabweichungen in allen Parametern entsprechen seine jeweiligen Mittelwerte ungefähr denen der Lokationen am Lomonosov Rücken (2185), an der Morris Jesup Schwelle (2200) und in der Fram Straße (1535).

Eine Besonderheit an der Lokation an der Morris Jesup Schwelle (2200) ist das relativ stark schwankende Verhältnis ferrimagnetischer / antiferromagnetischer Partikel  $S_{0,3T}$ . An den Lokationen des Yermak Plateaus (1533, 2212) deutet sich in den vergleichsweise niedrigen Koerzitivitätswerten ( $MAF_{SIRM}$ ,  $MDF_{SIRM}$ ,  $B_{CRint}$ ) ein etwas gröberes Korngrößenspektrum der ferrimagnetischen Partikel an. Auch die Wechselwirkung der ferrimagnetischen Minerale ( $R$  niedrig) ist trotz ähnlicher Konzentrationen ( $SIRM$ ) erhöht, woraus sich ebenfalls ein Hinweis auf ein gröberes Korngrößenspektrum ergibt.

Bei den meisten Kernen überschneiden sich die Variationsbreiten der einzelnen Parameter. Die Ergebnisse sind also, bis auf die Konzentration der ferrimagnetischen Partikel, selbst zwischen den Lokationen am Kolbeinsey Rücken (1852) und Lomonosov Rücken (2185), die die geographischen Eckpunkte des Arbeitsgebietes bilden, gut vergleichbar. Das ferromagnetische Mineralspektrum ist zwar in weiten Teilen des östlichen Arktischen Ozeans und auch der südlich angrenzenden Meeresgebiete recht variabel, jedoch sind die unterschiedlichen Zusammensetzungen nicht auf bestimmte Regionen beschränkt. Hier liegt ein erster Hinweis vor, daß der Transport, trotz eventuell vorhandener Unterschiede in der Magnetomineralogie der Liefergebiete, zu einer räumlichen Homogenisierung des ferromagnetischen Inventars führt. Dies erscheint plausibel, wenn in Anbetracht der geringen Korngrößen der ferromagnetischen Partikel (maximal einige  $\mu\text{m}$  bis  $< 1 \mu\text{m}$ ) der Suspensions-transport in der Wassersäule als weiterer Mechanismus zum Eistransport hinzukommt. Die verbleibenden Unterschiede zwischen den Lokationen sind möglicherweise auf Effekte der Bathymetrie und der Strömungsverhältnisse zurückzuführen.

Als vorläufiges Ergebnis bleibt eine Titanomagnetit dominierte ferromagnetische Mineralfraktion festzuhalten, die sich hinsichtlich ihrer Domänenstruktur im Bereich magnetisch stabiler SD/PSD-Teilchen einordnen läßt. Der stets vorhandener Anteil einer hochkoerzitiven antiferromagnetischen Phase ist zwar in seiner Konzentration von Bedeutung, aber nur in wenigen Proben ausreichend hoch, um die gesteinsmagnetischen Eigenschaften zu dominieren.

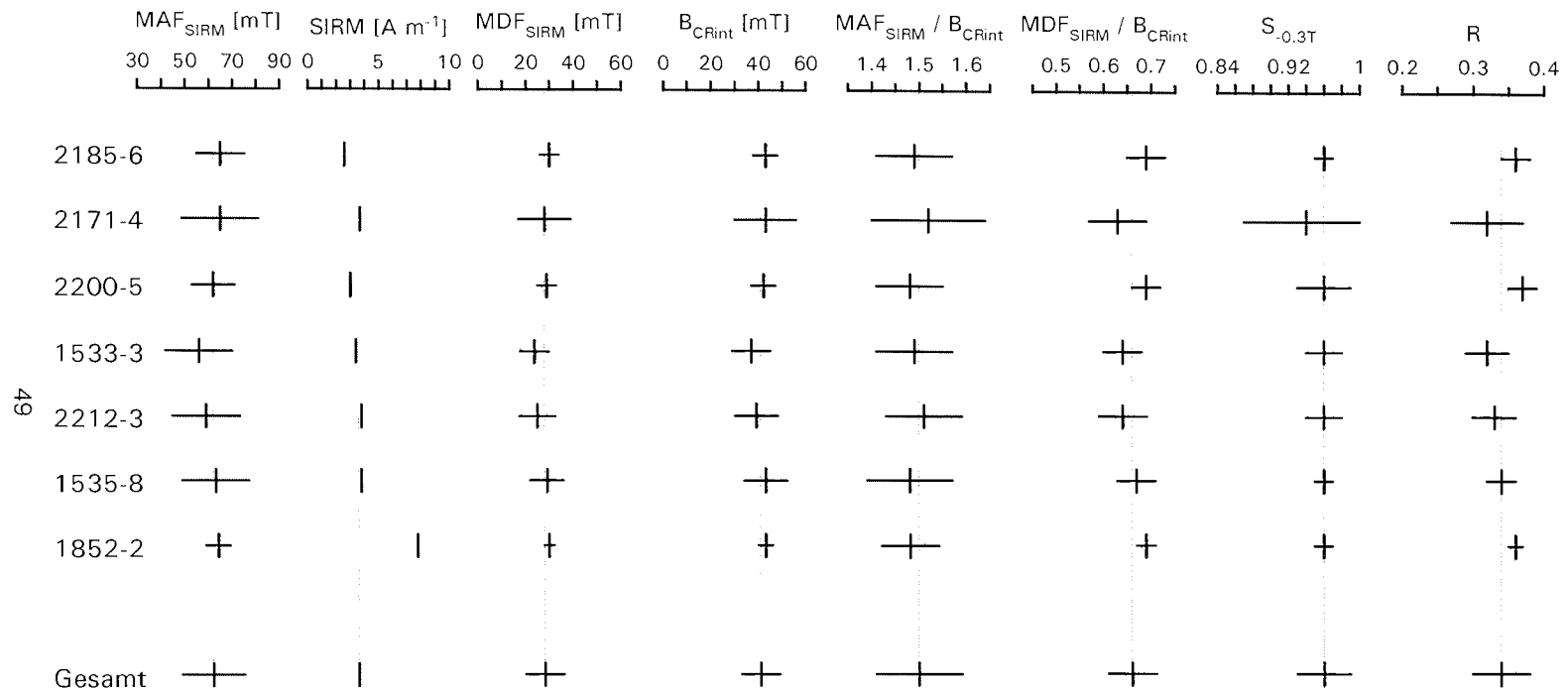


Abb. 5.6: Arithmetische Mittelwerte mit Standardabweichung gesteinsmagnetischer Parameter der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (1533-3, 2212-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2). Für die SIRM ist abweichend der geometrische Mittelwert angegeben. Die unterste Zeile zeigt den Mittelwert aller sieben Kerne, die punktierte senkrechte Linie deutet die Lage dieses Gesamtmittelwertes an.

## 5.2 Anhysteretische Remanente Magnetisierung (ARM)

Zur Absicherung der Aussagen des vorangegangenen Kapitels werden im weiteren die Ergebnisse von Untersuchungen der Anhysteretischen Remanenten Magnetisierung (ARM) sowie einige daraus abgeleitete Parameterkombinationen vorgestellt und mit Resultaten von Sedimentkernen aus ähnlichen Sedimentationsräumen verglichen.

Das Ziel der im folgenden diskutierten magnetogranulometrischen Tests auf Basis der Anhysteretischen Remanenten Magnetisierung besteht in der Charakterisierung der ferrimagnetischen Mineralfraktion nach SD-, PSD-, MD- und SP-Teilchen.

Um das Korngrößenspektrum der Magnetominerale detaillierter zu erfassen, wird zunächst die Anhysteretische Suszeptibilität  $\kappa_{ARM}$  (ARM dividiert durch das beim Erwerb vorhandene Gleichfeld) der magnetischen Suszeptibilität  $\kappa$  gegenübergestellt (King et al., 1982a).  $\kappa$  und  $\kappa_{ARM}$  sind beide konzentrationsabhängig, variieren jedoch in entgegengesetzter Weise mit der Korngröße der ferrimagnetischen Partikel. Bei der Quotientenbildung hebt sich der Einfluß der Konzentration auf und es läßt sich eine Aussage über ein weites Spektrum magnetischer Korngrößen treffen (Abb. 4.7).

Eine Limitierung solcher Aussagen ergibt sich dadurch, daß das Verhältnis  $\kappa_{ARM}/\kappa$  nur für den Korngrößerenbereich der SD-PSD-MD-Partikel monoton abnimmt. Superparamagnetische Partikel führen aufgrund ihrer hohen Suszeptibilität (Stacey & Banerjee, 1974; Maher, 1988) und ihres Unvermögens, eine nennenswerte Remanenz zu tragen, zu ähnlich niedrigen  $\kappa_{ARM}/\kappa$  Werten wie sie für MD-Teilchen typisch sind. Allerdings sind SP-Teilchen in marinen Sedimenten weniger häufig vorzufinden als in Böden oder estuarinen Sedimenten (Bloemendal et al., 1992).

Kaum eine Beschränkung der Aussagefähigkeit verursacht der Einfluß hochkoerzitiver Minerale. Die in Tiefseesedimenten vorkommenden schwach magnetischen Antiferromagnetika wie Hämatit und Goethit (Robinson, 1986; Bloemendal et al., 1988; Doh et al. 1988) bestimmen die magnetischen Eigenschaften des Sediments nur bei sehr niedrigen Magnetitkonzentrationen. Auf das Verhältnis  $\kappa_{ARM}/\kappa$  hat ein zunehmender Hämatitanteil nur geringen Einfluß (Abb. 5.7).

Weiterhin ist zu beachten, daß ein Parameter wie  $\kappa_{ARM}/\kappa$  über die Korngrößenverteilung der gesamten Probe integriert. Es bleibt daher unsicher, ob die diagnostizierte Korngröße das reale Maximum der Korngrößenverteilung der Probe wiedergibt oder den Mittelwert einer Korngrößenverteilung mit mehreren Maxima darstellt. Dies schränkt die Aussagefähigkeit aber nicht wesentlich ein, da das magnetischen Verhalten der Probe zunächst als ganzes charakterisiert werden soll.

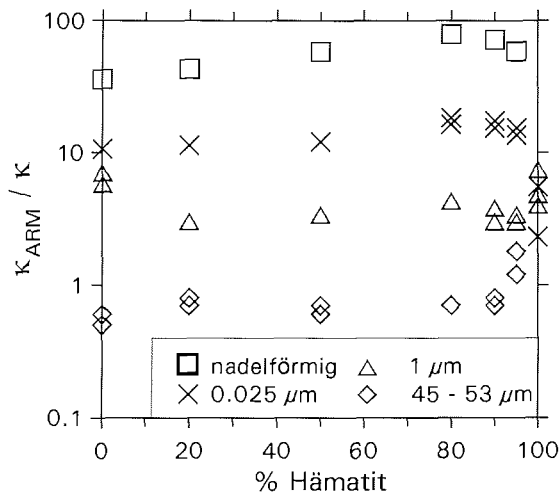


Abb. 5.7: Variation von  $\kappa_{ARM} / \kappa$  in Abhängigkeit des Verhältnisses Magnetit zu Hämatit. Die Korngröße des Hämatits beträgt  $0.36 \mu\text{m}$ . Die Magnetitkorngröße ist jeweils angegeben. Kreuze bezeichnen extrem nadelförmige Magnetitpartikel (schematisch nach Bloemendal et al., 1992).

In Abbildung 5.8 ist  $\kappa_{ARM}$  gegen  $\kappa$  für die Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (1533-3, 2212-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2) aufgetragen. In erster Linie wird das Spektrum der (Titano-)Magnetitkonzentration wiedergegeben.  $\kappa$  variiert um etwa eine Größenordnung zwischen  $111 \cdot 10^{-6}$  SI und  $1308 \cdot 10^{-6}$  SI,  $\kappa_{ARM}$  um zwei Größenordnungen von  $147 \cdot 10^{-6}$  SI bis  $15680 \cdot 10^{-6}$  SI. Ähnliche Wertebereiche wurden auch für glaciomarine Sedimente vom Alpha Rücken (Amerasisches Becken,  $82 - 84^\circ\text{N} / 208 - 265^\circ\text{W}$ , 2000 - 2500 m Wassertiefe) gemessen. Sie sind im Vergleich deutlich höher als die Ergebnisse von Sedimenten aus dem Nordatlantik (ODP - Site 552,  $56^\circ\text{N} / 23^\circ\text{W}$ , 2301 m Wassertiefe), die ebenfalls eistransportiertes Material aufweisen, aber niedriger als die Resultate von Proben aus der Baffin Bay (ODP - Site 645,  $70^\circ\text{N} / 65^\circ\text{W}$ , 2010 m Wassertiefe) und der Labrador See (ODP - Site 646,  $58^\circ\text{N} / 48^\circ\text{W}$ , 3450 m Wassertiefe) (Bloemendal et al., 1992).

Abb. 5.8 (folgende Seite): Variation von  $\kappa_{ARM}$  und  $\kappa$  in den Sedimentkernen a) vom Lomonosov Rücken (2185-6), b) aus dem Amundsen Becken (2171-4), c) von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), d), e) vom Yermak Plateau (2212-3, 1533-3), f) aus der Fram Straße (1535-8) und g) vom Kolbeinsey Rücken (1852-2). Die Wertebereiche für Sedimente vom Alpha Rücken, der Baffin Bay und des Nordatlantiks mit signifikant hohen Anteilen an eistransportiertem Material sind begrenzt durch schattierte Flächen, diejenigen von Sedimenten der Labrador See mit bodenwassertransportiertem Material durch umrandete Flächen (Bloemendal et al., 1992).

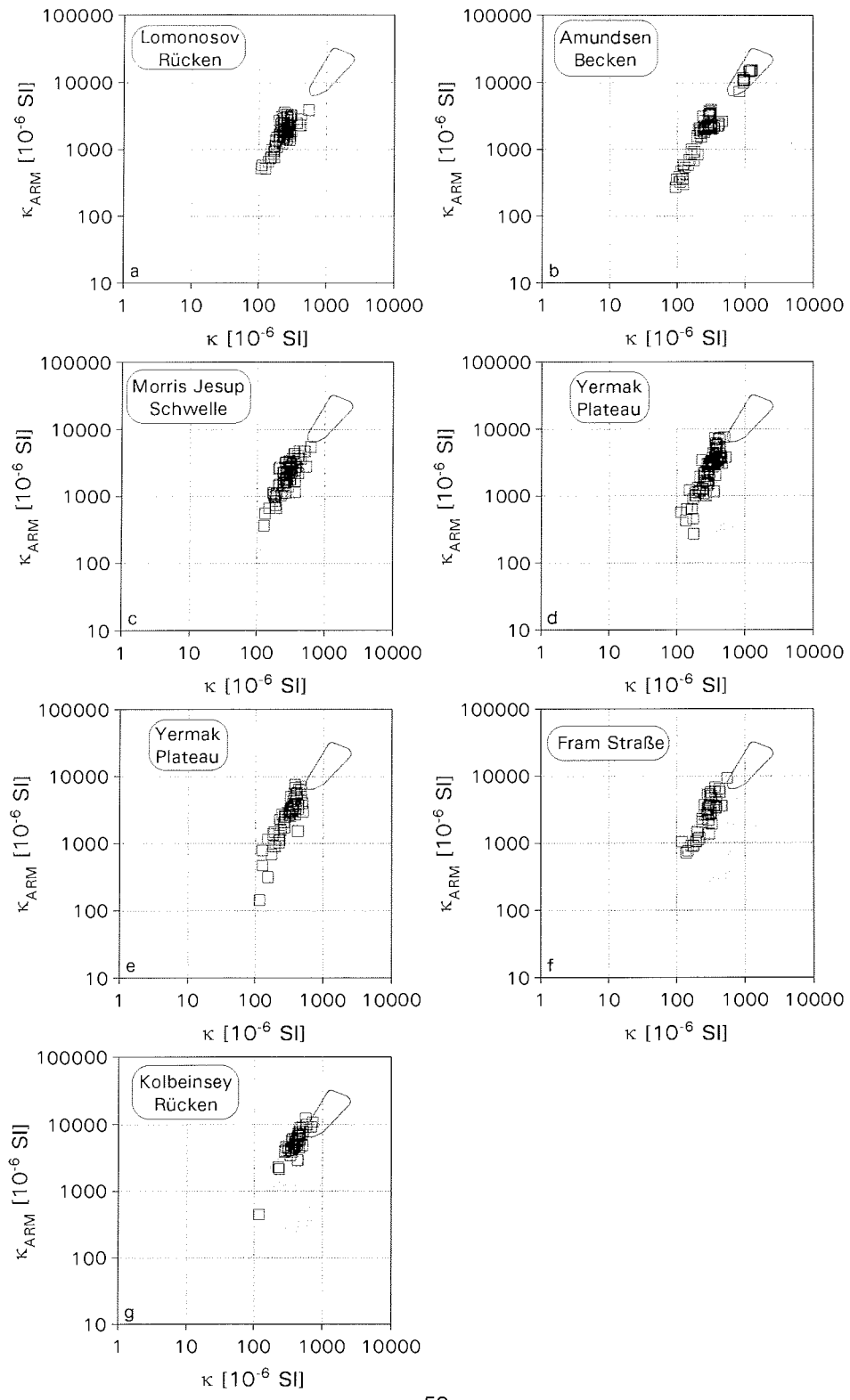


Abbildung 5.9 zeigt das Verhältnis Ferrimagnetika / Antiferromagnetika ( $S_{0,3T}$ ) in Abhängigkeit von der ferrimagnetischen Korngröße ( $\kappa_{ARM}/k$ ). Die Variation von  $\kappa_{ARM}/k$  zwischen 1 und 21 ist vergleichbar mit den Werten der Proben vom Alpha Rücken, aus der Labrador See und der Baffin Bay (Bloemendal et al., 1992). Besondere Übereinstimmung besteht zwischen der Lokation 2171 (Amundsen Becken) und dem Alpha Rücken. Die übrigen untersuchten Lokationen zeigen ähnliche Werte wie die Sedimente der Labrador See und zum Teil auch der Baffin Bay. Sie unterscheiden sich allerdings deutlich von den grobkörnigeren Proben aus dem Nordatlantik mit im Mittel höheren Konzentrationen an Antiferromagnetika.

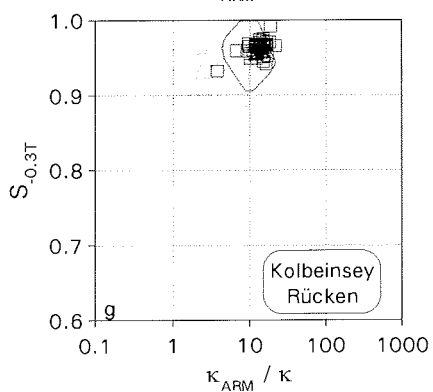
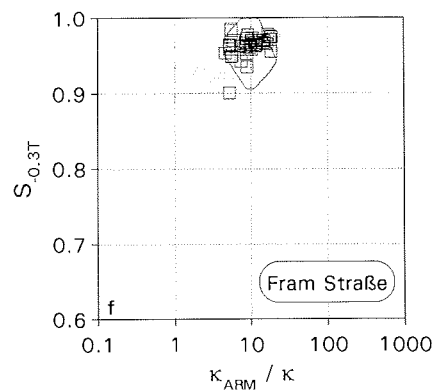
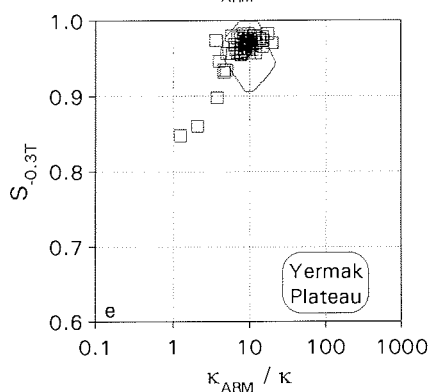
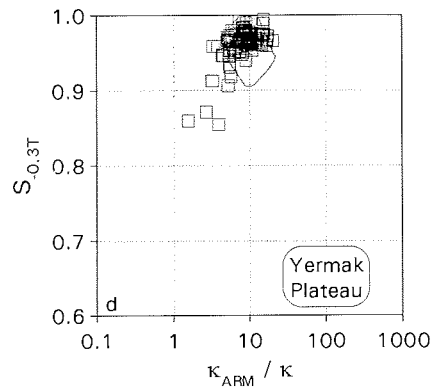
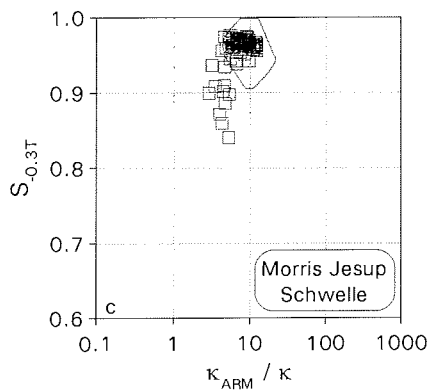
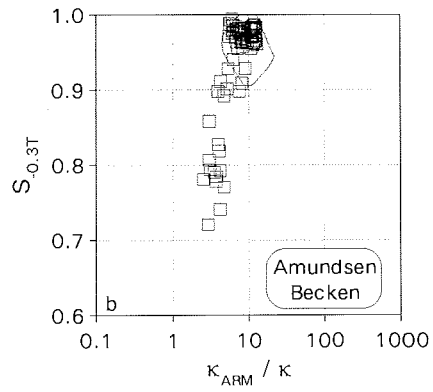
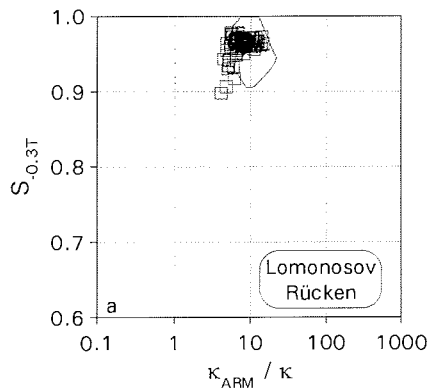
Nach einem Modell von King et al. (1982a) entspricht das  $\kappa_{ARM}/k$  Verhältnis von 1 bis 21 einem Korngrößenspektrum zwischen etwa 5 - 10  $\mu\text{m}$  und weniger als 0.1  $\mu\text{m}$ . Für sehr feinkörniges synthetisches Probenmaterial mit einer Korngröße < 0.07  $\mu\text{m}$  bestimmte Maher (1988) Verhältnisse zwischen 9 und 14. Allerdings gilt es, sich den Unterschied zwischen "echten" *SD-Teilchen* und *SD-Verhalten* vor Augen zu halten. Innere Spannungen in natürlichem Probenmaterial führen auch bei größeren Partikeln zu vergleichsweise hohen  $\kappa_{ARM}/k$  Werten.

Das Verhältnis Ferrimagnetika / Antiferromagnetika  $S_{0,3T}$  reicht von 0.72 bis 0.99, wobei mit Annäherung an 1 der Magnetitgehalt nicht linear zunimmt (Abb. 4.4). Wie bereits erwähnt ergibt sich beim Vergleich der  $S_{0,3T}$  Werte mit Abbildung 4.4, daß hochkoerzitive Antiferromagnetika in der Mehrzahl der Proben einen bedeutenden, zum Teil sogar den überwiegenden Anteil der remanenztragenden Minerale bilden. Nach King et al. (1982b) werden die magnetischen Eigenschaften von magnetithaltigen Proben jedoch erst dann durch Antiferromagnetika beeinflusst, wenn letztere einen Anteil von mindestens 80 - 90 % ausmachen. Hämatitkonzentrationen dieser Größenordnung entsprechen  $S_{0,3T}$  Werten von < 0.94 (Abb. 4.4). Dies trifft nur für etwa 10 % aller Proben zu (Abb. 5.4h).

Aus der Kombination der zuvor genannten Parameter lassen sich Informationen über das Sedimentationsgeschehen an den verschiedenen Lokationen gewinnen. Als Ursachen für die unterschiedlichen Werteverteilungen in den Abbildungen 5.8 und 5.9 kommen Variationen in der Konzentration der dia- und paramagnetischen terrigenen und biogenen Komponenten, die unter-

---

Abb. 5.9 (folgende Seite): Variation von  $S_{0,3T}$  und  $\kappa_{ARM}/k$  in den Sedimentkerne a) vom Lomonosov Rücken (2185-6), b) aus dem Amundsen Becken (2171-4), c) von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), d), e) vom Yermak Plateau (2212-3, 1533-3), f) aus der Fram Straße (1535-8) und g) vom Kolbeinsey Rücken (1852-2). Die Wertebereiche für Sedimente vom Alpha Rücken, der Baffin Bay und des Nordatlantiks mit signifikant hohen Anteilen an eistransportiertem Material sind begrenzt durch schattierte Flächen, diejenigen von Sedimenten der Labrador See mit bodenwassertransportiertem Material durch umrandete Flächen (Bloemendal et al., 1992).





schiedliche Lage der Lokationen in Bezug auf die Liefergebiete und Transportwege des detritischen ferromagnetischen Materials, seine mögliche post-sedimentäre Diagenese und unterschiedliche Anteile an biogenem Magnetit in Frage.

Die Auswertung der  $\kappa_{ARM}/\kappa$  zu  $S_{0.3T}$  Verteilungen kann Hinweise auf das Sedimentationsmilieu geben. Im wesentlichen zeigen alle Lokationen ein enggruppierendes Wertemuster, nur in einigen Fällen weichen einige Proben von der Hauptgruppe ab, die meisten im Fall der Lokation im Amundsen Becken (Abb. 5.9b). Es kann daher mit Ausnahme des Kerns 2171-4 von einem einzelnen Liefergebiet des magnetischen Materials ausgegangen werden oder von mehreren Gebieten, deren Magnetominerale die gleichen magnetischen Eigenschaften aufweisen und sich nicht weiter differenzieren lassen. Die dichte Verteilung sowohl der Korngröße der ferrimagnetischen Partikel ( $\kappa_{ARM}/\kappa$ ) als auch des Verhältnisses Ferrimagnetika / Antiferromagnetika ( $S_{0.3T}$ ) ist überraschend unter der Annahme, daß eistransportiertes Material den Hauptbestandteil arktischer Sedimente bildet. Es ist nur schwer vorstellbar, daß in das Eis Partikel eines so engbegrenzten Korngrößenbereiches bevorzugt inkorporiert werden. Die Sedimentation sollte vielmehr durch einen anderen Faktor dominiert sein, etwa Meeresströmungen, die durch selektiven Transport bestimmter Korngrößen zu einem schmalen Korngrößenspektrum führen. Die überwiegend diagnostizierten kleinen Partikelgrößen, zum Teil im sub-Micron-Bereich, lassen diesen, im Zusammenhang mit der IRM bereits erwähnten, Suspensionstransport in der Wassersäule plausibel erscheinen. Die wenigen, in allen Kernen vorhandenen Proben mit einer relativen Anreicherung hochkoerzitiver Minerale können sowohl als Hinweis auf diagenetische Veränderungen als auch auf eine magnetomineralogisch wechselnde Sedimentfracht interpretiert werden.

### 5.3 Hystereseparameter

Um die bisherigen Resultate hinsichtlich des Domänenstatus der ferrimagnetischen Minerale weiter abzusichern und darüber hinaus die magnetischen Eigenschaften der Sedimentmatrix zu untersuchen, wurden an acht bis elf ausgewählten Proben jedes Kerns Messungen der magnetischen Hysterese durchgeführt. Als Beispiel sind in Abbildung 5.10 die Ergebnisse zweier magnetomineralogisch sehr unterschiedlicher Proben dargestellt. Die Probe aus dem Kern von der Morris Jesup Schwelle (2200-5, Kerntiefe 447 cm) weist

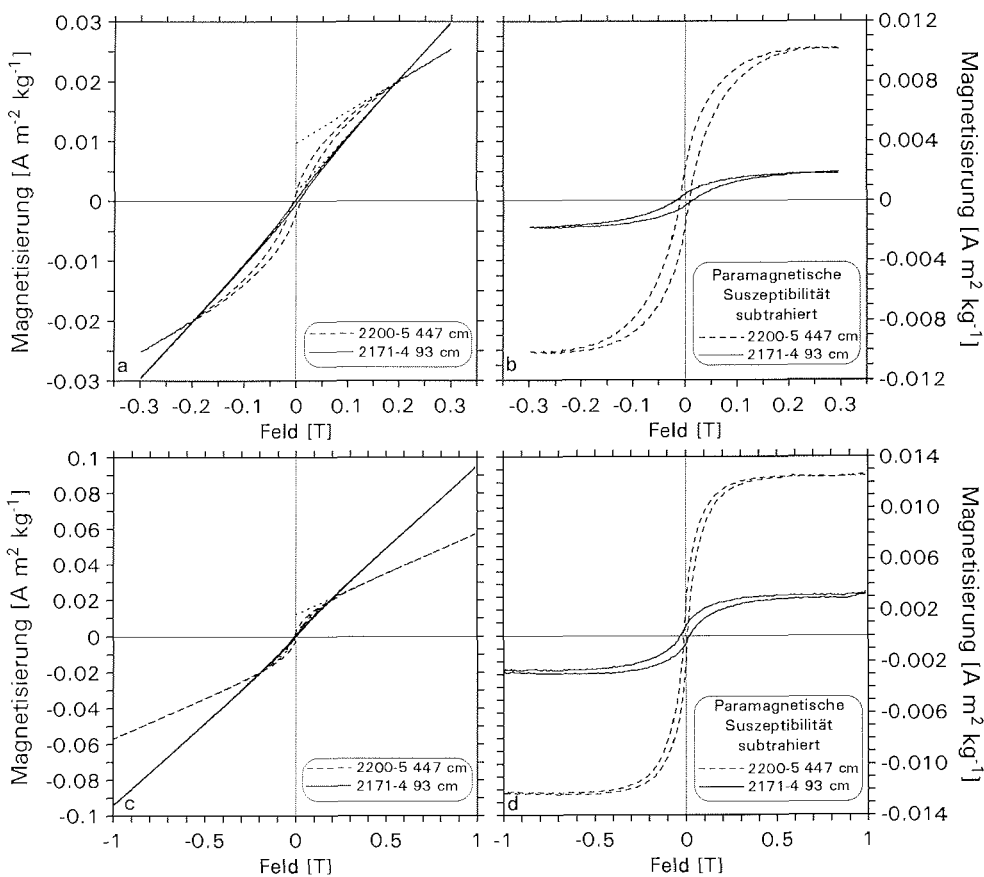


Abb. 5.10: Hysteresekurven einer Titanomagnetit dominierten Probe (2200-5, 447 cm) und einer Antiferromagnetika dominierten Probe (2171-4, 93 cm). a), b) Maximalfeld 0.3 T; c, d) Maximalfeld 1 T. Der lineare Trend bei höheren Feldern beruht auf der paramagnetischen Suszeptibilität der Sedimentmatrix, die aus der Steigung der Tangente (punktierte Gerade) an den linearen Teil der Hysteresekurve bestimmt werden kann. b), d) Meßwerte korrigiert um den paramagnetischen Anteil der Suszeptibilität.

ein dem Mittelwert aller Proben entsprechendes Verhältnis von hochkoerzitiven zu niederkoerzitiven Mineralen auf, während die Probe aus dem Kern aus dem Amundsen Becken (2171-4, Kerntiefe 93 cm) einen überdurchschnittlich hohen Anteil an hochkoerzitiven Mineralen besitzt. Die Abbildungen 5.10a, b zeigen jeweils Messungen mit einem Maximalfeld von 0.3 T, die Abbildungen 5.10c, d bis 1 T.

Der positive lineare Trend bei höheren Feldern geht in erster Linie auf die paramagnetische Suszeptibilität der Sedimentmatrix zurück, in geringerem Maße auch auf hochkoerzitive Magnetominerale. Die Steigung der an diesen linearen Abschnitt angelegten Geraden - die paramagnetische Suszeptibilität - beträgt für die Probe aus Kern 2200-5  $60 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ , für die Probe aus Kern 2171-4  $120 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (Zur Berechnung aus der 1 T Messung wurde die Einheit T in  $\text{A m}^{-1}$  umgerechnet). Die Suszeptibilität der Sedimentmatrix kann demnach deutlich variieren. Um diesen Einfluß zu eliminieren, wurde der lineare Anteil der Hysteresekurve entsprechend einer Geradengleichung von allen Magnetisierungswerten subtrahiert (Abb. 5.10b, d). Dieses Verfahren wird als "Slope-Korrektur" bezeichnet.

Zunächst soll näher auf die Kenngrößen der Hysteresekurven eingegangen werden, auf die Sättigungsmagnetisierung  $M_S$ , Sättigungsremanenz  $M_{RS}$  und Koerzitivkraft  $B_C$  sowie auf die durch Messung von Backfeldkurven bestimmte Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$ . Die nach Day et al. (1977) aus diesen Parametern - der um paramagnetische Anteile korrigierten Hysteresekurven - gebildeten Verhältnisse sind in Abbildung 5.11 dargestellt. Sie ermöglichen, Rückschlüsse auf den Domänenstatus der ferrimagnetischen Minerale zu ziehen.

Das Verhältnis  $M_{RS}/M_S$  unterliegt über das gesamte Korngrößenspektrum einer deutlichen Abhängigkeit vom Verhältnis  $B_{CR}/B_C$  (Day et al., 1977; Dunlop, 1986a). Für Single-Domain-Teilchen mit uniaxialer Anisotropie liegt der theoretische Wert für  $M_{RS}/M_S$  bei 0.5 und für  $B_{CR}/B_C$  zwischen 1.1 und 2.0 (Stoner & Wohlfahrt, 1948). Day et al. (1977) interpretieren nach Untersuchungen an synthetischen Titanomagnetiten  $M_{RS}/M_S < 0.01$  und  $B_{CR}/B_C > 4$  als Mehrbereichsverhalten. Dunlop (1986a) nimmt für echte Multi-Domain-Partikel  $B_{CR}/B_C > 5 - 6$  an. Aus der Zusammenfassung von Literaturdaten leitet er für reinen Magnetit den in Abbildung 5.11a, b durch die gestrichelten Linien angedeuteten Trend des Verhältnisses  $M_{RS}/M_S$  in Abhängigkeit von  $B_{CR}/B_C$  ab. Die in der vorliegenden Arbeit bestimmten Meßwerte liegen etwas außerhalb dieses Trends. Sie befinden sich jedoch alle in dem für PSD-Teilchen charakteristischen Bereich des Diagramms. Es ergeben sich  $M_{RS}/M_S$  Werte zwischen 0.07 und 0.34 (Mittelwert 0.27). Dies läßt auf Magnetit (Magnetit) Partikel mit einer Korngröße zwischen  $< 1$  und etwa  $4 \mu\text{m}$  und / oder Titanomagnetit Partikel zwischen  $3$  und  $16 \mu\text{m}$  schließen (Day et al., 1977).

Für die Lage des Großteils der Meßpunkte außerhalb des Trends der Literaturdaten lassen sich mehrere Begründungen anführen:

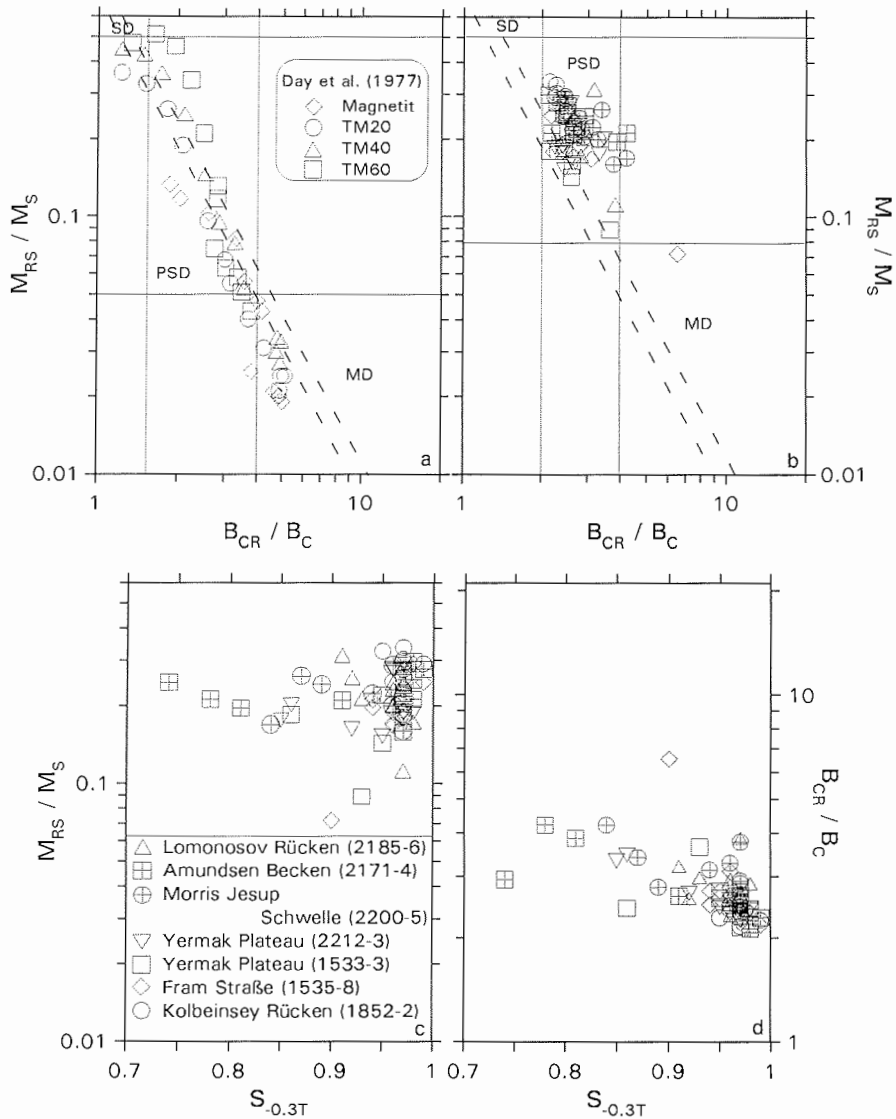


Abb. 5.11: Doppellogarithmische Darstellung des Verhältnisses Sättigungsremanenz zu Sättigungsmagnetisierung  $M_{RS}/M_S$  gegen das Verhältnis Remanenzkoerzitivkraft zu Koerzitivkraft  $B_{CR}/B_C$  a) korngrößensortierter synthetischer Titanomagnetite mit variierendem Titangehalt (Day et al., 1977), b) ausgewählter Proben aller untersuchten Sedimentkerne. Literaturwerte für (teilweise) synthetischen reinen Magnetit bekannter Korngröße sind durch die gestrichelten Linien angedeutet (schematisch nach Dunlop, 1986a).  $M_{RS}/M_S$  (c) und  $B_{CR}/B_C$  (d) als Funktion des Verhältnisses Ferrimagnetika / Antiferromagnetika  $S_{-0.3T}$ . Die Legende in Abbildung c) gilt auch für b) und d).

Ein Vergleich von Abbildung 5.11a und 5.11b unterstreicht die schon im Zusammenhang mit der Isothermalen Remanenten Magnetisierung geäußerte Interpretation, daß die Magnetomineralogie der Proben stärker durch Titanomagnetite als durch reinen Magnetit geprägt ist.

Weiterhin wurden die Literaturwerte an künstlichen Proben mit entweder hydrothermal gezüchtetem oder gemahlenem natürlichem Magnetit bestimmt. Solche synthetischen Proben weisen häufig, aufgrund der im Vergleich zu natürlichen Proben hohen Mineralkonzentrationen und einer durch die Probenherstellung bedingten Clusterbildung der Partikel, höhere Wechselwirkungen und damit niedrigere Koerzitivitätswerte auf. Zudem wurden diese Messungen an Proben eines jeweils eng begrenzten Korngrößenspektrums durchgeführt. Natürliche Proben besitzen dagegen in der Regel eine breitere Korngrößenverteilung.  $B_{CR}$  und  $B_C$  werden dabei in unterschiedlicher Weise vom Verhältnis grober zu feiner Partikel beeinflusst, wobei bis zu einem Anteil von 20 % feiner Partikel das Verhältnis  $B_{CR}/B_C$  mit steigender Konzentration feiner Partikel zunimmt, um danach wieder abzufallen (Day et al., 1977).

Von verschiedenen Autoren werden superparamagnetische Partikel für ähnliche Abweichungen ihrer Meßwerte vom angegebenen Trend verantwortlich gemacht (Van Velzen & Zijdeveld, 1990; Heider et al., 1993). SP-Teilchen bewirken eine deutliche Reduzierung der Koerzitivkraft  $B_C$  und damit höhere  $B_{CR}/B_C$  Werte. Das Verhältnis  $M_{RS}/M_S$  wird dagegen weniger stark beeinflusst. Auch in den bearbeiteten Sedimenten gibt es nach Untersuchungen der Frequenzabhängigkeit der Suszeptibilität  $\kappa_{fd}$  Hinweise auf gewisse Anteile superparamagnetischer Teilchen (Kapitel 4.2). Für  $\kappa_{fd}$  ergaben sich relativ niedrige Werte von im Mittel 2 - 3 % (Abb. 5.12). Für überwiegend superparamagnetischen synthetischen Magnetit erhielt Maher (1988) eine wesentlich höhere maximale Frequenzabhängigkeit von 7 - 11 %. Da sich alle

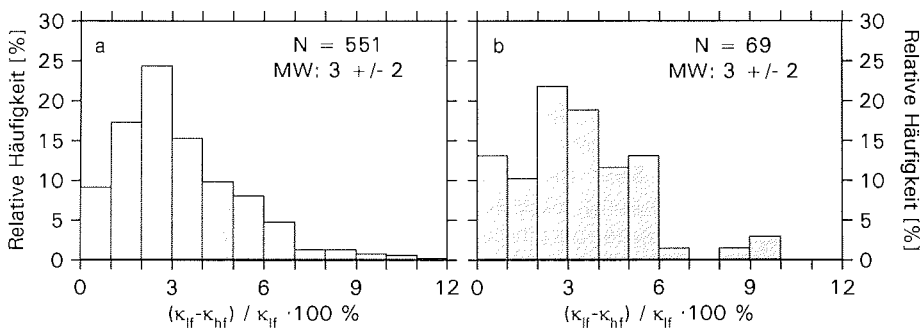


Abb. 5.12: Frequenzabhängigkeit der Suszeptibilität a) aller bearbeiteten Proben der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (2212-3, 1533-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2) sowie b) ausgewählter Proben dieser Kerne, an denen Hysteresemessungen durchgeführt wurden.

in der vorliegenden Arbeit gemessenen Hysteresekurven (Abb. 5.10) zudem deutlich von der typischen Hysteresekurve eines Superparamagnetikums unterscheiden, ist davon auszugehen, daß derart kleine Partikel nur in geringem Umfang zum Korngrößenspektrum der Proben beitragen.

Auf die Verhältnisse  $M_{RS}/M_S$  und  $B_{CR}/B_C$  hat auch die Art der "Slope-Korrektur" einen Einfluß. Die Feldstärke, bei der die magnetische Sättigung erreicht ist, kann nicht eindeutig quantifiziert werden. Der weitere (scheinbar) lineare Anstieg der Magnetisierung zu höheren Feldern wird der paramagnetischen Sedimentmatrix zugeschrieben und die daraus abgeleitete lineare Beziehung zwischen Feldstärke und Magnetisierung in Form einer Geradengleichung von der gesamten Hysteresekurve subtrahiert. Eine unter Umständen bis zur Maximalfeldstärke vorhandene, aber unberücksichtigte schwache Krümmung der Hysteresekurve durch Beiträge hochkoerzitiver antiferromagnetischer Minerale hat eine zu starke Slope-Korrektur zur Folge, die zu deutlich kleineren Werten für die Sättigungsmagnetisierung  $M_S$  und zu geringfügig höheren Werten für die Koerzitivkraft  $B_C$  führt. Die Sättigungsremanenz  $M_{RS}$  bleibt dagegen unverändert.

Darüber hinaus wird das Verhältnis  $M_{RS}/M_S$  der gesamten Probe durch antiferromagnetische Minerale beeinflusst. Hämatit besitzt aufgrund einer Kombination aus uniaxialer und triaxialer Anisotropie in der Basalebene und den daraus resultierenden hohen Koerzitivkräften ein  $M_{RS}/M_S$  Verhältnis von rund 0.5 (Dunlop, 1971), Magnetit dagegen Werte von 0.1 - 0.2 (Dunlop, 1986a). In der Summe erhöht sich dadurch das  $M_{RS}/M_S$  Verhältnis der Gesamtprobe.

Auch die Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$ , die aus Messungen der Backfieldkurve bis zu einer Maximalfeldstärke von 1 T bestimmt wurde, ist durch hochkoerzitive Antiferromagnetika erhöht. Dies hat ein größeres Verhältnis  $B_{CR}/B_C$  zur Folge, wodurch die Werteverteilung in Abbildung 5.11b nach rechts verschoben wird.

Nach der bisherigen Auswertung der Hysteresemessungen sind die Sedimente gekennzeichnet durch ein breites Spektrum magnetischer Korngrößen und Minerale. Es ist davon auszugehen, daß die untersuchten Proben sowohl kleine Single-Domain- als auch relativ große Pseudo-Single-Domain-Teilchen beinhalten. Sehr kleine superparamagnetische Partikel sind von untergeordneter Bedeutung, ebenso Multi-Domain-Teilchen. Die Abweichung der gemessenen Hystereseparameter in Abbildung 5.11b von dem von Dunlop (1986a) für reinen Magnetit angegebenen Trend läßt sich mit der Dominanz von Titanomagnetiten und dem Einfluß hochkoerzitiver Minerale begründen.

Neben der Bestimmung des Domänenstatus der ferrimagnetischen Mineralphase lassen sich aus den Hysteresekurven zusätzlich absolute Zahlen für die paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{para}$  der Sedimentmatrix ableiten. Die Suszeptibilität der Sedimentmatrix wird hier als insgesamt paramagnetisch bezeichnet. Streng betrachtet sind in der Matrix jedoch auch diamagnetische

Komponenten mit negativer Suszeptibilität wie Quarz und Karbonate enthalten. Diese sind auf das Volumen bezogen allerdings von untergeordneter Bedeutung, so daß die positiven Suszeptibilitäten der paramagnetischen Bestandteile, insbesondere der Tonminerale, völlig dominieren.

Die in den Hysteresemessungen ermittelten Werte der Magnetisierung sind auf die Masse normiert, da sich diese leichter bestimmen läßt als das Volumen solch kleiner Proben. Um einen besseren Vergleich der paramagnetischen Suszeptibilität mit der aus anderen Messungen bestimmten Suszeptibilität  $\kappa$  der Proben zu ermöglichen, wurden die gewichtsspezifischen Daten der Hysterese Messung wie folgt in volumenspezifische Werte umgerechnet.

Die in einem Feld von 1 T erworbene gewichtsspezifische Sättigungsmagnetisierung  $M_{RS}$  (Einheit:  $A\ m^2\ kg^{-1}$ ) der Hysterese Kurve wurde gleichgesetzt der in einem Feld von 0.8 T erworbenen volumenspezifischen Sättigungsmagnetisierung  $M_{RM}$  (Einheit:  $A\ m^{-1}$ ). Die Differenz in den erzeugenden Feldern kann vernachlässigt werden, da der Remanenzwerb zwischen 0.8 T und 1 T nur noch sehr gering ist. Anschließend wurden mit dem so ermittelten Umrechnungsfaktor die Magnetisierungswerte der gesamten Hysterese Kurve multipliziert und damit in volumenspezifische Daten umgerechnet. Um die dimensionslose Größe Volumenssuszeptibilität zu erhalten, muß anstelle des induzierenden B Feldes (Einheit Tesla) ein H Feld (Einheit  $A\ m^{-1}$ ) verwendet werden.

Die auf diese Weise aus den 69 gemessenen Hysterese Kurven berechnete paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{para}$  variiert zwischen  $21 \cdot 10^{-6}$  SI und  $134 \cdot 10^{-6}$  SI um einen Mittelwert von  $71 \cdot 10^{-6}$  SI, die Gesamtsuszeptibilität dieser ausgewählten Proben  $\kappa$  zwischen  $96 \cdot 10^{-6}$  SI und  $966 \cdot 10^{-6}$  SI (Mittelwert  $297 \cdot 10^{-6}$  SI).

Aus Abbildung 5.13a wird deutlich, daß die paramagnetische Suszeptibilität der Sedimentmatrix unabhängig von der Gesamtsuszeptibilität  $\kappa$  für die meisten Proben auf einen relativ engen Wertebereich beschränkt bleibt. Bei abnehmendem  $\kappa$  macht ihr Anteil bis zu 75 % der Gesamtsuszeptibilität aus (Abbildung 5.13b). In Abbildung 5.13c deutet sich eine schwache positive Korrelation der paramagnetischen Anteile an der Gesamtsuszeptibilität mit dem Gehalt an antiferromagnetischen Mineralen an. Allerdings trägt auch bei einigen Proben mit relativ geringem Gehalt an Antiferromagnetika die paramagnetische Suszeptibilität stark zur Gesamtsuszeptibilität bei. Abbildung 5.13d zeigt eine klare positive Korrelation zwischen der Gesamtsuszeptibilität  $\kappa$  und der aus den Hysterese Kurven ermittelten "Slope" korrigierten ferrimagnetischen Sättigungsmagnetisierung  $M_S$ . Daraus ist abzuleiten, daß die Gesamtsuszeptibilität  $\kappa$  die Konzentration der ferrimagnetischen Minerale in den Sedimenten im allgemeinen gut wiedergibt. Der positive Ordinatenabschnitt der Regressionsgeraden ist ein Maß für die mittlere paramagnetische Suszeptibilität der Sedimentmatrix. Es ergibt sich ein Wert von  $106 \cdot 10^{-6}$  SI,

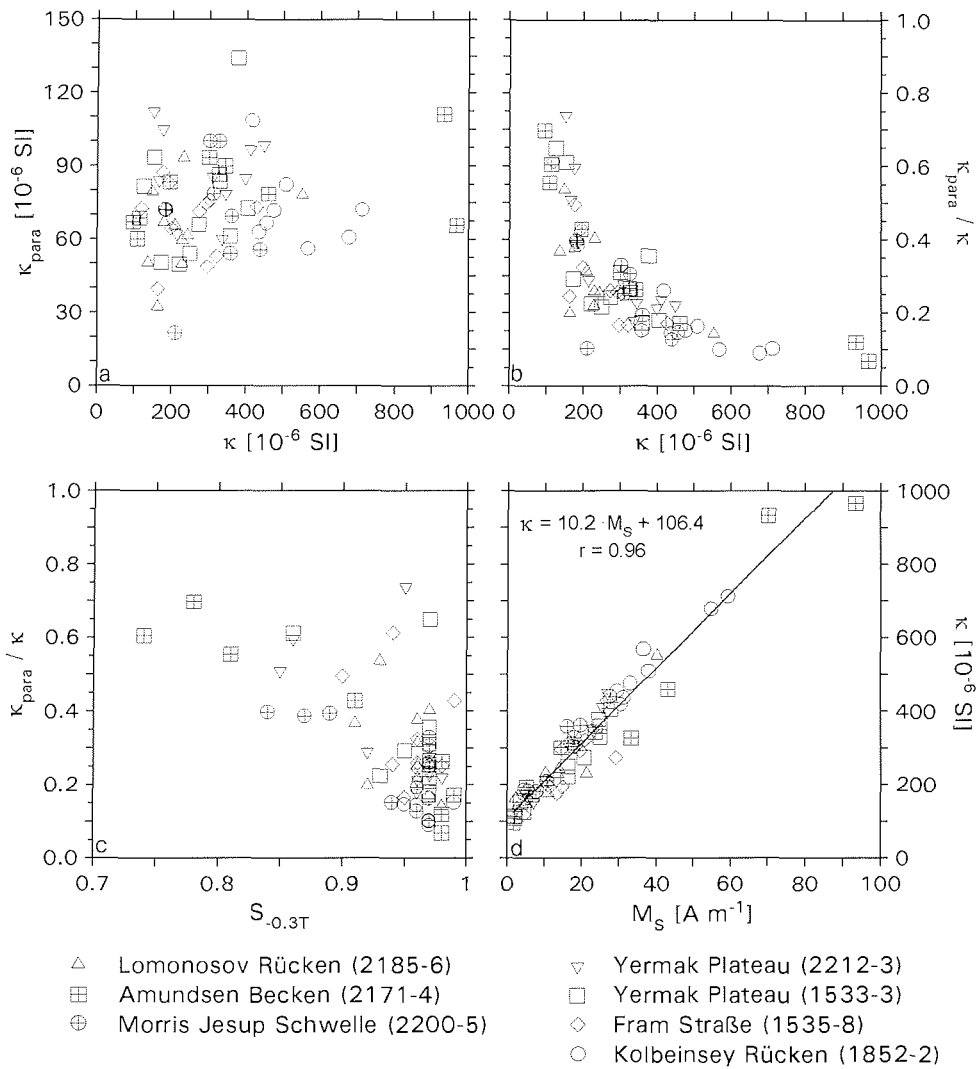


Abb. 5.13: Zusammenhang zwischen der paramagnetischen Suszeptibilität der Sedimentmatrix  $\kappa_{\text{para}}$  und der Gesamtsuszeptibilität  $\kappa$  für 69 ausgewählte Proben der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (2212-3, 1533-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2).  
 Weitere Parameter:  $S_{-0,3T}$  - Verhältnis ferrimagnetischer / antiferromagnetischer Minerale;  $M_S$  - ferrimagnetische Sättigungsmagnetisierung. In Abbildung 5.13d ist die Gleichung der Regressionsgeraden und des Korrelationsparameters zwischen  $\kappa$  und  $M_S$  angegeben.

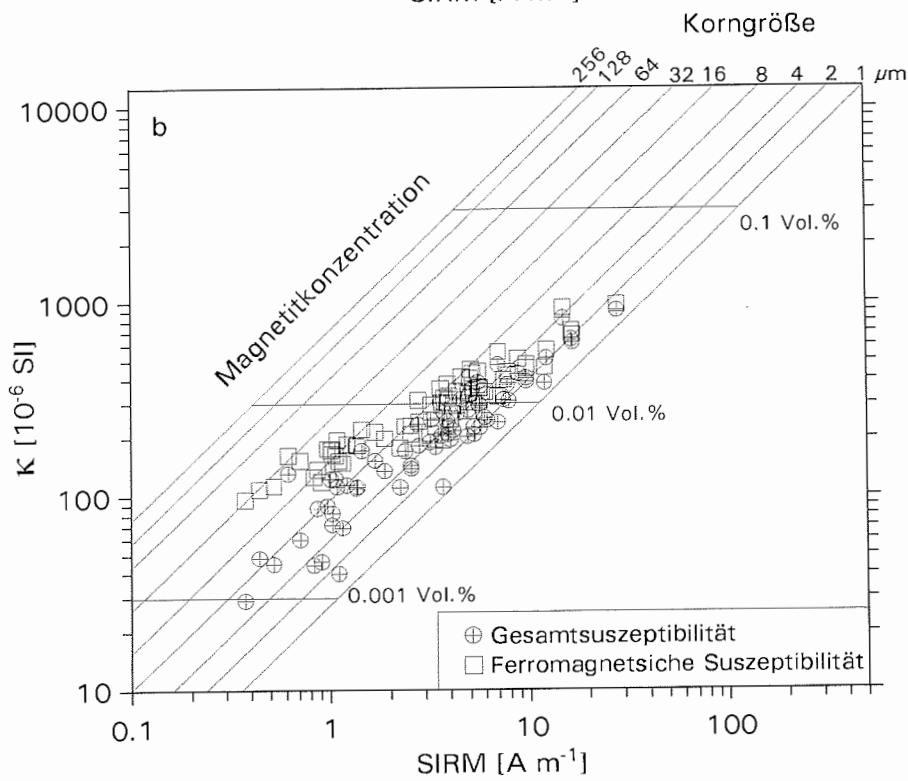
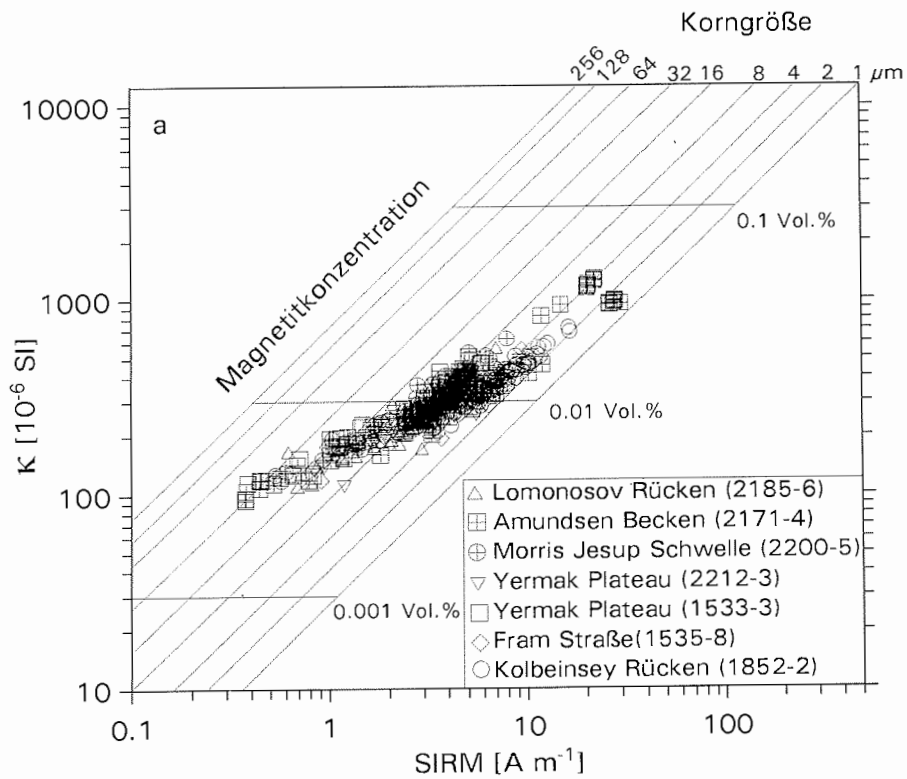


der etwas über dem zuvor bestimmten Mittelwert von  $71 \cdot 10^{-6}$  SI liegt. Im folgenden wird gezeigt, daß der Beitrag der paramagnetischen Suszeptibilität bei niedriger Gesamtsuszeptibilität für die Interpretation von magnetomineralogischen Tests von Bedeutung ist.

Für die Beziehung zwischen dem Verhältnis der Isothermale Sättigungsremanenz zur Suszeptibilität  $SIRM/\kappa$  und der Magnetitkonzentration sowie der absoluten Korngröße der Magnetitpartikel (Thompson & Oldfield, 1986) sind in Abbildung 5.14a die Resultate aller Proben der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (2212-3, 1533-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2) dargestellt. Das Korngrößenspektrum reicht von etwas über  $1 \mu\text{m}$  bis nahe  $64 \mu\text{m}$ . Die Punkteverteilung weicht jedoch, insbesondere bei niedrigen Remanenzen, vom linearen Zusammenhang zwischen Suszeptibilität  $\kappa$  und SIRM (Abb. 5.13d) zu größeren Teilchen hin ab. Dies ist auf die paramagnetische Sedimentmatrix zurückzuführen, die mit abnehmendem Gehalt an Ferrimagnetika stärker zur Gesamtsuszeptibilität, aber nicht zur SIRM beiträgt. Den gleichen Effekt bewirken superparamagnetische Partikel. In Abbildung 5.14b sind deshalb die Werte der Gesamtsuszeptibilität für die 69 Proben dargestellt, an denen Hysteresekurven gemessen wurden (Quadrate). Kreise kennzeichnen die ferromagnetische Suszeptibilität dieser Proben (Gesamtsuszeptibilität minus paramagnetische Suszeptibilität). Dadurch reduziert sich die diagnostizierte Korngröße mit Ausnahme einer Probe auf Werte  $< 16 \mu\text{m}$ . Diese Teilchengröße stimmt mit den ermittelten Koerzitivitätswerten besser überein, denn Magnetitpartikel mit einer Korngröße  $> 14 \mu\text{m}$  sollten eindeutig MD-Charakteristika aufweisen (Bailey & Dunlop, 1983). Die minimalen Konzentrationen der ferrimagnetischen Komponente reduzieren sich so von zunächst etwa 0.003 Vol% auf 0.001 Vol%. Die maximalen Konzentrationen bleiben unverändert bei etwa 0.03 Vol%.

---

Abb. 5.14 (folgende Seite): Doppellogarithmische Darstellung der Suszeptibilität  $\kappa$  als Funktion der Sättigungsremanenz SIRM: a) alle Proben der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (2212-3, 1533-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2); b) Werte von 69 ausgewählten Proben dieser Kerne. Quadrate bezeichnen die Gesamtsuszeptibilität  $\kappa$ , Kreise die ferromagnetische Suszeptibilität ( $\kappa - \kappa_{\text{para}}$ ). Das Raster Korngröße / Magnetitkonzentration gilt streng nur für reinen Magnetit (nach Thompson & Oldfield, 1986).



Nach Thompson & Oldfield (1986) kann der Einfluß des (Super-)Paramagnetismus aus der Abhängigkeit des Quotienten  $SIRM/\kappa$  von der Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$  erfaßt sowie gleichzeitig der Domänenstatus der Partikel bestimmt werden (Abb. 5.15). Für die Mehrzahl der Proben lassen sich danach keine erhöhten (super)paramagnetischen Anteile nachweisen. Unterhalb der Fläche der für PSD-Teilchen typischen Werte - im (super)paramagnetischen Bereich - liegen vor allem Proben aus dem Amundsen Becken, die aufgrund ihres hohen Anteils an Antiferromagnetika niedrige Remanenzwerte aufweisen. Wird der Anteil der paramagnetischen Suszeptibilität von der Gesamtsuszeptibilität subtrahiert, fällt nur noch eine einzige Probe in dieses Feld erhöhter Anteile (super)paramagnetischer Partikel. Im übrigen ergeben sich in guter Übereinstimmung mit der Abschätzung aus Abbildung 5.14 PSD-Korngrößen, die leicht in Richtung MD-Verhalten tendieren.

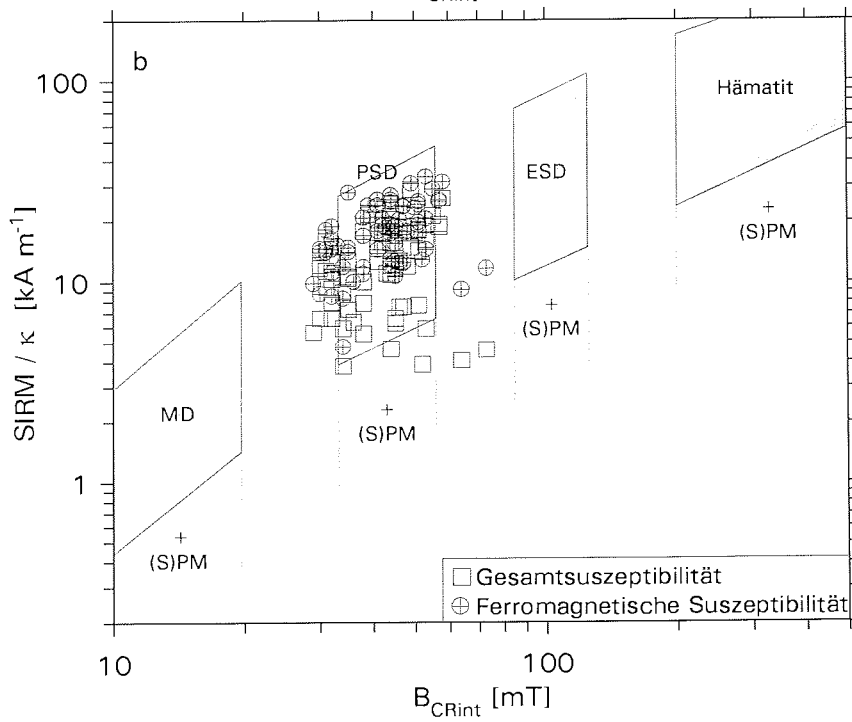
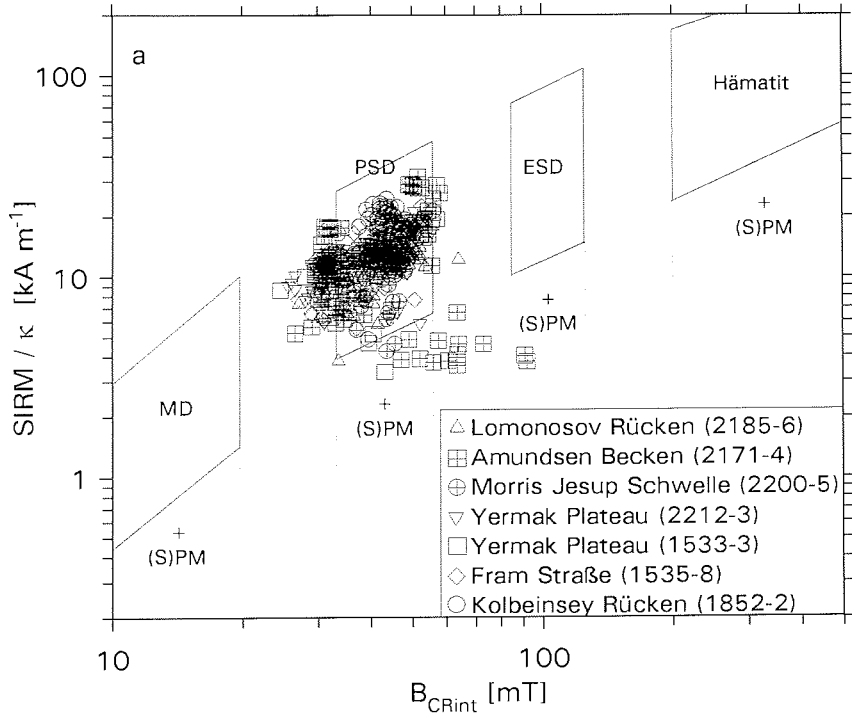
Aus dem Verhältnis  $SIRM/\kappa$  wurden größere Korndimensionen bestimmt als nach der Methode von King et al. (1982a), die das Verhältnis  $\kappa_{ARM}/\kappa$  verwendet (Kapitel 5.2). Eine Erklärung dafür bieten folgende Umstände:

Zunächst hat die Wechselwirkung der Partikel untereinander einen Einfluß auf die Intensität der erzeugten ARM. Mit abnehmender Konzentration und abnehmender Wechselwirkung wächst die ARM (Schmidbauer & Veitch, 1980) und damit auch  $\kappa_{ARM}$  an. Die maximale Konzentration der ferrimagnetischen Partikel von 0.03 Vol% liegt in den untersuchten Proben deutlich unter der im Modell nach King et al. (1982a) verwendeten Konzentration von 1 Vol%. Es ist daher zu erwarten, daß hier für ARM und  $\kappa_{ARM}/\kappa$  höhere Werte gemessen werden und dadurch eine zu kleine Korngröße diagnostiziert wird.

Auch die Formanisotropie der (Titano-)Magnetite hat einen Einfluß auf den ARM Erwerb. Die Daten für das Modell nach King et al. (1982a) wurden (teilweise) unter Verwendung von equidimensionalen Partikeln gewonnen. In der Natur sind die Partikel jedoch häufig elongiert mit unregelmäßigen Kornformen. Nach Butler & Banerjee (1975) nimmt die Suszeptibilität  $\kappa$  mit wachsender Formanisotropie leicht ab, während sich  $\kappa_{ARM}$  erhöht. Nicht genau abzuschätzen ist weiterhin der Einfluß der hochkoerzitiven Minerale auf den ARM Erwerb.

---

Abb. 5.15 (folgende Seite): Doppellogarithmische Darstellung des Verhältnisses  $SIRM/\kappa$  als Funktion von  $B_{CRint}$ .  $B_{CRint}$  entspricht näherungsweise der Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$ . Die schattierten Flächen begrenzen die Bereiche für Multi-Domain- (MD), Pseudo-Single-Domain- (PSD) und elongierte Single-Domain-(ESD) Magnetite sowie Hämatit. Ein zunehmender (super)paramagnetischer ((S)PM) Anteil führt zu geringen  $SIRM/\kappa$  Werten. a) Daten aller Proben der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (2212-3, 1533-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2). b) Werte von 69 ausgewählten Proben dieser Kerne. Quadrate kennzeichnen die Gesamtsuszeptibilität, Kreise die ferromagnetische Suszeptibilität  $\kappa$  (nach Thompson & Oldfield, 1986).



Sowohl die geringen Konzentrationen als auch die Formanisotropie führen für die untersuchten Proben dazu, daß sich nach dem Modell von King et al. (1982a) bevorzugt (zu) kleine Korngrößen ergeben. Die Autoren empfehlen aus diesen Gründen ihr Verfahren in erster Linie zur Untersuchung relativer Korngrößenunterschiede und weniger für die Bestimmung absoluter Korngrößen.

Zusammenfassend führen die Untersuchungen der Isothermalen und der Anhysteretischen Remanenten Magnetisierung wie auch der magnetischen Hysterese zu dem Ergebnis, daß die ferrimagnetische Mineralphase der Sedimente ein breites Korngrößenspektrum im Bereich magnetisch stabiler Einbereichs- und Pseudo-Einbereichsteilchen aufweist. Diese sind aufgrund ihrer Koerzitivität in der Lage, eine Charakteristische Remanente Magnetisierung über geologisch relevante Zeiträume zu konservieren. Die Zusammensetzung der magnetischen Mineralfraktion variiert hinsichtlich ihrer Magnetit-, Titanomagnetit- und Hämatitanteile. Eine regionale Systematik in der Verteilung einzelner Parameter ist kaum ausgeprägt. Die Sedimentmatrix liefert zur Suszeptibilität einen insgesamt positiven, unterschiedlich hohen Beitrag. Bei relativer Anreicherung antiferromagnetischer Minerale kann die paramagnetische Suszeptibilität die gleiche Größenordnung erreichen wie die Suszeptibilität der Magnetominerale.

## 5.4 Thermomagnetische Untersuchungen

Die Isothermale Sättigungsremanenz (SIRM) von jeweils zwei oder drei ausgewählten Proben eines jeden Kerns (insgesamt 18 Proben) wurde schrittweise thermisch entmagnetisiert. Aus dem Verlauf der thermischen Entmagnetisierungskurven lassen sich, aufgrund der unterschiedlichen maximalen Blockungstemperaturen der Minerale, Aussagen über die Magnetomineralogie der Proben gewinnen (Tabelle 5.2).

In dieser Arbeit wurden die Proben vor der thermischen Entmagnetisierung nacheinander Feldern von 800, 100 und 35 mT ausgesetzt. In die Gruppe der hochkoerzitäven Partikel (100 - 800 mT) fallen Antiferromagnetika sowie Ferrimagnetika mit durch Form- oder Spannungsanisotropie erhöhter Koerzitivität. Den mittelkoerzitäven Bereich (35 - 100 mT) bilden kleine equidimensionale Ferrimagnetika, den niederkoerzitäven Bereich (< 35 mT) relativ grobkörnige Ferrimagnetika.

Die thermische Entmagnetisierung der IRM wurde bis 650 °C in Schritten von 50 °C durchgeführt, die Suszeptibilität für jede Entmagnetisierungsstufe erfaßt. Es zeigen sich dabei deutliche Unterschiede von kaum erhöhten Suszeptibilitätswerten bis zu einer Temperatur von 550 °C (Abb. 5.16d) über eine stufenweise ansteigende Suszeptibilität oberhalb von 250 °C (Abb. 5.16c) beziehungsweise oberhalb von 350 °C (Abb. 5.16a) bis zu abnehmenden

Tabelle 5.2: Maximale Remanenzkoerzitivkräfte und Blockungstemperaturen einiger häufiger ferromagnetischer Minerale. \*) Zerfallstemperaturen (erweitert nach Lowrie (1990)).

Mineral	Formel	Maximale Remanenzkoerzitivität [T]	Maximale Blockungstemperatur [°C]	Quelle
Magnetit	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	0.3	575	1
Maghemit	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	0.3	$\approx 350^*$	1
Titanomagnetit	$\text{Ti}_x\text{Fe}_{3-x}\text{O}_4$ $0 \leq x \leq 1$			
	$x = 0.3$	0.2	350	1
	$x = 0.6$	0.1	150	1
Hämatit	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	1.5 - 5	675	1, 4
Goethit	$\alpha\text{-FeOOH}$	> 5	80 - 120	5, 6, 7
Greigit	$\text{Fe}_3\text{S}_4$	?	200 - 350*)	8
Pyrrhotit	$\text{FeS}_{1+x}$ $0 < x < 0.13$	0.5 - 1	325	2, 3

Quellen: (1) O'Reilly (1984); (2) Clark (1984); (3) Dekkers (1988); (4) Lowrie & Heller (1982); (5) Hedley (1971); (6) Heller (1978); (7) Rochette & Fillion, (1989), (8) Snowball (1991).

Suszeptibilitäten (Abb. 5.16b). Dessen ungeachtet lassen sich die Ergebnisse der thermischen Entmagnetisierung der IRM in drei Klassen mit graduellen Übergängen einordnen (Tabelle 5.3).

Klasse 1a und 1b zeichnen sich durch die markante Abnahme der IRM bis zu einer Temperatur von meist 300 °C (gelegentlich 350 °C) aus. Bei weiterer Temperatursteigerung nehmen die nieder- und mittelkoerzitiven Komponenten bis 600 °C gleichmäßig ab (Abb. 5.16a, b), in der hochkoerzitiven Komponente bleibt teilweise eine sehr geringe Restremanenz bis 650 °C erhalten. In Klasse 1b zeigen nur die mittel- und hochkoerzitiven Komponenten diese starke Reduzierung der IRM bis 300 oder 350 °C, während die niederkoerzitive Komponente eine relativ lineare Abnahme der IRM zwischen 150 und 600 °C aufweist, ohne deutliche Änderungen in der Steigung der Entmagnetisierungskurve im Temperaturbereich zwischen 300 und 350 °C (Abb. 5.16c).

Bei den Proben der Klasse 2 nimmt die IRM in allen drei Koerzitivitätskomponenten relativ linear ab (Abb. 5.16d). Der Gehalt an hochkoerzitiven Mineralen ist deutlich höher als in Klassen 1a und 1b:  $S_{0.3T}$  (Kapitel 5.1) beträgt in Klasse 2 0.78 - 0.85, in den Klassen 1a und 1b zwischen 0.95 und 0.99.

Tabelle 5.3: Thermomagnetische Klassifizierung ausgewählter Proben der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), aus dem Amundsen Becken (2171-4), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (1533-3, 2212-3), aus der Fram Straße (1535-8) und vom Kolbeinsey Rücken (1852-2) nach den Ergebnissen der thermischen Entmagnetisierung der IRM.

Kern	Klasse 1a Kerntiefe [cm]	Klasse 1b Kerntiefe [cm]	Klasse 2 Kerntiefe [cm]
1533-3			45
	153		
	345		
1535-8	105		
	215		
	445		
1852-2	116		
			351
2171-4			89.5
	165		
	202		
2185-6		114	
		416	
2200-5			207
		592	
2212-3			56
		374	
	588		

Nach Tabelle 5.2 besitzen mehrere niederkoerzitive Minerale maximale Blockungstemperaturen bis 350 °C. Neben den Titanomagnetiten mit höherem Titangehalt und Maghemit sind dies die Eisensulfide Pyrrhotit und Greigit.

Im Rasterelektronenmikroskop wurde der magnetische Extrakt einer Nachbarprobe der Probe aus der Klasse 1a (1535-8, 455 cm, Abb. 5.16a) mittels energiedispersiver Röntgenanalyse (EDAX) untersucht (Kapitel 5.5). Neben titanhaltigen Mineralen waren auch Eisensulfide in der Probe enthalten. Aus dem Eisen-Schwefel-Spektrum war allerdings keine exakte Stöchiometrie zu bestimmen, so daß sich nicht klären läßt, ob es sich um ferrimagnetischen Pyrrhotit oder Greigit oder um paramagnetischen Pyrit handelt. Eine Interpretation dahingehend, daß die Remanenzabnahme bis 300 °C neben Titanomagnetit / Titanomaghemit auch auf Pyrrhotit oder Greigit zurückzuführen ist, wird gestützt durch den Umstand, daß die Sättigung der IRM erst bei einer Feldstärke von 500 mT erreicht wird. Dies deutet auf Anteile eines Minerals hin, das eine höhere Koerzitivität besitzt als (Titano-)Magnetit (Tabelle 5.2). Da nach der thermischen Entmagnetisierungskurve kein Hämatit in der Probe enthalten ist, der für einen Remanenzenerwerb oberhalb von 300 mT verantwortlich sein könnte, kommen Eisensulfide durchaus in Frage.

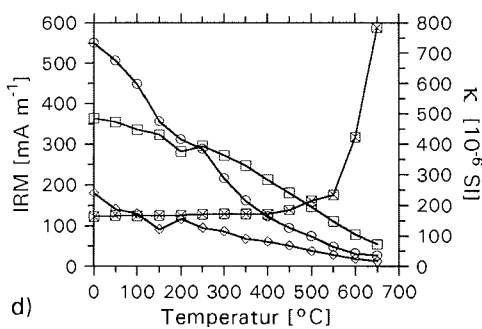
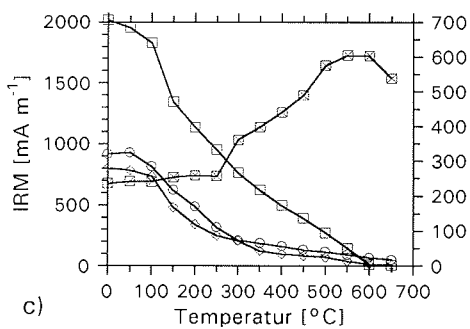
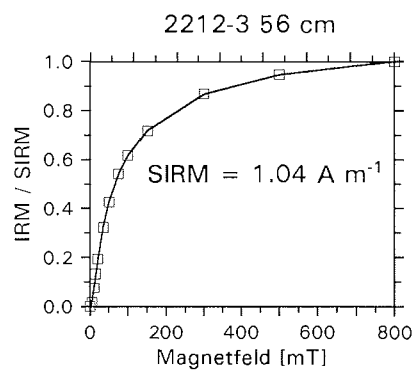
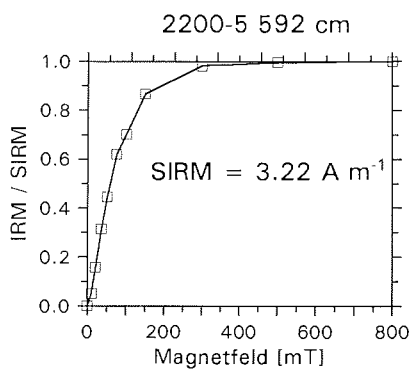
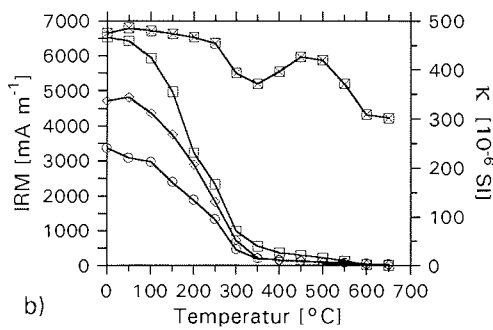
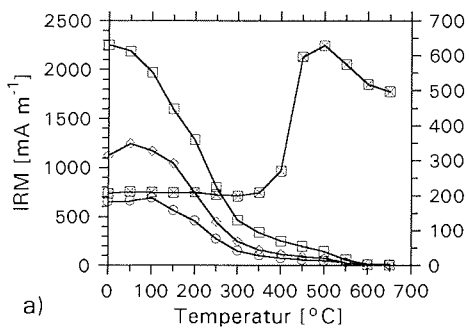
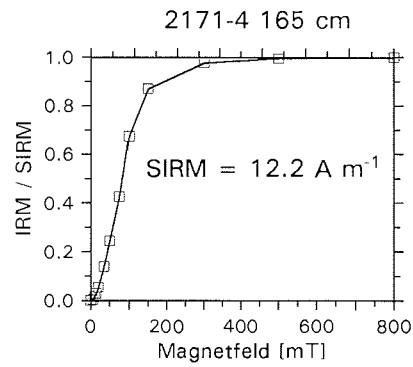
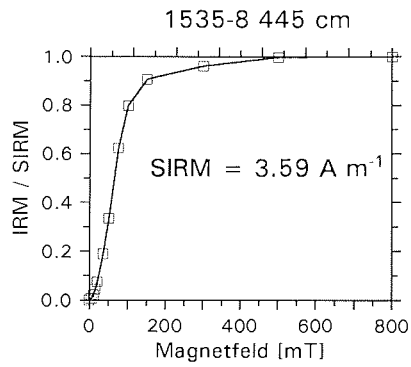
In ähnlicher Weise ließen sich die Ergebnisse der Probe aus dem Amundsen Becken (Abb. 5.16b) als Hinweis auf Eisensulfide, möglicherweise auf den Zerfall von Greigit interpretieren. Greigit verliert den Großteil seiner Magnetisierung zwischen 200 und 350 °C (Snowball, 1991). Ein weiteres Charakteristikum ist die Abnahme der Suszeptibilität bei thermischer Entmagnetisierung oberhalb von 200 °C (Roberts & Turner, 1993). Auch das darauffolgende Ansteigen der Suszeptibilität bei 300 - 450 °C wurde von diesen Autoren beobachtet.

Gegen einen dominierenden ferrimagnetischen Eisensulfidanteil in den Proben der Klasse 1a sprechen nach Dekkers (1988) folgende Unterscheidungsmerkmale zwischen Pyrrhotit und Magnetit: Hohe  $M_{RS}/M_S$  (0.20 - 0.50) und niedrige  $B_{CR}/B_C$  Verhältnisse (1.1 - 1.25) sowie der Umstand, daß im Fall von Pyrrhotit das Verhältnis  $SIRM/k$  größer ist als die Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$ , während es bei Magnetit kleiner ist (Abb. 5.17). Bei allen Proben sprechen die genannten Kriterien für Magnetit / Titanomagnetit / Titano-

---

Abb. 5.16 (folgende Seite): Obere Diagramme: Schrittweiser IRM Erwerb. Untere Diagramme: Thermische Entmagnetisierung einer dreikomponentigen IRM, die durch das Aufmagnetisieren der Proben in einem Feld von 800 mT in Richtung der z-Achse, von 100 mT in Richtung der y-Achse und 35 mT in Richtung der x-Achse erzeugt wurde. a) Sandigsiltiger Ton, oliveschwarze Farbe (Fram Straße), b) siltiger Schlamm, olivebräunliche Farbe (Morris Jesup Schwelle); c) siltiger Ton, dunkelgraue Farbe (Amundsen Becken); d) Ton, dunkelgelblich-braune bis braune Farbe (Yermak Plateau). Quadrate: Remanenzkoerzitivität < 35 mT; Rauten: Remanenzkoerzitivität 35 - 100 mT; Kreise: Remanenzkoerzitivität 100 - 800 mT; Quadrate mit Kreuzen: Suszeptibilität.





maghemit als dominierende remanenztragende Komponente des Sediments. Die geringe in einigen wenigen Proben der Klasse 1a bis 600 oder 650 °C erhaltene Restremanenz ist auf Hämatit als hochkoerzitives Mineral zurückzuführen.

Zusammenfassend bestehen die nieder- und mittelkoerzitäven Komponenten der Proben der Klasse 1a überwiegend aus Titanomagnetit / Titanomaghemit unterschiedlicher Titangehalte. Daneben gibt es Hinweise auf Pyrrhotit und Greigit, als hochkoerzitives Mineral ist Hämatit vorhanden.

Die thermischen Entmagnetisierungskurven der Klasse 1b zeigen ebenfalls eine Abnahme der IRM bis 300 °C (350 °C). Diese ist allerdings weniger klar ausgeprägt als in Klasse 1a, insbesondere in der niederkoerzitäven Komponente, die relativ linear bis zu einer Temperatur von 600 °C abnimmt (Abb. 5.16b). Letzteres ist als eine Anreicherung von feinkörnigem Magnetit gegenüber Klasse 1a zu deuten. Im magnetischen Extrakt einer Probe von der Morris Jesup Schwelle (2200-5, 600 cm, weitgehend identisch mit 2200-5, 592 cm, Abb. 5.16b) wurden keine Eisensulfide gefunden (Kapitel 5.5). Dies würde die weniger ausgeprägte Remanenzabnahme im Temperaturbereich bis 300 / 350 °C erklären. Die geringfügig erhöhte Restremanenz einiger Proben bei 650 °C ist einem entsprechend höheren Hämatitanteil zuzuschreiben.

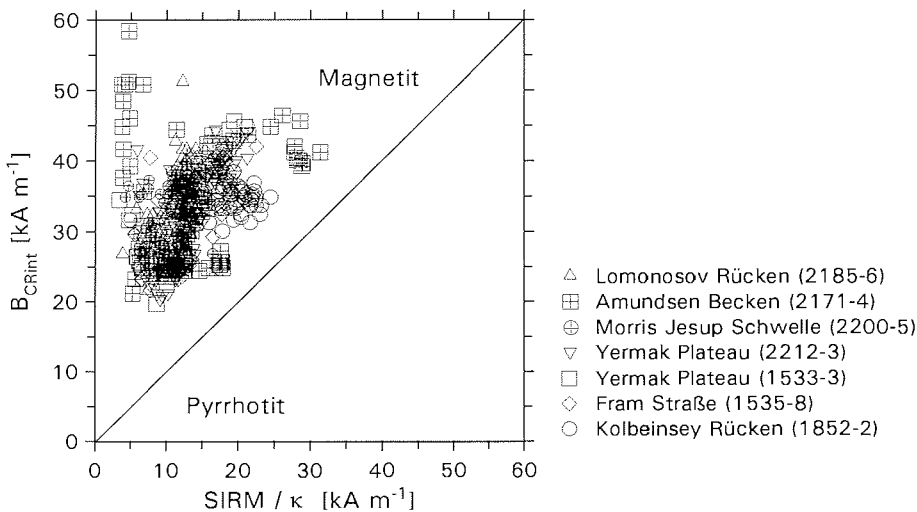


Abb. 5.17: Unterscheidung von Pyrrhotit und Magnetit. Nach Dekkers (1988) ist das Verhältnis der Isothermalen Sättigungsremanenz zur Suszeptibilität  $SIRM/\kappa$  für Pyrrhotit größer als die Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CR}$ , für Magnetit dagegen kleiner.  $B_{CR}$  ist hier angenähert durch die Remanenzkoerzitivkraft  $B_{CRint}$  (Kapitel 5.1).

Die Proben der Klasse 2 zeigen nach einem Remanenzverlust bei Temperaturen bis 150 °C einen relativ linearen Verlauf der Entmagnetisierung bis 600 °C (Abb. 5.16d). Die Abnahme der IRM bei Temperaturen um 150 °C könnte bei konstanter Suszeptibilität (2212-3, 56 cm) auf grobkörnigen Magnetit / Maghemit zurückzuführen sein, bei ansteigender Suszeptibilität auf titanreiche (Titano-) Magnetite (alle übrigen Proben). In der hochkoerzitiiven Komponente könnte dieser Remanenzverlust auch durch Goethit bedingt sein (Tabelle 5.2). Die teilweise relativ hohen Restremanenzen bei 600 - 650 °C in allen drei Koerzitivitätskomponenten weisen jedoch auf Hämatit als hochkoerzitives Mineral hin. Der nahezu lineare Verlauf der Entmagnetisierungskurven bei Temperaturen zwischen 150 und 550 °C deutet auf ein hinsichtlich Korngröße und Titangehalt weites Spektrum von Titanomagnetiten hin.

Zusammenfassend besteht Klasse 2 aus Titanomagnetiten / Titanomaghemiten mit einer im Vergleich zu den Klassen 1a und 1b breiteren Verteilung hinsichtlich Titangehalt und Korngröße. Hämatit ist in Klasse 2 in größerem Umfang vorhanden.

Insgesamt ergaben die thermomagnetischen Untersuchungen neben Eisensulfiden bei allen Proben eine von Komponenten der Titanomagnetit / Titanomaghemit-Mischreihe dominierte nieder- und mittelkoerzitive Magnetomineralogie, wobei Maghemitisierung und Titangehalt sehr variabel sind. Hämatit ist als hochkoerzitive Komponente in vielen Proben vorhanden. Ein regional bevorzugtes Vorkommen bestimmter Minerale konnte nicht festgestellt werden.

Als Vergleich zu den hier dargestellten Ergebnissen seien die Raster-elektronenmikroskop- und EDAX-Untersuchungen von Bohrmann (1991) an Sedimenten des Nansen Gakkel Rückens genannt. Die ferromagnetische Mineralkomponente weist dort ebenfalls eine stark variierende Zusammensetzung auf. In den vorwiegend braunen Sedimenten finden sich Vergesellschaftungen sowohl von Goethit, Magnetit und Maghemit als auch solche von Magnetit und Titanomagnetit, ebenso Sedimentlagen mit ausschließlich reinem Magnetit. In hellbraunen oxischen Ablagerungen wurde neben Magnetit und Maghemit überraschenderweise auch Pyrrhotin beobachtet. Der Ursprung der ferromagnetischen Partikel wird je nach Lokalität und Sedimentschicht mit terrigen beziehungsweise vulkanogen angegeben.

## 5.5 Rasterelektronenmikroskopie

Ergänzend zu den gesteinsmagnetischen Untersuchungen wurden zwei Proben im Rasterelektronenmikroskop (REM) analysiert. Dazu ist die ferromagnetische Mineralfraktion mit einem bei von Dobeneck et al. (1987) beschriebenen Verfahren aus dem Sediment extrahiert worden. Während der Extraktion wird das suspendierte Sediment mittels einer peristaltischen Pumpe in einem Wasserkreislauf transportiert. Er führt an einem starken Permanentmagneten mit Weicheisenfinger vorbei, an dem die ferromagnetischen Partikel haften bleiben. Sediment mit einem Naßvolumen von jeweils  $6.4 \text{ cm}^3$  wurde mittels zweimal sechsminütiger Ultraschallbehandlung unter Zugabe von  $\text{Na}_2\text{P}_2\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$  als Dispergierungsmittel in 200 ml destilliertem Wasser suspendiert und in zwei Fraktionen unterteilt. Nach einer Ruhezeit von 30 Minuten ist der sich noch in Schwebelage befindliche feinkörnige Anteil abdekantiert worden. Dieser wurde dann 48 Stunden am Magnetfinger vorbeigeführt. Der daraus gewonnene Extrakt wird im weiteren als Feinfraktion bezeichnet. Aus dem grobkörnigen Bodensatz, der wiederum zweimal sechs Minuten mit Ultraschall in 200 ml destilliertem Wasser behandelt wurde, sind in einem separaten 96stündigen Durchgang ebenfalls die ferromagnetischen Partikel extrahiert worden (Grobfraktion).

Als Rasterelektronenmikroskop wurde ein CamScan 44 verwendet. Es verfügt über ein EDAX 9800 (energiedispersive Elementanalyse), mit dem semiquantitative Elementbestimmungen möglich sind.

Die mikroskopierten beiden Proben repräsentieren einen Großteil - etwa 85 % des gesamten Materials. Obwohl sich die magnetischen Parameter in den bisherigen Untersuchungen kaum mit der Sedimentfarbe korrelieren ließen, wurde mit der Probe aus 455 cm Tiefe des Kerns 1535-8 (Fram Straße) ein dunkelgraues Sediment und mit der Probe aus 600 cm Tiefe des Kerns 2200-5 (Morris Jesup Schwelle) ein olivebraunes bis braunes Sediment ausgewählt. Die Farbe des magnetischen Extraktes der dunkelgrauen Probe war tiefschwarz, die des Extraktes der braunen Probe dagegen hellbraun. Die Probe des Kerns aus der Fram Straße (1535-8) enthält nach ihrem  $S_{-0,3 T}$  Wert von 0.99 relativ wenig hochkoerzitive Minerale, während die Probe des Kerns von der Morris Jesup Schwelle (2200-5) mit einem  $S_{-0,3 T}$  Wert von 0.97 einen Gehalt von hochkoerziven Mineralen aufweist, der nahe am Mittelwert aller Proben liegt ( $S_{-0,3 T} = 0.96 \pm 0.03$ ).

Die ferromagnetische Feinfraktion der Probe aus der Fram Straße zeigt ein Elementspektrum, das neben Eisen und Titan deutliche Schwefelgehalte aufweist (Abb. 5.18). Die Eisensulfide liegen häufig als Agglomerationen von Einzelpartikeln mit einem Durchmesser von  $< 1 \mu\text{m}$  vor. Es läßt sich letztlich nicht entscheiden, ob es sich dabei um ferrimagnetischen Pyrrhotit oder Greigit oder um paramagnetischen Pyrit handelt.

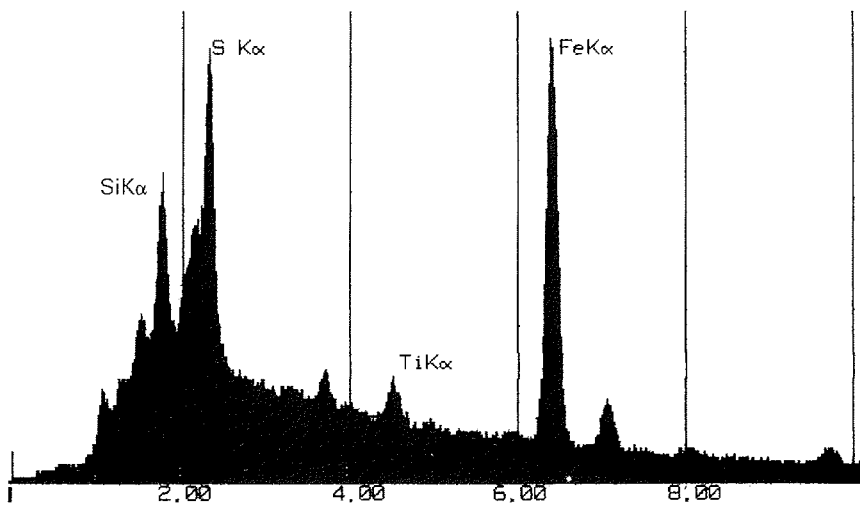
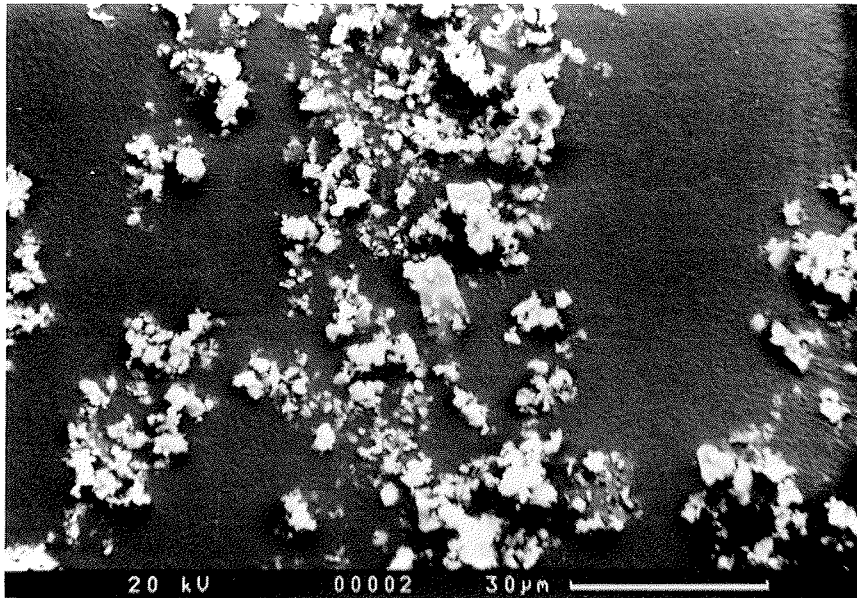


Abb. 5.18: Oben: Rasterelektronenmikroskopische Übersichtsaufnahme der Feinfraktion einer Probe des Sedimentkerns aus der Fram Straße (1535-8, 455 cm Tiefe). Unten: EDAX Elementanalyse der gesamten Bildfläche.

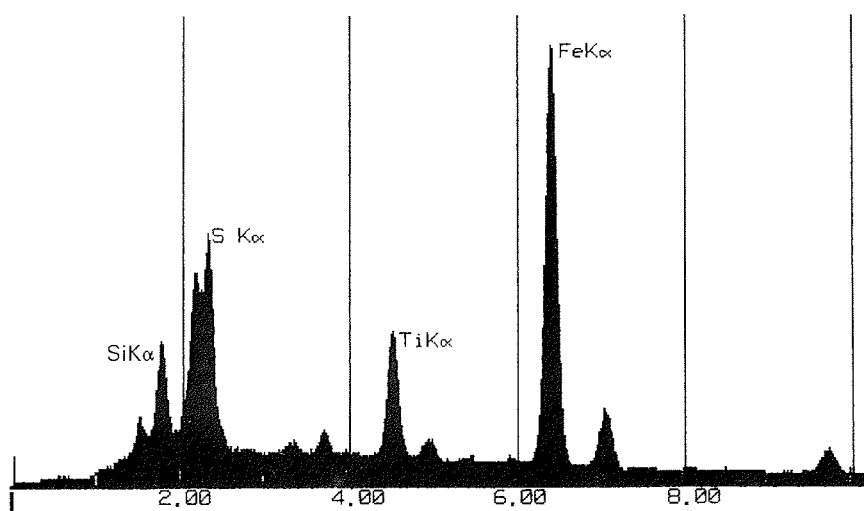
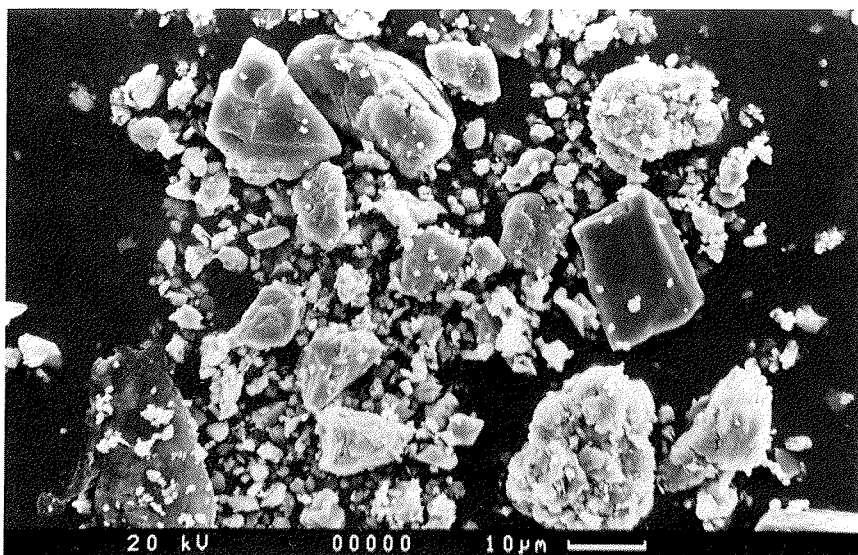


Abb. 5.19: Oben: Rasterelektronenmikroskopische Übersichtsaufnahme der Grobfraction einer Probe des Sedimentkerns aus der Fram Straße (1535-8, 455 cm Tiefe). Unten: EDAX Elementanalyse der gesamten Bildfläche.

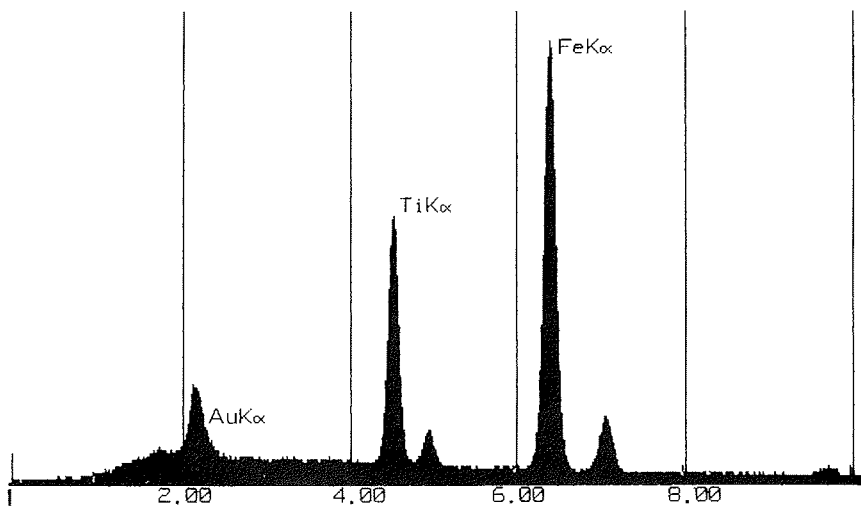
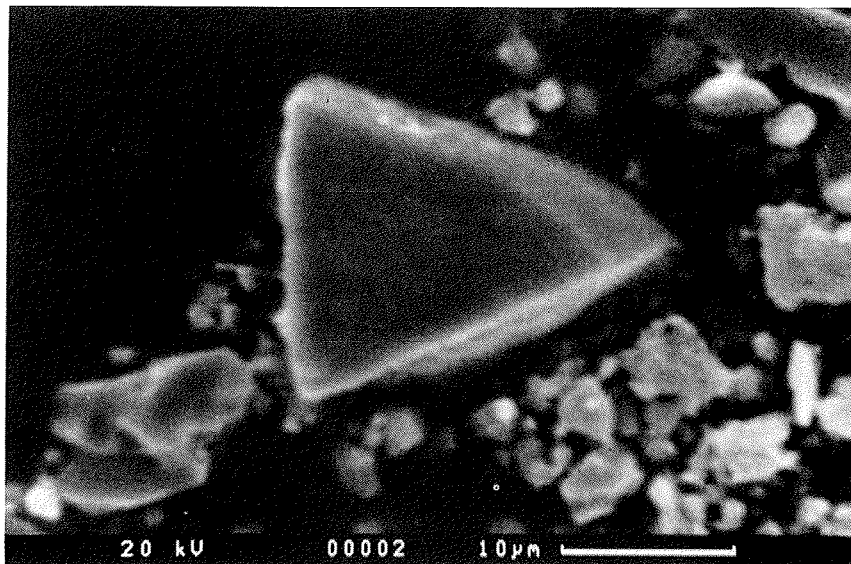


Abb. 5.20: Oben: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme eines Titanomagnetitbruchstückes aus der Probe aus 455 cm Tiefe des Sedimentkerns 1535-8 (Fram Straße): Kantenlänge etwa 19 µm, Zusammensetzung etwa  $\text{Fe}_{2.3}\text{Ti}_{0.7}\text{O}_4$ . Unten: EDAX Elementanalyse dieses Bruchstückes.

Die Koagulation der Partikel ist dabei auf den Extraktionsprozeß zurückzuführen. Die titanhaltigen Partikel besitzen Korngrößen zwischen 3 und 6 µm. In der Regel handelt es sich dabei um scharfkantige Mineralbruchstücke. Ihr Titangehalt ist sehr variabel und reicht bis zu Werten von reinem Ulvöspinell ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ).

In der Grobfraction dieser Probe nimmt der Schwefelgehalt gegenüber dem Titangehalt deutlich ab (Abb. 5.19). Die Eisensulfide liegen gelegentlich als framboidale Pyrite vor. Die titanhaltigen Partikel haben eine Größe von maximal 20 µm. Auch in dieser Probe ist das Fe:Ti-Verhältnis der einzelnen Partikel sehr unterschiedlich. Abbildung 5.20 zeigt die Aufnahme eines Bruchstückes eines Titanomagnetits mit einer Zusammensetzung, die etwa  $\text{Fe}_{2,3}\text{Ti}_{0,7}\text{O}_4$  entspricht.

Die Feinfraktion der Probe von der Morris Jesup Schwelle (2200-5, 600 cm) ergibt im Überblick ein wesentlich anderes EDAX-Spektrum (Abb. 5.21). Eisensulfide sind nicht vorhanden. Das ferromagnetische Mineral-spektrum ist eindeutig von Titanomagnetiten dominiert, deren Titangehalt wiederum sehr variabel ist. Sowohl reiner Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) als auch Ulvöspinell ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) ist in der Probe zu finden. Die Korngrößen reichen von < 1 bis 15 µm.

Die Grobfraction dieser Probe weist ein im Überblick ähnliches EDAX-Spektrum wie die Feinfraktion auf, das von Titan und Eisen dominiert ist (Abb. 5.22). Der Titangehalt ist auch in diesem Extrakt sehr variabel. Die Minerale besitzen Korngrößen zwischen 3 und 45 µm.

Abbildung 5.23 zeigt ein reines Eisenoxid mit einem Durchmesser von etwa 13 µm, an dem einige rund 3 µm große titanhaltige Partikel haften. Aufgrund der angedeuteten hexagonalen Symmetrie des großen Kristalls könnte es sich dabei um Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) handeln.

Insgesamt bestätigen die rasterelektronenmikroskopischen Untersuchungen die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Bearbeitung. Hinsichtlich der Korngrößen wie der Zusammensetzung der Titanomagnetite zeigt sich ein weiter Variationsbereich. Eine untere Korngrößengrenze kann nicht angegeben werden, es sind jedoch Partikel mit Korngrößen < 1 µm vorhanden. Die obere Grenze liegt bei etwa 45 µm, häufige Größen zwischen 3 und 8 µm. Die Probe aus der Fram Straße unterscheidet sich wesentlich durch ihren Eisensulfidgehalt von der Probe von der Morris Jesup Schwelle. Dabei kommt den Eisensulfiden in der Feinfraktion eine deutlich höhere Bedeutung zu als in der Grobfraction. Das überwiegend durch starke mechanische Beanspruchung gekennzeichnete äußere Erscheinungsbild der meisten Partikel - es sind kaum intakte idiomorph ausgebildete Kristalle zu finden - weist auf ihren detritischen Ursprung hin.



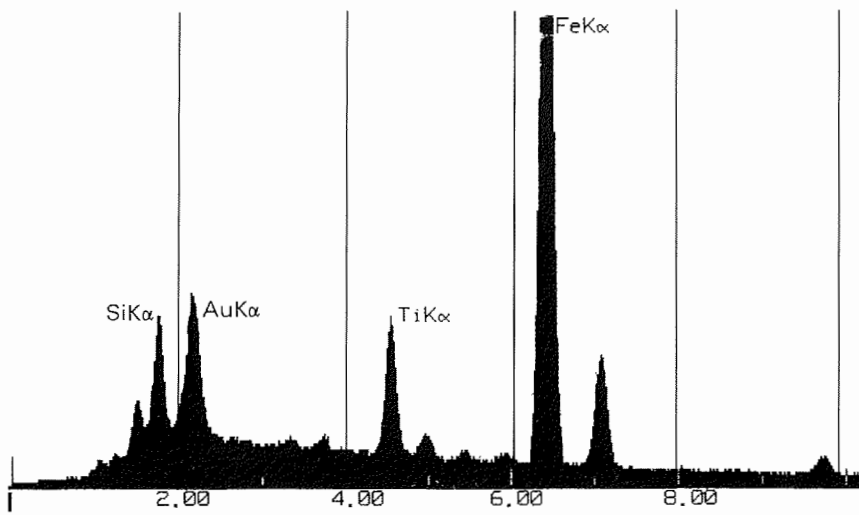
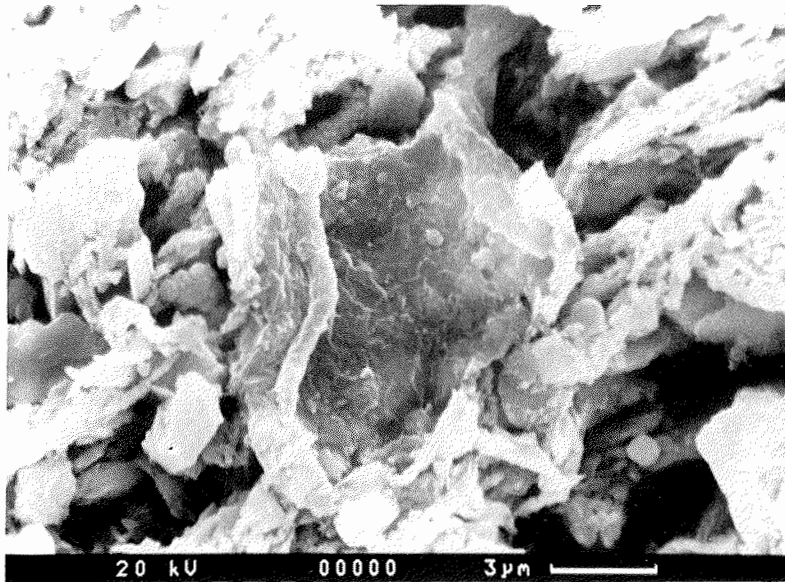


Abb. 5.21: Oben: Rasterelektronenmikroskopische Übersichtsaufnahme der Feinfraktion einer Probe des Sedimentkerns von der Morris Jesup Schwelle (2200-5, 600 cm Tiefe). Unten: EDAX Elementanalyse der gesamten Bildfläche.

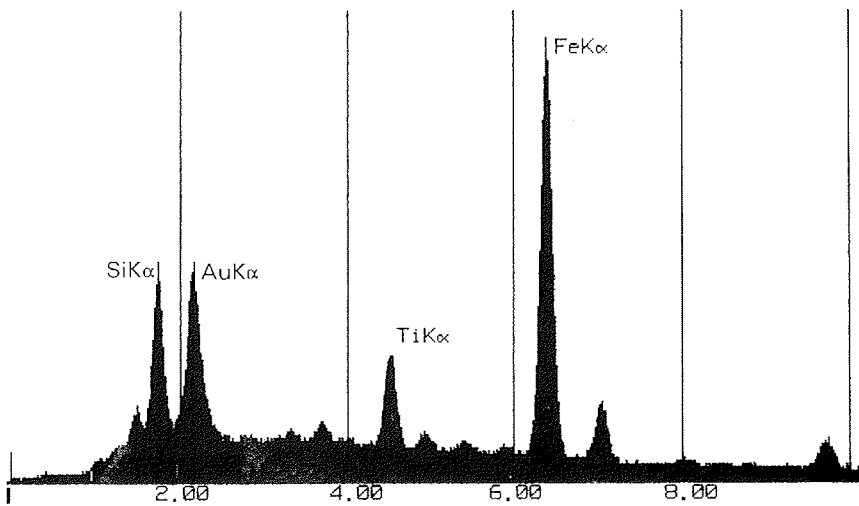
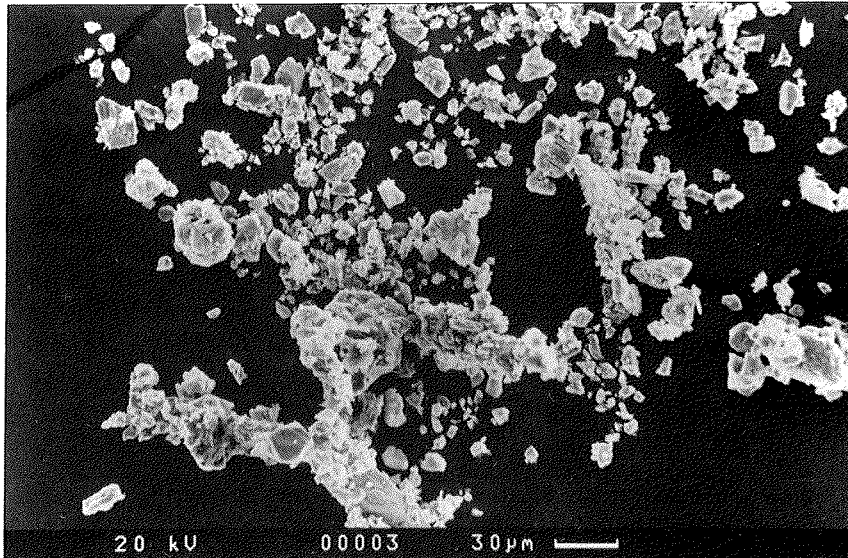


Abb. 5.22: Oben: Rasterelektronenmikroskopische Übersichtsaufnahme der Grobfraktion einer Probe des Sedimentkerns von der Morris Jesup Schwelle (2200-5, 600 cm Tiefe). Unten: EDAX Elementanalyse der gesamten Bildfläche.

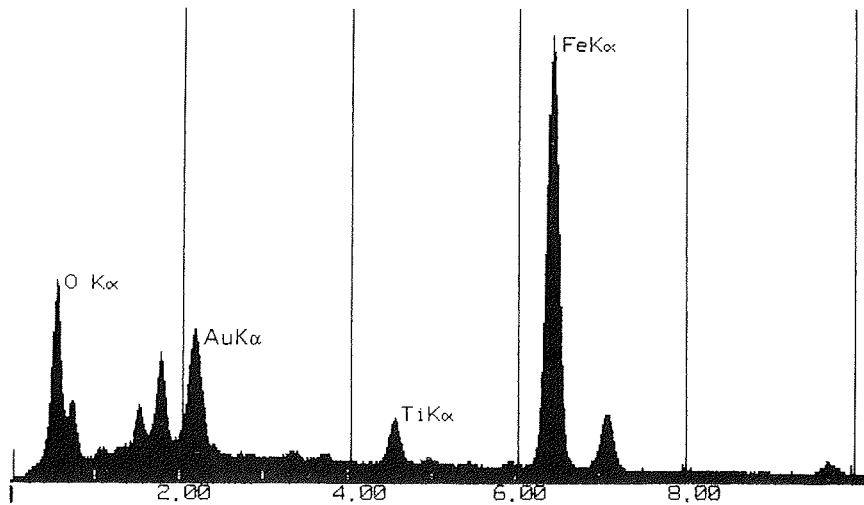
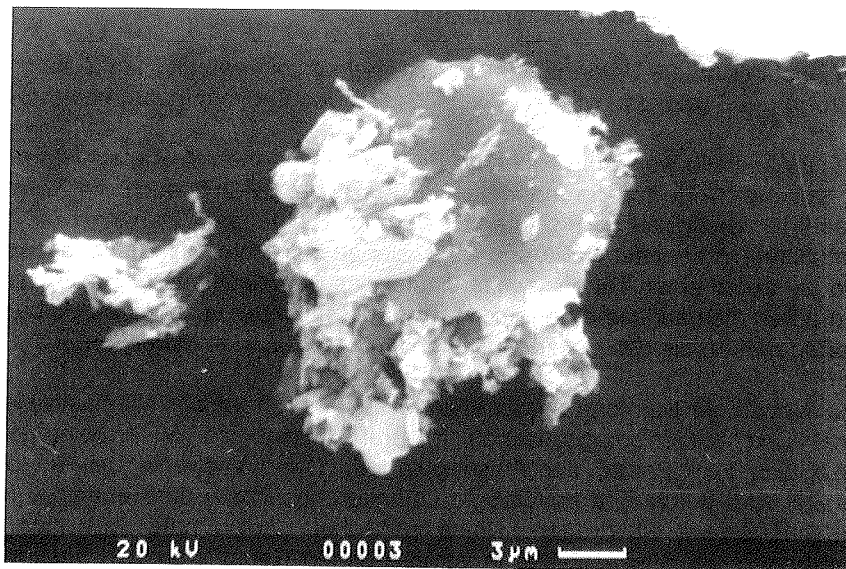


Abb. 5.23: Oben: Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme eines reinen Eisenoxids in der Probe aus 600 cm Tiefe des Sedimentkerns von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), Durchmesser etwa 14 µm. Auf dem etwa sechseckigen Mineralkorn haften kleine titanhaltige Partikel. Unten: EDAX Elementanalyse des sechseckigen Kristalls. Der Titanpeak wird von den kleinen Partikeln verursacht.

## 5.6 Anisotropie der Suszeptibilität

Im Anschluß an die Untersuchungen der magnetomineralogischen Zusammensetzung der Sedimente wird in diesem Kapitel das Sedimentgefüge betrachtet.

Einkristalle weisen in Richtung ihrer verschiedenen Kristallachsen unterschiedliche Werte für die magnetische Suszeptibilität auf; auch die Kornform beeinflußt leicht und schwer magnetisierbare Richtungen. Daher ist die Suszeptibilität nur in erster Näherung als Skalar zu betrachten. Genau beschrieben wird sie durch einen Tensor zweiter Stufe: das Suszeptibilitätsellipsoid. Dieses wird durch die Länge und Lage seiner großen, mittleren und kleinen Halbachse charakterisiert, die den Suszeptibilitäten  $\kappa_{\max}$ ,  $\kappa_{\text{int}}$ ,  $\kappa_{\min}$  entsprechen.

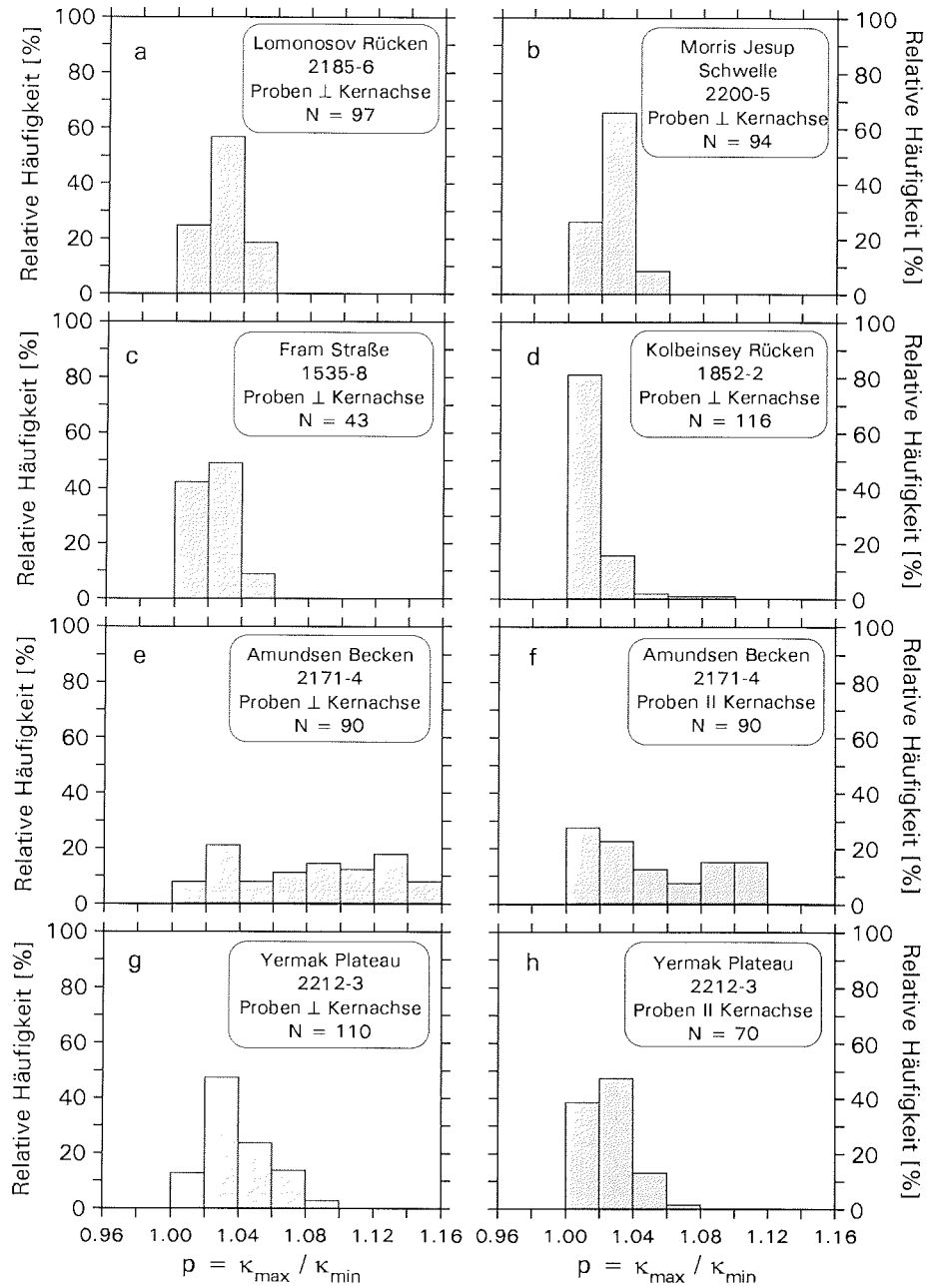
Neben der Kornform bei ferrimagnetischen und der Kristallanisotropie bei para- und antiferromagnetischen Mineralen trägt die Mineraleinregelung wesentlich zum Betrag der Anisotropie bei. Die Anisotropie der einzelnen Partikel wird durch eine bevorzugte Orientierungsachse- oder ebene auf das Gesamtsediment übertragen. Diese pauschale Anisotropie läßt sich aus Messungen der Suszeptibilität in verschiedenen Raumrichtungen bestimmen. Aus dem Verhältnis der drei Halbachsen, das heißt der Form des Suszeptibilitätsellipsoids, können so Informationen über die räumliche Ausrichtung der Minerale gewonnen werden.

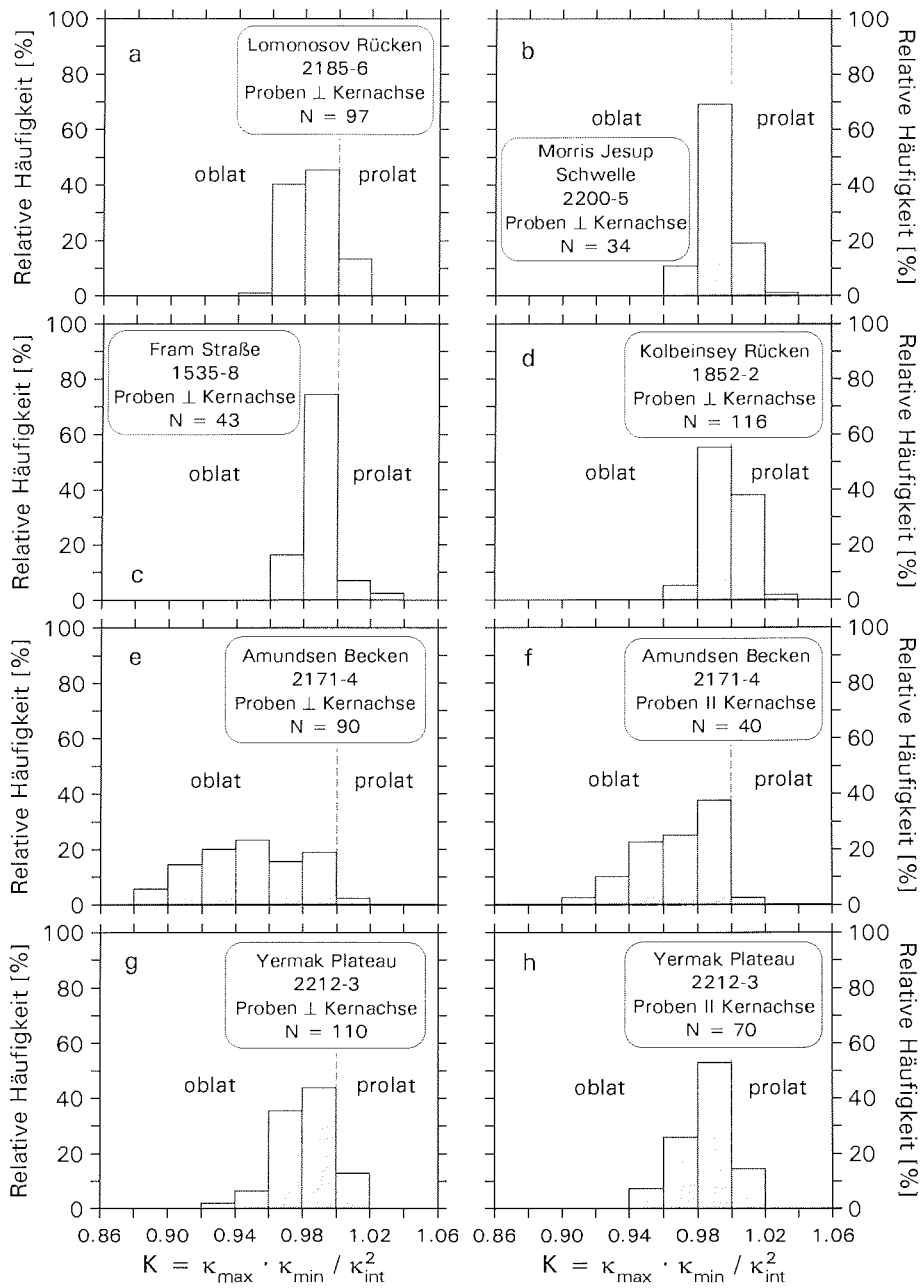
Zur Beschreibung der Anisotropie und des Suszeptibilitätsellipsoids sind zahlreiche Parameter in der Literatur eingeführt (Rees, 1961; Hrouda, 1982; Rochette et al., 1992). Ein Maß dafür, wie stark eine bevorzugte Orientierung im Sediment ausgeprägt ist, bildet der Anisotropiegrad  $\rho = \kappa_{\max} / \kappa_{\min}$ . Das Ellipsoid besitzt eine oblate (diskusförmige) Gestalt wenn  $\kappa_{\max} \approx \kappa_{\text{int}} > \kappa_{\min}$  und eine prolate (zigarrenförmige) Gestalt wenn  $\kappa_{\max} > \kappa_{\text{int}} \approx \kappa_{\min}$ . Nach Flinn (1962) läßt sich die Form des Suszeptibilitätsellipsoids durch einen einzigen Parameter  $K = \kappa_{\max} \cdot \kappa_{\min} / \kappa_{\text{int}}^2$  beschreiben:  $K < 1$  bedeutet eine oblate,  $K > 1$  eine prolate Form des Ellipsoids. Für  $K = 1$  ist das Ellipsoid neutral, das heißt kugelförmig.

Sedimentieren kleine Partikel in ruhigen Gewässern, so lagern sich elongierte oder plattig ausgebildete Minerale bevorzugt flach am Boden ab. Dadurch wird im Sediment eine Anisotropie ausgebildet mit den Richtungen der mittleren ( $\kappa_{\text{int}}$ ) und maximalen ( $\kappa_{\max}$ ) Suszeptibilität innerhalb der Sedimenta-

---

Abb. 5.24 (folgende Seite): Verteilung des Anisotropiegrades in den Sedimentkernen a) vom Lomonosov Rücken (2185-6), b) von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), c) aus der Fram Straße (1535-8), d) vom Kolbeinsey Rücken (1852-2), e, f) aus dem Amundsen Becken (2171-4), g, h) vom Yermak Plateau (2212-3). N bezeichnet die Anzahl der Proben, "Proben || Kernachse" und "Proben  $\perp$  Kernachse" die Richtung, in der die Proben-dose in das Sediment gedrückt wurde,  $\perp$ : senkrecht; ||: parallel.





tionsebene und der Richtung der minimalen ( $\kappa_{\min}$ ) Suszeptibilität senkrecht dazu. In Sedimenten eines ruhigen Ablagerungsmilieus weist daher das Suszeptibilitätsellipsoid eine oblate Form auf.

Abbildung 5.24 zeigt die Verteilung des Anisotropiegrades der untersuchten Sedimente. Die Anisotropie beträgt für die überwiegende Zahl der Proben bis zu 4 %. Außergewöhnlich hohe Werte mit bis zu 16 % weist der Kern aus dem Amundsen Becken (2171-4) auf (Abb. 5.24e, f), der aus einer Wassertiefe von über 4000 m stammt und nahezu vollständig aus tonigen Ablagerungen besteht. Daraus resultiert möglicherweise eine erhöhte Kompaktion des Sediments und damit eine verstärkte Ausrichtung der Partikel in der Sedimentationsebene im Vergleich zu den übrigen Lokationen. Dies spiegelt sich auch in den stärker oblaten Ellipsoidformen wider (Abb. 5.25e, f).

In Abbildung 5.25 ist die Verteilung der Ellipsoidformen dargestellt. Es sind bevorzugt oblate ( $\kappa_{\max} \approx \kappa_{\text{int}} > \kappa_{\min}$ ) oder annähernd kugelige ( $\kappa_{\max} \approx \kappa_{\text{int}} \approx \kappa_{\min}$ ) Ellipsoide zu finden. Werte für K deutlich kleiner 1 sind wie im Fall des Kerns aus dem Amundsen Becken (Abb. 5.25e, f) häufig mit Tonlagen korreliert. Im Kern vom Kolbeinsey Rücken (1852-2) ist der vergleichsweise hohe Anteil an prolaten Ellipsoiden (Abb. 5.25d) zum Großteil auf eine Zerstörung des Sedimentgefüges durch die Kernnahme im obersten Meter zurückzuführen.

Die räumliche Orientierung des Suszeptibilitätsellipsoids wird durch die Lage seiner Halbachsen relativ zum Sediment ausgedrückt. Die Lage der kleinen und der großen Halbachsen ist in Abbildung 5.26 dargestellt. Dabei handelt es sich um eine stereografische Polarprojektion, in der die Äquatorsebene der Sedimentationsebene entspricht. Tangential ist die relative Deklination der Halbachsen, radial die absolute Inklination von  $0^\circ$  außen bis  $90^\circ$  im Zentrum aufgetragen.

Längliche ferrimagnetische Partikel weisen den maximalen Suszeptibilitätswert in Richtung ihrer langen Achse auf. Bei ruhigen Sedimentationsbedingungen sollten sie sich unter dem Einfluß der Gravitationskraft mit dieser langen Achse parallel zur Sedimentationsebene ablagern.  $\kappa_{\max}$  weist in diesem Fall niedrige Inklinationen auf. Entsprechend wird die kurze Achse der Partikel senkrecht zur Sedimentationsebene ausgerichtet sein,  $\kappa_{\min}$  daher große Inklinationen besitzen. Eine Störung des Sedimentationsgefüges läßt sich so leicht an der Ausrichtung der Halbachsen erkennen. Mit Ausnahme des Kerns

---

Abb. 5.25 (vorangegangene Seite): Verteilung des Formparameters K der Suszeptibilitätsellipsoide nach Flinn (1962) in den Sedimentkernen a) vom Lomonosov Rücken (2185-6), b) von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), c) aus der Fram Straße (1535-8), d) vom Kolbeinsey Rücken (1852-2), e, f) aus dem Amundsen Becken (2171-4), g, h) vom Yermak Plateau (2212-3). N bezeichnet die Anzahl der Proben, "Proben || Kernachse" und "Proben  $\perp$  Kernachse" die Richtung, in der die Probendose in das Sediment gedrückt wurde,  $\perp$ : senkrecht; ||: parallel.

vom Kolbeinsey Rücken (Abb. 5.26d), der in der oberen Kernpartie gestört ist, weisen alle Lokationen - der Kern von der Morris Jesup Schwelle mit Einschränkungen (Abb. 5.26b) - die Kennzeichen eines ruhigen Sedimentationsmilieus auf.

Definitionsgemäß steht die hier nicht dargestellte mittlere Halbachse senkrecht auf der großen und der kleinen Halbachse. Das heißt, sie liegt im Fall der untersuchten Sedimente ebenfalls in der Sedimentationsebene. Bei der Mehrheit der Proben variiert die Suszeptibilität innerhalb der Sedimentationsebene kaum, das heißt die große und die mittlere Halbachse sind nahezu gleich groß ( $\kappa_{\max} \approx \kappa_{\text{int}}$ ) - als Beispiel ist die tiefenabhängige Variation der Suszeptibilitätswerte eines Kerns vom Yermak Plateau (2212-3) in Abbildung 5.27 dargestellt. Die Deklination der großen Halbachse ist daher im Gegensatz zur Inklination nur ungenau bestimmt und eine Häufung bestimmter Deklinationenwerte wenig aussagekräftig. Wegen  $\kappa_{\max} \approx \kappa_{\text{int}}$  ist in der Sedimentationsebene keine ausgezeichnete Raumrichtung vorhanden, wie sie beispielsweise auf starke Bodenwasserströmungen zurückzuführen wäre. Die Anisotropie geht fast vollständig auf die Differenz zwischen der Suszeptibilität innerhalb der Sedimentationsebene und der Suszeptibilität senkrecht dazu zurück (Abb. 5.27).

Es genügen demnach geringe künstliche äußere Einflüsse, damit es zur Bevorzugung einer Raumrichtung innerhalb der Sedimentationsebene kommt. Solch eine künstliche Beeinflussung ist der sogenannte "push-Effekt" (Lövlie, 1989). Damit wird der Umstand beschrieben, daß das Sediment (teilweise) beim Eindringen der Probendose in Richtung des Eindringens verformt wird.

Die Probendosen wurden in aller Regel in Richtung der Y-Achse des Probenkoordinatensystems in das Sediment gedrückt (als senkrecht [ $\perp$ ] zur Kernachse gekennzeichnet). In den Abbildungen 5.26 und 5.28 ist zu sehen, daß die Deklination der großen Halbachse des Suszeptibilitätsellipsoids tatsächlich bevorzugt in der Y-Richtung des Probenkoordinatensystems, also in Richtung des Eindringens weist. Um die Bedeutung des "push-Effektes" abzuschätzen, wurden einige der Kerne doppelt beprobt, und zwar in der Form, daß neben den regulären Proben, bei denen die Probendosen senkrecht zur Kernachse in das Sediment gedrückt wurden, auch einige Proben genommen wurden, bei denen die Probendosen parallel [||] zur Kernachse in das Sediment gedrückt wurden. Im Fall eines dominierenden Einflusses des "push-Effektes" auf das Sedimentgefüge sollte bei der zweiten Probenserie die große Halbachse wiederum in Drückrichtung, also in diesem Fall parallel zur Kernachse, das heißt parallel zur z-Achse ausgerichtet sein. Eine solche Ausrichtung würde in der stereografischen Projektion in Abbildung 5.28b, d steile Inklinationen der großen Halbachse bewirken, also eine Gruppierung jeweils in der Mitte des Diagramms. Dies ist jedoch nicht der Fall. Der Anisotropiegrad nimmt etwas ab (vergleiche Abbildung 5.24e mit f, sowie 5.24g mit h), die Streuung der Deklination der großen Halbachse nimmt etwas zu (vergleiche Abbildung 5.28a mit b, sowie 5.28c mit d). Im wesentlichen zeigt sich jedoch eine gleiche Ausrichtung des Sedimentgefüges.



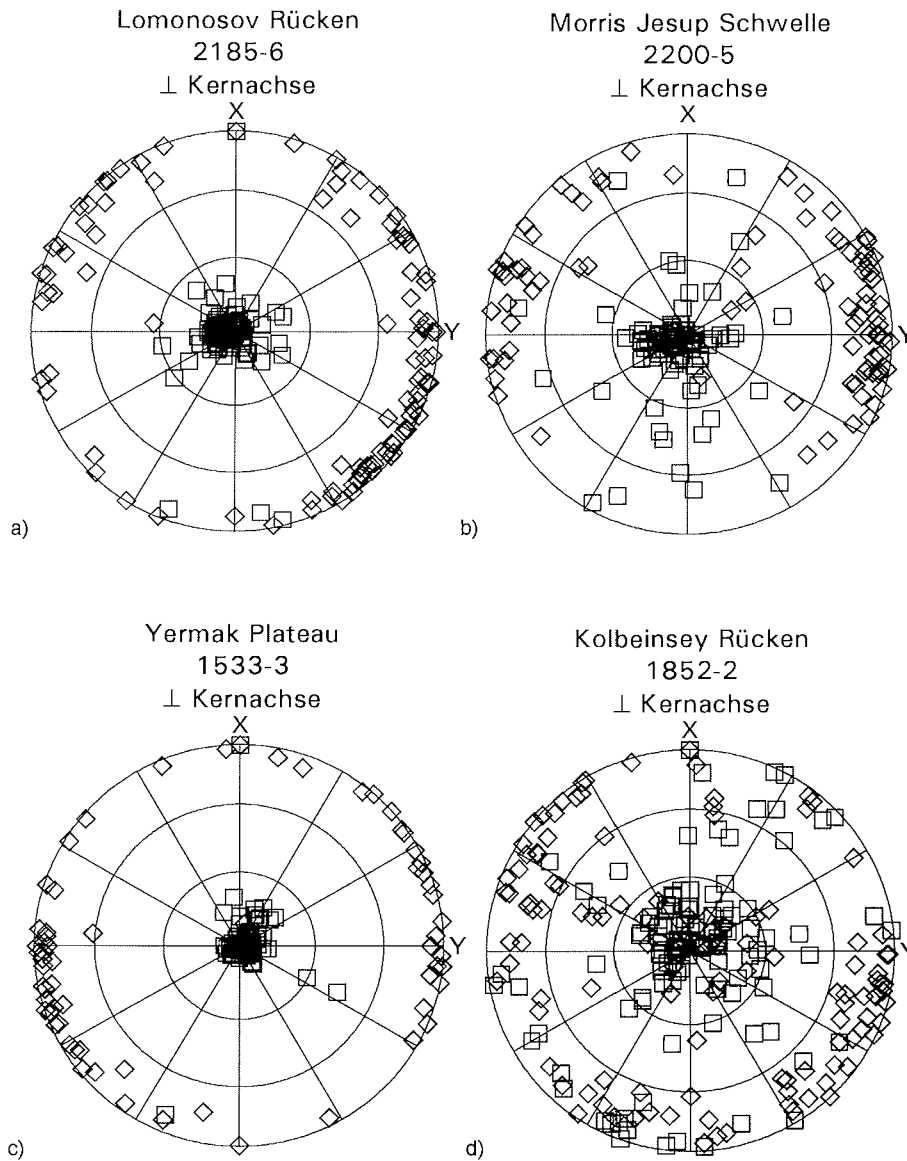


Abb. 5.26: Stereografische Projektion der großen (Rauten) und der kleinen (Quadrate) Halbachse der Suszeptibilitätsellipsoide in den Sedimentkernen a) vom Lomonosov Rücken (2185-6), b) von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), c) vom Yermak Plateau (1533-3), d) vom Kolbeinsey Rücken (1852-2). Die Probedosen wurden senkrecht zur Kernachse (⊥) in das Sediment gedrückt.

Yermak Plateau (2212-3)

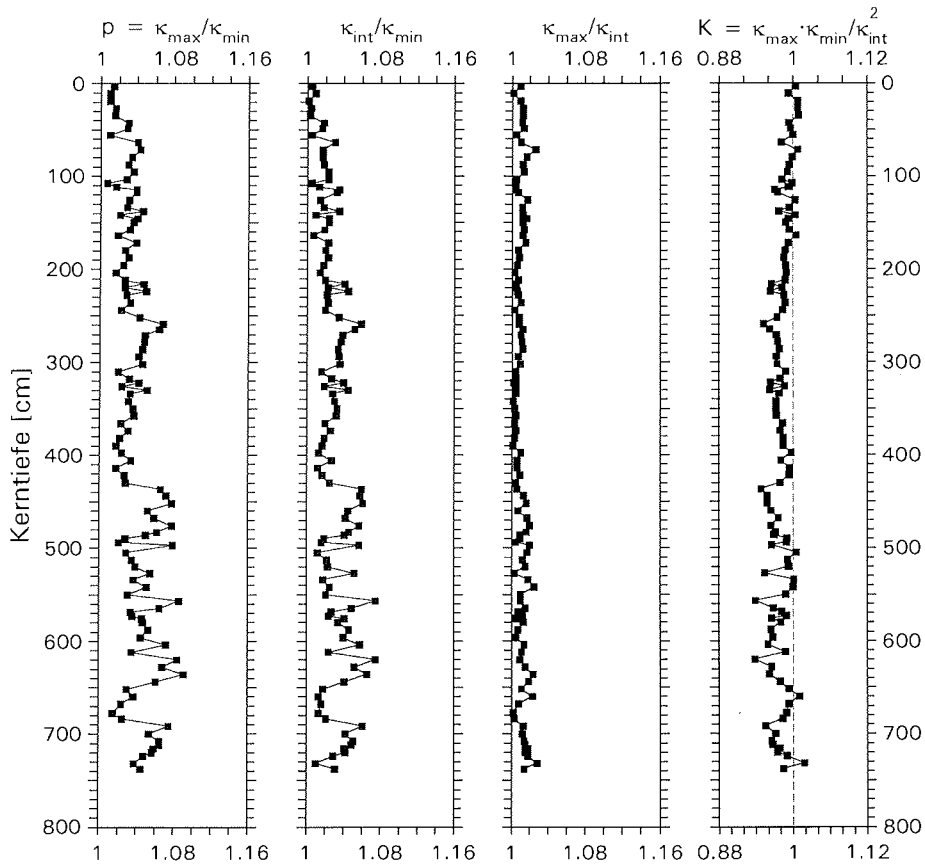


Abb. 5.27: Anisotropie der Suszeptibilität eines Kerns vom Yermak Plateau (2212-3). Von links nach rechts: Verhältnis maximaler zu minimaler Suszeptibilität (Anisotropiegrad  $p$ ), Verhältnis mittlerer zu minimaler Suszeptibilität, Verhältnis maximaler zu mittlerer Suszeptibilität als Funktion der Kerntiefe,  $K$ : Gestalt des Suszeptibilitätsellipsoids nach Flinn (1962),  $K < 1$  oblat,  $K > 1$  prolat,  $K = 1$  neutral.

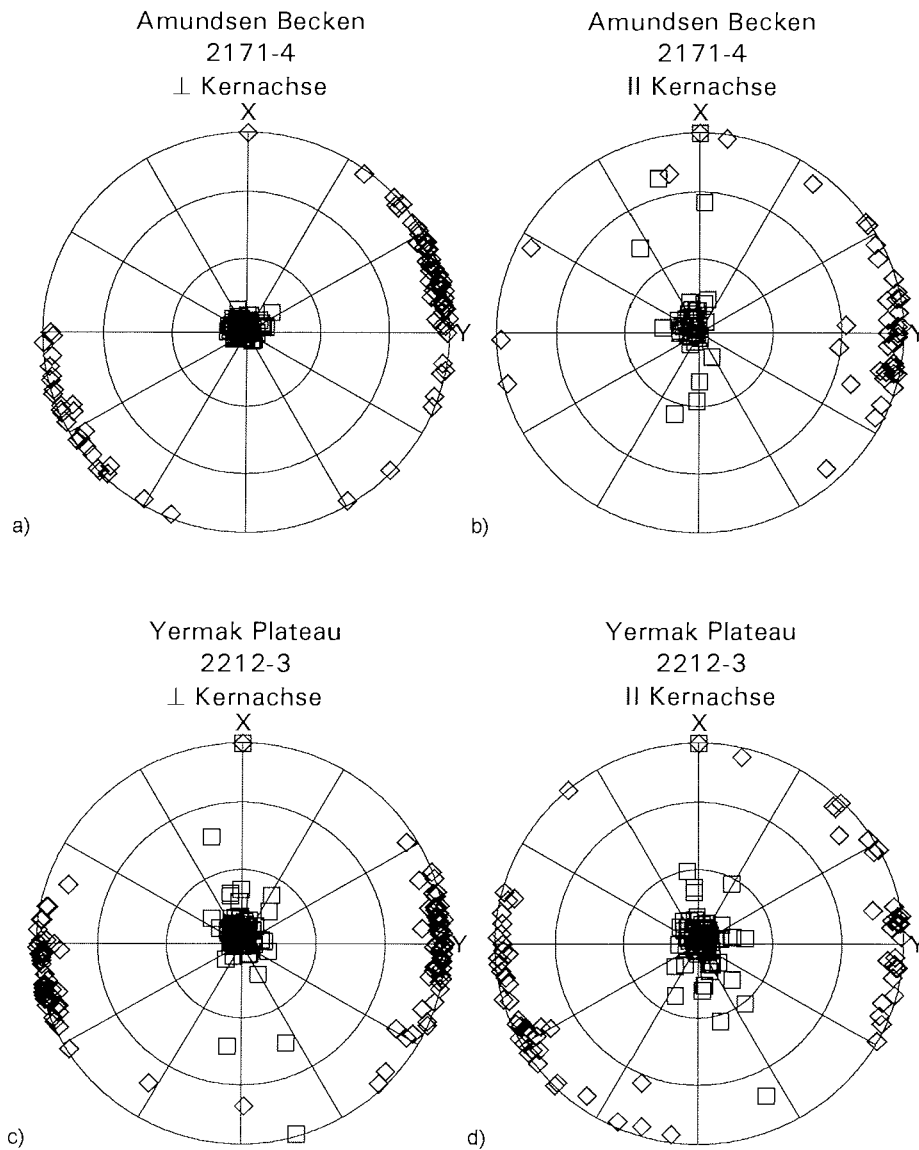


Abb. 5.28: Stereografische Projektion der großen (Rauten) und der kleinen (Quadrate) Halbachse der Suszeptibilitätsellipsoide in den Sedimentkernen e, f) aus dem Amundsen Becken (2171-4) und g, h) vom Yermak Plateau (2212-3). "|| Kernachse" und "⊥ Kernachse" bezeichnet die Richtung, in der die Probendose in das Sediment gedrückt wurde, ⊥: senkrecht; ||: parallel.

Insgesamt weist der größte Teil der bearbeiteten Sedimente eine nur geringe Anisotropie der Suszeptibilität auf, die fast ausschließlich auf die Ausrichtung der Partikel parallel zur Sedimentationsebene zurückgeht. Eine Bevorzugung einer Raumrichtung innerhalb der Sedimentationsebene, die auf andere die Ablagerung beeinflussende Faktoren schließen ließe, konnte nicht festgestellt werden. Die Häufung bestimmter Deklinationswerte in den Abbildung 5.26 und 5.28 sind aufgrund der nur geringfügig unterschiedlichen Suszeptibilitäten  $\kappa_{int}$  und  $\kappa_{max}$  nicht signifikant. Im Kern 1852-2 vom Kolbeinsey Rücken sind deutlich anomal ausgeprägte Suszeptibilitätsellipsoide mit einer Kernstörung durch die Kernnahme verbunden. Durch den "push-Effekt" wird in den hier untersuchten, meist tonigen Sedimenten keine wesentliche Veränderung des Sedimentgefüges verursacht. Die beprobungsinduzierte Anisotropie ist in jedem Fall geringer als die an sich schon niedrige auf die Sedimentation zurückgehende Anisotropie. Ein Einfluß der Anisotropie der Suszeptibilität und damit des Sedimentgefüges auf die Richtung der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Kapitel 6) ist für die bearbeiteten Kerne auszuschließen, wie sich aus der Gegenüberstellung der stereografischen Projektionen der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung und der Richtung der maximalen Suszeptibilität ( $\kappa_{max}$ ) ergibt. Stellvertretend für alle Sedimentkerne ist Abbildung 5.29 mit Abbildung 5.28c, d zu vergleiche-

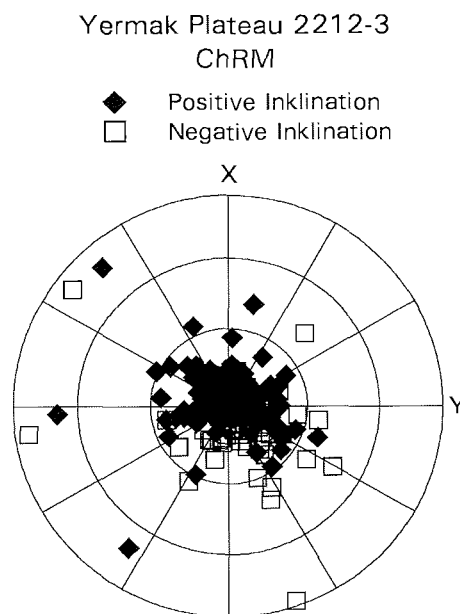


Abb. 5.29: Stereografische Projektion der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Kapitel 6) der Proben eines Sedimentkerns vom Yermak Plateau (2212-3). Vergleiche die Deklinationswerte der ChRM mit denen der maximalen Suszeptibilität  $\kappa_{max}$  in Abbildung 5.28c, d.

chen. Die Deklination der ChRM weist im Gegensatz zur Ausrichtung von  $\kappa_{\max}$  keine bevorzugten Werte auf. Dieses Ergebnis ist für die Zuverlässigkeit paläomagnetischer Untersuchungen bedeutsam, da weder durch natürliche Ursachen noch durch die Beprobung von einer wesentlichen Änderung der Richtung der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung auszugehen ist.

## 6 STRATIGRAPHISCHE ERGEBNISSE DER EINZELNEN LOKATIONEN

In diesem Kapitel werden die gesteinsmagnetischen Parameter der einzelnen Sedimentkerne als Funktion der Kerntiefe und soweit möglich in Abhängigkeit des Alters diskutiert. Des Weiteren wird betrachtet, inwieweit sich lithologische Veränderungen der Sedimente in den gesteinsmagnetischen Größen widerspiegeln. Dazu ist den gesteinsmagnetischen Parametern jeweils eine vereinfachte graphische Darstellung der visuellen Kernbeschreibung zur Seite gestellt, deren Legende Abbildung 6.1 zeigt. Vollständig beschrieben werden die Kerne 1533-3 und 1535-8 in Spielhagen et al. (1988), der Kern 1852-2 in Thiede & Hempel (1991) und die Kerne 2171-4, 2185-6, 2200-5 und 2212-3 in Fütterer (1992). Die Lokationen werden von Norden nach Süden fortschreitend behandelt. Eine Ausnahme bilden die Ergebnisse des Kerns von der Morris Jesup Schwelle, die aufgrund der ähnlichen Magnetostratigraphie im Anschluß an den Kern vom Lomonosov Rücken diskutiert werden.

Um die gesteinsmagnetische Stratigraphie in einem zeitlichen Rahmen zu betrachten, wurden nach Möglichkeit mehrere Altersinformationen in die Interpretation einbezogen. Diese sind für die einzelnen Kerne in unterschiedlichem Umfang verfügbar. Im Einzelfall wurden die Magnetostratigraphie, die Sauerstoffisotopenstratigraphie sowie die Berylliumstratigraphie verwendet.

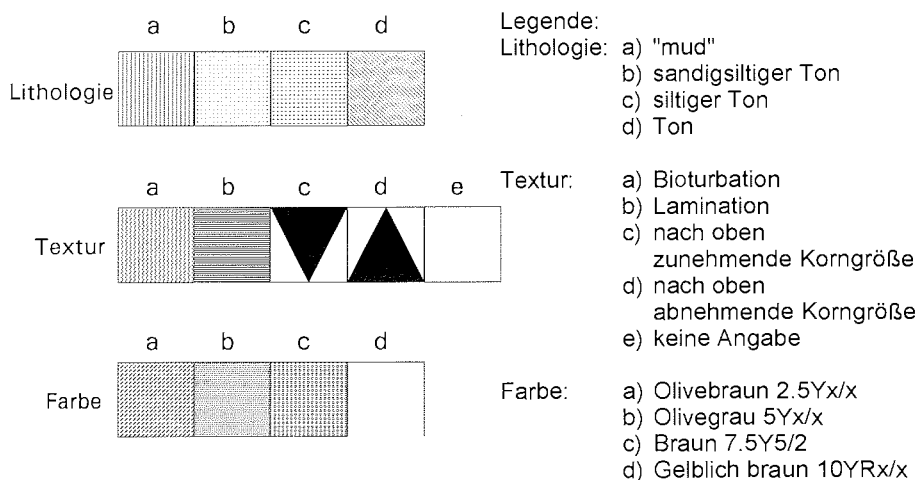


Abb. 6.1: Legende für die vereinfachte visuelle Kernbeschreibung in den nachfolgenden Kapiteln. In der Rubrik Farbe wurden nur die durch unterschiedliche Anfangsziffern in der Rock Color Chart gekennzeichneten Hauptfarbgruppen unterschieden.

Die magnetostratigraphischen Ergebnisse der einzelnen Kerne sind in Form der Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung  $Inkl_{ChRM}$  dargestellt. Die Interpretation erfolgte nach den von Nowaczyk (1991) beschriebenen Kriterien. Eine Inklination nahe  $+90^\circ$  entspricht der heutigen Richtung des Erdmagnetfeldes an den untersuchten Kernlokationen und wird als normale Polarität bezeichnet. Die Orientierung des Erdmagnetfeldes wechselt jedoch im Lauf der Zeit und nimmt eine Konfiguration ein, in der die Magnetfeldlinien der heutigen Richtung entgegengesetzt gerichtet sind. Dementsprechend besitzt die stabile Inklination ein negatives Vorzeichen. In diesem Fall wird von inverser Polarität gesprochen. Perioden einer dominierenden Polarität in der Größenordnung von Millionen Jahren werden Chron genannt (Abb. 6.2). Die Grenze zwischen der heutigen Brunhes Chron mit

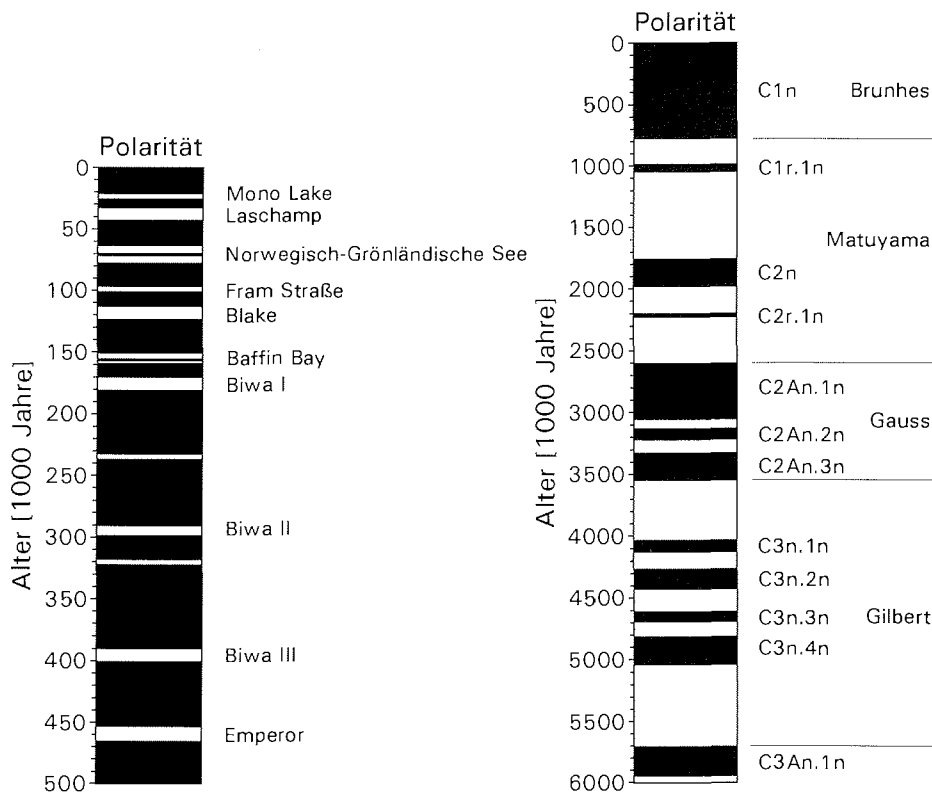


Abb. 6.2: Links: Polaritätszeitskala der letzten 500.000 Jahre abgeleitet aus den paläomagnetischen Daten von neun Sedimentkernen aus der Fram Straße in Kombination mit Literaturdaten von Champion et al. (1988) und Lövlie (1989) (aus Nowaczyk, 1991). Rechts: Polaritätszeitskala der letzten 5.000.000 Jahre abgeleitet aus den magnetischen Anomalien des Ozeanbodens (aus Cande & Kent, 1992): Schwarz entspricht Zeitabschnitten normaler, weiß inverser Polarität.

vorwiegend normaler Polarität und der ihr vorangegangenen Matuyama Chron vorwiegend inverser Polarität wird in neueren Arbeiten mit 780.000 Jahren angesetzt (Shackleton et al., 1990; Hilgen, 1991; Baksi et al., 1992; Cande & Kent, 1992; Spell & McDougall, 1992; Tauxe et al., 1992). Kürzere Zeiträume jeweils entgegengesetzter Polarität in der Größenordnung von einigen tausend Jahren werden als geomagnetische Ereignisse ("events") bezeichnet. Die Zeitgleichheit mehrerer dieser Ereignisse innerhalb der Brunhes Chron konnte für verschiedene Lokationen der Erde nachgewiesen werden, so daß damit ein chronostratigraphisches Instrument zur Verfügung steht. Eine eingehende Zusammenfassung zum Thema der "Event-Stratigraphie" mit weiteren Literaturhinweisen findet sich bei Nowaczyk (1991) und Nowaczyk et al. (1994).

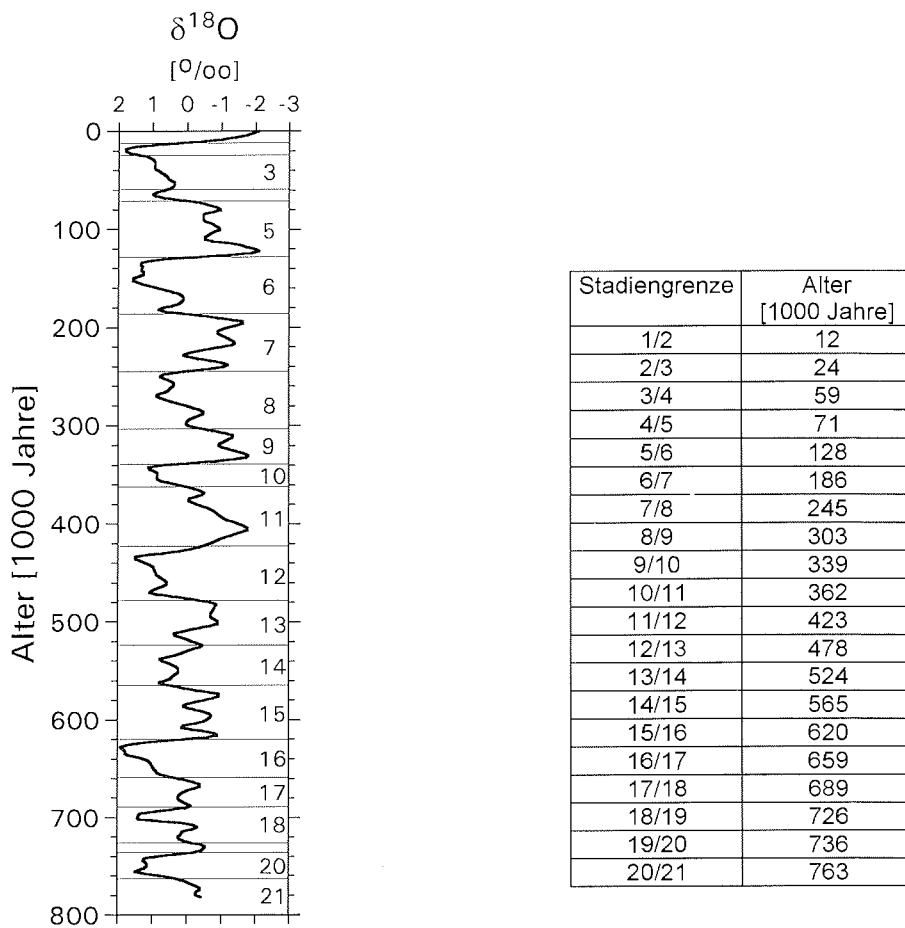


Abb. 6.3: Links: Standardsauerstoffisotopenkurve nach Imbrie et al. (1984). Die horizontalen Linien trennen die einzelnen Isotopenstadien. Rechts: Zugehörige Alter der Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien.



Für verschiedene Regionen der Erde - Nordatlantik (Robinson, 1986), äquatorialer Ostatlantik (Bloemendal et al., 1988), Labrador See (Hall et al., 1989b) - konnte eine Korrelation der tiefenabhängigen Variation gesteinsmagnetischer Parameter mit der Sauerstoffisotopenstratigraphie spätquartärer Sedimente nachgewiesen werden. In der vorliegenden Arbeit wurden die gesteinsmagnetischen Daten mit der Standardsauerstoffisotopenkurve nach Imbrie et al. (1984) verglichen (Abb. 6.3).

In den folgenden Kapiteln wird darüber hinaus diskutiert, inwieweit gesteinsmagnetische, lithologische und isotopische Parameter miteinander korrelieren.  $^{10}\text{Be}$  Konzentrationen wie Korngrößenverteilung wurden in aller Regel nicht exakt für die gleiche Sedimenttiefe bestimmt wie die gesteinsmagnetischen Daten. Um dennoch den Korrelationsparameter  $r$  berechnen zu können, wurden die jeweiligen Größen auf eine gemeinsame Tiefenskala linear interpoliert. Ferner sind im folgenden für die konzentrationsabhängigen, eine logarithmische Normalverteilung aufweisenden Parameter  $\kappa$ , ARM und SIRM jeweils geometrische, für alle übrigen Parameter arithmetische Mittelwerte angegeben.

## 6.1 Lomonosov Rücken - Kern 2185-6

Die oberen 305 cm des Sedimentkerns 2185-6 bestehen aus wechselnden Ton- und "mud"-Lagen. Als "mud" wird ein siliziklastisches Sediment terrigenen Ursprungs bezeichnet, in dem keine der drei Komponenten Ton, Sand und Silt einen Anteil von  $> 80\%$  erreicht (Barker & Kennett, 1988). Die Sedimentfarbe variiert von gelblichbraun zu olivebraun bis olivegrau, die Textur zwischen laminierten und gesprenkelten ("mottled") Sedimentlagen. In einer Kerntiefe zwischen 153 und 165 cm existiert eine in Richtung Sedimentoberfläche feiner werdende Gradierung. Unterhalb von etwa 305 cm sind Lithologie und Textur sehr einheitlich. Von hier bis zur Basis besteht der Kern aus Ton, der durchgehend als "mottled" bezeichnet wird und bioturbiert ist. Die Sedimentfarbe ändert sich mehrfach zwischen gelblichbraunen und olivebraunen Farbtönen (Fütterer, 1992).

Die konzentrationsabhängigen Parameter  $\kappa$ , ARM, SIRM (Abb. 6.4) zeigen ganz überwiegend synchrone Variationen, wobei die Korrelation zwischen SIRM und  $\kappa$  am ausgeprägtesten ist ( $r = 0.90$ ). In der geringeren Korrelation zwischen ARM und  $\kappa$  ( $r = 0.63$ ) beziehungsweise SIRM ( $r = 0.76$ ) spiegelt sich wider, daß sowohl zur Suszeptibilität  $\kappa$  wie zur SIRM das gesamte Korngrößenspektrum beiträgt, während die ARM verstärkt sehr feine Single-Domain-Teilchen anspricht. Die Mittelwerte von  $\kappa$  ( $233 \cdot 10^{-6}$  SI), ARM ( $58 \text{ mA m}^{-1}$ ) und SIRM ( $2.6 \text{ A m}^{-1}$ ) und damit die Konzentration der ferri-magnetischen Minerale sind niedriger als an den übrigen Lokationen.

### Lomonosov Rücken 2185-6

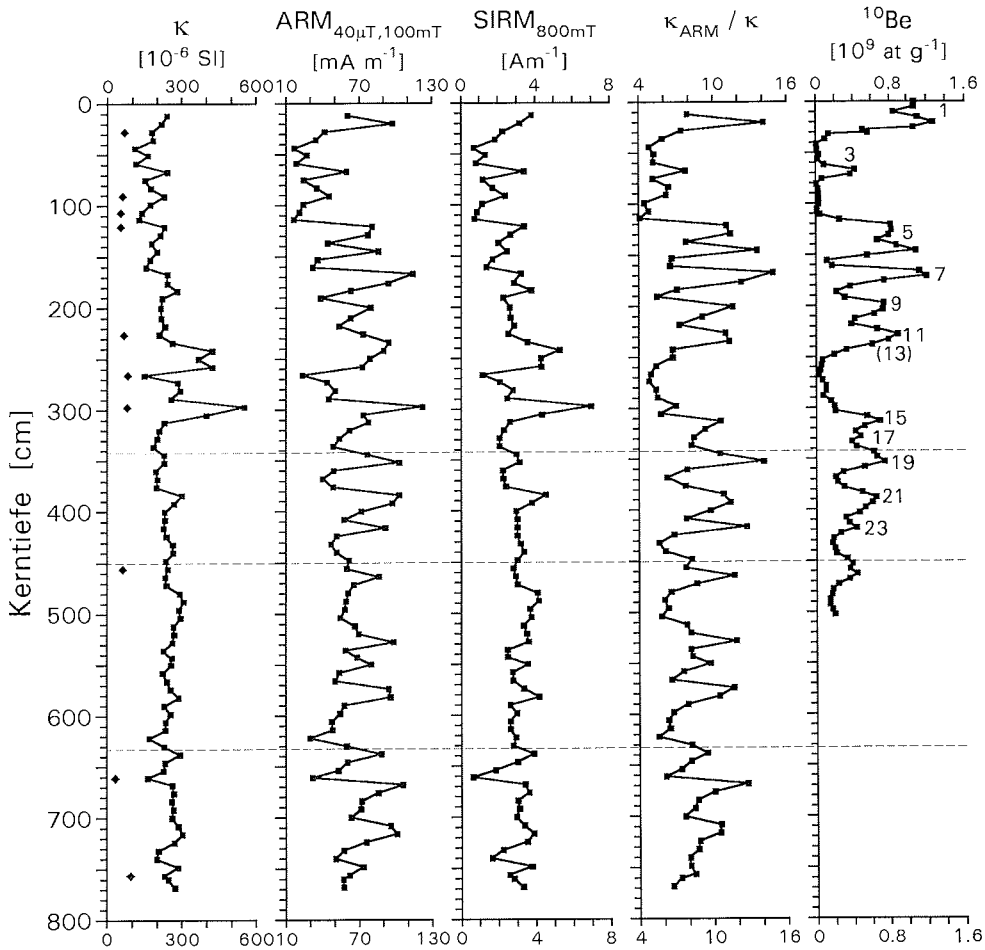


Abb. 6.4: Gesteinsmagnetische und isotopische Parameter des Sedimentkerns 2185-6 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $\kappa$  - Suszeptibilität, ARM - Anhysteretische Remanente Magnetisierung, SIRM - Isothermale Sättigungsremanenz,  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  - Verhältnis Anhysteretische Suszeptibilität zu Suszeptibilität. Die Rauten im Diagramm links geben die paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{\text{para}}$  einzelner Proben an. Rechts:  $^{10}\text{Be}$  Konzentration mit Zuordnung der Sauerstoffisotopenstadien (Schäper, 1994). Die horizontalen Linien markieren von oben nach unten die mögliche Lage der Brunhes Matuyama (780.000 Jahre), der Matuyama Gauss (2.600.000 Jahre) sowie der Gauss Gilbert Grenze (3.553.000 Jahre) nach Cande & Kent (1992).

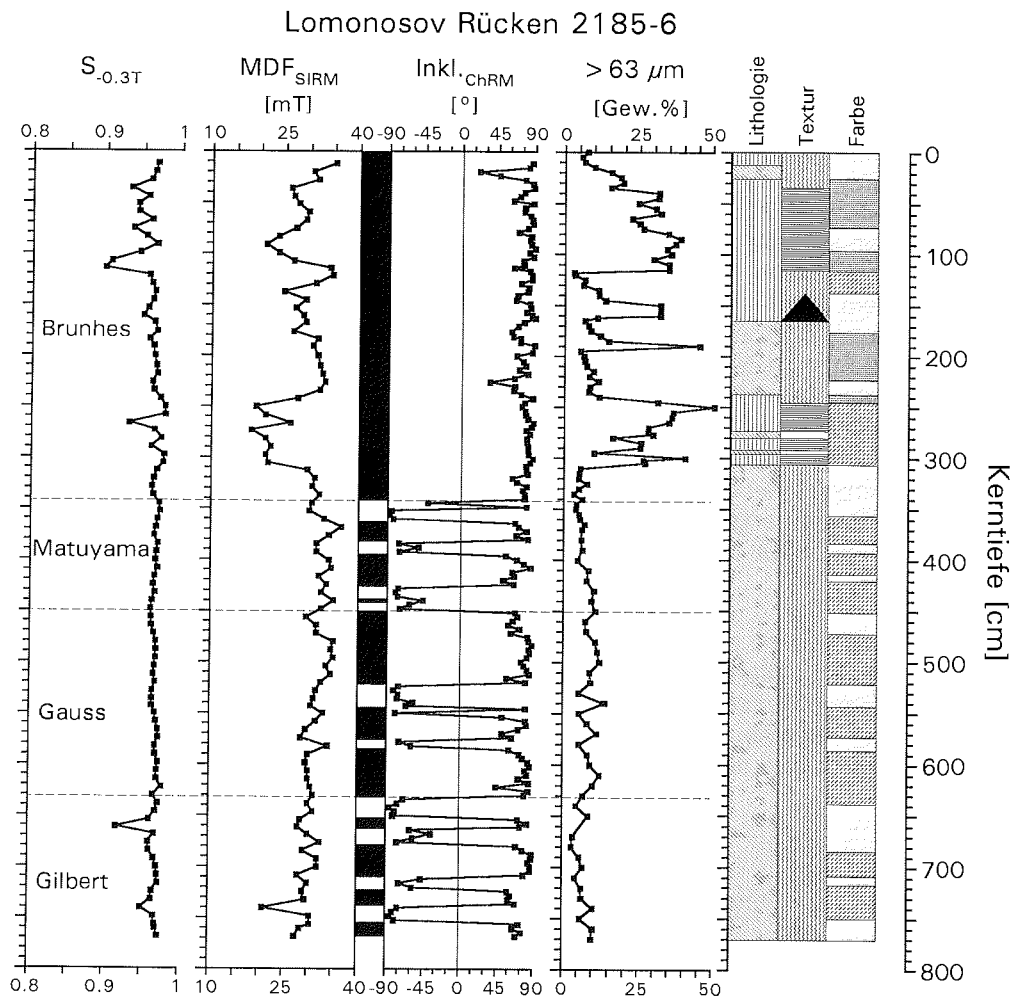


Abb. 6.4 (Fortsetzung): Magnetische und lithologische Parameter des Kerns 2185-6 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $S_{0.3T}$ - Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Partikel,  $MDF_{SIRM}$  - Median Destructive Field der SIRM, Polaritätszeitskala nach Cande & Kent (1992) [Abb. 6.2], Inkl. $_{ChRM}$  - Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Frederichs & Nowaczyk, 1992), > 63  $\mu m$  - Gewichtsprozent der Grobfraction (Wahsner, pers. Mitt.). Rechts: Vereinfachte Kernbeschreibung nach Fütterer (1992); Legende zur Kernbeschreibung siehe Abbildung 6.1.

Das koerzitivitätsabhängige Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  (Mittelwert  $8 \pm 2$ ) ist geprägt durch die ARM ( $r = 0.82$ ), aber unabhängig von  $\kappa$  ( $r = 0.08$ ). Damit bietet sich  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  auch bei variabler paramagnetischer Suszeptibilität der Sedimentmatrix als sensibler Parameter an, um relative Änderungen der Korngröße ferrimagnetischer Partikel zu identifizieren.

ARM, SIRM und  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  variieren über die gesamte Kernlänge mehr oder weniger zyklisch. Dabei besteht sowohl zwischen der Konzentration kleiner ferrimagnetischer Partikel (ARM) als auch ihrer relativen Korngröße ( $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ ) und dem Anteil der Tonfraktion ( $< 2 \mu\text{m}$ , Wahsner, pers. Mitt.) eine deutliche Korrelation (Tonfraktion - ARM:  $r = 0.52$ , Tonfraktion -  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ :  $r = 0.72$ , [Abb. 6.5]). Die ferrimagnetischen Partikel sind also stark an die Tonfraktion gebunden. Ein Zusammenhang SIRM ( $r = 0.18$ ) und  $\kappa$  ( $r = 0.01$ ) mit der Tonfraktion ist statistisch nicht signifikant. Um den Beitrag der Sedimentmatrix zur Gesamtsuszeptibilität zu verdeutlichen, sind die an einzelnen Proben bestimmten Werte der paramagnetischen Suszeptibilität  $\kappa_{\text{para}}$  in Abbildung 6.4 durch Rauten angegeben. Ihre Variation ist nicht sehr ausgeprägt,  $\kappa_{\text{para}}$  kann jedoch bis etwa 50 % der Gesamtsuszeptibilität  $\kappa$  betragen (siehe Kerntiefe 265 cm).

Als weitere koerzitivitätsabhängige Parameter sind in Abbildung 6.4 das Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Minerale ( $S_{-0.3T}$ ) sowie das Median Destructive Field der SIRM ( $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$ ) dargestellt.  $S_{-0.3T}$  zeigt bis zu einer Kerntiefe von 120 cm einige prägnante Änderungen. Mit zunehmender Kerntiefe bleibt die Zusammensetzung weitgehend konstant mit nur wenigen

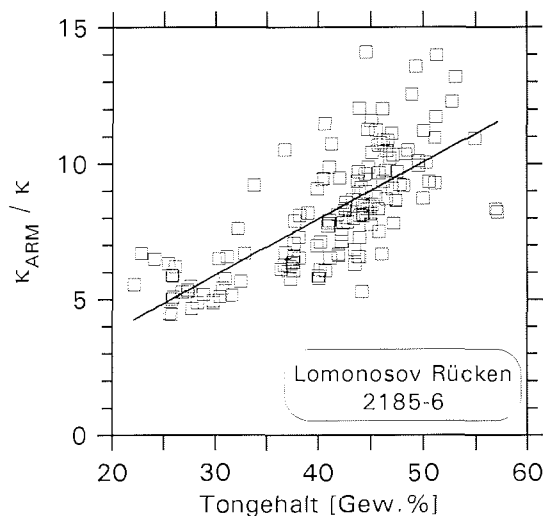


Abb. 6.5: Zusammenhang zwischen dem Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ , das die relative Korngröße der ferrimagnetischen Mineralphase charakterisiert und dem Tongehalt (Wahsner, pers. Mitt.).

vom Mittelwert ( $0.96 \pm 0.01$ ) abweichenden Werten. Eine offensichtliche Beziehung zur Lithologie besteht nicht. Das  $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$  (Mittelwert  $30 \pm 4$  mT) gibt die zweigeteilte Lithologie mit ausgeprägten Schwankungen in den oberen 310 cm und vergleichsweise einheitlichen Werten in der darunter liegenden Tonfolge besser wieder. Aus den sehr geringen Variationen in der unteren Kernhälfte ist zu erkennen, daß das  $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$  Korngrößenänderungen der ferrimagnetischen Partikel weniger sensibel reflektiert als das Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ . Die recht klare inverse Korrelation zwischen  $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$  und der Grobfraktion ( $r = -0.64$ ) unterstreicht jedoch, daß eine Erhöhung der Grobfraktion in der Sedimentmatrix auch die mittlere Korngröße der ferrimagnetischen Partikel beeinflussen kann, entweder durch einen sich verringernden Anteil feiner Partikel oder durch einen verstärkten Eintrag größerer Partikel.

Die Magnetostratigraphie ist in Form der Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung  $\text{Inkl.}_{\text{ChRM}}$  in Abbildung 6.4 dargestellt (Frederichs & Nowaczyk, 1992). Auf die Wiedergabe der Deklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung wurde wie bei den übrigen Sedimentkernen verzichtet. In Regionen hoher geographischer Breiten, so auch im Arbeitsgebiet, beträgt die Horizontalkomponente des Erdmagnetfeldes nur einen Bruchteil der Vertikalkomponente. Dementsprechend ist die Deklination des Remanenzvektors wesentlich weniger aussagekräftig als seine Inklination.

Für die chronostratigraphische Einordnung des Sedimentkerns vom Lomonosov Rücken (2185-6) sind mehrere Modelle denkbar. Eines dieser Altersmodelle beruht neben weiteren Parametern im wesentlichen auf  $^{10}\text{Be}$  Messungen (Schäper, 1994). Mehrere Autoren (Botz et al., 1989; Scholten et al., 1990; Lao et al., 1992; Scholten et al., 1994; Eisenhauer et al., 1994) haben einen Zusammenhang zwischen der  $^{10}\text{Be}$  Konzentration in den marinen Ablagerungen hoher nördlicher Breiten und paläoklimatischen Veränderungen gefunden. Erhöhte  $^{10}\text{Be}$  Werte im Sediment werden dabei Interglazialen zugeordnet, während niedrige  $^{10}\text{Be}$  Konzentrationen Glazialen entsprechen. Klimaübergänge sind gekennzeichnet durch markante Änderungen in den Isotopenkonzentrationen (Eisenhauer et al., 1990, 1994).

Dieser Ansatz der "Berylliumstratigraphie" führt Schäper (1994) zu der in Abbildung 6.4 angegebenen Zuordnung der Sauerstoffisotopenstadien. Für eine Kerntiefe von 500 cm ergibt sich daraus ein Alter von 900.000 bis 1.000.000 Jahre und eine mittlere Sedimentationsrate von 0.5 - 0.6 cm/1000 Jahre. Dieses Modell ist unter paläomagnetischen Gesichtspunkten in folgender Weise zu beurteilen. Die Magnetostratigraphie erlaubt die Interpretation des oberen Kernabschnitts normaler Polarität als vollständige Dokumentation der Brunhes Chron und den daran anschließenden Polaritätswechsel als Brunhes Matuyama Grenze. Daraus resultiert für die Kerntiefe von 345 cm ein Alter von 780.000 Jahren und somit eine recht gute Übereinstimmung mit der Interpretation von Schäper (1994). Als Konsequenz dieser Alterseinstufung ist jedoch aufgrund der Magnetostratigraphie von einer deutlichen Verringerung der Sedimentationsrate für die folgenden Kernabschnitte

bis zur Kernbasis auszugehen. Die drei Sedimentabfolgen normaler Polarität bis zur Kerntiefe von 500 cm - und damit das von Schäper (1994) postulierte Alter von 900.000 bis 1.000.000 Jahren - lassen sich mit einer Ablagerung der Sedimente innerhalb der oberen Matuyama Chron nicht vereinbaren, da das Zeitintervall zwischen 780.000 und 984.000 Jahre vollständig durch eine inverse Polarität gekennzeichnet ist (Abb. 6.2). Aus dem Vergleich der tiefen-abhängigen Inklination ab 345 cm bis zur Kernbasis mit der Polaritätszeitskala von Cande & Kent (1992) läßt sich die in Abbildung 6.4 dargestellte Alterseinstufung für die untere Kernhälfte ableiten. Das zugehörige Alters-Tiefen-Modell zeigt Abbildung 6.6. Für den unteren Kernabschnitt ergibt sich daraus eine mittlere Sedimentationsrate von etwa 0.1 cm/1000 Jahre.

Das zweite Altersmodell, das wesentlich höhere Sedimentationsraten zum Ergebnis hat, beruht in erster Linie darauf, den Polaritätswechsel in der Kerntiefe von 345 cm nicht als Brunhes Matuyama Grenze zu identifizieren, sondern die tieferen Sedimentabfolgen inverser Polarität als geomagnetische Ereignisse innerhalb der Brunhes Chron zu interpretieren. Nach dieser Deutung ist

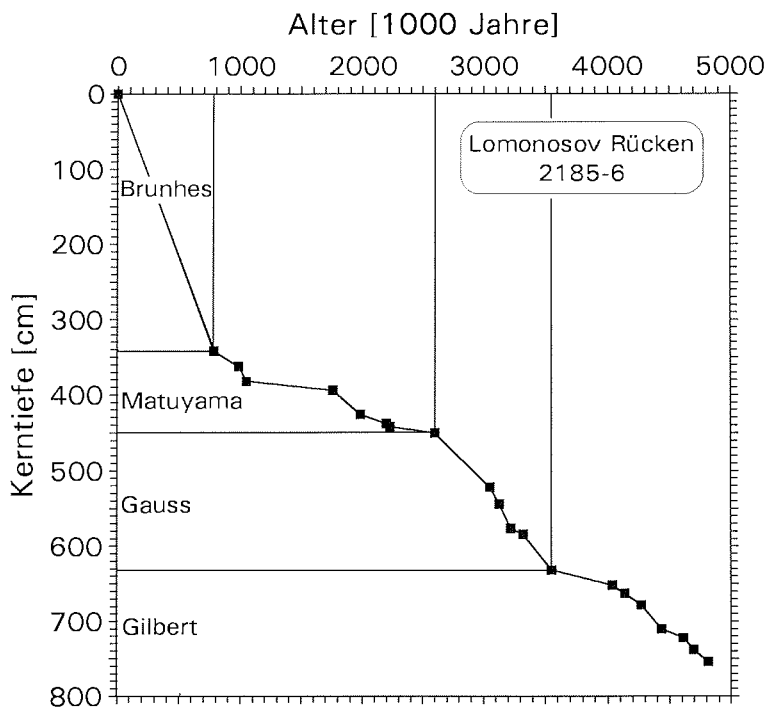


Abb. 6.6: Alters-Tiefen-Modell zur Abbildung 6.4 für den Sedimentkern 2185-6. Die Quadrate markieren die Korrelationspunkte zwischen der Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung und der Polaritätszeitskala nach Cande & Kent (1992). Die Linien begrenzen die magnetischen Chronen.

keine der kurzzeitigen Feldumkehrungen, die Nowaczyk (1991) für die Region der Fram Straße zweifelsfrei an mehreren Sedimentkernen nachweisen konnte, im oberen Bereich des Kerns 2185-6 erhalten. Im unteren Kernabschnitt sind jedoch zahlreiche Polaritätswechsel dokumentiert. Die Magnetomineralogie läßt zwischen den beiden Kernhälften keine signifikanten Unterschiede erkennen. Die ferrimagnetischen Partikel sollten daher auch im oberen Abschnitt in der Lage sein, geomagnetische Ereignisse über geologische Zeiträume zu speichern. Auch die Anisotropie der Suszeptibilität läßt hinsichtlich des Sedimentgefüges keine Unterschiede zwischen der oberen und der unteren Kernhälfte erkennen. Markante Unterschiede bestehen jedoch im Anteil der Grobfraktion am Gesamtsediment (Abb. 6.4, Wahsner, pers. Mitt.). Es ist eine deutliche Abnahme des Gehalts an grobkörnigem Material in der Sedimentmatrix unterhalb einer Kerntiefe von 310 cm zu erkennen. Die unterschiedliche Beschaffenheit der Sedimentmatrix scheint daher für die Speicherung oder Nichtspeicherung geomagnetischer Ereignisse an dieser Lokation von erheblicher Bedeutung zu sein. Denkbar wäre folgende Erklärung: Ein hoher Grobfraktionsanteil verzögert die Kompaktion des Sediments, so daß im oberen Teil des Kerns noch keine "lock-in"-Tiefe erreicht ist. Die magnetischen Partikel werden daher während der vergleichsweise kurzen Zeiten inverser Polarität nicht fixiert, sondern erst in den viel längeren Zeiträumen normaler Polarität.

Die gesteinsmagnetischen Eigenschaften unterscheiden sich in den Abschnitten inverser Polarität nicht von denen in Bereichen normaler Polarität (Abb. 6.7). Insofern gibt es keine Hinweise darauf, daß es sich bei den Polaritätswechseln im unteren Kernbereich um Artefakte handelt. Die paläomagnetische Interpretation geht daher davon aus, daß der gesamte Kern innerhalb der Brunhes Chron sedimentiert wurde und bei einer Kerntiefe von 345 cm die Brunhes Matuyama Grenze noch nicht erreicht ist, sondern es sich in der unteren Kernhälfte um geomagnetische Ereignisse während der Brunhes Chron handelt. Ein wichtiges Argument für diese Interpretation ergibt sich aus dem niedrigen Verhältnis von Proben mit inverser zu solchen normaler Polarität, das unterhalb von 340 cm 36 : 80 beträgt.

Die mögliche Verwendung einzelner gesteinsmagnetischer Parameter als chronostratigraphisches Instrument wird deutlich an den weitgehend identischen tiefenabhängigen Variationen von ARM und  $^{10}\text{Be}$  Konzentration ( $r = 0.64$ ). Analoges gilt für das Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/k$  und die  $^{10}\text{Be}$  Konzentration ( $r = 0.85$ ). Ein Zusammenhang zwischen  $^{10}\text{Be}$  und der ARM oder  $\kappa_{\text{ARM}}/k$  ist aufgrund der unterschiedlichen Eintragsmechanismen nicht direkt ersichtlich. Eine mögliche Verbindung beider Parameter besteht über die Feinfraktion des Sediments: Die Konzentration kleiner ferrimagnetischer Partikel (ARM) ist erhöht in Sedimentlagen mit hohem Tonanteil und  $^{10}\text{Be}$  besitzt eine Affinität zu Tonmineralen, an die es sich anlagert und an denen haftend es durch die Wassersäule absinkt ("scavenging", Eisenhauer et al., 1994). Für drei Lokationen nördlich einer geographischen Breite von  $78^\circ\text{N}$  konnten diese Autoren eine statistisch allerdings nicht signifikante positive Korrelation der  $^{10}\text{Be}$  Konzentration mit dem Tongehalt feststellen und umgekehrt eine schwache

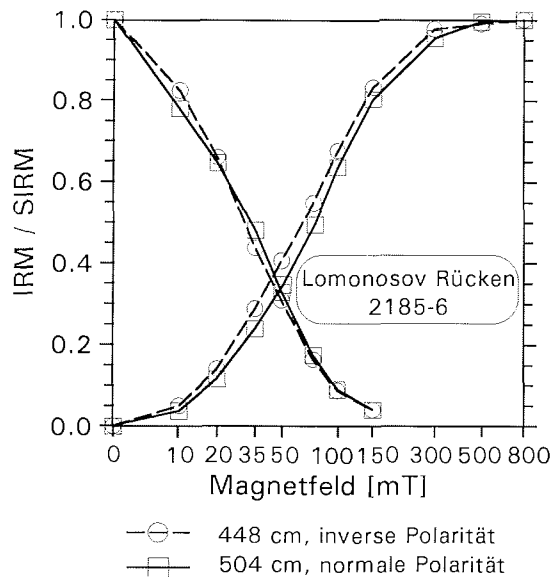


Abb. 6.7: Auf- und Entmagnetisierungskurve der IRM je einer Probe mit normaler (Quadrate) und inverser Polarität (Kreise) des Sedimentkerns 2185-6.

negative Korrelation mit der Grobfraktion. An einer Lokation in der Grönländisch-Norwegischen See (70°N) ergab sich ein umgekehrter Zusammenhang. Deshalb wurde in diesen Fällen gefolgert, daß die Sedimentzusammensetzung für die  $^{10}\text{Be}$  Konzentration nur von untergeordneter Bedeutung ist.

Aufgrund der signifikant hohen Korrelationen zwischen  $^{10}\text{Be}$  Konzentration, ARM und  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  erscheint es begründet, diese gesteinsmagnetischen Parameter ebenfalls als chronostratigraphische Indikatoren einzusetzen. Das im folgenden vorgeschlagene Altersmodell für den Sedimentkern 2185-6 stützt sich deshalb auf eine kombinierte Interpretation der  $^{10}\text{Be}$  Konzentration, der Konzentration feiner ferrimagnetischer Minerale (ARM) sowie der Größenvariation dieser Partikel ( $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ ). Niedrige Konzentrationen (niedrige ARM Werte) und gröbere ferrimagnetische Partikel (niedriges  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ ) werden als Glaziale interpretiert, umgekehrt sollen Abschnitte hoher Konzentration (hohe ARM) und feiner ferrimagnetischer Partikel (hohes  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ ) in Interglaziale fallen.

Im unteren Kernbereich wurde zusätzlich versucht, die bekannten geomagnetischen Ereignisse in das Altersmodell mit einzubeziehen. Der Bereich inverser Polarität in einer Kerntiefe von 344 bis 360 cm, einschließlich der Probe mit normaler Polarität bei 348 cm, wurde den von Nowaczyk (1991) beschriebenen Variationen des geomagnetischen Feldvektors bei etwa 235.000 Jahren zugeordnet. Dieses Intervall fällt im Kern 2185-6 in den Zeit-



raum zwischen 232.000 und 237.000 Jahren. Bei 380 bis 390 cm sowie 520 bis 550 cm folgen zur Kernbasis die geomagnetischen Ereignisse Biwa II (304.000 bis 309.000 Jahre) und Biwa III (396.000 bis 397.000 Jahre). Zwischen diesen, bei 430 bis 450 cm, liegt ein Abschnitt inverser Polarität, der als die von Nowaczyk (1991) in zwei Parallelkernen aus der Fram Straße entdeckten Variationen des magnetischen Feldvektors mit einem Alter von etwa 320.000 Jahren identifiziert wurde. Im Kern 2185-6 erstreckt sich dieser Bereich über einen Zeitraum von 320.000 bis 329.000 Jahre. Für den Abschnitt inverser Polarität zwischen 578 bis 586 cm Kerntiefe ist in der Literatur kein entsprechendes Ereignis dokumentiert. Da nach den gesteinsmagnetischen Daten die Magnetostratigraphie als zuverlässig gelten muß, könnte es sich hier um ein bisher unbekanntes geomagnetisches Ereignis mit einem Alter von 413.000 bis 420.000 Jahren handeln. Die analoge Argumentation gilt für die drei Kernabschnitte inverser Polarität zwischen 664 und 756 cm mit Altern von 481.000 bis 494.000, 519.000 bis 528.000 und 541.000 bis 553.000 Jahren. Die Sedimentabfolge inverser Polarität zwischen 630 und 650 cm wurde mit dem Emperor Ereignis (etwa 460.000 Jahre) korreliert.

In Abbildung 6.8 sind die magnetischen Parameter als Funktion des Alters dargestellt. Zum gegenwärtigen Zeitpunkt läßt sich eine Entscheidung zugunsten dieses oder des zuvor diskutierten Altersmodells (Abb. 6.4) nicht treffen. Gemeinsam ist beiden Vorstellungen jedoch eine signifikante Korrelation einzelner gesteinsmagnetischer Parameter mit den Sauerstoffisotopenstadien. Im älteren Modell gilt dies zumindest bis zur Kerntiefe von 345 cm. Inwieweit die Variationen auch für die postulierten hohen Alter der unteren Kernhälfte tatsächlich mit Klimaschwankungen in Zusammenhang stehen, bleibt vorerst offen.

Insgesamt ergibt sich insbesondere für die ARM und  $\kappa_{ARM}/\kappa$  ein ausgeprägter Zusammenhang mit den Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984). Für das  $MDF_{SIRM}$  besteht nur eine schwache, für das Verhältnis anti-ferromagnetischer / ferrimagnetischer Minerale  $S_{0,3T}$  keine statistisch signifikante Korrelation mit den Klimazyklen. Die mineralogische Zusammensetzung der ferromagnetischen Mineralfraktion zeigt also keine Klimaabhängigkeit. Die deutliche Diskrepanz zwischen den Korrelationen der beiden korngroßenabhängigen Parameter  $MDF_{SIRM}$  und  $\kappa_{ARM}/\kappa$  mit den Isotopenstadien läßt sich dadurch erklären, daß der Anteil sehr feiner ferrimagnetischer Partikel, die für die ARM und  $\kappa_{ARM}$  Werte ausschlaggebend sind, variiert (zeitweilig parallel mit dem Tongehalt), während die SIRM und  $MDF_{SIRM}$  zusätzlich beeinflussenden größeren Partikel keine ausgeprägte Klimaabhängigkeit aufweisen.

### Lomonosov Rücken 2185-6

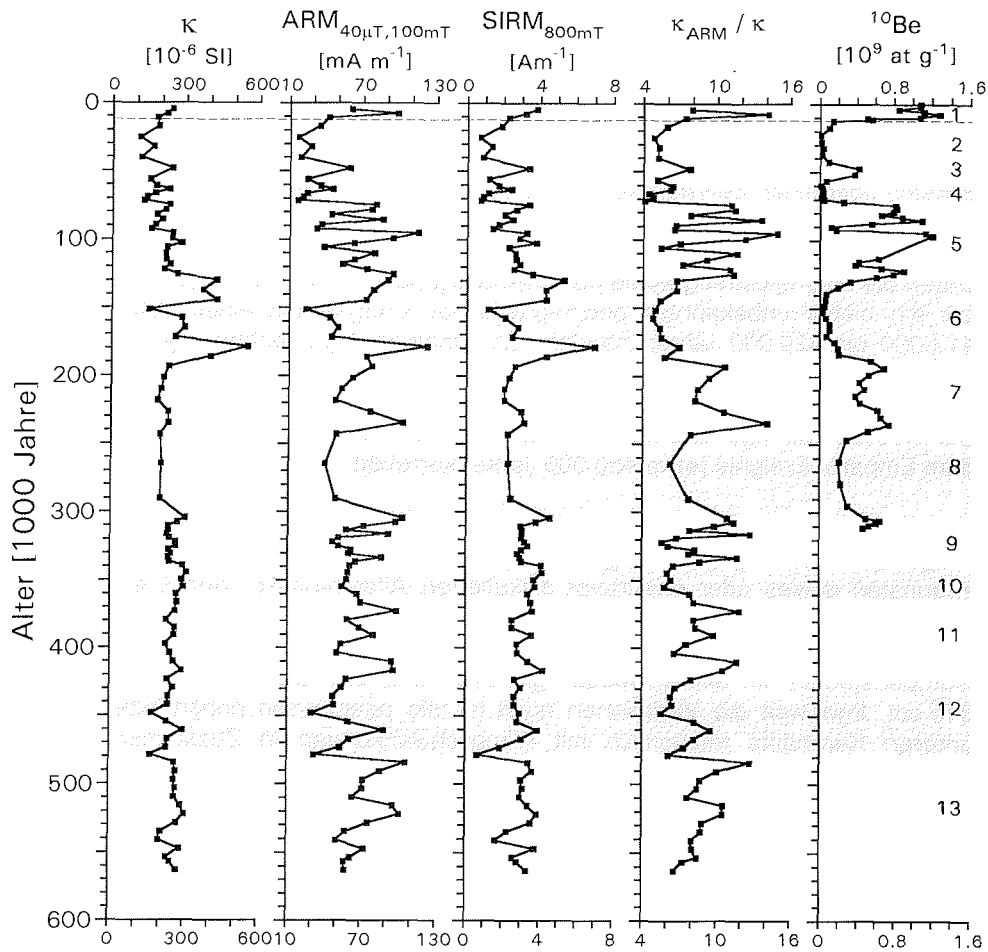


Abb. 6.8: Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter und der  $^{10}\text{Be}$  Konzentration (Schäper, 1994) im Sedimentkern 2185-6. Die schraffierten Flächen markieren die glazialen Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984).

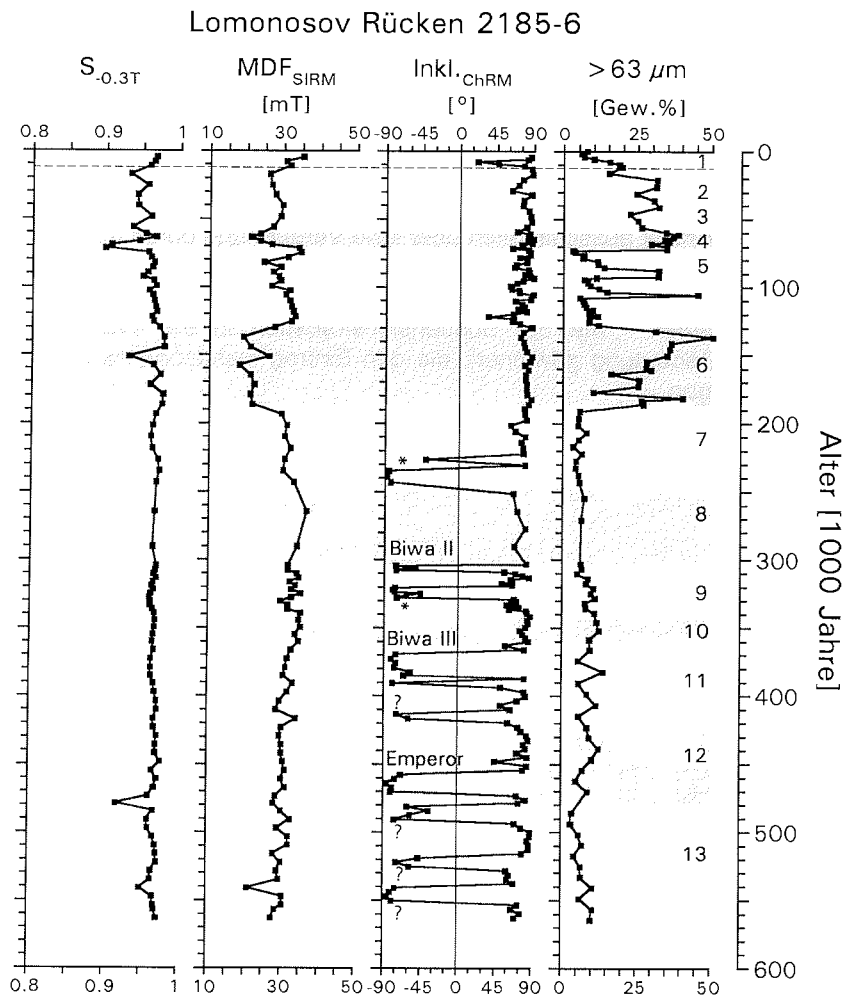


Abb. 6.8 (Fortsetzung): Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter sowie der Magnetostratigraphie und des Grobfraktionsanteils (Wahsner, pers. Mitt.) im Kern 2185-6. Die Bezeichnung der geomagnetischen Ereignisse entspricht der in Abbildung 6.2. "?" kennzeichnet Ereignisse, die in der Literatur bisher nicht dokumentiert sind, "\*" Variationen des geomagnetischen Feldvektors (siehe Nowaczyk, 1991).

Abbildung 6.9 zeigt das Alters-Tiefen-Modell zur Abbildung 6.8, aus der sich die in Tabelle 6.1 aufgelisteten linearen Sedimentationsraten für die einzelnen Sauerstoffisotopenstadien interpolieren lassen. Die mittlere Sedimentationsrate über die gesamte Kernlänge beträgt 1.6 cm/1000 Jahre. Nicht bestätigen lassen sich danach erhöhte Sedimentationsraten in Glazialen. Nur in Stadium 4 liegt die Sedimentationsrate mit 2.9 cm/1000 Jahre über der mittleren Sedimentationsrate. Damit scheint die Variation der Konzentration feiner Magnetominerale nicht ausschließlich über eine Verdünnung durch die erhöhte Sedimentation grobkörniger Partikel gesteuert zu sein (siehe Kapitel 6.4.2). Wahrscheinlicher ist, daß in Interglazialen neben dem Eistransport andere Eintragsmechanismen - wie der Suspensionstransport in der Wassersäule (Kapitel 7) - an Bedeutung gewinnen, die den Eintrag insbesondere kleinerer Partikel begünstigen.

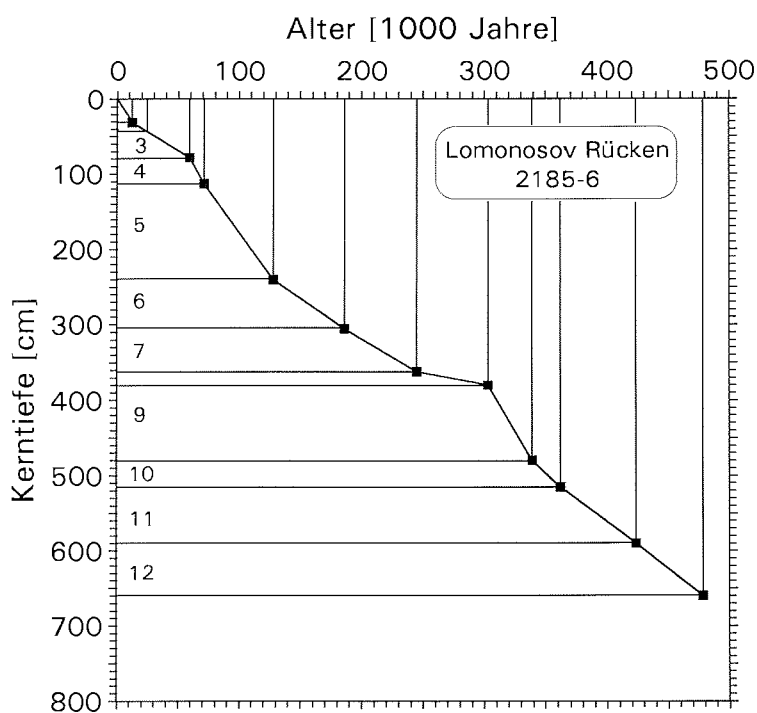


Abb. 6.9: Alters-Tiefen-Modell zur Abbildung 6.8 für den Sedimentkern 2185-6. Quadrate und Linien markieren die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 12 (nach Imbrie et al., 1984).

Tabelle 6.1: Lomonosov Rücken (Sedimentkern 2185-6): Mittlere Sedimentationsraten innerhalb der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 12 (nach Imbrie et al., 1984) für das Alters-Tiefen-Modell der Abbildung 6.9.

Sauerstoffisotopenstadium	Sedimentationsrate [cm/1000 Jahre]
1	2.6
2, 3	1.0
4	2.9
5	2.2
6	1.1
7	1.0
8	0.3
9	2.8
10	1.5
11	1.2
12	1.3



## 6.2 Morris Jesup Schwelle - Kern 2200-5

Der Sedimentkern 2200-5 weist über seine gesamten Länge einen deutlich höheren Grobfraktionsanteil auf als der Kern vom Lomonosov Rücken (2185-6). So besteht die Lithologie im wesentlichen aus - teilweise sandigen - "mud"-Lagen (Abb. 6.10). Es sind nur wenige Tonschichten vorhanden (bei 235 cm und zwischen 495 bis 555 cm). Zu erwähnen ist eine "dropstone"-Lage zwischen 415 und 420 cm Kerntiefe. Diese befindet sich innerhalb einer Sedimentschicht zwischen 390 und 428 cm, die eine nach oben feiner werdende Gradierung zeigt. Eine zweite Sedimentsequenz mit nach oben abnehmender Korngröße liegt zwischen 132 und 160 cm. Die Bioturbation ist wesentlich geringer ausgeprägt als im Kern 2185-6. Bis zu einer Kerntiefe von 300 cm wechselt die Sedimentfarbe mehrfach zwischen gelblichbraunen und olivebraunen Farbtönen, zwischen 100 und 132 cm besitzt das Sediment eine olivegraue Farbe. Unterhalb 300 cm bis zur Kernbasis dominieren olivegraue Farbtöne (Fütterer, 1992).

Die Tiefenabfolgen der konzentrationsabhängigen Parameter  $\kappa$ , ARM, SIRM verlaufen sehr einheitlich (Abb. 6.10). Dies drückt sich in den hohen Korrelationsparametern aus: ARM -  $\kappa$ :  $r = 0.80$ , SIRM -  $\kappa$ :  $r = 0.90$ , SIRM - ARM:  $r = 0.90$ . Der geringfügig niedrigere Wert zwischen ARM und  $\kappa$  geht wie bei Kern 2185-6 auf die verschiedenen bevorzugt angesprochenen magnetischen Korngrößen zurück: Im Fall der ARM feinkörnige, bei SIRM und Suszeptibilität zusätzlich grobkörnigere magnetische Partikel. Die Mittelwerte liegen für alle drei Parameter etwas über den Werten des Kerns vom Lomonosov Rücken -  $\kappa$ :  $281 \cdot 10^{-6}$  SI, ARM:  $64 \text{ mA m}^{-1}$ , SIRM:  $3.0 \text{ A m}^{-1}$ . Die demnach höhere Konzentration der ferrimagnetischen Minerale dürfte sich aus der relativen Nähe der Lokation 2200 zu potentiellen Liefergebieten (Grönland) erklären. Das korngößenabhängige Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  ist auch hier von der ARM dominiert (Korrelationsparameter  $r = 0.81$  gegenüber  $r = 0.33$  zwischen  $\kappa$  und  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ ). Der Mittelwert von  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  entspricht mit  $8 \pm 2$  dem des Kerns 2185-6, ebenso wie der des gleichfalls korngößenabhängigen  $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$  ( $29 \pm 4 \text{ mT}$ ). Die Kernbeschreibung bietet keine unmittelbaren Erklärungen für die Variabilität dieser Parameter. Die Korrelationsparameter zwischen der Grobfraktion der Sedimentmatrix und den gesteinsmagnetischen Parametern reicht von minimal  $r = 0.10$  für  $\kappa$  bis maximal  $r = 0.34$  für  $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$  und ist in aller Regel statistisch nicht signifikant.

Die Zusammensetzung der ferromagnetischen Mineralfraktion weist in Kerntiefen zwischen 38 und 54 cm sowie zwischen 199 und 261 cm deutlich erhöhte Anteile antiferromagnetischer Minerale auf. Für eine einzelne Probe bei 85 cm liegt  $S_{0.3 \text{ T}}$  ebenfalls niedriger als der Mittelwert ( $0.96 \pm 0.03$ ). Unterhalb von 265 cm bleibt  $S_{0.3 \text{ T}}$  nahezu konstant, die Magnetomineralogie ist hier sehr homogen. Die gesteinsmagnetischen Parametern lassen in ihrer Gesamtheit ein ähnliches magnetisches Mineralspektrum erwarten wie am Lomonosov Rücken.

Morris Jesup Schwelle 2200-5

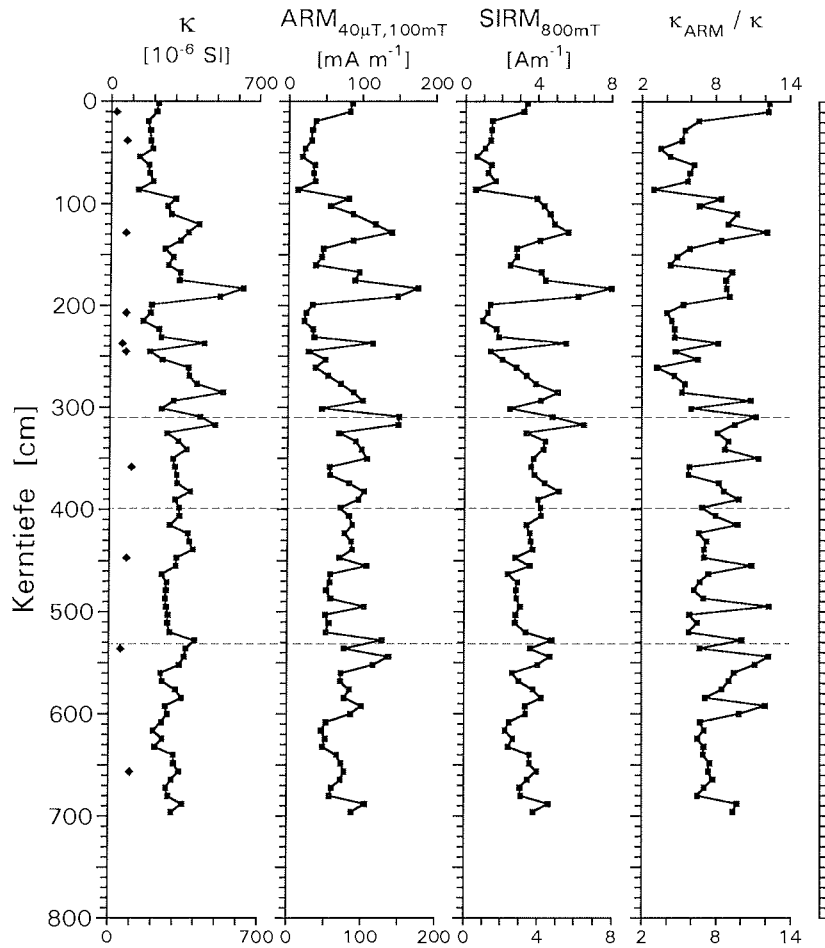


Abb. 6.10: Gesteinsmagnetische Parameter des Sedimentkerns 2200-5 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $\kappa$  - Suszeptibilität, ARM - Anhyseretische Remanente Magnetisierung, SIRM - Isothermale Sättigungsremanenz,  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  - Verhältnis Anhyseretische Suszeptibilität zu Suszeptibilität. Die Rauten im Diagramm links geben die paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{\text{para}}$  einzelner Proben an. Die horizontalen Linien markieren von oben nach unten die mögliche Lage der Brunhes Matuyama (780.000 Jahre), der Matuyama Gauss (2.600.000 Jahre) sowie der Gauss Gilbert Grenze (3.553.000 Jahre) nach Cande & Kent (1992).



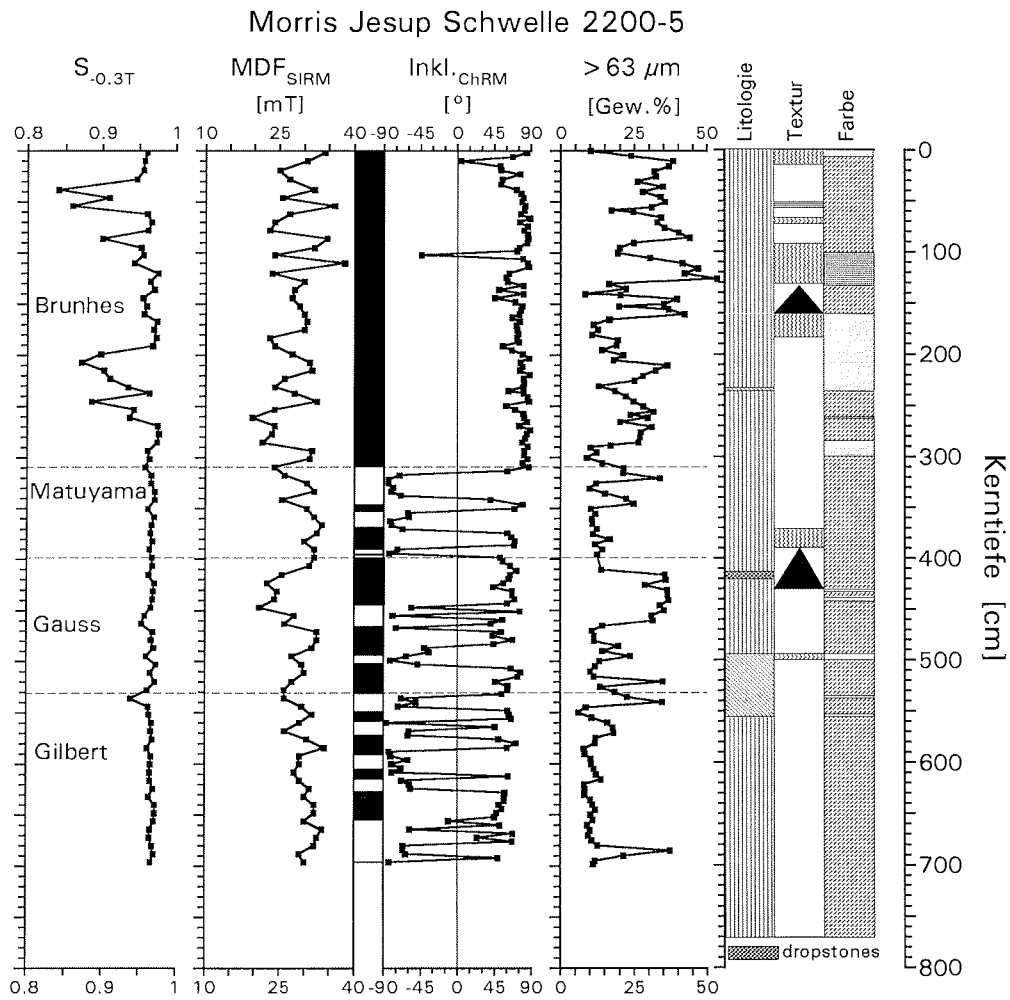


Abb. 6.10 (Fortsetzung): Magnetische und lithologische Parameter des Kerns 2200-5 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $S_{0.3T}$  - Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Partikel,  $MDF_{SIRM}$  - Median Destructive Field der SIRM, Polaritätszeitskala nach Cande & Kent (1992) [Abb. 6.2],  $Inkl_{ChRM}$  - Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Frederichs & Nowaczyk, 1992),  $> 63 \mu m$  - Gewichtsprozent der Grobfraction (Vogt, pers. Mitt.). Rechts: Vereinfachte Kernbeschreibung nach Fütterer (1992); Legende zur Kernbeschreibung siehe Abbildung 6.1.

Auch im Kern 2200-5 ist eine deutlich zweigeteilte Verteilung der Richtungen der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung festzustellen. In der oberen Kernhälfte bis zu einer Tiefe von etwa 300 cm weichen nur zwei Inklinationen,  $4^\circ$  bei 10 cm Kerntiefe sowie  $-44^\circ$  bei 102 cm, von der heutigen Richtung des Erdmagnetfeldes ab. Unterhalb von 300 cm weist der Kern dagegen zahlreiche Abschnitte mit inverser Polarität auf, wobei 42 Proben negative und 57 Proben positive Inklinationen besitzen. Im Gegensatz zu Kern 2185-6 zeigen hier auch Teile der Sedimente mit vergleichsweise hohen Grobfraktionsanteilen inverse Polaritäten.

Die Ähnlichkeiten der Sedimentkerne 2185-6 vom Lomonosov Rücken und 2200-5 von der Morris Jesup Schwelle in der Tiefenabfolge der Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung sind offensichtlich. Auch mehrere sedimentologische Parameter weisen diese Übereinstimmung auf (Vogt, pers. Mitt.). Es ist demnach gut begründet, beide Kerne miteinander zu korrelieren. Abbildung 6.11 zeigt die graphische Korrelation der Magnetostratigraphien und des Verhältnisses  $\kappa_{ARM}/k$ . Dabei wurde in den oberen Kernhälften die Variation des Verhältnisses  $\kappa_{ARM}/k$  ausgewertet, während in den unteren Kernabschnitten in erster Linie die geomagnetischen Ereignisse einander zugeordnet wurden. Das Resultat der Korrelation ist in Abbildung 6.12 dargestellt.

Mit der Zuordnung von Tiefen gleichen Alters in den beiden Kernen sind auch für den Kern 2200-5 zwei Altersszenarien denkbar. Analog zum Kern vom Lomonosov Rücken läßt sich die Magnetostratigraphie so interpretieren, daß der Polaritätswechsel in der Kerntiefe von 309 cm mit der Brunhes Matuyama Grenze (780.000 Jahre) gleichgesetzt wird. Die Zuordnungen der älteren Chrons (Matuyama, Gauss, Gilbert) erfolgt ebenfalls in Analogie zu Kern 2185-6. Demnach ergibt sich ein Alter von über 5.000.000 Jahren für die Kernbasis (vergleiche Abb. 6.10 mit 6.2). Das zugehörige Alters-Tiefen-Modell zeigt Abbildung 6.13. Die mittlere Sedimentationsrate zwischen Kerntop und 309 cm Kerntiefe beträgt etwa 0.4 cm/1000 Jahre, zwischen 309 cm und Kernbasis etwa 0.1 cm/1000 Jahre.

Unter Beibehaltung der Korrelation zwischen den Sedimentkernen läßt sich auch das zweite, "jüngere" Altersmodell von Kern 2185-6 auf den Kern 2200-5 übertragen. Aufgrund der Überzahl von Proben mit normaler Polarität geht die paläomagnetische Interpretation in diesem Fall wiederum davon aus, daß die gesamte Sedimentfolge innerhalb der Brunhes Chron abgelagert wurde. Die analoge Identifizierung der Polaritätswechsel als geomagnetische Ereignisse führt zu dem in Abbildung 6.14 dargestellten Alters-Tiefen-Modell. Das Alter der Kernbasis beträgt demnach etwa 550.000 Jahre. Die postulierte Alters-Tiefenfunktion wird gestützt durch das Vorkommen von Coccolithen in einer Kerntiefe von etwa 100 bis 200 cm (Gard, pers. Mitt.). Dies entspräche dem Isotopenstadium 5. Daß diese Sedimentsequenz während eines Inter-glazials abgelagert wurde, deuten auch erhöhte Karbonatgehalte an (Abb. 6.15, Vogt, pers. Mitt.). Ebenfalls erhöhte Karbonatgehalte weist der

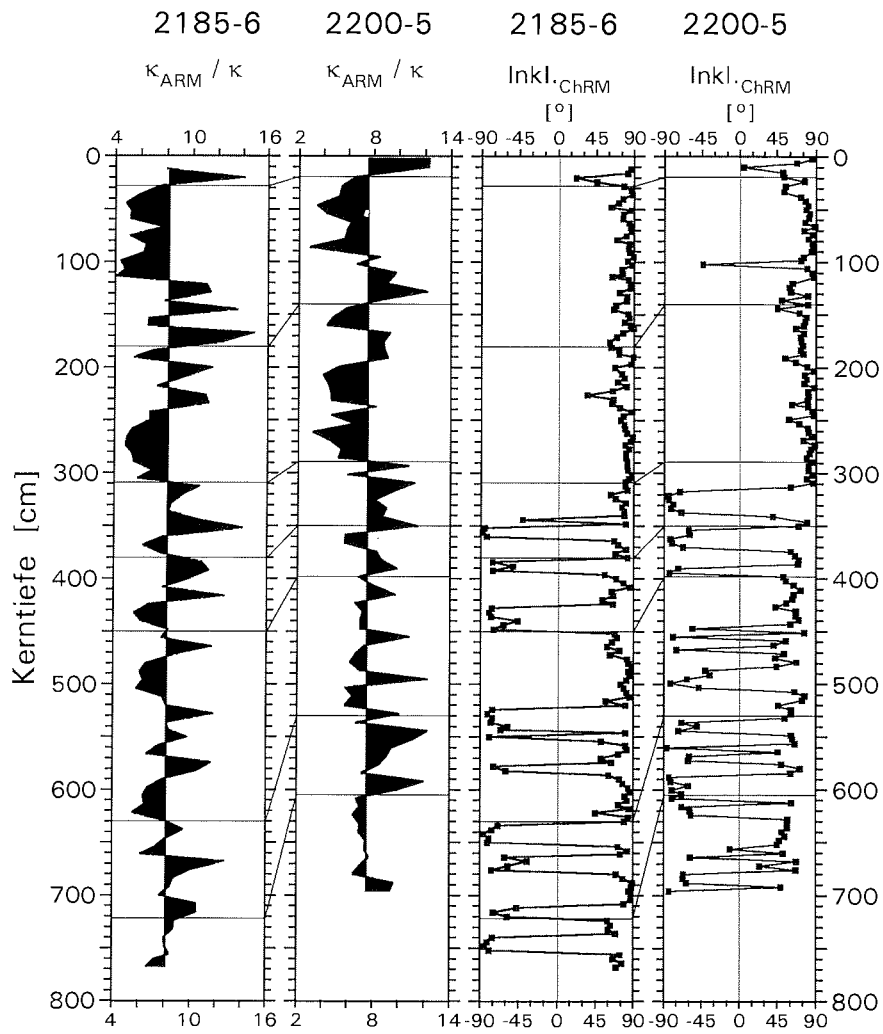


Abb. 6.11: Korrelation zwischen den Sedimentkernen 2185-6 und 2200-5 auf Basis des Verhältnisses  $\kappa_{ARM}/\kappa$  und der Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung. Tiefen gleichen Alters sind durch Linien verbunden. Zur besseren Übersicht ist nur jede dritte der verwendeten Korrelationen markiert (siehe Abb. 6.13).

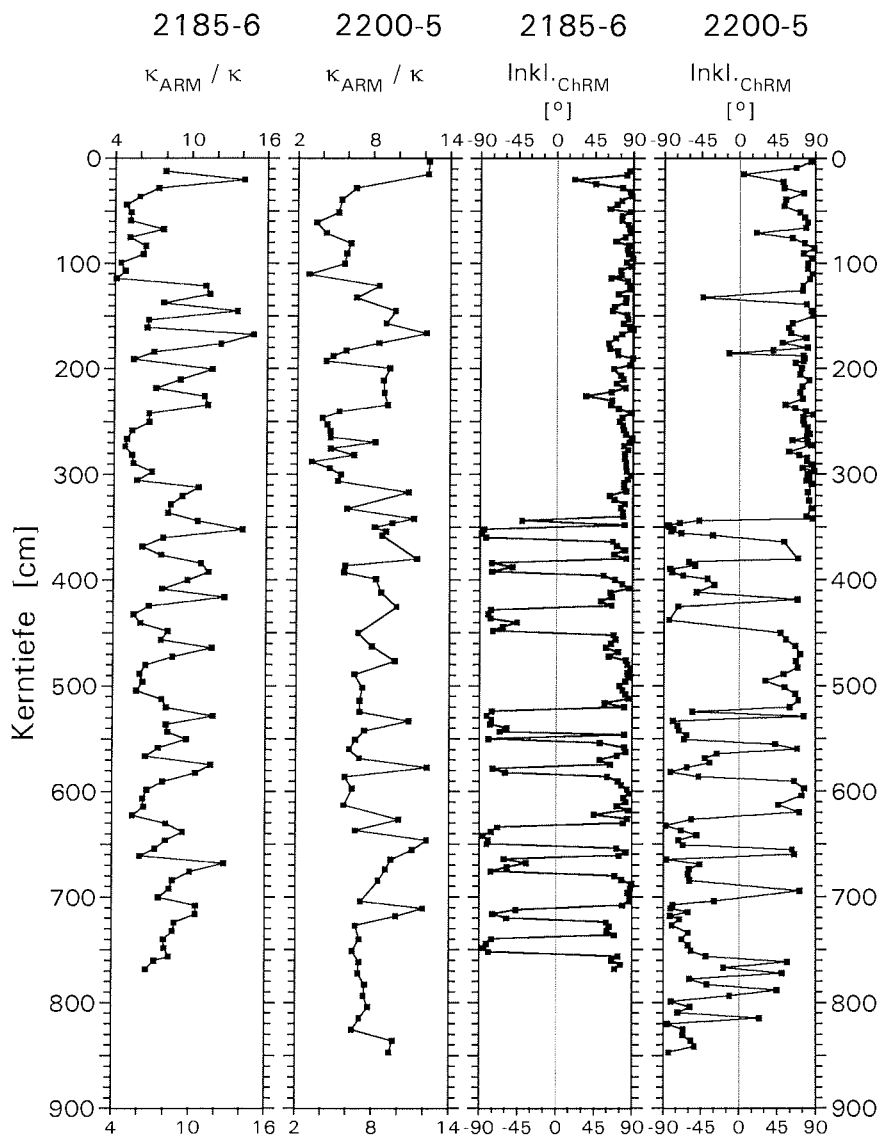


Abb. 6.12: Variation des Verhältnisses  $\kappa_{ARM}/\kappa$  und der Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung in den Sedimentkernen 2185-6 und 2200-5. Die Tiefenachse des Kerns 2200-5 wurde nach den Korrelationen in Abbildung 6.11 auf die des Kerns 2185-6 umgerechnet.

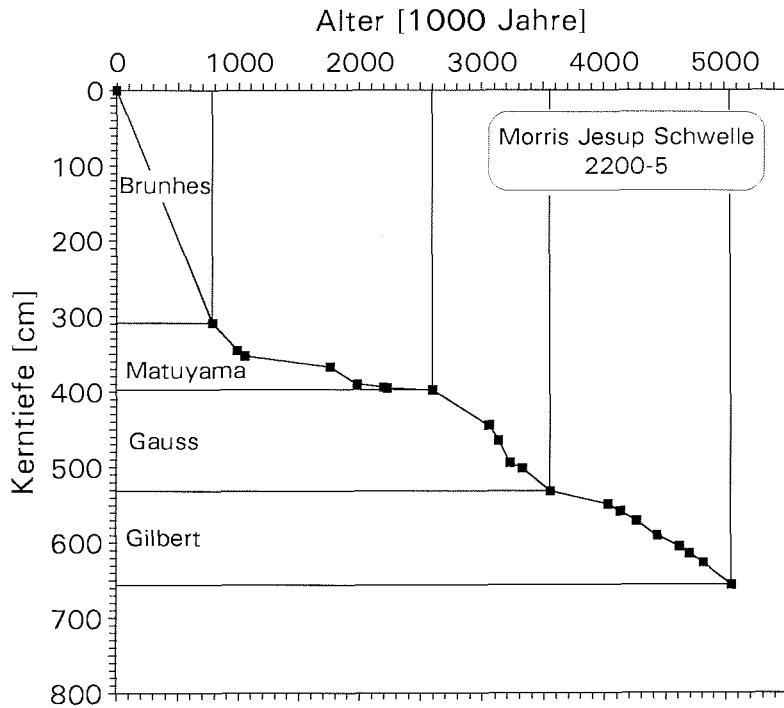


Abb. 6.13: Alters-Tiefen-Modell zur Abbildung 6.10 für den Sedimentkern 2200-5. Die Quadrate entsprechen den Korrelationspunkten zwischen den Sedimentkernen vom Lomonosov Rücken (2185-6) und von der Morris Jesup Schwelle (2200-5). Die Linien begrenzen die magnetischen Chrons nach Cande & Kent (1992).

Kernabschnitt zwischen 275 und 325 cm. Dieses Intervall entspricht dem in Abbildung 6.14 postulierten Isotopenstadium 7. Daran anschließende, weiterhin erhöhte Karbonatgehalte bis zu einer Kerntiefe von 400 cm stimmen gut überein mit der Einordnung dieser Sedimentschicht in das Isotopenstadium 9. Das Isotopenstadium 8 wird nach diesem Altersmodell nur durch eine sehr dünne Sedimentlage repräsentiert. Die daraus resultierende geringe Sedimentationsrate bestätigt sich auch im Kern 2185-6 (Tabelle 6.1). Allerdings ist die Korrelation zwischen den beiden Kernen an den Grenzen der Isotopenstadien 8 und 9 sowie 12 und 13 nicht völlig eindeutig. Die Übereinstimmung der Variationen von  $\kappa_{ARM}/\kappa$  in beiden Kernen fällt in diesen Bereichen weniger klar aus als es nach der Zuordnung über die Magnetostratigraphien zu erwarten wäre. Eine mögliche Erklärung bieten die unterschiedlichen Mechanismen, die zur Bildung des gesteinsmagnetischen Signals auf der einen und des paläomagnetischen Signals auf der anderen Seite führen. Während die Suszeptibilität eine Eigenschaft ist, die das Sediment zum Zeitpunkt, seiner Ablagerung erwirbt, wird die paläomagnetische Information erst zu einem späteren, Zeitpunkt beim Erreichen der "lock-in"-Tiefe, gespeichert. Dieser zeitliche Versatz variiert je nach Sedimentzusammensetzung.

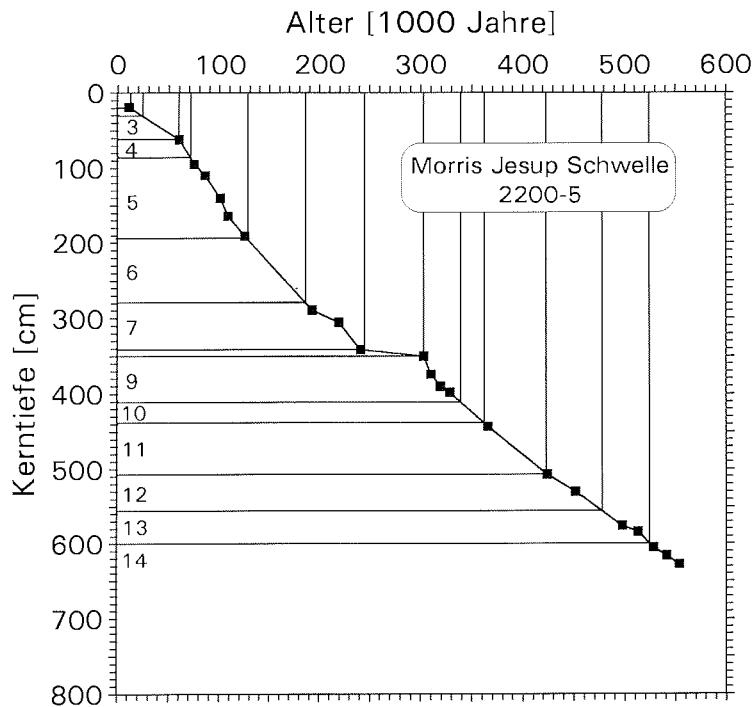


Abb. 6.14: Alters-Tiefen-Modell zur Abbildung 6.16 für den Sedimentkern 2200-5. Die Quadrate entsprechen den Korrelationspunkten zwischen den Sedimentkernen vom Lomonosov Rücken (2185-6) und von der Morris Jesup Schwelle (2200-5). Die Linien geben die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 14 nach Imbrie et al. (1984) an.

Die Zusammenhänge zwischen gesteinsmagnetischen Parametern und Klimastadien sind im Vergleich zum Lomonosov Rücken weniger eindeutig (Abb. 6.16). Insbesondere in den Isotopenstadien 1 bis 7 zeichnen sich Interglaziale (hohe ARM, SIRM,  $\kappa$ ) jedoch auch hier durch höhere Konzentrationen ferrimagnetischer Minerale gegenüber Glazialen aus. Auch die relative Korngröße der ferrimagnetischen Partikel (niedriges  $\kappa_{ARM}/\kappa$ ) ist in Glazialen erhöht. Für das Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Minerale  $S_{-0,3T}$  besteht dagegen keine Beziehung zu den Klimastadien, ebensowenig für  $MDF_{SIRM}$ . Die mittlere Sedimentationsrate ist mit 1.3 cm/1000 Jahre über die gesamte Kernlänge niedriger als im Kern 2185-6. Eine eindeutige Verteilung der Sedimentationsraten mit erhöhten Werten in Glazialen und niedrigeren Werten in Interglazialen ist nicht erkennbar. Wie im Kern 2185-6 fällt die höchste Sedimentationsrate in das Stadium 4, die niedrigste Rate ergibt sich für das Stadium 8 (Tabelle 6.2).

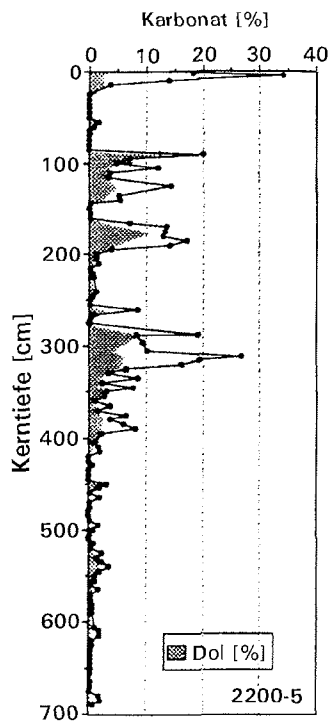


Abb. 6.15: Karbonatgehalt im Sedimentkern 2200-5 (Vogt, pers. Mitt.).

Eine Sedimentationsrate von 1.7 cm/1000 Jahre im Stadium 1 wird auch von Zahn et al. (1985) für zwei Kerne angegeben, die südöstlich der Lokation 2200 auf der östlichen Seite der Morris Jesup Schwelle im Fram Becken und an der Nordflanke des Nansen Rückens gewonnen wurden. Die dortigen Wassertiefen sind mit 3820 und 2990 m allerdings beträchtlich größer. Für das Isotopenstadium 2 geben die Autoren abweichend von den Ergebnissen des Kerns 2200-5 Sedimentationsraten von 1.9 und 3.4 cm/1000 Jahre an.

Über die Gültigkeit des ersten oder des zweiten Altersmodells für den Kern 2200-5 läßt sich zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht endgültig entscheiden. Festzuhalten bleibt jedoch, daß im Kern 2200-5 in der Größenordnung dasselbe Zeitintervall dokumentiert ist wie im Kern 2185-6.

Morris Jesup Schwelle 2200-5

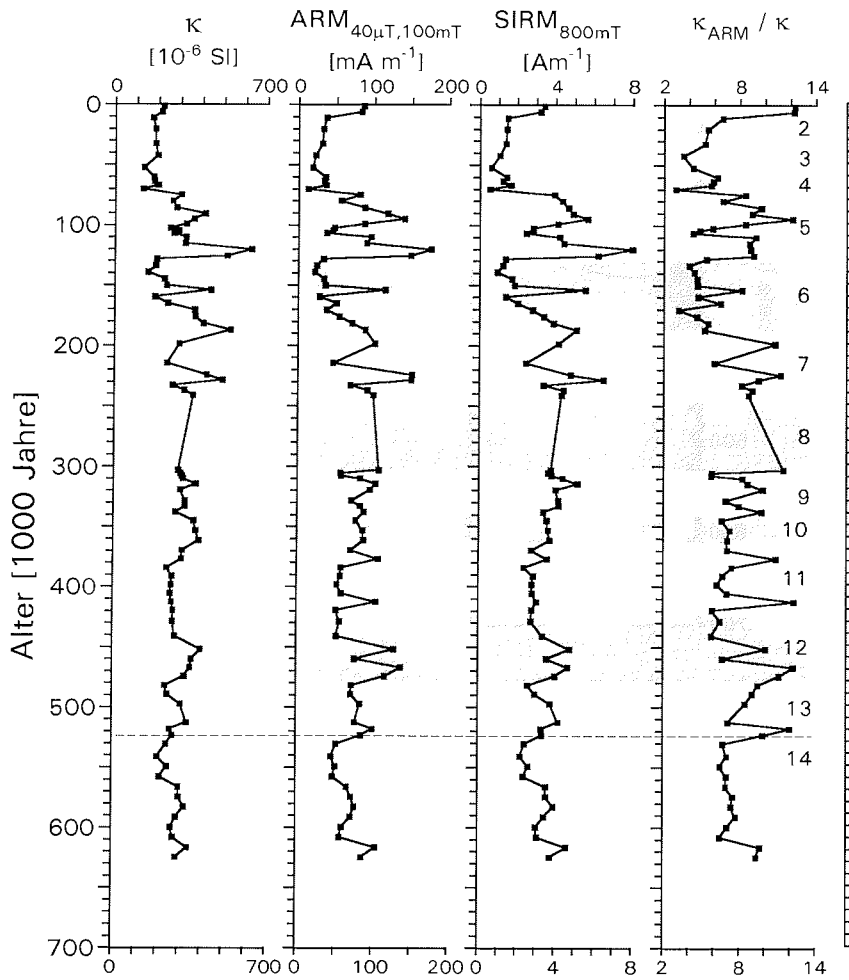


Abb. 6.16: Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter im Sedimentkern 2200-5. Die schraffierten Flächen markieren die glazialen Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984).



### Morris Jesup Schwelle 2200-5

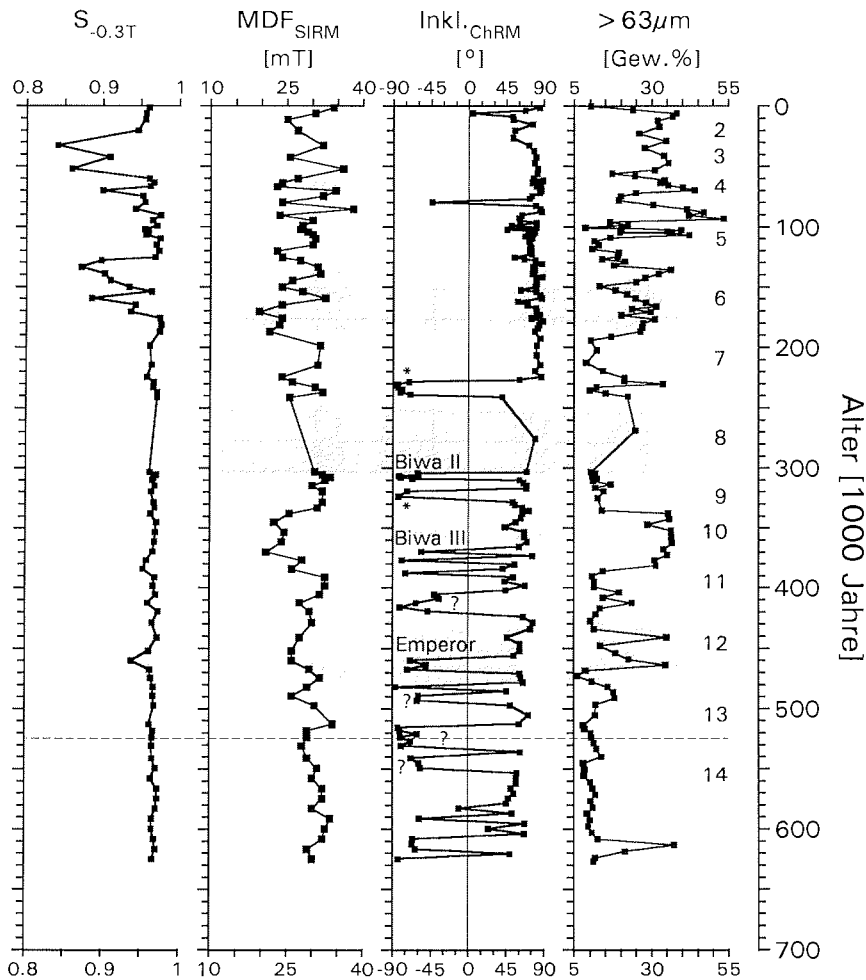


Abb. 6.16: (Fortsetzung): Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter sowie der Magnetostratigraphie und des Grobfraktionsanteils (Vogt, pers. Mitt.) im Kern 2200-5. Die Bezeichnung der geomagnetischen Ereignisse entspricht der in Abbildung 6.2. "?" kennzeichnet Ereignisse, die in der Literatur bisher nicht dokumentiert sind, "\*" Variationen des geomagnetischen Feldvektors (siehe Nowaczyk, 1991).

Tabelle 6.2: Morris Jesup Schwelle (Sedimentkern 2200-5): Mittlere Sedimentationsraten innerhalb der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 12 (nach Imbrie et al., 1984) für das Alters-Tiefen-Modell der Abbildung 6.14.

Sauerstoffisotopenstadium	Sedimentationsrate [cm/1000 Jahre]
1	1.7
2	0.8
3	0.9
4	2.3
5	1.9
6	1.5
7	1.1
8	0.1
9	1.6
10	1.3
11	1.1
12	0.9
13	0.9

### 6.3 Amundsen Becken - Kern 2171-4

Der Kern 2171-4 unterscheidet sich in seiner Lithologie deutlich von den übrigen bearbeiteten Sedimentkernen. Er besteht bis auf eine Schicht siltigen Tons zwischen 70 und 85 cm Kerntiefe durchgehend aus Ton (Abb. 6.17). In den oberen 95 cm wechseln bioturbierte und laminierte Lagen. Bis zu einer Tiefe von 220 cm zeigt der Kern keine Merkmale einer Textur, von dort bis zur Kernbasis existiert eine Laminierung, die zwischen 265 und 305 cm von einer bioturbierten Schicht unterbrochen ist. Besonders auffallend sind die meist sehr scharfen Farbwechsel. Die oberen 50 cm sind von brauner Farbe. Daran schließen sich bis 95 cm zwischen dunkelbraun und olivebraun wechselnde Lagen an, gefolgt von einem durchgehend dunkelgrauen Sedimentpaket bis etwa 190 cm, vorherrschend braunen Farbtönen bis 245 cm und überwiegend dunkelgrauen Sedimenten bis 312 cm. An der Kernbasis erfolgt nochmals ein Wechsel zu dunkelbraunen Farben.

Die Variationsmuster der gesteinsmagnetischen Parameter weichen vollkommen von dem der übrigen Kerne ab. An dieser Lokation finden sich die höchsten relativen Konzentrationen an antiferromagnetischen Mineralen aller untersuchten Kerne. Der das Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Minerale beschreibende  $S_{-0,3T}$  Wert verringert sich bis auf 0.72 (Abb. 6.17). Dies entspricht nach Bloemendal et al. (1992) je nach Korngröße einem Anteil der Antiferromagnetika an den Magnetomineralen zwischen 90 und 97 % (Abb. 4.4).

Die Magnetomineralogie läßt sich in drei Klassen einteilen: Zunächst sind dies die ferrimagnetisch dominierten Proben mit einer den übrigen Lokationen vergleichbaren Konzentration magnetischer Minerale ( $S_{-0,3T} = 0.96 \pm 0.02$ ;  $SIRM = 3.1 \text{ A m}^{-1}$ ) in den Kernabschnitten 50 - 70 cm, 97 - 157 cm, 169 - 190 cm, 227 - 232 cm und 262 - 324 cm. Die zweite Klasse bilden ebenfalls ferrimagnetisch dominierte Proben in den Kernabschnitten 13 - 48 cm, 161 - 165 cm und 192 - 225 cm, deren Konzentration jedoch um nahezu eine Größenordnung erhöht ist ( $S_{-0,3T} = 0.98 \pm 0.003$ ;  $SIRM = 21.4 \text{ A m}^{-1}$ ). Die dritte Gruppe besteht aus antiferromagnetisch dominierten Proben ( $S_{-0,3T} = 0.80 \pm 0.05$ ;  $SIRM = 0.5 \text{ A m}^{-1}$ ) in den Kernabschnitten 74 - 93 cm und 235 - 259 cm.

Änderungen der gesteinsmagnetischen Eigenschaften sind häufig mit Farbwechseln verbunden. Besonders prägnant ist der Zusammenhang zwischen Sedimentlagen erhöhter Konzentration ferrimagnetischer Minerale und braunen Farbtönen (10YR5/3, 10YR4/3, 7.5Y5/2). Weniger eindeutig lassen Sedimentlagen mit olivebrauner (Farbgruppe 2.5Yx/x) und olivegrauer (5Yx/x) Farbe auf die Magnetomineralogie schließen. Erwähnenswert sind weiterhin vier Proben aus der dunkelgrauen Sedimentschicht zwischen 155 und 175 cm Kerntiefe. Aufgrund erhöhter Werte der Suszeptibilität  $\kappa$  (und der SIRM), jedoch nicht der ARM, verringert sich das Verhältnis  $\kappa_{ARM}/\kappa$  und zeigt bei gleichbleibender Mineralogie gröbere Partikel an. Der zugehörige  $S_{-0,3T}$  Wert nahe 1 diagnostiziert eine nahezu rein ferrimagnetische Magnetomineralogie.

### Amundsen Becken 2171-4

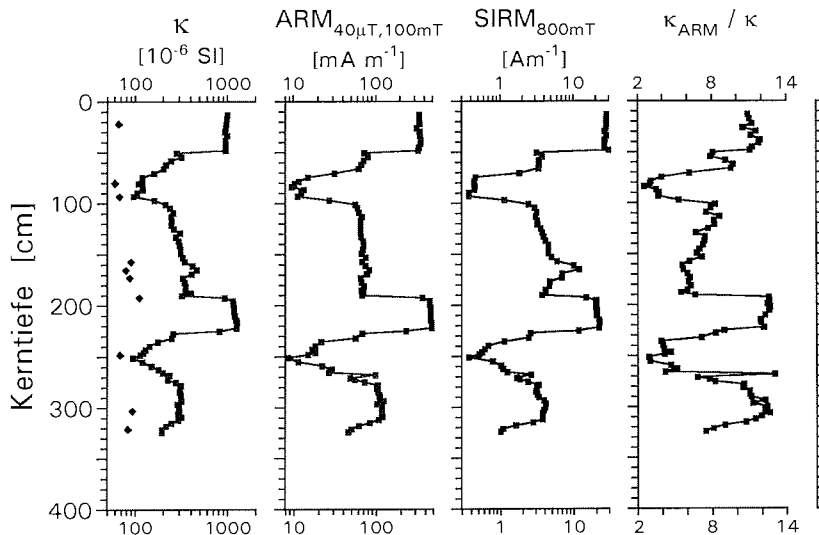


Abb. 6.17: Gesteinsmagnetische Parameter des Sedimentkerns 2171-4 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $\kappa$  - Suszeptibilität, ARM - Anhyysteretische Remanente Magnetisierung, SIRM - Isothermale Sättigungsremanenz,  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  - Verhältnis Anhyysteretische Suszeptibilität zu Suszeptibilität. Die Rauten im Diagramm links geben die paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{\text{para}}$  einzelner Proben an.

logie. Die Koerzitivkräfte ( $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$ ) sind jedoch erhöht. Insgesamt läßt sich daraus auf ein ferrimagnetisches Mineral schließen, das höhere Koerzitivkräfte besitzt als die sonst vorherrschenden Titanomagnetite. Das thermische Entmagnetisierungsverhalten der Probe aus 165 cm Kerntiefe (Abb. 5.15b) weicht von dem der Proben von anderen Lokationen ab und ergab Hinweise auf Greigit, ein authigenes Mineral, daß in verschiedenen Sedimenttypen nachgewiesen wurde (Hilton, 1990; Krs et al., 1990). Seine Entstehung ist an ein reduzierendes Milieu gebunden, für das es im Kern 2171-4 neben der dunkelgrauen Sedimentfarbe auch Hinweise in Form erhöhter Werte organischen Kohlenstoffs (> 1 %) gibt. Dies gilt insbesondere für die Kerntiefen zwischen 90 und 180 cm sowie zwischen 255 und 270 cm (Schubert, pers. Mitt.).

Unter Vorbehalt einer zutreffenden Alterseinstufung gibt Gard (1993) auf Basis von Coccolithendaten eine mittlere Sedimentationsrate von 1.1 cm/1000 Jahre für das Isotopenstadium 5 (160 - 220 cm Kerntiefe) und 2.2 cm/1000 Jahre als glaziale Sedimentationsrate an. Dies entspricht in der Größenordnung den Sedimentationsraten an den übrigen untersuchten

## Amundsen Becken 2171-4

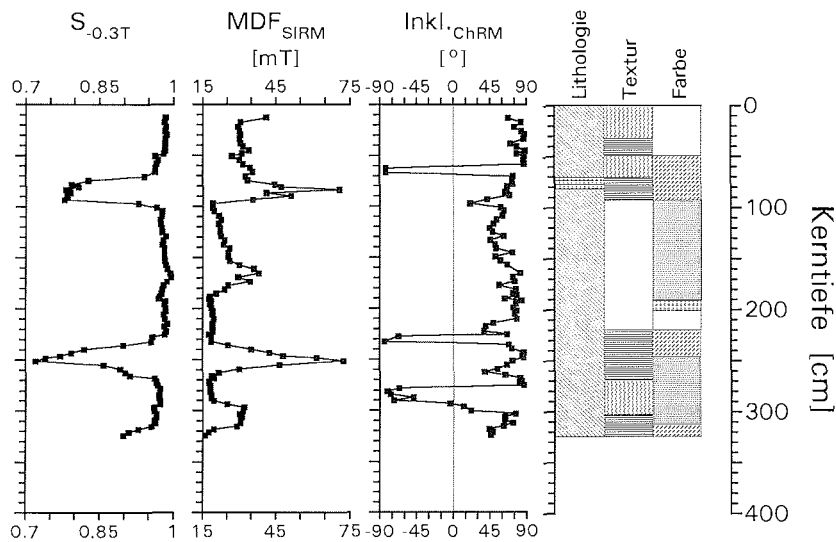


Abb. 6.17 (Fortsetzung): Magnetische Parameter des Kerns 2171-4 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $S_{-0.3T}$  - Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Partikel,  $MDF_{SIRM}$  - Median Destructive Field der SIRM,  $Inkl._{ChRM}$  - Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Nowaczyk & Frederichs, 1992). Rechts: Vereinfachte Kernbeschreibung nach Fütterer (1992); Legende zur Kernbeschreibung siehe Abbildung 6.1.

Lokationen. Für ein ungestört abgelagertes, diagenetisch nicht verändertes Sediment im Amundsen Becken wären daher ähnliche Variationsmuster der gesteinsmagnetischen Parameter zu erwarten wie in den übrigen Kernen. Dies ist aber, wie Abbildung 6.17 verdeutlicht, nicht der Fall. Daß die magnetischen Kenngrößen in den braunen Sedimentlagen (0 - 50 cm, 190 - 245 cm) sehr konstant bleiben, um sich dann zum Teil ausgesprochen sprunghaft zu ändern, läßt eine Variation der Redoxbedingungen möglich erscheinen. Die erhöhten ferrimagnetischen Mineralkonzentrationen könnten auf damit verbundene Mineralumwandlungen oder -neubildungen zurückgehen. Nicht auszuschließen aufgrund der Lage im Tiefseebecken (Wassertiefe 4395 m) bleibt auch die Möglichkeit, daß der Kern teilweise aus Rutschmassen von den umliegenden topographischen Hochlagen (Gakkel Rücken) besteht, und die deutlichen Unterschiede in den gesteinsmagnetischen Parametern so verursacht sind. Eine Interpretation der Magnetomineralogie in Abhängigkeit von klimatischen Veränderungen scheint daher für diesen Kern nicht sinnvoll.

Die Magnetostratigraphie (Nowaczyk & Frederichs, 1992) weist drei Bereiche eindeutig inverser Polarität sowie mehrere Proben mit flacher Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung auf. Da genaue

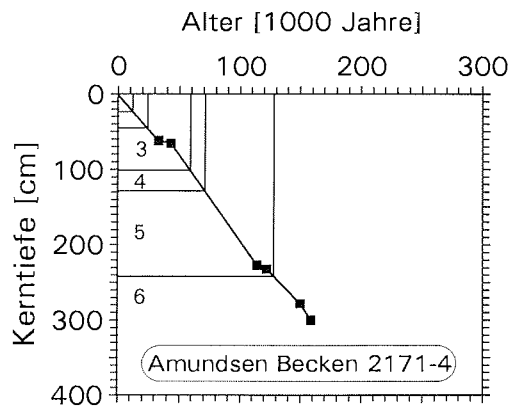


Abb. 6.18: Alters-Tiefen-Modell für den Sedimentkern 2171-4. Die Quadrate entsprechen Anfang und Ende der geomagnetischen Ereignisse Laschamp, Blake und Baffin Bay. Die Linien geben die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 6 nach Imbrie et al. (1984) an.

unabhängige Altersinformationen fehlen, läßt sich nicht endgültig entscheiden, um welche geomagnetischen Ereignisse es sich handelt. Eine Korrelation der Magnetostratigraphie mit der Polaritätszeitskala kann daher nur der erste Ansatz einer Alterseinordnung sein. Unter Berücksichtigung der vorläufigen Datierung von Gard (1993) ließen sich der Abschnitt zwischen 62 und 66 cm Kerntiefe als Laschamp Ereignis (33.000 bis 43.000 Jahre) und der Bereich zwischen 227 und 232 cm als Blake Ereignis (114.000 bis 122.000 Jahre) identifizieren. Das Intervall zwischen 278 und 300 cm entspricht möglicherweise dem Baffin Bay (150.000 bis 159.000 Jahre) oder alternativ dem Biwa I Ereignis (170.000 bis 182.000 Jahre). In jedem Fall ist davon auszugehen, daß der Kern 2171-4 innerhalb der Brunhes Chron sedimentiert wurde, sein maximales Alter also weniger als 780.000 Jahre beträgt. Das resultierende Alters-Tiefen-Modell ist in Abbildung 6.18 dargestellt. Es ergeben sich daraus lineare Sedimentationsraten von 1 bis 2.5 cm/1000 Jahre.

## 6.4 Yermak Plateau - Kerne 1533-3 und 2212-3

### 6.4.1 Kern 1533-3

Der Sedimentkern 1533-3 besteht aus siltigem Ton unterbrochen durch jeweils eine Schicht sandigsiltigen Tons zwischen 65 und 90 cm sowie zwischen 410 und 465 cm Kerntiefe (Abb. 6.19). Die oberen 35 cm sind von gelblichbrauner Farbe und schwach bioturbiert. Ab 35 cm Kerntiefe bis zur Basis herrschen olivegraue Farbtöne vor, in die zwischen 155 und 165 cm Kerntiefe eine wiederum gelblichbraune, laminierte Sedimentschicht eingeschaltet ist. In wechselnden Abständen und Mächtigkeiten sind bioturbierte oder laminierte Sedimentlagen vorhanden. Zu erwähnen ist eine nach unten feiner werdende Gradierung zwischen 85 und 90 cm, die Kohleklasten enthält (Spielhagen et al., 1988).

Das am nördlichen Eingang zur Fram Straße gelegene Yermak Plateau weist höhere Konzentrationen an ferrimagnetischen Mineralen auf als die Lokationen am Lomonosov Rücken und an der Morris Jesup Schwelle. Die Mittelwerte betragen im Kern 1533-3 für die Suszeptibilität  $\kappa$   $306 \cdot 10^{-6}$  SI, für die ARM  $81 \text{ mA m}^{-1}$  und für die SIRM  $3.4 \text{ A m}^{-1}$ . Die tiefenabhängigen Variationen dieser drei Parameter verlaufen im wesentlichen parallel, insbesondere die von  $\kappa$  und SIRM (Abb. 6.19). Das korngrößenabhängige Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  wird hauptsächlich bestimmt durch die ARM. Dies drückt sich aus im nahezu parallelen Verlauf der Kurven und dem hohen Korrelationsparameter  $r = 0.93$  zwischen ARM und  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$ . Der Einfluß der paramagnetischen Sedimentmatrix (Rauten links in Abbildung 6.19) auf die Suszeptibilität und damit auf  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  ist nur für einige wenige Proben mit niedrigen  $\kappa$  Werten von Bedeutung. Dabei sind extreme Minima in den konzentrationsabhängigen Parametern ( $\kappa$ , ARM, SIRM) nahezu immer verbunden mit einem deutlich erhöhten Anteil an antiferromagnetischen Mineralen (niedrige  $S_{0.3T}$  Werte, 40 - 45, 240 - 255, 411 - 420 und 440 - 455 cm). Eine Ausnahme bildet der Bereich zwischen 70 und 84 cm unmittelbar oberhalb der Gradierung. Die Minima fallen häufig in Kernabschnitte mit erhöhtem Grobfraktionsanteil (Abb. 6.19). Dies ist wiederum ein Hinweis darauf, daß die ferrimagnetischen Partikel überwiegend an die Feinfraktion gebunden sind. Im übrigen sind Zusammenhänge der gesteinsmagnetischen Parameter mit der Kernbeschreibung nicht sehr klar ausgeprägt. Das die magnetomineralogische Zusammensetzung kennzeichnende Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Partikel  $S_{0.3T}$  variiert nur in den zuvor bezeichneten Kernabschnitten und weist im Mittel den gleichen Wert auf wie alle übrigen untersuchten Lokationen mit Ausnahme der des Amundsen Beckens ( $S_{0.3T} = 0.96 \pm 0.02$ ). Als weiterer koerzitivitätsabhängiger Parameter zeigt das  $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$  über größere Bereiche konstante Niveaus, zwischen denen es in einer Art Stufenfunktion wechselt. Darin wird der unterschiedliche Charakter der konzentrationsabhängigen und koerzitivitätsabhängigen Parameter deutlich. Während erstere einen kontinuierlichen Wechsel von Intervallen höherer zu solchen niedriger Konzen-

### Yermak Plateau 1533-3

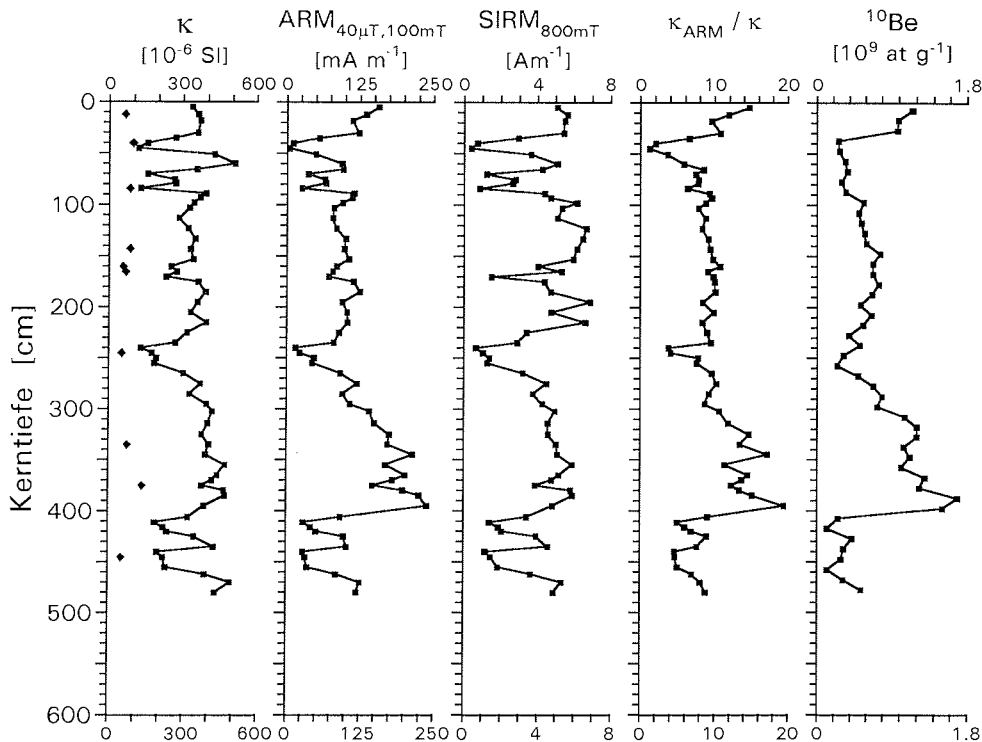


Abb. 6.19: Gesteinsmagnetische und isotopische Parameter des Sedimentkerns 1533-3 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $\kappa$  - Suszeptibilität, ARM - Anhy-steretische Remanente Magnetisierung, SIRM - Isothermale Sättigungs-remanenz,  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  - Verhältnis Anhy-steretische Suszeptibilität zu Suszeptibilität,  $^{10}\text{Be}$  Konzentration (Hentzschel, 1992). Die Rauten im Diagramm links geben die paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{\text{para}}$  einzelner Proben an.

tration der ferrimagnetischen Minerale zeigen, weisen die koerzitivitäts-abhängigen Parameter über größere Sedimentlagen einheitliche Werte auf.

Daß sich die konzentrationsabhängigen Parameter, insbesondere die ARM, als chronostratigraphisches Instrument einsetzen lassen, belegt die starke Korrelation ( $r = 0.90$ ) mit der  $^{10}\text{Be}$  Konzentration (Hentzschel, 1992). Die ebenfalls in Abbildung 6.19 dargestellte Magnetostratigraphie des Kerns 1533-3 erlaubt zusammen mit der  $^{10}\text{Be}$  Stratigraphie eine Altersdatierung (Nowaczyk et al., 1994). Das resultierende Alters-Tiefen-Modell zeigt Abbildung 6.21.



### Yermak Plateau 1533-3

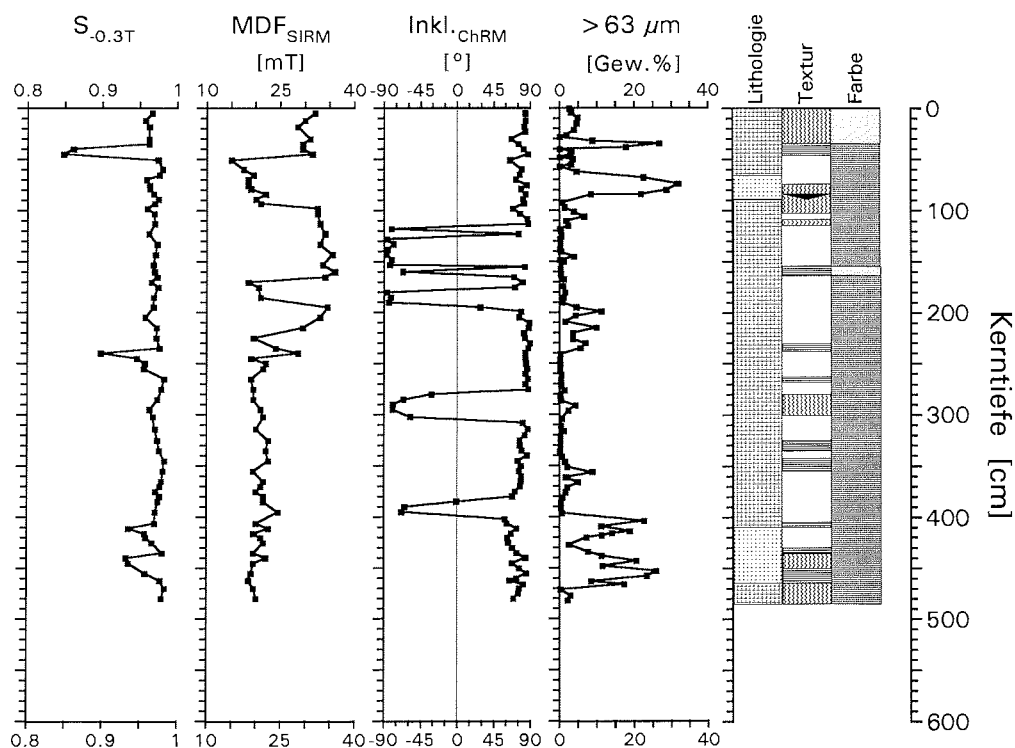


Abb. 6.19 (Fortsetzung): Magnetische und lithologische Parameter des Kerns 1533-3 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $S_{0.3T}$  - Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Partikel,  $MDF_{SIRM}$  - Median Destructive Field der SIRM,  $Inkl_{ChRM}$  - Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Nowaczyk et al., 1994),  $> 63 \mu m$  - Gewichtsprozent der Grobfraction (Köhler & Spielhagen, 1990). Rechts: Vereinfachte Kernbeschreibung nach Spielhagen et al. (1988); Legende zur Kernbeschreibung siehe Abbildung 6.1.

In Abbildung 6.20 sind die gesteinsmagnetischen Parameter gegen das Alter aufgetragen. An Hand der eingezeichneten Sauerstoffisotopenstadien wird die unterschiedliche Reaktion der einzelnen Parameter auf klimatische Veränderungen deutlich. Die koerzitivitätsabhängigen Parameter  $MDF_{SIRM}$  und  $S_{0.3T}$  lassen keine klare Kopplung an die Klimaentwicklung erkennen. Zu bemerken ist jedoch, daß Sedimente mit erhöhtem Anteil an antiferromagnetischen Mineralen während Glazialen abgelagert wurden, sie diese aber nicht durchgängig kennzeichnen. Der Verlauf des  $MDF_{SIRM}$  ignoriert die Stadiengrenzen in noch stärkerem Maße. Weder am Übergang des Glazials 4

### Yermak Plateau 1533-3

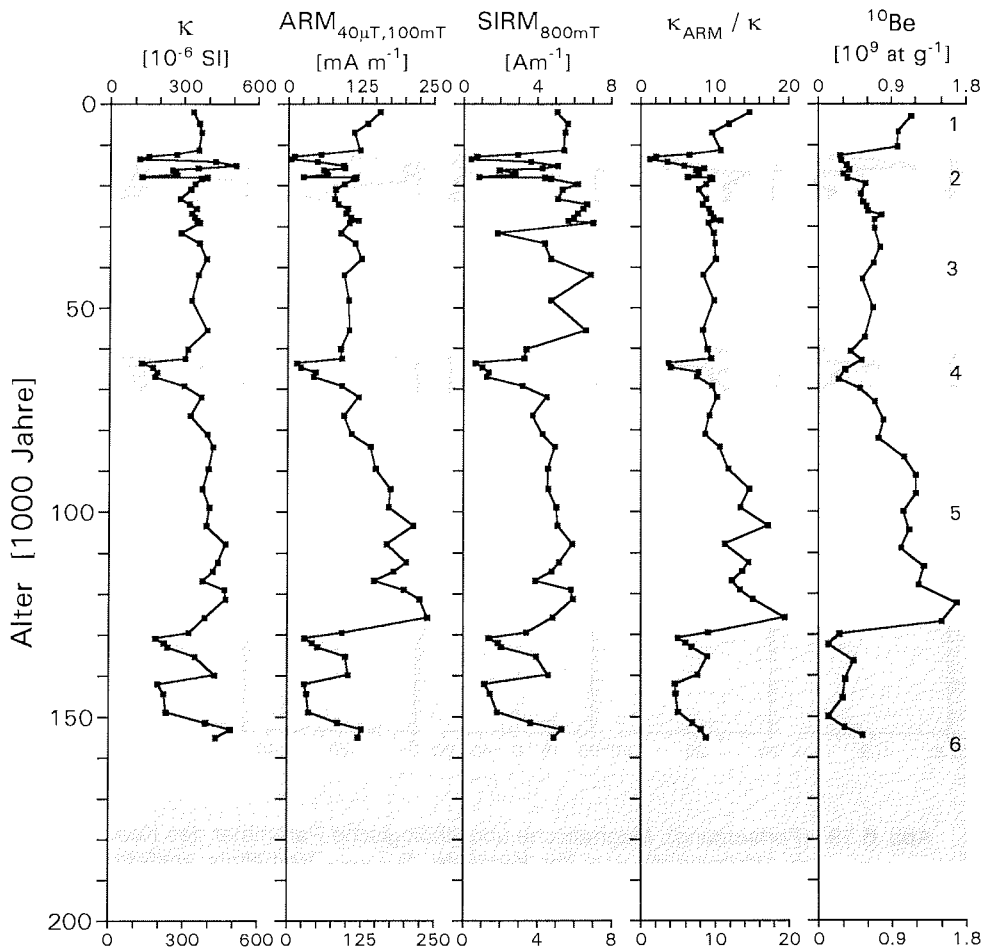


Abb. 6.20: Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter und der  $^{10}\text{Be}$  Konzentration (Hentschel, 1992) im Sedimentkern 1533-3. Die schraffierten Flächen geben die Lage der glazialen Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984) an.

zum Interglazial 5, in dem die globale Vereisung besonders gering war, noch an der Grenze des Stadiums 5 nach 6 ändern sich die Werte.

Anders verhalten sich die konzentrationsabhängigen Parameter: Nach dem postulierten Altersmodell verringert sich die Konzentration ferrimagnetischer Partikel in Glazialen und erhöht sich in Interglazialen. Besonders

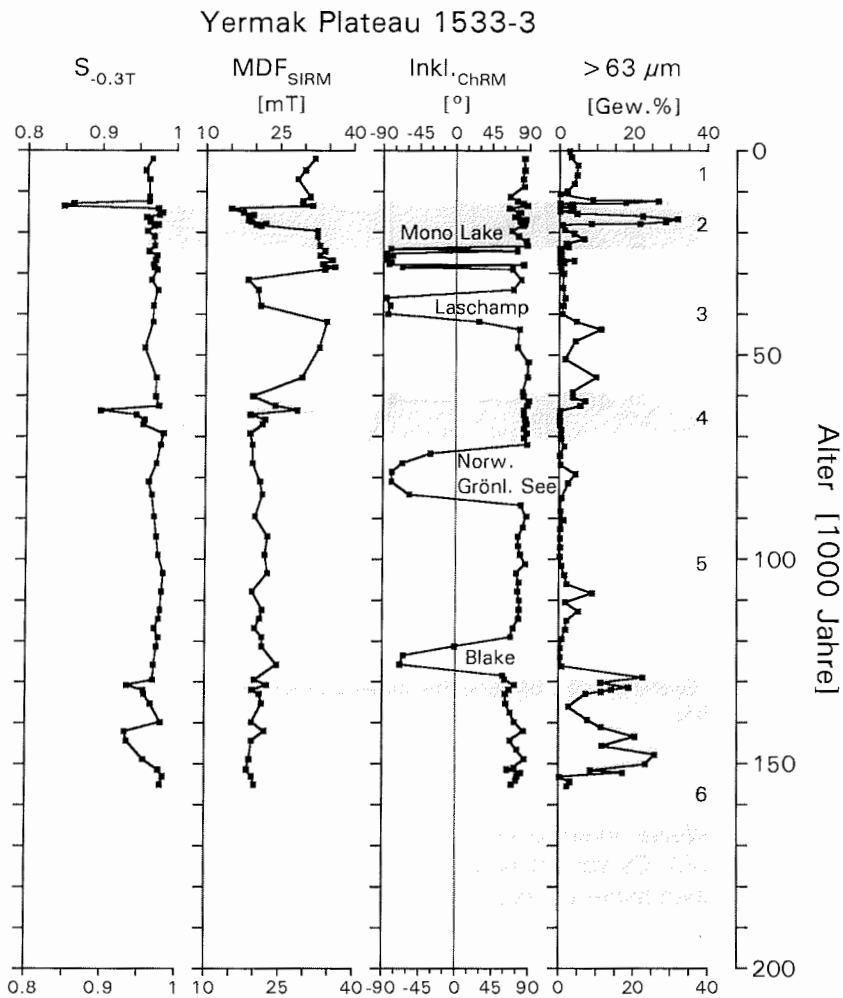


Abb. 6.20 (Fortsetzung): Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter sowie der Magnetostratigraphie und des Grobfraktionsanteils (Köhler & Spielhagen, 1990) im Kern 1533-3. Die Bezeichnung der geomagnetischen Ereignisse entspricht der in Abbildung 6.2.

markant ist die Konzentrationsänderung an der Stadiengrenze 5/6, analog zur  $^{10}Be$  Konzentration.

Im Detail wird deutlich, daß die altersabhängigen Variationen von ARM und  $\kappa_{ARM}/\kappa$  der SPECMAP Sauerstoffisotopenkurve (Abb. 6.3) in stärkerem Maße entsprechen als diejenigen von Suszeptibilität und SIRM. Dies läßt sich

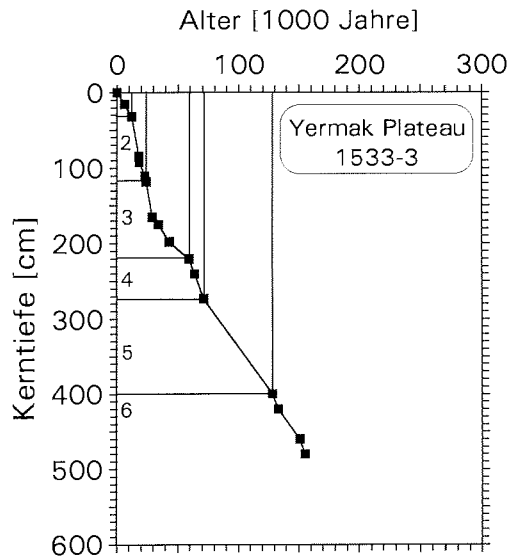


Abb. 6.21: Alters-Tiefen-Modell zur Abbildung 6.20 für den Sedimentkern 1533-3. Die Quadrate entsprechen der Altersdatierung nach Nowaczyk et al. (1994) auf Basis der Magneto- und Berylliumstratigraphie. Die Linien markieren die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 6 nach Imbrie et al. (1984).

in analoger Weise interpretieren wie im Fall des Kerns vom Lomonosov Rücken (2185-6): Es variiert hauptsächlich die Konzentration der sehr feinen ferrimagnetischen Minerale, die im wesentlichen ARM und  $\kappa_{ARM}/k$  bestimmen, während der grobkörnigere Teil des ferrimagnetischen Korngrößenspektrums weniger ausgeprägten Schwankungen unterliegt. Die über die gesamte Korngrößenverteilung integrierenden Parameter Suszeptibilität und SIRM reagieren daher weniger sensibel auf die Klimawechsel. Diese Erklärung wird gestützt durch die unterschiedlich starke Korrelation der einzelnen gesteinsmagnetischen Parameter mit der SPECMAP Kurve. Um den Korrelationsparameter  $r$  berechnen zu können, wurde die Altersachse des Kerns mittels linearer Interpolation auf die der SPECMAP Kurve umgerechnet. Während ARM und  $\kappa_{ARM}/k$  einen Korrelationsparameter von  $r = 0.78$  und  $r = 0.77$  aufweisen, liegt dieser für Suszeptibilität und SIRM als Spiegelbild des gesamten ferrimagnetischen Korngrößenspektrums nur bei  $r = 0.54$  und  $r = 0.38$ .

Die Verschiebung des ferrimagnetischen Korngrößenspektrums nach feineren Partikeln während Interglazialen weist auf eine Veränderung der Eintragsmechanismen hin. Neben der Möglichkeit eines in Interglazialen verstärkten Eintrags kleiner Partikel durch Suspensionstransport in der Wassersäule und / oder der verringerten Sedimentation gröberer, eistransportierter Partikel, ist zusätzlich davon auszugehen, daß aufgrund der erhöhten

Tabelle 6.3: Yermak Plateau (Sedimentkern 1533-3): Mittlere Sedimentationsraten innerhalb der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 5 (nach Imbrie et al., 1984).

Sauerstoff-isotopenstadium	Sedimentationsrate [cm/1000 Jahre]
1	2.7
2	7.2
3	2.9
4	4.4
5	2.2

Sedimentationsraten in Glazialen (Tabelle 6.3) eine - allerdings nur geringe (vergleiche Kapitel 6.4.2) - Verdünnung der feinkörnigen ferrimagnetischen Partikel durch andere, nicht ferromagnetische Sedimentkomponenten stattgefunden hat (Kapitel 7).



#### 6.4.2 Kern 2212-3

Die oberen 48 cm des Sedimentkerns 2212-3 bildet siltiger "mud", anschließend besteht der Kern bis 395 cm überwiegend aus Ton, unterbrochen von einigen dünnen sandigen "mud"-Lagen (Abb. 6.22). Im unteren Kernbereich nimmt die Mächtigkeit der grobkörnigeren Sedimentsequenzen zu. Die Tonpakete wechseln zwischen 400 und 440 cm, 490 bis 570 cm und 645 bis 695 cm mit "mud"-Lagen ab. Einzelne Schichten sind laminiert, die Tonlagen sind häufig bioturbiert. Bei etwa 410, 430 und zwischen 510 und 525 cm finden sich nach oben feiner werdende Gradierungen. Die Sedimentfarbe wechselt bis zu einer Kerntiefe von 255 cm zwischen gelblichbraunen und olivebraunen Farben, wobei zwischen 65 und 150 cm eine olivegraue Schicht eingeschoben ist. Diese olivegrauen Farbtönen dominieren ab 255 cm bis zur Kernbasis und werden von einigen meist geringmächtigen olivebraunen Lagen unterteilt (Fütterer, 1992).

Wie in den übrigen Kernen verlaufen die Variationen der konzentrationsabhängigen Parameter  $\kappa$ , ARM und SIRM nahezu parallel (Abb. 6.22) und besitzen einen periodischen Charakter. Dabei ist die Korrelation zwischen SIRM und  $\kappa$  am stärksten ausgeprägt ( $r = 0.81$ ). Die Mittelwerte sind nahezu identisch mit denen des Kerns 1533-3:  $\kappa = 309 \cdot 10^{-6}$  SI,  $ARM = 81 \text{ mA m}^{-1}$ ,  $SIRM = 3.8 \text{ A m}^{-1}$ . Der Beitrag der paramagnetischen Sedimentmatrix (Rauten links in Abbildung 6.22) zur Suszeptibilität  $\kappa$  schwankt zwischen  $60 \cdot 10^{-6}$  SI und  $112 \cdot 10^{-6}$  SI. Dies entspricht zwischen 18 und 74 % der Gesamtsuszeptibilität. Auch im Kern 2212-3 wird das korngößenabhängige Verhältnis  $\kappa_{ARM}/\kappa$  (Mittelwert  $9 \pm 3$ ) im wesentlichen durch die ARM und weniger durch  $\kappa$  bestimmt:  $r = 0.93$  für  $\kappa_{ARM}/\kappa$  und ARM, bzw.  $r = 0.55$  für  $\kappa_{ARM}/\kappa$  und  $\kappa$ . Weiterhin sind inverse Korrelationen zwischen dem Grobfraktionsanteil ( $> 63 \mu\text{m}$ ) und der Konzentration (ARM) sowie der Größe ( $\kappa_{ARM}/\kappa$ ) der ferrimagnetischen Partikel festzustellen:  $> 63 \mu\text{m} - ARM: r = -0.46$ ,  $> 63 \mu\text{m} - \kappa_{ARM}/\kappa: r = -0.42$ . SIRM und Suszeptibilität korrelieren in ähnlichem Maße invers mit dem Grobfraktionsanteil ( $> 63 \mu\text{m} - SIRM: r = -0.49$ ,  $> 63 \mu\text{m} - \kappa: r = -0.40$ ). Die Variationen der beiden übrigen koerzitivitätsabhängigen Parameter  $S_{0.3T}$  ( $0.96 \pm 0.02$ ) und  $MDF_{SIRM}$  ( $25 \pm 7 \text{ mT}$ ) unterscheiden sich deutlich von denen der konzentrationsabhängigen Parameter.  $MDF_{SIRM}$  alterniert, wie schon in Kern 1533-3 zu beobachten, in einer Art Stufenfunktion zwischen zwei Niveaus (20 mT und 33 mT). Die Form der Kurve weist dabei nur geringe Ähnlichkeit mit der Kurve des ebenfalls korngößenabhängigen Verhältnis  $\kappa_{ARM}/\kappa$  auf. So ist auch in diesem Kern davon auszugehen, daß diese beiden Parameter unterschiedliche Bereiche des ferrimagnetischen Korngößenspektrums widerspiegeln.

Das Verhältnis ferrimagnetischer / antiferromagnetischer Minerale  $S_{0.3T}$  bleibt über weite Kernabschnitte konstant. Lediglich zwischen 56 und 64 cm sowie bei 115 cm Kerntiefe ist der Anteil der antiferromagnetischen Minerale episodisch stark erhöht. Zwischen 390 und 444 cm sowie 513 und 550 cm

### Yermak Plateau 2212-3

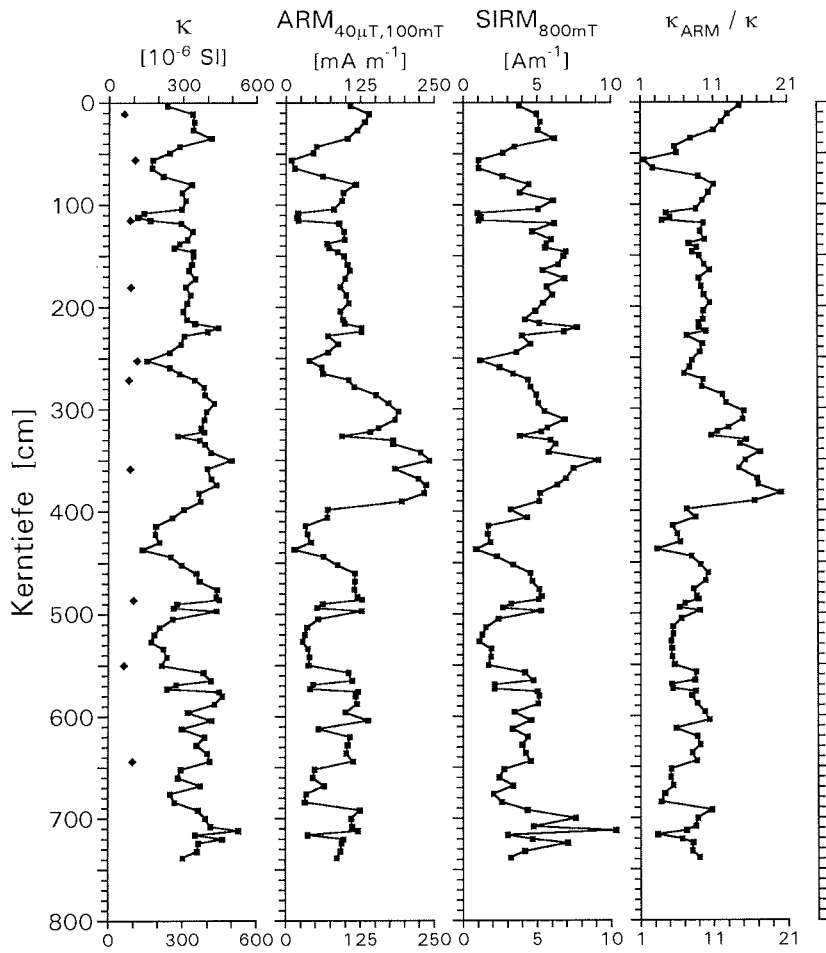


Abb. 6.22: Gesteinsmagnetische Parameter des Sedimentkerns 2212-3 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $\kappa$  - Suszeptibilität, ARM - Anhyseretische Remanente Magnetisierung, SIRM - Isothermale Sättigungsremanenz,  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  - Verhältnis Anhyseretische Suszeptibilität zu Suszeptibilität. Die Rauten im Diagramm links geben die paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{\text{para}}$  einzelner Proben an.



### Yermak Plateau 2212-3

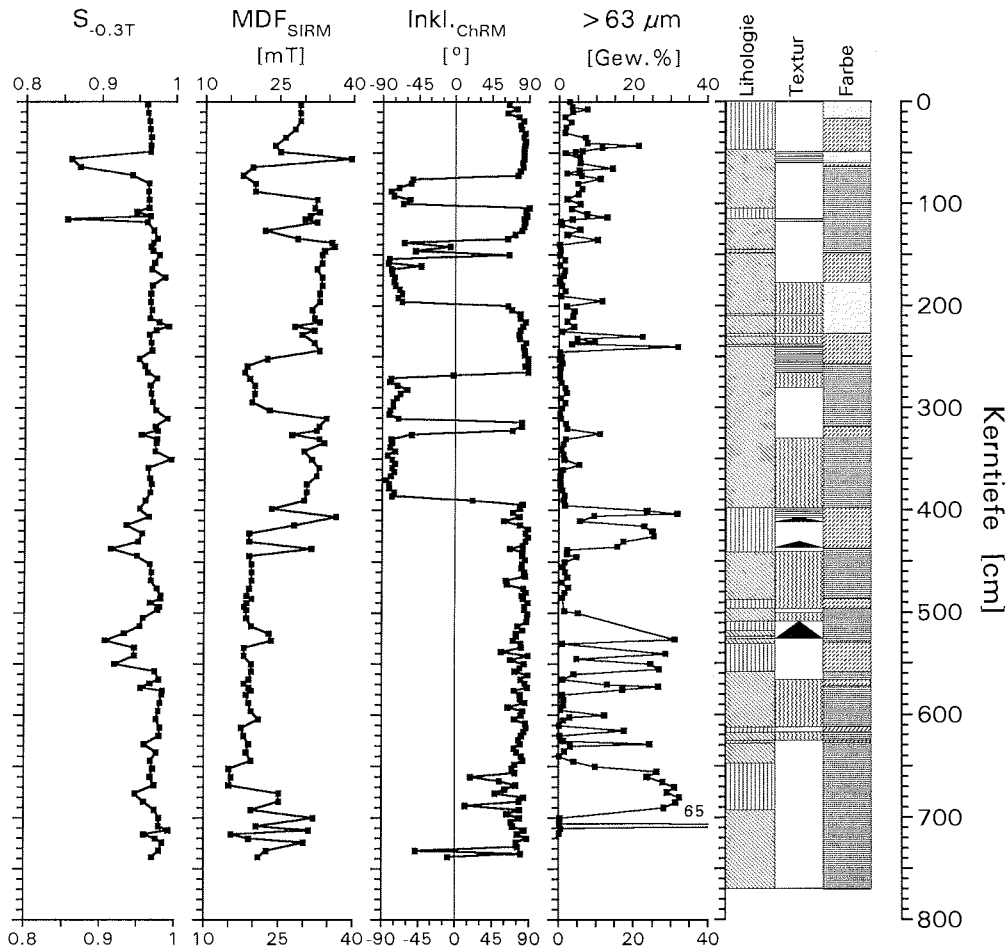


Abb. 6.22 (Fortsetzung): Magnetische und lithologische Parameter des Kerns 2212-3 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $S_{-0.3T}$  - Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Partikel,  $MDF_{SIRM}$  - Median Destructive Field der SIRM,  $Inkl_{ChRM}$  - Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Nowaczyk et al., 1994),  $> 63 \mu m$  - Gewichtsprozent der Grobfraction (Vogt, pers. Mitt.). Rechts: Vereinfachte Kernbeschreibung nach Fütterer (1992); Legende zur Kernbeschreibung siehe Abbildung 6.1.

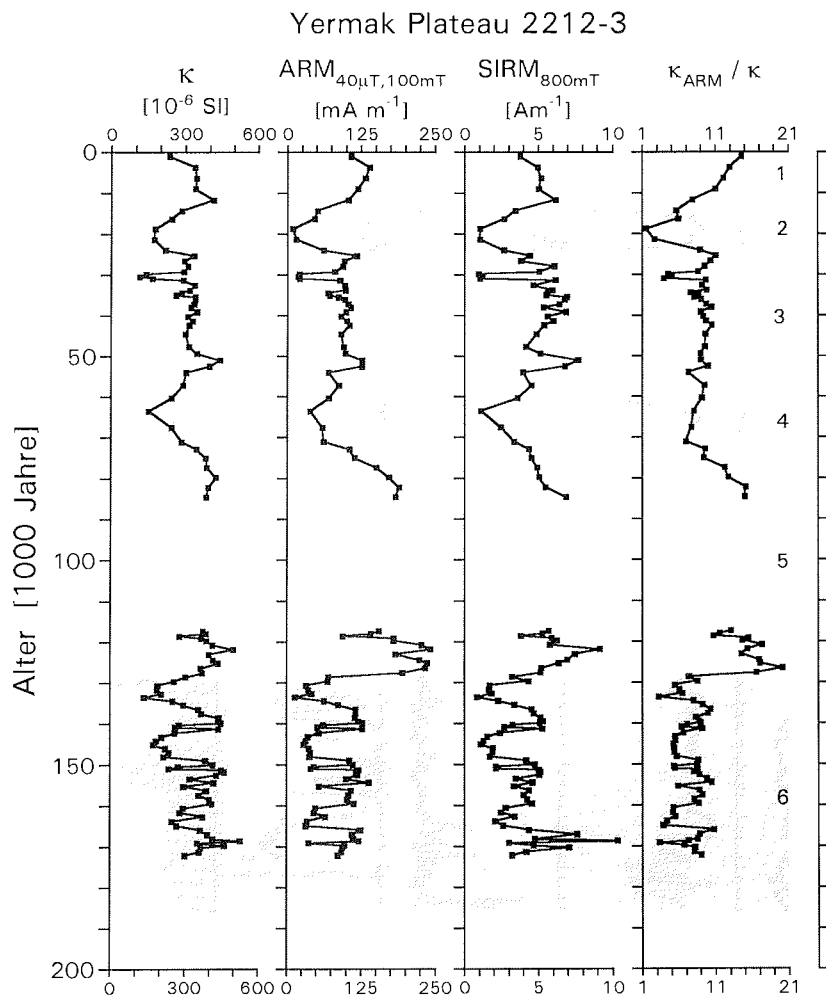


Abb. 6.23: Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter im Sedimentkern 2212-3. Die schraffierten Flächen geben die Lage der glazialen Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984) an.

### Yermak Plateau 2212-3

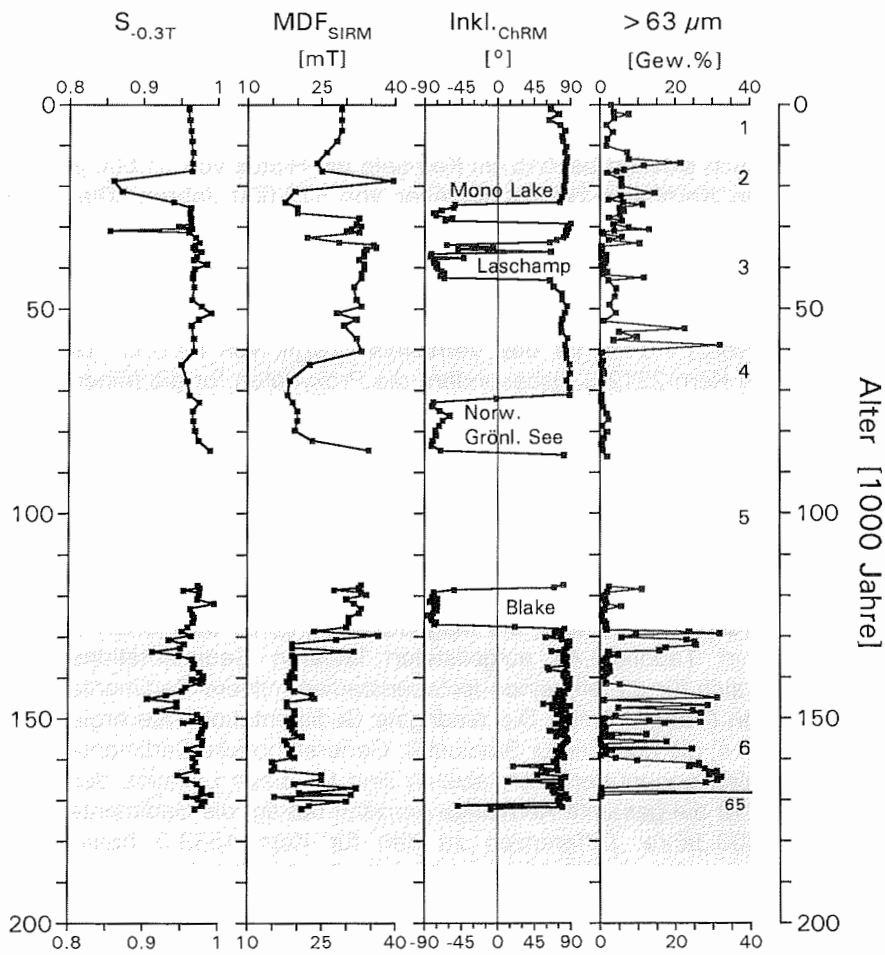


Abb. 6.23 (Fortsetzung): Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter sowie der Magnetostratigraphie und des Grobfraktionsanteils (Vogt, pers. Mitt.) im Kern 2212-3. Die Bezeichnung der geomagnetischen Ereignisse entspricht der in Abbildung 6.2.

steigt der Prozentsatz der Antiferromagnetika zunächst an, um dann wieder langsam abzufallen. Die erreichten  $S_{0.3T}$  Werte sind jedoch niedriger als im oberen Kernbereich.

Ein Vergleich der Polaritätsabfolge mit der Magnetostratigraphie des Kerns 1533-3 ermöglicht für Kern 2212-3 eine Altersdatierung (Nowaczyk et al., 1994). Danach existiert bei 315 cm Kerntiefe ein Hiatus von 31.000 Jahren (Abb. 6.23). Die Kernbasis besitzt ein Alter von 172.000 Jahren. Dies entspricht dem frühen Sauerstoffisotopenstadium 6.

Die Korrelation der altersabhängigen Parametervariationen mit den Werten der SPECMAP Sauerstoffisotopenkurve ergibt für die ARM einen Korrelationsparameter von  $r = 0.74$ , für das Verhältnis  $\kappa_{ARM}/\kappa$  von  $r = 0.77$ . Danach weisen auch im Kern 2212-3 insbesondere die Proxydaten für die feinen ferrimagnetischen Korngrößen (ARM und  $\kappa_{ARM}/\kappa$ ) eine ähnliche Zyklizität auf wie die Sauerstoffisotopenwerte. Bei Parametern, die zusätzlich den grobkörnigen Anteil des Korngrößenspektrums repräsentieren, ist die Korrelation mit der SPECMAP Kurve weniger markant: für die SIRM beträgt  $r = 0.55$ , für die Suszeptibilität  $\kappa$  0.48 und für  $MDF_{SIRM}$  0.16.

Aus dem in Abbildung 6.24 dargestellten Alters-Tiefen-Modell ergeben sich für die verschiedenen, über die Magnetostratigraphie definierten Tiefenintervalle die in Tabelle 6.4a aufgelisteten linearen Sedimentationsraten. Daraus lassen sich für die einzelnen Isotopenstadien mittlere Sedimentationsraten berechnen (Tabelle 6.4b). Die niedrigste Sedimentationsrate ergibt sich für das Stadium 4, die höchste für Stadium 6. Generell höhere Sedimentationsraten in Glazialen gegenüber Interglazialen sind für diese Lokation demnach nicht belegt. Über die gesamte Kernlänge gemittelt beträgt die Sedimentationsrate 4.7 cm/1000 Jahre. Differenzen zu den für Kern 1533-3 bestimmten Werten einzelner Sauerstoffisotopenstadien sind möglicherweise auf die unterschiedlichen Kernnahmepositionen zurückzuführen. Während der Kern 1533-3 auf der Spitze eines kleinen Seamounts gewonnen wurde (Wassertiefe 2030 m), stammt der Kern 2212-3 von dessen Flanke (Wassertiefe 2550 m). Unterschiedliche Strömungsbedingungen mögen daher für die geringeren Sedimentationsraten an der Lokation 1533 verantwortlich sein.

Für den Kern 2212-3 ist neben der zuverlässigen Altersdatierung auch ein Datensatz für die Trockendichte verfügbar. Daher soll an ihm beispielhaft die Akkumulationsrate ferrimagnetischer Partikel diskutiert werden. Für die Kerne der übrigen Lokationen ist entweder keine Meßreihe für die Trockendichte vorhanden oder die Alterseinstufungen sind nicht so eindeutig, als daß die Akkumulationsraten sinnvoll berechnet werden können. Von den konzentrationsabhängigen Parametern wurde die ARM, die die ausgeprägteste Variationen im Wechsel der Klimastadien zeigt, für die Berechnung ausgewählt. Dazu wurden die ARM Werte jeweils mit den Sedimentationsraten aus Tabelle 6.4a und der Trockendichte multipliziert:

Tabelle 6.4a: Lineare Sedimentationsraten innerhalb der durch die Magnetostratigraphie definierten Tiefenintervalle des Sedimentkerns 2212-3 (Nowaczyk et al., 1994).

Tiefenintervall [cm]	Sedimentationsrate [cm/1000 Jahre]
0 - 72	3.0
72 - 103	6.2
103 - 135	6.4
135 - 200	7.2
200 - 252	2.6
252 - 265	1.7
265 - 315	3.3
315 - 322	6.6
322 - 393	7.1
393 - 440	7.8
440 - 522	7.8
522 - 573	7.8
573 - 610	9.3
610 - 730	7.5

Tabelle 6.4b: Yermak Plateau (Sedimentkern 2212-3): Mittlere Sedimentationsraten innerhalb der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 6 (nach Imbrie et al., 1984).

Sauerstoffisotopenstadium	Sedimentationsrate [cm/1000 Jahre]
1, 2	3.0
3	4.8
4	2.0
5 (bis Hiatus)	3.3
5 (nach Hiatus)	7.1
6	7.8

$$AKR_{ARM} = ARM \cdot \text{Trockendichte} \cdot \text{Sedimentationsrate}$$

Die Trockendichte wurde aus Porositätswerten (Bergmann, pers. Mitt.) unter Annahme einer Korndichte von  $2670 \text{ kg m}^{-3}$  berechnet. Danach ergibt sich:

$$\text{Trockendichte} = (1 - \text{Porosität}) \cdot 2670 \text{ kg m}^{-3}$$

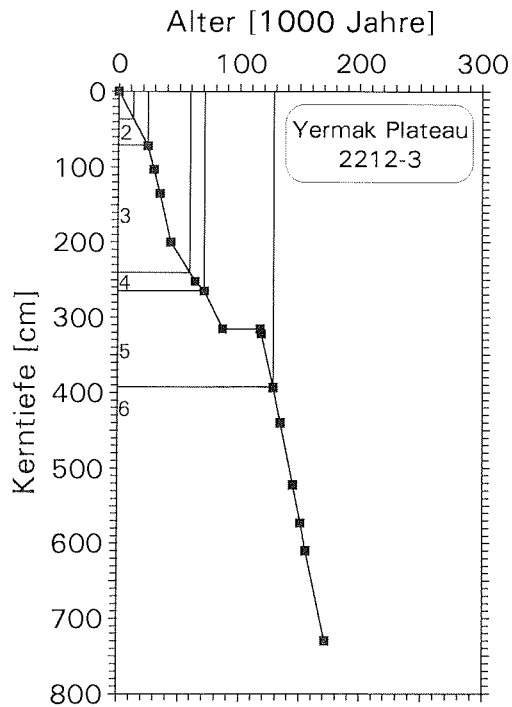


Abb. 6.24: Alters-Tiefen-Modell zur Abbildung 6.23 für den Sedimentkern 2212-3. Die Quadrate geben die Korrelationspunkte der Polaritätsabfolge mit der Magnetostratigraphie des Kerns 1533-3 wieder. Die Linien markieren die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 6 nach Imbrie et al. (1984).

Abbildung 6.25 zeigt, daß sich die Variationen der ARM Akkumulationsrate nur in Details von denen der ARM Kurve unterscheiden. Die entsprechende Berechnung führt beim Kern 1533-3 zu einem analogen Ergebnis. Für die anderen konzentrationsabhängigen Parameter, SIRM und  $\kappa$ , ergibt sich sinngemäß dasselbe Resultat. Der bestimmende Faktor für die Änderungen der ARM (SIRM,  $\kappa$ ) ist also eindeutig die zeitabhängige Variation der ferrimagnetischen Mineralkonzentration. Es erfolgt demnach keine oder nur eine relativ unbedeutende Verdünnung (Anreicherung) der ferrimagnetischen Mineralfraktion durch erhöhte (verringerte) Sedimentation anderer Komponenten, sondern primär ein unterschiedlich starker Eintrag an Magnetomineralen in Glazialen und Interglazialen.

Dabei ist allerdings zu beachten, daß die wirklichen Variationen der Sedimentationsraten erheblich höher gewesen sein können als es die verwendeten linearen Sedimentationsraten vorgeben, die jeweils über ein größeres Tiefenintervall mitteln.

Yermak Plateau 2212-3

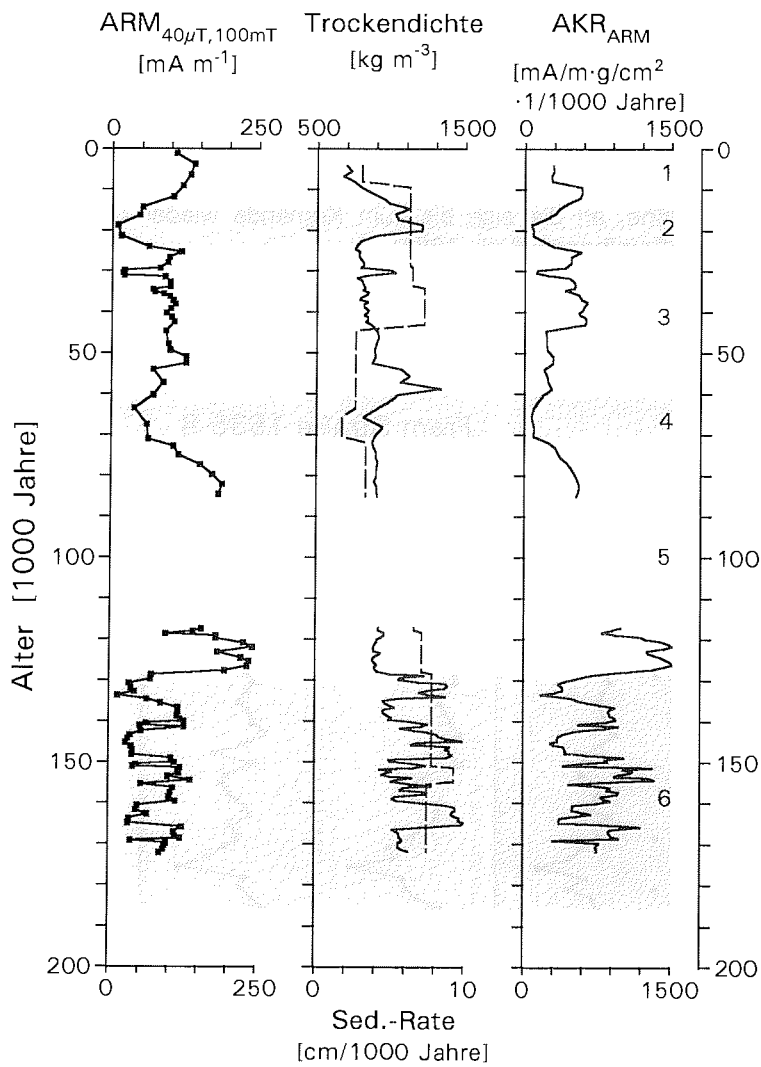


Abb. 6.25: Altersabfolgen der ARM und der Akkumulationsrate ferrimagnetischer Partikel ausgedrückt als  $AKR_{ARM}$ . Im mittleren Diagramm sind die linearen Sedimentationsraten (gestrichelt) und die Trockendichte des Sediments (durchgezogen, Bergmann, pers. Mitt.) dargestellt.

## 6.5 Fram Straße - Kern 1535-8

Der Sedimentkern 1535-8 besteht größtenteils aus siltigem Ton, in den oberen 30 cm aus sandigsiltigem Ton (Abb. 6.26). Weitere Schichten sandigsiltigen Tons finden sich zwischen 195 und 255 cm, 365 und 375 cm, zwischen 418 und 463 cm, ebenso bei 355 cm Kerntiefe und an der Kernbasis. Der Kern weist abschnittsweise laminierte oder bioturbirte Sedimentlagen auf. Die oberen 35 cm besitzen eine olivegraue Farbe. Bis 310 cm dominieren gelblich-braune Farbtöne, an die sich bis zum Kernende wieder olivegraue Farben anschließen (Spielhagen et al., 1988).

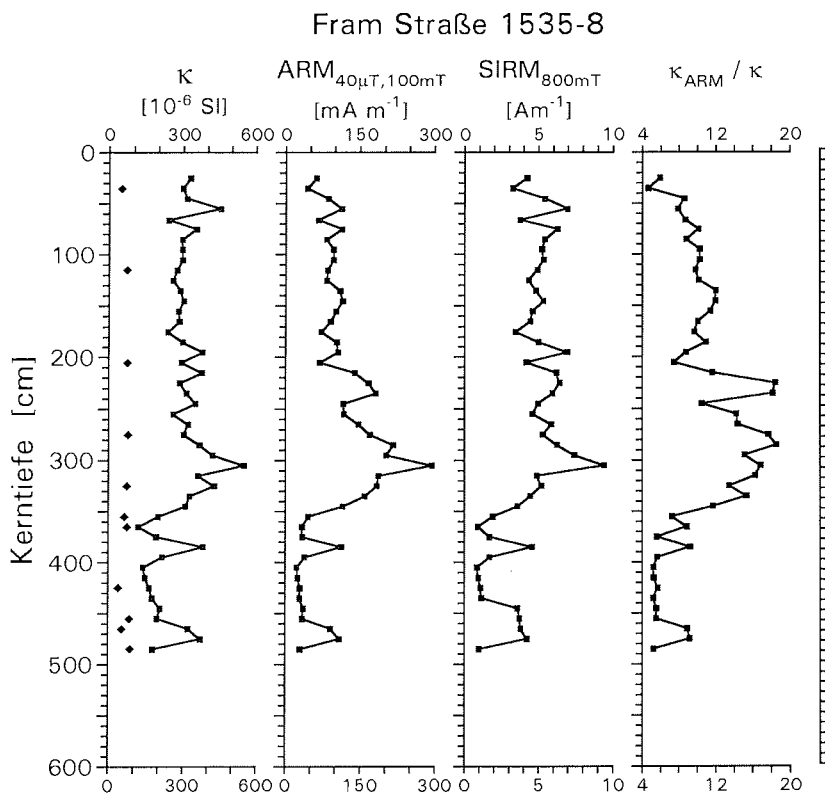


Abb. 6.26: Gesteinsmagnetische Parameter des Sedimentkerns 1535-8 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $\kappa$  - Suszeptibilität, ARM - Anhyseretische Remanente Magnetisierung, SIRM - Isothermale Sättigungsremanenz,  $\kappa_{ARM}/\kappa$  - Verhältnis Anhyseretische Suszeptibilität zu Suszeptibilität. Die Rauten im Diagramm links geben die paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{para}$  einzelner Proben an.



Die mittlere Konzentration der ferrimagnetischen Partikel in den Sedimenten des Kerns 1535-8, ausgedrückt durch die Parameter  $\kappa$  ( $279 \cdot 10^{-6}$  SI), ARM ( $84 \text{ mA m}^{-1}$ ) und SIRM ( $3.8 \text{ A m}^{-1}$ ), entspricht nahezu den Werten in den Kernen 1533-3 und 2212-3 vom Yermak Plateau. Die Variationen aller drei Größen verlaufen weitgehend parallel. Dabei ist die Korrelation zwischen  $\kappa$  und SIRM auch in diesem Kern am stärksten ausgeprägt (Abb. 6.26). Auch hier wird das korngößenabhängige Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  (Mittelwert  $10 \pm 4$ ) im wesentlichen von den Schwankungen der ARM bestimmt (Korrelationsparameter  $r = 0.91$ ). Der Einfluß der Suszeptibilität ist dagegen deutlich geringer ( $r = 0.56$ ). Die Korrelation zwischen dem bei gleichbleibender Mineralogie

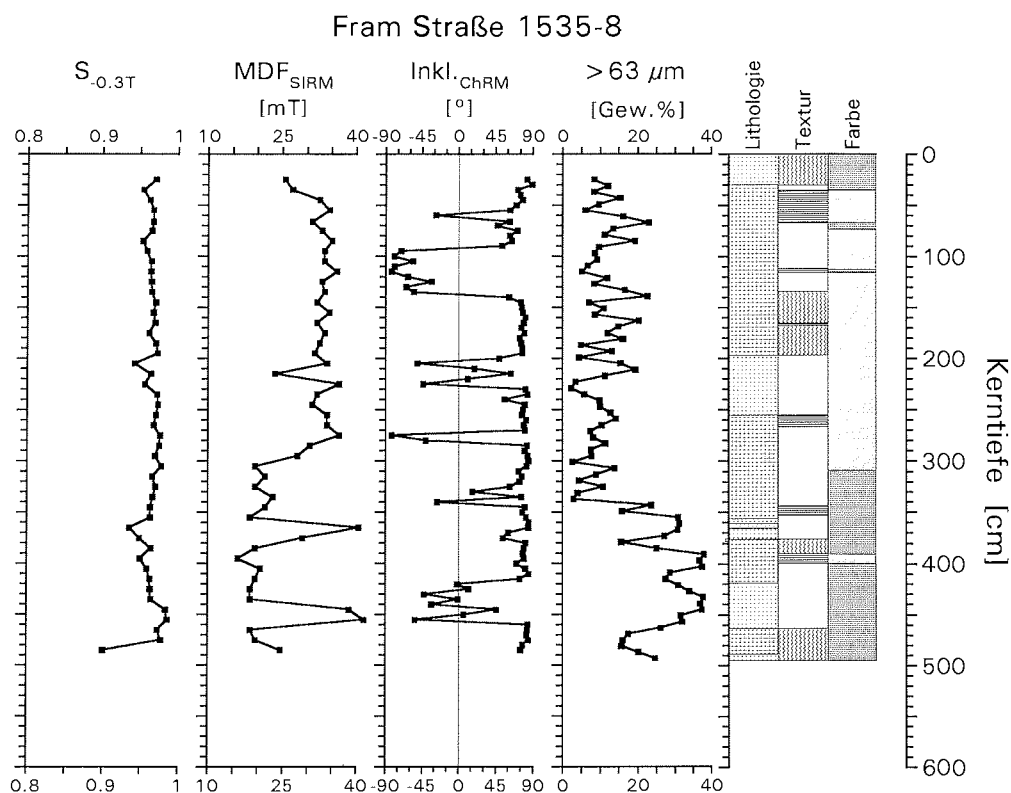


Abb. 6.26 (Fortsetzung): Magnetische und lithologische Parameter des Kerns 1535-8 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $S_{0.3T}$  - Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Partikel,  $MDF_{\text{SIRM}}$  - Median Destructive Field der SIRM,  $\text{Inkl}_{\text{ChRM}}$  - Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Nowaczyk, 1991),  $> 63 \mu\text{m}$  - Gewichtsprozent der Grobfraction (Spielhagen, 1990). Rechts: Vereinfachte Kernbeschreibung nach Spielhagen et al. (1988); Legende zur Kernbeschreibung siehe Abbildung 6.1.

ebenfalls korngößenabhängigen  $MDF_{SIRM}$  (Mittelwert  $29 \pm 7$  mT) und  $\kappa_{ARM}/\kappa$  ist statistisch nicht signifikant ( $r = 0.17$ ). Darin bestätigt sich, daß der feinkörnige Teil des ferrimagnetischen Korngößenspektrums (verantwortlich für hohe ARM und  $\kappa_{ARM}/\kappa$  Werte) unabhängig vom grobkörnigen Anteil (zusätzlich bestimmend für SIRM,  $\kappa$  und  $MDF_{SIRM}$ ) variiert. Die Zusammensetzung der magnetischen Mineralphasen ändert sich in Abhängigkeit von der Kerntiefe nur wenig. So weist das Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Minerale  $S_{-0.3T} = 0.96 \pm 0.01$  nur geringe Schwankungen auf. Lediglich die Probe an der Kernbasis besitzt mit  $S_{-0.3T} = 0.90$  einen deutlich höheren Anteil (85 - 95 %, Abb. 4.4) an Antiferromagnetika.

Ein Zusammenhang der gesteinsmagnetischen Parameter ist weder mit der Lithologie noch mit den Sedimentfarben zu erkennen (Abb. 6.26). Ein Vergleich mit dem Anteil der Grobfraction am Gesamtsediment (Spielhagen, 1990) zeigt auch für diesen Kern, daß der Großteil der ferrimagnetischen Partikel an die Feinfraktion gebunden ist. Der Korrelationsparameter zwischen der  $> 63 \mu m$  Fraktion und der ARM beträgt  $r = -0.70$ , für SIRM  $-0.78$  und für  $\kappa$   $-0.71$ . Auch das Verhältnis  $\kappa_{ARM}/\kappa$  korreliert invers mit dem Grobfractionsanteil in der Sedimentmatrix ( $r = -0.69$ ). Ein hoher Grobfractionsanteil fällt demnach mit einer Anreicherung grobkörnigerer ferrimagnetischer Partikel (niedrige  $\kappa_{ARM}/\kappa$  Werte) zusammen.

Die Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung dokumentiert über die gesamte Kernlänge mehrere Bereiche inverser Polarität. Diese Abschnitte wurden von Nowaczyk (1991) den folgenden geomagnetischen Ereignissen innerhalb der Brunhes Chron zuordnen: Mono Lake (23.000 - 25.000 Jahre), Laschamp (34.000 - 43.000 Jahre), Norwegisch-Grönländische See (65.000 - 77.000 Jahre), Fram Straße (98.000 - 102.000 Jahre), Blake (115.000 - 123.000 Jahre) und Baffin Bay (152.000 - 160.000 Jahre).

Wird dieses Altersmodell zugrunde gelegt, ergibt sich für die Konzentration der feinen ferrimagnetischen Partikel (ARM) und für deren relative Korngröße ( $\kappa_{ARM}/\kappa$ ) eine Korrelation mit der SPECMAP Sauerstoffisotopenkurve mit  $r = 0.69$  und  $r = 0.78$ . Höhere Konzentrationen feiner ferrimagnetischer Partikel fallen demnach in Interglaziale. Dadurch nimmt die relative Korngröße in Interglazialen gegenüber Glazialen ab.

Köhler & Spielhagen (1990) diskutieren für die Stadiengrenze 5/6 (128.000 Jahre nach Imbrie et al., 1984) eine Kerntiefe von 340 cm. Diese Alterseinstufung beruht auf Grobfractions- und Sauerstoffisotopenwerten sowie dem Vorkommen von Nannofossilien. Wird dieses Datum in die ansonsten unveränderte Altersdatierung von Nowaczyk (1991) übernommen, so ergibt sich für das Blake Ereignis ein Alter von 123.000 - 129.000 Jahren. Dies liegt im Rahmen der in der Literatur angegebenen Alter (Tabelle 5 in Nowaczyk et al., 1994). Die Korrelation verbessert sich dadurch für die ARM auf  $r = 0.82$  und für  $\kappa_{ARM}/\kappa$  auf  $r = 0.87$ .

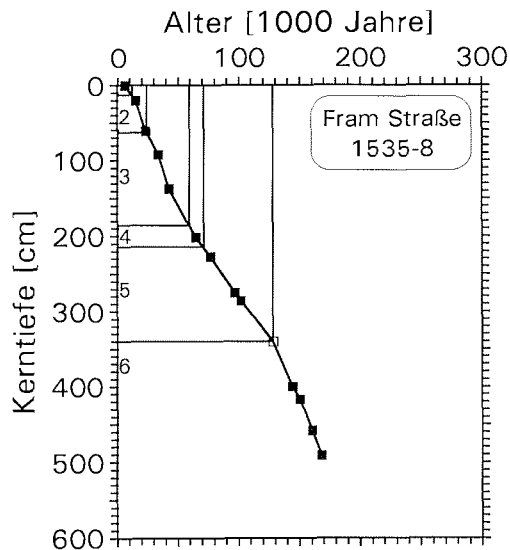


Abb. 6.27: Alters-Tiefen-Modell für den Sedimentkern 1535-8. Die geschlossenen Quadrate entsprechen dem Altersmodell auf Basis der Magnetostratigraphie (Nowaczyk, 1991), das offene Quadrat der Festlegung der Isotopenstadiengrenze 5/6 nach Köhler & Spielhagen (1990). Die Linien markieren die Grenzen der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 6 nach Imbrie et al. (1984).

Aus diesem Modell (Abb. 6.27) ergibt sich die Altersabfolge der gesteinsmagnetischen Parameter in Abbildung 6.28. Am stärksten ausgeprägt ist der Wechsel von niedrigen Konzentrationen und größeren ferrimagnetischen Partikeln zu hohen Konzentrationen und feineren Partikeln am Übergang von Stadium 5 nach 6 und in der entgegengesetzten Weise von Stadium 5 nach 4. Die Unterschiede in den jüngeren Stadien fallen in den konzentrationsabhängigen Parametern ( $\kappa$ , ARM, SIRM) nicht so prägnant aus, während das Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  auch in Stadium 3 wieder feinere Partikel anzeigt als in Stadium 2 und 4.

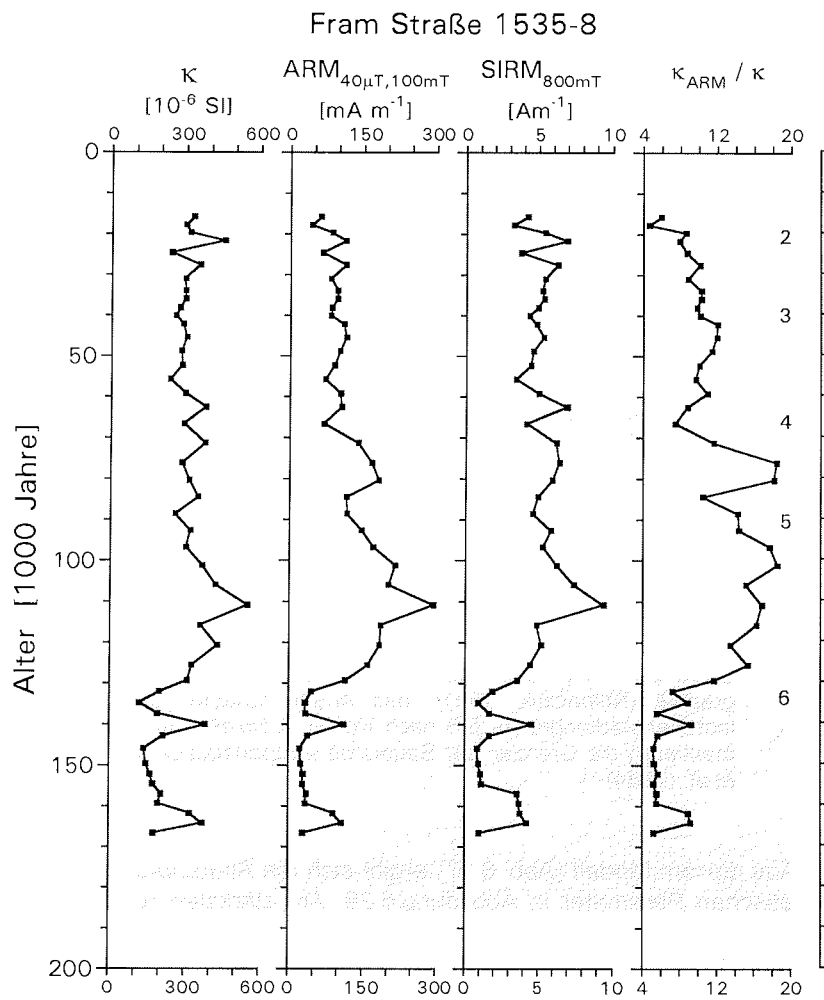


Abb. 6.28: Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter im Sedimentkern 1535-8. Die schraffierten Flächen geben die Lage der glazialen Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984) an.

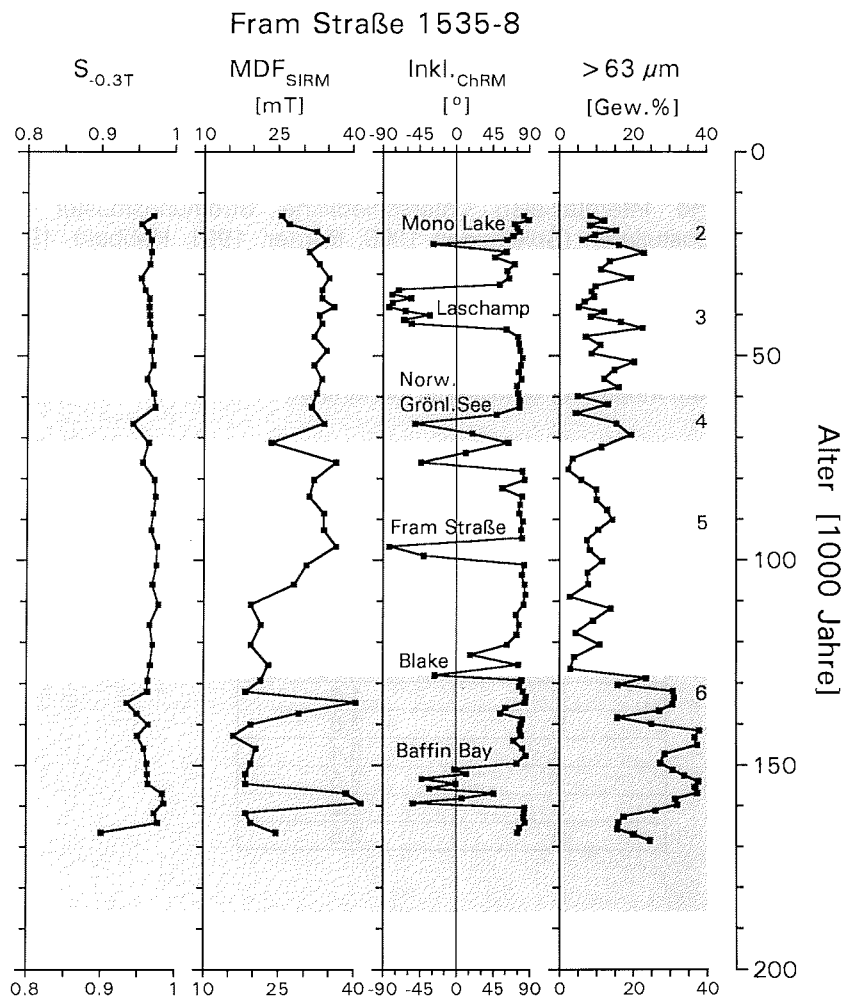


Abb. 6.28 (Fortsetzung): Altersabfolge gesteinsmagnetischer Parameter sowie der Magnetostratigraphie und des Grobfraktionsanteils (Spielhagen, 1990) im Kern 1535-8. Die Bezeichnung der geomagnetischen Ereignisse entspricht der in Abbildung 6.2.

Die mittleren Sedimentationsraten für die einzelnen Sauerstoffisotopenstadien sind in Tabelle 6.5 angegeben. Sie variieren zwischen 1.6 cm/1000 Jahre (Stadium 1) und 3.8 cm/1000 Jahre (Stadium 2 und 6). Die mittlere Sedimentationsrate beträgt 3.1 cm/1000 Jahre.

Für die Region der Fram Straße liegen mehrere Untersuchungen vor, die in Glazialen und Interglazialen unterschiedliche Strömungsmuster der Wassermassen postulieren (Spielhagen 1990; Berner, 1991; Hebbeln, 1991; Köhler, 1991). Die dadurch verursachten variablen Eintragsmechanismen bieten eine plausible Erklärung für die zuvor beschriebenen Variationen der Konzentration und der mittleren Korngröße der ferrimagnetischen Minerale. Dieser Sachverhalt wird in Kapitel 7, das die Variation des gesteinsmagnetischen Signals zum Inhalt hat, detaillierter behandelt.

Tabelle 6.5: Fram Straße (Sedimentkern 1535-8): Mittlere Sedimentationsraten innerhalb der Sauerstoffisotopenstadien 1 bis 6 (nach Imbrie et al., 1984).

Sauerstoffisotopenstadium	Sedimentationsrate [cm/1000 Jahre]
1	1.6
2	3.8
3	3.4
4	2.5
5	2.2
6	3.8

## 6.6 Kolbeinsey Rücken - Kern 1852-2

Der Sedimentkern 1852-2 ist durchgängig von gelblichbrauner Farbe (Abb. 6.29). Die Lithologie besteht über die gesamte Kernlänge aus siltigem Ton, der zwischen 303 und 330 cm sowie zwischen 346 und 353 cm Kerntiefe von sandigsiltigem Ton unterbrochen wird. Geringmächtige Sedimentschichten sind in unregelmäßigen Abständen bioturbiert. Von 346 bis 390 cm wie von 409 bis 438 cm enthält das Sediment vulkanisches Material. Zwischen 415 und 421 cm Kerntiefe befindet sich eine vulkanische Ascheschicht (Thiede & Hempel, 1991).

Die konzentrationsabhängigen Parameter  $\kappa$ , ARM und SIRM weisen in ihren Variationen sehr ähnliche Muster auf (Abb. 6.29). Dies drückt sich in den hohen wechselseitigen Korrelationsparametern ( $r > 0.86$ ) aus. Die signifikanteste Korrelation besteht auch in diesem Kern zwischen  $\kappa$  und SIRM ( $r = 0.96$ ). Die Konzentration an ferrimagnetischen Mineralen ist deutlich höher als in allen übrigen bearbeiteten Kernen - mit Ausnahme einiger extremer Werte im Kern 2171-4 aus dem Amundsen Becken. So beträgt der Mittelwert für  $\kappa$   $408 \cdot 10^{-6}$  SI, für die ARM  $168 \text{ mA m}^{-1}$  und für die SIRM  $7.8 \text{ A m}^{-1}$ . Die mittlere SIRM ist damit etwa doppelt so hoch wie in der Fram Straße (1535-8), auf dem Yermak Plateau (1533-3, 2212-3) und etwa zweieinhalb und dreimal so hoch wie an der Morris Jesup Schwelle (2200-5) und dem Lomonosov Rücken (2185-6).

Von Norden nach Süden ist eine Abnahme der mittleren Korngröße der ferrimagnetischen Partikel in den untersuchten Kernen festzustellen. Das mittlere Verhältnis  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  beträgt im Kern 1852-2  $13 \pm 3$ . Verglichen mit den übrigen Lokationen steigen die Werte von 8 am Lomonosov Rücken und an der Morris Jesup Schwelle über 9 am Yermak Plateau und 10 in der Fram Straße an. Die übrigen koerzitivitätsabhängigen Parameter unterscheiden sich insofern von den restlichen untersuchten Lokationen, als sie über den gesamten Kern sehr konstant sind. Das mittlere  $\text{MDF}_{\text{SIRM}}$  beträgt  $30 \pm 2$  mT und auch das Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Minerale  $S_{-0.3 \text{ T}} = 0.96 \pm 0.01$  weist nur geringe Schwankungen auf. Im Gegensatz zu den anderen bearbeiteten Kernen zeigt keiner der gesteinsmagnetischen Parameter im Kern 1852-2 eine statistisch signifikante Korrelation mit der Zusammensetzung der Sedimentmatrix, weder mit dem Anteil der Grobfraction ( $> 63 \mu\text{m}$ ) noch mit dem Terrigenanteil (Quarzpartikel und Gesteinsfragmente, Lakschewitz, 1991).

Die obersten Zentimeter des Kerns 1852-2 werden in der Kernbeschreibung (Thiede & Hempel, 1991) als sehr weich und ihre tatsächliche Kerntiefe als unbekannt angegeben. Daß das Sediment im oberen Bereich gestört ist, läßt sich auch in der Magnetostratigraphie erkennen (Abb. 6.29): Bis zu einer Tiefe von 80 cm ergeben sich erratische Werte für die Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung. Nach den Ergebnissen der Anisotropie der Suszeptibilität ist sogar davon auszugehen, daß der Kern bis zu einer Tiefe von 111 cm gestört ist. Baumann et al. (1993) addieren ab einer

### Kolbeinsey Rücken 1852-2

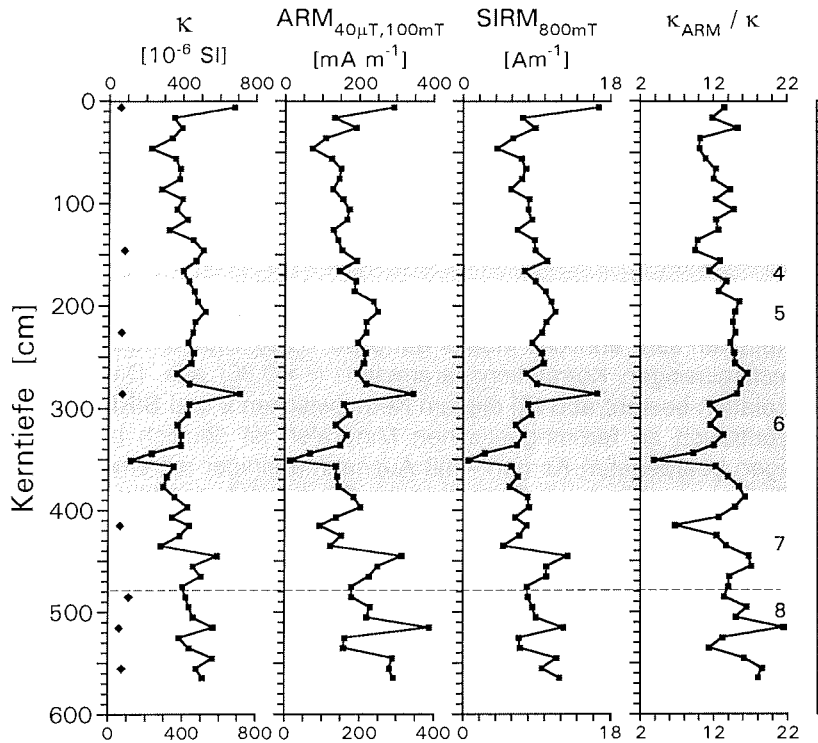


Abb. 6.29: Gesteinsmagnetische Parameter des Sedimentkerns 1852-2 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $\kappa$  - Suszeptibilität, ARM - Anhyeteretische Remanente Magnetisierung, SIRM - Isothermale Sättigungsremanenz,  $\kappa_{\text{ARM}}/\kappa$  - Verhältnis Anhyeteretische Suszeptibilität zu Suszeptibilität. Die Rauten im Diagramm links geben die paramagnetische Suszeptibilität  $\kappa_{\text{para}}$  einzelner Proben an.

Kerntiefe von 58 cm zu den ursprünglichen Tiefenangaben einen konstanten Wert von + 50 cm und erhalten so eine korrigierte Kerntiefe. Für die Darstellung in Abbildung 6.29 wurde diese Korrektur rückgängig gemacht und die Tiefenzuordnung der Stadiengrenze nach Baumann et al. (1993) auf die ursprüngliche Kerntiefe übertragen. Unter Verwendung dieser Altersdatierung können die Bereiche inverser Polarität den folgenden geomagnetischen Ereignissen zugeordnet werden:



### Kolbeinsey Rücken 1852-2

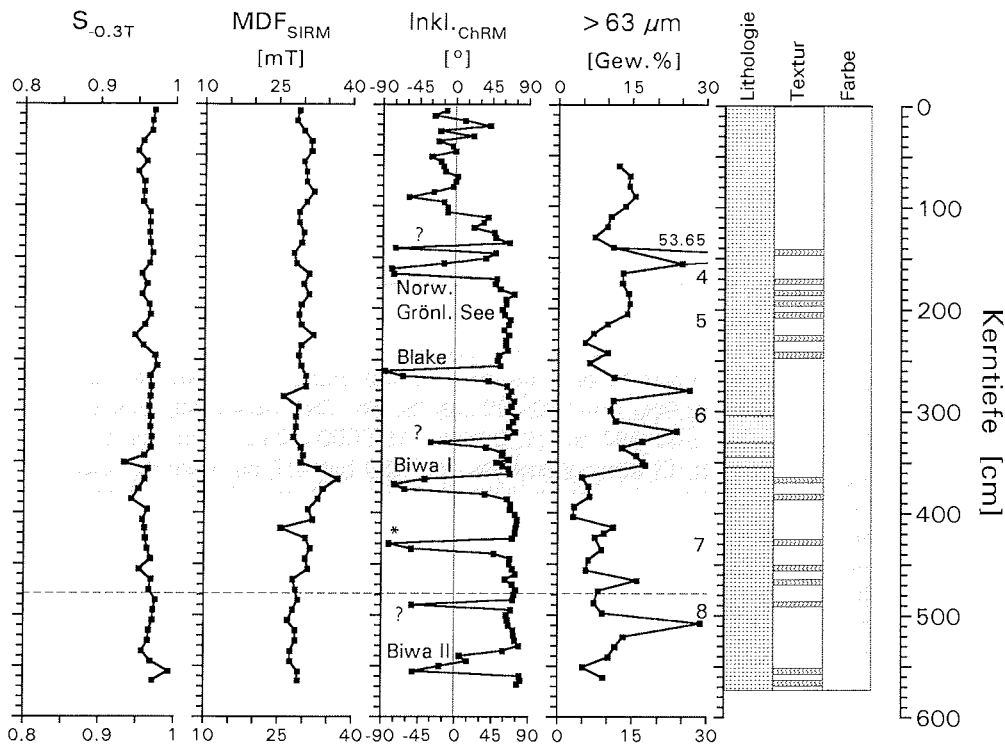


Abb. 6.29 (Fortsetzung): Magnetische und lithologische Parameter des Kerns 1852-2 in Abhängigkeit von der Kerntiefe.  $S_{-0.3T}$  - Verhältnis antiferromagnetischer / ferrimagnetischer Partikel,  $MDF_{SIRM}$  - Median Destructive Field der SIRM,  $Inkl_{ChRM}$  - Inklination der Charakteristischen Remanenten Magnetisierung (Frederichs & Nowaczyk, unveröff. Daten),  $> 63 \mu m$  - Gewichtsprozent der Grobfraction (Lakschewitz, 1991). Rechts: Vereinfachte Kernbeschreibung nach Tiede et al. (1991); Legende zur Kernbeschreibung siehe Abbildung 6.1. Die Bezeichnung der geomagnetischen Ereignisse entspricht der in Abbildung 6.2. "?" kennzeichnet Ereignisse, die in der Literatur bisher nicht dokumentiert sind, "\*" Variationen des geomagnetischen Feldvektors (siehe Nowaczyk, 1991). Die schraffierten Flächen geben die Lage der glazialen Sauerstoffisotopenstadien nach Imbrie et al. (1984) an auf Basis der Interpretation von Baumann et al. (1993).

Die einzelne Probe mit negativer Inklination bei 141 cm Kerntiefe bleibt unberücksichtigt. Das anschließende Intervall negativer Polarität wird als das von Bleil & Gard (1989) in Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See entdeckte Ereignis zwischen 70.000 und 77.000 Jahren identifiziert. Im Kern 1852-2 fällt es in den Zeitraum von 58.000 bis 66.000 Jahre. Nowaczyk & Baumann (1992) nehmen 65.000 bis 77.000 Jahre für dieses Ereignis an, das sie in Sedimenten der Fram Straße nachweisen konnten. Die negativen oder flachen Inklinationen zwischen 261 bis 276 cm werden mit dem Blake Ereignis korreliert und besitzen ein Alter von 138.000 bis 141.000 Jahren. Bleil & Gard (1989) geben ein Alter von 131.000 bis 138.000 Jahren an. Die Probe mit negativer Inklination bei 331 cm und die nachfolgende Probe mit flacher Inklination mit einem Alter von 163.000 bis 166.000 Jahre könnten dem Baffin Bay Ereignis (Aksu, 1983) entsprechen. Nowaczyk & Baumann (1992) konnten es auch in Sedimenten der Fram Straße und des Yermak Plateau nachweisen, sie geben ein Alter von 152.000 bis 160.000 Jahren an. Der Abschnitt inverser Polarität zwischen 367 und 387 cm (179.000 - 192.000 Jahre) wird mit dem Biwa I Ereignis korreliert. In einer Kerntiefe von 430 bis 445 cm befindet sich ein weiterer Bereich negativer oder flacher Inklinationen. Dieses einem Alter von 217.000 bis 228.000 Jahren entsprechende Ereignis könnte identisch sein mit den von Nowaczyk (1991) in mehreren Kernen aus der Fram Straße entdeckten Hinweisen auf hochfrequente Variationen des geomagnetischen Feldvektors vor etwa 235.000 Jahren. Die einzelne Probe mit negativer Inklination bei 490 cm wird nicht berücksichtigt. Der Abschnitt negativer oder flacher Inklinationen zwischen 540 und 560 cm (entsprechend 268.000 - 278.000 Jahren) wird dem Biwa II Ereignis zugeordnet. Da Baumann et al. (1993) als älteste Zeitmarke 257.000 Jahre bei einer Kerntiefe von 510 cm angeben, ist die Datierung für dieses Ereignis vergleichsweise unsicher. In der Literatur werden Alter zwischen 260.000 (Creer, 1980) und 330.000 bis 344.000 Jahren (Bleil & Gard, 1989) für das Biwa II Ereignis genannt.

Die Chronostratigraphie von Baumann et al. (1993), die sich hauptsächlich auf Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten sowie die Datierung von Aschelagen stützt, wird damit durch die Magnetostratigraphie weitgehend bestätigt. Die Variation der einzelnen gesteinsmagnetischen Parameter ist in diesem Zeitrahmen, anders als in den übrigen untersuchten Sedimentkernen, nur schwach und statistisch nicht signifikant mit der SPECMAP Kurve korreliert. Die Zusammensetzung der Magnetominerale ausgedrückt durch die  $S_{0.3T}$  Werte und das koerzitivitätsabhängige  $MDF_{SIRM}$  lassen aufgrund ihrer ohnehin geringen Schwankungsbreite keine Zuordnung mit den Klimastadien erwarten. Aber auch die konzentrationsabhängigen Parameter  $\kappa$ , ARM und SIRM zeigen an den Stadiengrenzen keine eindeutig interpretierbaren Änderungen. Die Werte sind zwar im Stadium 5 leicht erhöht und im Stadium 4 leicht erniedrigt, aber im allgemeinen fallen die Variationen für eine weitergehende Interpretation zu gering aus.

Baumann et al. (1993) stellen fest, daß der terrigene Eintrag im Kern 1852-2 über den gesamten dokumentierten Zeitraum sehr hoch war, wahrscheinlich aufgrund der Nähe zum grönländischen Kontinentalrand. Dies und

die niedrigen, aber konstanten Karbonatgehalte dokumentieren ein relativ stabiles klimatisches Milieu auf dem westlichen Island Plateau, das in den letzten 250.000 Jahren nur selten von warmen Oberflächenwasser und wechselnden paläozeanographischen Bedingungen beeinflusst wurde. In den Kernen der übrigen Lokationen wurde beobachtet, daß grob- und feinkörnige ferrimagnetische Magnetminerale unterschiedlich durch die Klimawechsel geprägt werden und daß im wesentlichen die feinkörnigen Partikel in Form von An- oder Abreicherungen aufgrund wechselnder Transportmechanismen auf Klimaänderungen reagieren. Wird am Kolbeinsey Rücken von weitgehend stabilen paläozeanographischen Verhältnissen ausgegangen, die nur unwesentliche Änderungen in den Transportmechanismen bewirken, so fehlen hier die maßgeblichen Faktoren für ein sich veränderndes ferrimagnetisches Korngrößenpektrum, das ein entsprechendes Signal in den Ablagerungen zur Folge hätte.

## 7 VARIATION DES GESTEINSMAGNETISCHEN SIGNALS IN ARKTISCHEN SEDIMENTEN

Die beobachtete Korrelation der gesteinsmagnetischen Parameter mit paläo-ozeanographischen Faktoren, spezifisch mit Änderungen des globalen Eisvolumens (SPECMAP Kurve, Imbrie et al., 1984), sind im wesentlichen auf Konzentrationsänderungen des feinkörnigen Teils der ferrimagnetischen Sedimentfraktion zurückzuführen. Bei einer ganz überwiegend von Komponenten der Titanomagnetit-Mischreihe dominierten Magnetomineralogie reicht das relevante Korngrößenspektrum vom sub-Micron-Bereich bis zu einer Größe von mehreren  $\mu\text{m}$  (Tabelle 3.2, Abb. 3.5). Dies entspricht Ton- und kleinsten Siltpartikeln. Die zusätzlich vorhandenen gröberen ferrimagnetischen Minerale ergeben ein weniger systematisches Bild, sie bilden ein weitgehend konstantes Hintergrundsignal. Zu beachten ist der sehr geringe Anteil, in der Größenordnung von 0.1 ‰, der ferrimagnetischen Minerale am Gesamtsediment. Andere Sedimentkomponenten, die einen weitaus höheren Prozentsatz ausmachen, können daher das magnetische Signal zusätzlich beeinflussen. Im folgenden wird diskutiert, welche paläo-ozeanographischen Bedingungen zur Variation der gesteinsmagnetischen Parameter in den verschiedenen untersuchten arktischen Regionen geführt haben können.

Zu den Eintragsmechanismen lithogener Partikel, und damit auch kleiner ferrimagnetischer Minerale, tragen je nach Lokation in unterschiedlicher Gewichtung der Eistransport, der Suspensionstransport in der Wassersäule und der Transport durch bodennahe Strömungen bei.

Im Eurasischen Becken gibt Wollenburg (1993) für die rezente Sedimentfracht von Meereis eine Korngrößenzusammensetzung von 50 - 72 % Silt und 25 - 52 % Ton an. Der durchschnittliche Sandgehalt liegt bei 4.2 %. Silt- und Grobfraktion ( $> 63 \mu\text{m}$ ) werden von Quarz und Feldspat dominiert. Unter den mineralischen Akzessorien der Grobfraktion wurde auch Pyrit gefunden. Die Schwermineralfraktion enthielt unter anderem auch Magnetit. Eine überwiegend feinkörnige Zusammensetzung der Eisfracht in der Arktis fanden auch Larssen et al. (1987), Pfirman et al. (1989b) und Berner (1991). Der Korngrößenverteilung und mineralischen Zusammensetzung nach zu urteilen, kommt Meereis durchaus als Transportmedium für die ferromagnetischen Komponenten der in der vorliegenden Arbeit untersuchten Sedimente in Betracht.

Wollenburg (1993) unterscheidet auf Basis der Tonmineralogie zwei Typen von Meereissedimenten. Der smektitreiche Typ I, der nur in der zentralen östlichen Arktis nachzuweisen ist, hat sein Liefergebiet in der westlichen Laptev See. Die Illit dominierten Meereissedimente des Typs II stammen aus der östlichen Laptev See, der Ostsibirischen See, der Chukchi See und untergeordnet der Barents See und wurden im Eis der Fram Straße, der Barents und Grönland See sowie im Eis der Transpolar drift gefunden. Die Aufnahme des feinkörnigen Sediments erfolgt zum Großteil während der Eisbildung auf den Schelfen. Der äolische Transport spielt nur eine sehr unter-

geordnete Rolle für die Akkumulation von Sedimenten auf dem Eis. Auch Dethleff et al. (1993) stufen den Windeintrag auf den Eismassen der Transpolardrift als unbedeutend ein.

Berner & Wefer (1990) nehmen nach Daten, die mittels Sedimentfallen in der Fram Straße unter Eisbedeckung gewonnen wurden, aufgrund der Ähnlichkeit in der Zusammensetzung von Tonmineralogie und Korngrößen eine Herkunft des Sedimentes aus dem Eis an. Allerdings wird nach diesen Ergebnissen unter einer geschlossenen Eisdecke nur wenig Material sedimentiert. Die höchsten Partikelflüsse werden am Eisrand und in den Gebieten des endgültigen Abschmelzens beobachtet (Hebbeln & Wefer, 1991). Von Berner (1991) auf Basis von Partikelflußraten berechnete Sedimentationsraten fallen deutlich niedriger aus als die an verschiedenen Sedimentkernen aus der östlichen Arktis und der Fram Straße bestimmten Werte. Er kommt daher zu dem Schluß, daß eistransportiertes Material nur eine untergeordnete Rolle bei der rezenten Sedimentbildung spielt. Stattdessen geht diese im wesentlichen auf den bodennahen Transport resuspendierten Materials zurück. Im östlichen Arktischen Ozean folgen daher die Verteilungen der Korngrößen- wie der Tonmineralzusammensetzung der Bathymetrie und werden maßgeblich von den daran gebundenen Strömungen bestimmt.

In der Fram Straße sind die Korngrößenverteilungen rezenter Sedimente ebenfalls durch die Morphologie des Meeresbodens und durch Bodenströmungen beeinflusst. Feinkörniges, eistransportiertes Material ist in der zentralen Fram Straße für die rezente Sedimentbildung von Bedeutung, kann aber anhand der Korngrößen- und Tonmineralzusammensetzungen nicht von Material anderen Ursprungs unterschieden werden. Biologisch verstärkt kommt es in der Umgebung des Eisrandes zur Ablagerung von Schwebstoffen, die mit Oberflächenströmungen aus weiter südlich gelegenen Regionen hertransportiert werden (Berner, 1991).

Für die Sedimentation feinkörniger Einzelpartikel ist der Prozeß der Aggregatbildung von ausschlaggebender Bedeutung. Feinkörnige Teilchen mit einem Durchmesser von  $1.4 \mu\text{m}$  und einer Dichte von  $1.4 \text{ g cm}^{-3}$  erreichen Sinkgeschwindigkeiten von rund  $10 \text{ m/Jahr}$  (McCave, 1975). Um in eine Wassertiefe von  $3000 \text{ m}$  zu gelangen, sind demnach  $300$  Jahre notwendig. Selbst ferrimagnetische Partikel mit einer Dichte von  $> 5 \text{ g cm}^{-3}$  benötigen bei dieser Korngröße noch über  $30$  Jahre um den Meeresboden zu erreichen. In dieser Zeit können sie bei lateralen Strömungsgeschwindigkeiten von  $5 - 15 \text{ cm s}^{-1}$  (Foldvik et al., 1988) mehrere tausend Kilometer weit transportiert werden. Zusammenballungen von Phytoplankton und anderem organischen Material lagern jedoch lithogene Partikel an. Diese grobkörnigeren Aggregate erreichen erheblich größere Sinkgeschwindigkeiten und führen zu einem beschleunigten Absinken feinkörniger lithogener Partikel. Ein weiterer, nach Honjo et al. (1982), Asper (1987) und Honjo (1989) sogar der wichtigste Sedimentationsmechanismus für feinkörniges Material ist die Kotpillenbildung durch Zooplankton. Die angelagerten feinen lithogenen Partikel werden zusammen mit dem Phytoplankton vom Zooplankton gefressen und dann als unver-

dauliche Nahrungsreste in Form von Kotpillen ausgeschieden. In Meeresgebieten hoher Breiten erfolgt auf diese Weise vornehmlich zur Zeit der sommerlichen Planktonblüten eine erhöhte Sedimentation feinkörniger Partikel am Eisrand (Niebauer & Smith, 1989). Im Winter, unter einer geschlossenen Eisdecke, kommt die Sedimentation dagegen fast völlig zum Erliegen (Hebbeln & Wefer, 1991). Inwieweit dieser Mechanismus auch im zentralen Arktischen Ozean zur Sedimentation beiträgt ist schwer abzuschätzen. Messungen der Planktondichte im Sommer 1987 ergaben nördlich des Barentsschelfs erheblich niedrigerer Werte als in der Fram Straße. Noch geringere Werte wurden im Nansen Becken bestimmt (Thiede, 1988). Dagegen geht Gard (1993) aufgrund von Untersuchungen an Nannofossilien davon aus, daß es für den zentralen Arktischen Ozean im Holozän und im Isotopenstadium 5 eisfreie Intervalle gegeben haben muß, während derer der Großteil des sedimentierten Materials aus schmelzendem Meereis freigesetzt wurde und eine biologisch verstärkte Sedimentation erfolgte.

Für den Bereich der Fram Straße und des Yermak Plateaus ist der verstärkte Eintrag kleiner ferrimagnetischer Partikel in Interglazialen möglicherweise an das Vorhandensein einer nordwärts gerichteten Strömung analog dem heutigen Westspitsbergenstrom gebunden, der die zentrale und östliche Fram Straße zumindest saisonal eisfrei hält. Dieser Einfluß warmen atlantischen Wassers wird in den paläozeanographischen Modellen verschiedener Autoren gefordert (Kellogg, 1977, 1980; Gard & Backmann, 1990; Spielhagen, 1990; Hebbeln, 1991; Köhler, 1991). Nach Spielhagen (1990) und Hebbeln (1991) hat ein Warmwasserstrom entlang der Westküste Spitsbergens insbesondere während der Stadien 1, 5a und 5e bestanden, zeitweise und in abgeschwächter Form auch in den Stadien 2 und 3. Während der Stadien 3, 4, 5b, 5c und 5d herrschten glaziale Bedingungen mit einem Eistransport von Spitsbergen. Ebenfalls glaziale Bedingungen lagen im Stadium 6 vor, der Eistransport erfolgte jedoch aus dem Arktischen Ozean. Unterbrochen wurde diese Situation im Stadium 6 von zwei kurzzeitigen Warmwasservorstößen von Süden. Einen verstärkten bodennahen Suspensionstransport mit erhöhtem terrigenen Eintrag am Kontinentalhang von Spitsbergen fordert Hebbeln (1991) für die glazial geprägten Zeiträume der Stadien 2, 3 und 4 sowie des Stadium 6.

Die Sedimentation ferrimagnetischer Partikel ist in der Fram Straße und am Yermak Plateau charakterisiert durch eine absolut erhöhte Konzentration der Magnetominerale und eine relative Anreicherung sehr feiner Partikel in Interglazialen gegenüber Glazialen. Daraus ergibt sich folgendes Bild:

Ein Eintrag von fein- und grobkörnigen ferrimagnetischen Partikeln aus dem Meereis findet unabhängig von der klimatischen Situation fortwährend statt. Dabei lassen die höheren Konzentrationen in den Interglazialen einen zeitweilig erhöhten Eintrag aufgrund des verstärkten Abschmelzens im Bereich der Eiskante möglich erscheinen. Die Stationen 1533 und 2212 liegen in etwa auf der Höhe der heutigen Sommereisrandlage, die Station 1535 etwas südlich davon (vergleiche Abb. 2.1 mit 4.1). Dies entspricht nach Gard & Backmann

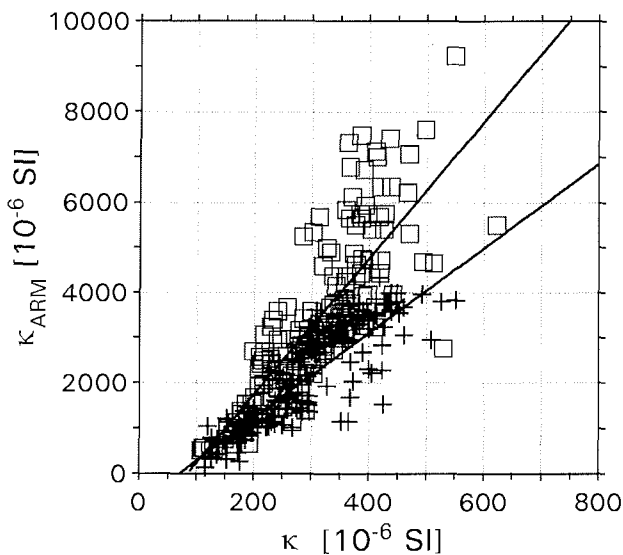
(1990) auch der Situation im Stadium 5a. Zusätzlich zu den aus dem Eis stammenden Partikeln werden in starkem Maße sehr feinkörnige ferrimagnetische Teilchen mit dem nordwärts gerichteten Westspitsbergenstrom herans transportiert. Für Tonminerale, die eine ähnliche Korngröße besitzen, hat Berner (1991) dies als einen möglichen Transportprozeß beschrieben. Der verstärkte Eintrag der feinkörnigen ferrimagnetischen Mineralfraktion führt in Interglazialen zu einer allgemeinen höheren Konzentration der ferrimagnetischen Minerale und zusätzlich zu der beobachteten Verschiebung des Korngrößenspektrums in Richtung kleiner Partikel. Ein Nachlassen oder Verschwinden der nordwärts gerichteten Wasserströmung während Glazialzeiten hat umgekehrt eine niedrigere Konzentration und ein grobkörnigeres Korngrößenspektrum der Magnetominerale zur Folge. Beide Trends werden durch biologische Effekte noch verstärkt. Aufgrund der lebensfeindlichen Bedingungen ist die Biomasse während der Glazialzeiten reduziert. Dadurch wird die Aggregatbildung und Kotpillenproduktion unterdrückt, und die Sedimentation sehr feiner lithogener (magnetischer) Partikel weiter vermindert. Gleichzeitig erfolgt ein relativ erhöhter Eintrag grobkörniger, eisbergtransportierter terrigener Partikel, die überwiegend aus Feldspat-, Quarz- und Sandsteinfragmenten bestehen (Spielhagen, 1990). Ferrimagnetische Partikel haben an dieser Grobfraction einen verschwindend geringen Anteil. Dies belegen ihre in den gesteinsmagnetischen und elektronenmikroskopischen Untersuchungen diagnostizierten, durchweg geringen Korngrößen sowie die inverse Korrelation mit der Grobfraction des Gesamtsedimentes (Kapitel 6). Einzelne in der Grobfraction enthaltene ferrimagnetische Partikel bewirken zusätzlich eine höhere durchschnittliche Korngröße als die strömungstransportierten Magnetominerale.

Auf den zentralen Arktischen Ozean (Station 2185) und die Morris Jesup Schwelle (Station 2200) läßt sich dieses Modell wegen fehlender Informationen über die zeitliche Variation der Strömungsmuster der Wassermassen nicht ohne weiteres übertragen. Generell erscheint eine unterschiedliche Gewichtung der Prozesse Transport durch Eis und Transport durch Meeresströmungen in Glazialen gegenüber Interglazialen jedoch auch an diesen Lokationen plausibel. Allerdings lassen sich keine konkreten Strömungen ausmachen, deren zeitlicher Bestand sich im Rahmen dieser Arbeit nachvollziehen läßt.

Auch im Arktischen Ozean läßt sich die erhöhte Konzentration ferrimagnetischer Minerale in Interglazialen teilweise auf eine erhöhte Freisetzung lithogener Partikel durch das verstärkte Abtauen von Meereis zurückführen. Während der Expedition ARK VIII/3 im Sommer 1991 konnte selbst bei einer geographischen Breite von 88°N häufig eine nicht geschlossene Eisdecke beobachtet werden (Fütterer, 1992). Einzelne eisfreie Zonen hatten eine Ausdehnung von bis zu 20 x 5 km. Unter diesem Gesichtspunkt erscheint die von Gard (1993) postulierte biologisch verstärkte Sedimentation aus dem Eis freigesetzter feinkörniger lithogener Partikel durchaus plausibel und könnte eine Erklärung für die relative Anreicherung dieser Partikel in Interglazialen bieten. Umgekehrt werden in Glazialen sehr feine Magnetominerale in

geringerem Maße abgelagert, da zum einen allgemein weniger Material aus dem Eis ausschmilzt und zum anderen, aufgrund der ungünstigen Lebensbedingungen, die insbesondere für diese Partikel ausschlaggebende biologisch verstärkte Sedimentation fehlt. Dies hat eine geringere Konzentration und eine höhere durchschnittliche Korngröße der Magnetominerale zur Folge.

Als aussagekräftigster Parameter für die Klimaabhängigkeit der gesteinsmagnetischen Eigenschaften arktischer Sedimente hat sich die Anhyseretische Remanente Magnetisierung ARM oder die Anhyseretische Suszeptibilität  $\kappa_{ARM}$  erwiesen. In Abbildung 7.1 ist  $\kappa_{ARM}$  als Funktion der Suszeptibilität für



Interglazial (Quadrate):

$$\kappa_{ARM} = 15 \cdot \kappa - 1273 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$$

$$\kappa - \text{Mittel} = 312 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$$

$$\kappa_{ARM} - \text{Mittel} = 3428 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$$

$$r = 0.81$$

$$N = 163$$

Glazial (Kreuze):

$$\kappa_{ARM} = 9 \cdot \kappa - 653 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$$

$$\kappa - \text{Mittel} = 286 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$$

$$\kappa_{ARM} - \text{Mittel} = 2028 \cdot 10^{-6} \text{ SI}$$

$$r = 0.88$$

$$N = 147$$

Abb. 7.1: Darstellung der Anhyseretischen Suszeptibilität  $\kappa_{ARM}$  als Funktion der Suszeptibilität  $\kappa$ . Kreise kennzeichnen Proben aus Interglazialen bis einschließlich Stadium 5, Kreuze Proben aus Glazialen bis einschließlich Stadium 6 der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (1533-3, 2212-3) und aus der Fram Straße (1535-8). Die Steigung der Regressionsgeraden ist ein Maß für die mittlere relative Korngröße der ferrimagnetischen Partikel (siehe Text).



die Proben der Sedimentkerne vom Lomonosov Rücken (2185-6), von der Morris Jesup Schwelle (2200-5), vom Yermak Plateau (1533-3, 2212-3) und aus der Fram Straße (1535-8) dargestellt. Die Kerne vom Kolbeinsey Rücken (1852-2) und aus dem Amundsen Becken (2171-4) wurden aufgrund der in Kapitel 6 diskutierten Ergebnisse nicht berücksichtigt.

Unterschieden sind Proben, die nach den Altersmodellen der vorliegenden Arbeit während Interglazialen bis einschließlich Stadium 5 sedimentiert wurden und solche, die Glazialen bis einschließlich Stadium 6 zugeordnet wurden. Für die Kerne vom Lomonosov Rücken und von der Morris Jesup Schwelle wurden die jüngeren Altersmodelle der Abbildungen 6.8 und 6.16 ausgewählt. Die Verwendung der beiden älteren Modelle (Abb. 6.4, 6.10) führt zu einer sinngemäß identischen Aussage.  $\kappa_{\text{ARM}}$  und  $\kappa$  sind im wesentlichen proportional zum Gehalt an ferrimagnetischen Mineralen. Die Steigung der jeweiligen Regressionsgeraden wird bestimmt durch die mittlere relative Korngröße, wobei eine größere Steigung kleineren Partikeln entspricht. An den höheren Mittelwerten für  $\kappa_{\text{ARM}}$  und  $\kappa$  ist zu erkennen, daß interglaziale Sedimente gegenüber glazialen Sedimenten eine höhere Konzentration an ferrimagnetischen Mineralen aufweisen. Weiterhin wird deutlich, daß  $\kappa_{\text{ARM}}$  in Interglazialen relativ stärker zunimmt als  $\kappa$ . Daraus resultiert eine größere Steigung der Regressionsgeraden als Kennzeichen einer geringeren mittleren Korngröße. Aus den  $\kappa$  Werten für  $\kappa_{\text{ARM}} = 0$  läßt sich der Beitrag der Sedimentmatrix zur Gesamtsuszeptibilität ableiten. Mit  $73 \cdot 10^{-6}$  SI (Interglaziale) und  $85 \cdot 10^{-6}$  SI (Glaziale) ergeben sich nahezu identische Werte für beide Klimasituationen, die gut übereinstimmen mit der in Kapitel 5.3 bestimmten paramagnetische Suszeptibilität der Sedimentmatrix.

Die Überschneidung von Punkten beider Gruppen läßt sich zum Teil dadurch erklären, daß nur eine Unterscheidung nach Glazialen und Interglazialen getroffen wurde, einzelne Substadien jedoch nicht getrennt werden konnten. Proben, die aus einem vergleichsweise "warmen" glazialen Abschnitt stammen und Proben, die unter relativ "kalten" interglazialen Bedingungen abgelagert wurden, spiegeln unter Umständen ähnliche Sedimentationsbedingungen wider und ergeben gleiche Werte für  $\kappa_{\text{ARM}}$  und  $\kappa$ , sind den Stadien entsprechend jedoch in getrennte Gruppen eingeordnet worden.

## 8 ZUSAMMENFASSUNG

Sieben Sedimentkerne aus dem östlichen Arktischen Ozean, der Fram Straße und der Grönländisch-Isländischen See wurden detailliert mit gesteinsmagnetischen Methoden analysiert. Die Untersuchungen der Isothermalen (IRM) und der Anhysteretischen Remanenten Magnetisierung (ARM) ergaben für die überwiegende Mehrzahl der Proben eine Titanomagnetit dominierte Magnetomineralogie, deren Zusammensetzung im einzelnen sehr variabel ist. In Verbindung mit elektronenmikroskopischen Beobachtungen durchgeführte Elementanalysen sowie die thermische Entmagnetisierung der IRM deuten zusätzlich auf geringere Konzentrationen an Eisensulfiden hin. Der überall vorhandene Anteil einer hochkoerzitiven, antiferromagnetischen Mineralphase, im wesentlichen Hämatit, ist zwar in seiner Konzentration von Bedeutung, aber nur in wenigen Proben ausreichend hoch, um die gesteinsmagnetischen Eigenschaften zu dominieren.

Die aus Remanenz- wie aus Hysterese-messungen abgeleiteten Koerzitivitätswerte (Median Destructive Field, Koerzitivkraft, Remanenzkoerzitivkraft) zeigen, daß die Sedimente ein breites Korngrößenspektrum im Bereich magnetisch stabiler Einbereichs- und Pseudo-Einbereichsteilchen enthalten. Eine untere Korngrößengrenze kann nicht exakt angegeben werden. Raster-elektronenmikroskopisch sind Partikel mit Korngrößen  $< 1 \mu\text{m}$  identifiziert worden. Die obere Grenze liegt bei etwa  $45 \mu\text{m}$ , häufig sind Größen zwischen 3 und  $8 \mu\text{m}$ .

Die nachgewiesenen Magnetominerale sind zweifelsfrei in der Lage, eine Charakteristische Remanente Magnetisierung (ChRM) über geologisch relevante Zeiträume zu konservieren. Es wurde insbesondere festgestellt, daß Sedimente, deren ChRM eine inverse Polarität besitzt, sich in ihren gesteinsmagnetischen Eigenschaften nicht von denen normaler Polarität unterscheiden. Daher sind die in den Sedimenten dokumentierten Polaritätswechsel als gesicherte Zeugnisse der wiederholten Umpolung des Erdmagnetfeldes anzusehen.

Die gemessenen gesteinsmagnetischen Parameter variieren über das gesamte Arbeitsgebiet in komplexer Weise. Eine regionale Systematik in der Verteilung einzelner Größen ist kaum ausgeprägt. Die teufenabhängigen Änderungen erreichen an mehreren Lokationen die gleiche Größenordnung wie das gesamte regionale Spektrum. Von Süden nach Norden ist eine leichte Konzentrationsabnahme der Magnetominerale sowie eine geringe Zunahme ihrer mittleren Korngröße festzustellen. Auffällig sind in der Mehrzahl der Kerne einzelne, meist geringmächtige Sedimentlagen, die deutlich abweichende magnetische Charakteristika aufweisen. In den Sedimenten des Amundsen Beckens sind sie besonders ausgeprägt und weisen dieser Region insofern eine Sonderstellung zu. Das überwiegend durch starke mechanische Beanspruchung gekennzeichnete äußere Erscheinungsbild der meisten Partikel weist auf ihren detritischen Ursprung hin.

Die Sedimentmatrix liefert zur Suszeptibilität einen unterschiedlich hohen, insgesamt positiven Beitrag. Bei relativer Anreicherung antiferromagnetischer gegenüber ferrimagnetischen Mineralen erreicht die paramagnetische Suszeptibilität die gleiche Größenordnung wie die Suszeptibilität der Magnetominerale.

Das Korngrößen spezifische Verhältnis der Anhysetischen Suszeptibilität zur Suszeptibilität ist vergleichbar mit Werten, die für Sedimente vom Alpha Rücken (Amerasisches Becken des Arktischen Ozeans), aus der Labrador See und der Baffin Bay bestimmt wurden, deren Ablagerung teilweise durch Wasserströmungen kontrolliert ist (Bloemendal et al., 1992). Die überwiegend diagnostizierten kleinen Partikelgrößen, zum Teil im sub-Micron-Bereich, lassen daher auch für die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Sedimente neben dem Eistransport wesentliche Einträge durch Suspensions-transport plausibel erscheinen.

In aller Regel ergeben sich Altersmodelle, die zu Sedimentationsraten von im Mittel bis zu einigen Zentimetern pro 1000 Jahre führen. Für die Lokationen am Lomonosov Rücken sowie an der Morris Jesup Schwelle wird ein alternatives Altersmodell diskutiert, das für die oberen Kernhälften eine Sedimentationsrate von etwa 0.4 cm/1000 Jahre und für die unteren Kernabschnitte von 0.1 cm/1000 Jahre ergibt. Welches der beiden Modelle zutreffend ist, läßt sich zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht endgültig entscheiden. In jedem Fall ist aufgrund der magnetostratigraphischen wie der gesteinsmagnetischen Ergebnisse davon auszugehen, daß in beiden Sedimentkernen dasselbe Zeitintervall dokumentiert ist.

Die altersabhängigen Variationen solcher gesteinsmagnetischer Kenngrößen, die charakteristisch für die mineralogische Zusammensetzung der magnetischen Sedimentfraktion sind, weisen überwiegend episodische Veränderungen auf, in denen sich kein Zeitmuster erkennen läßt. Auch die Wechsel der koerzitivitätsabhängigen Parameter erfolgen in meist unregelmäßigen zeitlichen Abständen, jedoch alternierend zwischen zwei relativ konstanten Niveaus. Dagegen zeigen die konzentrationsabhängigen Parameter, ausgenommen in den Sedimentkernen vom Kolbeinsey Rücken und aus dem Amundsen Becken, eine zyklische Altersabhängigkeit. Diese ist für Größen, zu denen bevorzugt sehr kleine magnetische Partikel beitragen, also solchen, die in Zusammenhang mit der ARM stehen, besonders deutlich. Für Parameter, die über das gesamte Korngrößenpektrum integrieren, ist sie weniger prägnant.

Insgesamt ergibt sich eine Konzentrationserhöhung der Magnetominerale sowie eine relative Anreicherung sehr feiner magnetischer Partikel in Interglazialen gegenüber Glazialen. Als sehr markant hat sich darüber hinaus die Korrelation der aus ARM Messungen abgeleiteten Größen mit dem isotopischen Parameter der  $^{10}\text{Be}$  Konzentration erwiesen. Dieser Zusammenhang unterstreicht zusätzlich die Klimaabhängigkeit dieser gesteinsmagnetischen Parameter. Ihre Klimakopplung ist für die Lokationen in der Fram Straße und am Yermak Plateau zurückzuführen auf die nur in Interglazialen vorhandenen,

nach Norden gerichteten Strömungen warmen atlantischen Wassers. Der damit verbundene zeitweilige Transport und Eintrag sehr feiner Partikel ergänzt die fortwährende Ablagerung gröberer, eistransportierten Materials. Eine zudem biologisch verstärkte Sedimentation in Interglazialen bewirkt eine Anreicherung kleiner Magnetominerale und somit eine geringere mittlere Korngröße der magnetischen Partikel. Umgekehrt führt der Rückgang der biologischen Aktivität in Glazialen sowie die erhöhte Sedimentation von eistransportierten, lithogenen Partikeln der Sandfraktion zu einer Konzentrationsverringerung der ferrimagnetischen Minerale sowie zu einer relativen Abreicherung der kleinen Korngrößen.

Prinzipiell läßt sich diese Argumentation klimatisch / ozeanographisch variierender Eintragsmechanismen für kleine magnetische Partikel auch auf den zentralen Arktischen Ozean und die Morris Jesup Schwelle übertragen. Der zeitliche Bestand von entsprechenden Meeresströmungen kann im Rahmen dieser Arbeit allerdings nicht postuliert werden. Die veränderliche biologische Aktivität (Gard, 1993) stellt jedoch auch in der zentralen Arktis einen potentiellen exogenen Steuerungsmechanismus für den Eintrag kleiner ferrimagnetischer Partikel dar.

## 9 LITERATURVERZEICHNIS

- Aagaard, K. & Carmack, E. C. (1989): The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation. *J. Geophys. Res.*, **94C**, 14485 - 14498.
- Aagaard, K., Swift, J. H. & Carmack, E. C. (1985): Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas. *J. Geophys. Res.*, **90C**, 4833 - 4846.
- Aksu, A. E. (1985a): Paleomagnetic results of the CESAR Cores. In: Initial geological report on CESAR - The Canadian expedition to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean (Jackson, H. R., Mudie, P. J. & Blasco, S. M., Hrsg.), 101 - 104.
- Aksu, A. E. (1985b): Planctonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy of CESAR Cores 102 and 103: Preliminary results. In: Initial geological report on CESAR - The Canadian expedition to study the Alpha Ridge, Arctic Ocean (Jackson, H. R., Mudie, P. J. & Blasco, S. M., Hrsg.), 115 - 124.
- Anderson, L. G., Jones, E. P., Koltermann, K. P., Schlosser, P., Swift, J. H. & Wallace, D. W. R. (1989): The first oceanographic section across the Nansen Basin in the Arctic Ocean. *Deep-Sea Res.*, **36**, 475 - 482.
- Asper, V. L. (1987): Measuring the flux and sinking speed of marine snow aggregates. *Deep-Sea Res.*, **34**, 1 - 17.
- Bailey, M. E. & Dunlop, D. J. (1983): Alternating field characteristics of pseudo-single domain (2 - 14  $\mu\text{m}$ ) and multi-domain magnetite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **63**, 333 - 352.
- Baksi, A. K., Hsu, V., McWilliams, M. O. & Farrar, E. (1992):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the Brunhes-Matuyama geomagnetic field reversal. *Science*, **256**, 356 - 357.
- Balsley, J. R. & Buddington, A. F. (1958): Iron-titanium oxide minerals, rocks and aeromagnetic anomalies in the Adirondack area, New York. *Econ. Geol.*, **53**, 777 - 805.
- Banerjee, S. K. (1971): New grain size limits for paleomagnetic stability in haematite. *Nature*, **232**, 15 - 16.
- Barker, P. F. & Kennett, J. P. et al., (Hrsg.) (1988): *Proc. ODP, Init. Repts.*, **113**, College Station, TX.
- Basta, E. Z. (1960): Natural and synthetic titanomagnetites (the system  $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{FeTiO}_3$ ). *N. Jahrb. Mineral.*, **94**, 1017 - 1048.
- Baumann, K. H., Lackschewitz, K. S., Erlenkeuser, H., Henrich, R. & Jünger, B. (1993): Late Quaternary calcium carbonate sedimentation and terrigenous input along the east Greenland continental margin. *Mar. Geol.*, **114**, 13 - 36.
- Bean, C. P. & Livingston, J. D. (1959): Superparamagnetism. *J. Appl. Phys.*, **30**, 120 - 129.
- Berner, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Fram Straße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. *Ber. Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, **20**, 167 S.
- Berner, H. & Wefer, G. (1990): Physiographic and biologic factors controlling surface sediment distribution in the Fram Strait. - In: *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic* (Bleil, U. & Thiede, J., Hrsg.), NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 317 - 335.
- Bleil, U. & Gard, G. (1989): Chronology and correlation of Quaternary magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy in Norwegian-Greenland Sea sediments. *Geol. Rundschau*, **78**, 1173 - 1187.

- Bleil, U. & Petersen, N. (1982): Magnetische Eigenschaften natürlicher Minerale. Landolt-Bernstein, Neue Serie, Gruppe V: Geophysik und Weltraumforschung, Band 1b, Springer, Berlin - Heidelberg - New York, 308 - 365.
- Bleil, U. & Thiede, J. (Hrsg.) (1990): Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic., NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 823 S.
- Bloch, E. (1932): Zur Theorie des Austauschproblems und der Remanenzerscheinung der Ferromagnetika. Z. Phys., **74**, 295 - 335.
- Bloemendal, J. (1983): Paleoenvironmental implications of the magnetic characteristics of sediments from Deep Sea Drilling Project Site 514, Southeast Argentine Basin. Init. Reports DSDP, **71**, 1097 - 1098.
- Bloemendal, J. & DeMenocal, P. (1989): Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility. Nature, **342**, 897 - 900.
- Bloemendal, J., King, J. W., Hall, F. R. & Doh, S. J. (1992): Rockmagnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes and sediment lithology. J. Geophys. Res., **97B**, 4361 - 4375.
- Bloemendal, J., King, J. W., Hunt, A., DeMenocal, P. B. & Hayashida, A. (1993): Origin of the sedimentary magnetic record at Ocean Drilling Program Sites on the Owen Ridge Western Arabian Sea. J. Geophys. Res., **98B**, 4199 - 4219.
- Bloemendal, J., Lamb, B. & King, J. (1988): Paleoenvironmental implications of rockmagnetic properties of late Quaternary sediment cores from the eastern Equatorial Atlantic. Paleoceanography, **3**, 61 - 87.
- Bohrmann, H. (1991): Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. Ber. Polarforschung, **95**, 114 S.
- Botz, R., Bohrmann, H., Mangini, A., Paetsch, H., Scholten, J. C., Stoffers, P. & Thiede, J. (1989):  $^{230}\text{Th}$  stratigraphy of high latitude sediments: A transect from the Norwegian-Greenland Sea to the Arctic Ocean. Terra Abstr., **1**, 334.
- Butler, R. F. & Banerjee, S. K. (1975): Theoretical single-domain grain size range in magnetite and titanomagnetite. J. Geophys. Res., **80**, 4049 - 4058.
- Cande, S. C. & Kent, D. V. (1992): A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J. Geophys. Res., **97B**, 13917 - 13951.
- Canfield, D. E. & Berner, R. A. (1987): Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, **51**, 645 - 659.
- Chang, S. B. R. & Kirschvink, J. L. (1989): Magnetofossils, the magnetization of sediments, and the evolution of biomineralization. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., **17**, 169 - 195.
- Cisowski, C. S. (1981): Interacting vs. non-interacting single-domain behaviour in natural and synthetic samples. Phys. Earth Planet. Inter., **26**, 56 - 62.
- Clark, D. A. (1983): Magnetic properties of pyrrhotite. Dissertation, Univ. Sydney.
- Clark, D. A. (1984): Hysteresis properties of sized dispersed monoclinic pyrrhotite grains. Geophys. Res. Lett., **11**, 173 - 176.
- Collinson, D. W. (1983): Methods in rock magnetism and paleomagnetism. Chapman and Hall, London - New York, 503 S.

- Dankers, P. H. (1978): Magnetic properties of dispersed natural iron oxides of known grain size. Dissertation, Univ. Utrecht.
- Dankers, P. (1981): Relationship between median destructive field and remanent coercive forces for dispersed natural magnetite, titanomagnetite and hematite. *Geophys. Journ. R. astr. Soc.*, **64**, 447 - 461.
- Day, R. (1977): TRM and its variation with grain size: a review. *J. Geomagn. Geoelectr.*, **29**, 233 - 265.
- Day, R., Fuller, M. & Schmidt, V. A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **13**, 260 - 267.
- Dekkers, M. J. (1988): Magnetic properties of natural pyrrhotite Part I: Behaviour of initial susceptibility and saturation-magnetization-related rock-magnetic parameters in a grain-size dependent framework. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **52**, 376 - 393.
- DeMenocal, P. B., Laine, E. P. & Ciesielski, P. F. (1988): A magnetic signature of bottom current erosion. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **51**, 326 - 348.
- DeMenocal, P. B., Ruddiman, W. F. & Kent D. V. (1990): Depth of post-depositional remanence acquisition in deep-sea sediments: A case study of the Brunhes-Matuyama reversal and oxygen isotopic stage 19.1. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**, 1 - 13.
- Dethleff, D., Nürnberg, D., Reimnitz, E., Saarso, M. & Savchenko, Y. P. (1993): East Siberian Arctic Region Expedition '92: The Laptev Sea - Its significance for Arctic sea-ice formation and transpolar sediment flux. *Ber. Polarforschung*, **120**, 3 - 44.
- Doake, S. M. (1977): A possible effect of ice ages on the Earth's magnetic field. *Nature*, **267**, 415 - 417.
- Doh, S. J., King, J. W. & Leinen, M. (1988): A rockmagnetic study of Giant Piston Core LL44-GPC3 from the Central North Pacific and its paleoceanographic implications. *Paleoceanography*, **3**, 89 - 111.
- Dunlop, D. J. (1971): Magnetic properties of fine-particle hematite. *Ann. Géophys.*, **27**, 269 - 293.
- Dunlop, D. J. (1973): Superparamagnetic and SD-threshold sizes in magnetite. *J. Geophys. Res.*, **78**, 1780 - 1793.
- Dunlop, D. J. (1981): The rockmagnetism of fine particles. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **26**, 1 - 26.
- Dunlop, D. J. (1986a): Hysteresis properties of magnetite and their dependence on particle size: A test of pseudo-single domain remanence models. *J. Geophys. Res.*, **91**, 9569 - 9584.
- Dunlop, D. J. (1986b): Coercive forces and coercivity spectra of sub-micron magnetites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**, 288 - 295.
- Dunlop, D. J. (1990): Developments in rockmagnetism. *Rep. Prog. Phys.*, **53**, 707 - 792.
- Dunlop, D. J. & Bina, M. M. (1977): The coercive force spectrum of magnetite at high temperatures: evidence for thermal activation below the blocking temperature. *Journ. R. astr. Soc.*, **51**, 121 - 147.
- Dunlop, D. J. & West, G. F. (1969): An experimental evaluation of single-domain theories. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **1**, 709 - 757.

- Eisenhauer, A., Mangini, A., Botz, R., Walter, P., Bonani, G., Suter, M., Hofmann, H. J. & Wölfli, W. (1990): High resolution  $^{230}\text{Th}$  and  $^{10}\text{Be}$  stratigraphy of late Quaternary sediments from the Fram Strait (core 23235). In: Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic (Bleil, U. & Thiede, J., Hrsg.), NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 475 - 488.
- Eisenhauer, A., Spielhagen, R. F., Frankl, M., Hentzschel, G., Billen, T., Kubik, P. W., Dietrich-Hannen, B. & Mangini, A. (1994):  $^{10}\text{Be}$  records of sediment cores from high northern latitudes - Implications for environmental and climatic changes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **124**, 171 - 184.
- Ellwood, B. B. (1980): Application of the anisotropy of magnetic susceptibility method as an indicator of bottom-water flow direction. *Mar. Geol.*, **34**, 1183 - 1190.
- Enkin, R. J. & Dunlop, D. J. (1987): A micromagnetic study of pseudo-single domain remanence in magnetite. *J. Geophys. Res.*, **92B**, 12726 - 12740.
- Flanders, P. J. (1988): An alternating-gradient magnetometer. *J. Appl. Phys.*, **63**, 3940 - 3945.
- Flanders, P. J. (1990): A vertical force alternating-gradient magnetometer. *Rev. Sci. Instrum.*, **61**, 839 - 847.
- Flinn, D. (1962): On folding during three-dimensional progressive deformation. *Q. J. Geol. Soc. Lon.*, **118**, 385 - 433.
- Foldvik, A., Aagrad, K. & Torresen, T. (1988): On the velocity field of the East Greenland Current. *Deep-Sea Res.*, **35**, 1335 - 1354.
- Frederichs, T. & Nowaczyk, N. R. (1992): Magnetostratigraphy of late Quaternary Arctic Ocean sediments, II: The Lomonosov Ridge, Morris Jesup Rise, and Yermak Plateau. *Geomar Rep.*, **15**, 118 - 119.
- Fütterer, D. K. (1992): ARCTIC '91: Die Expedition ARK VIII/3 mit FS 'Polarstern' 1991. *Ber. Polarforschung*, **107**.
- Gard, G. (1993): Late Quaternary coccoliths at the North Pole: Evidence of ice-free conditions and rapid sedimentation in the Central Arctic Ocean. *Geology*, **21**, 227 - 230.
- Gard, G. & Backman, J. (1990): Synthesis of Arctic and Subarctic coccolith biochronology and history of North Atlantic drift water influx during the last 500.000 years. In: Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic (Bleil, U. & Thiede, J., Hrsg.), NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 417 - 436.
- Gordienko, P. A. & Laktionov, A. F. (1969): Circulation and physics of the Arctic basin waters. In: Annals of the International Geophysical Year, Oceanography, New York, Pergamon Press, 94 - 112.
- Grenet, G. (1930): -, *Ann. Phys. (Paris)*, **13**, 263.
- Halgedahl, S. L. & Fuller, M. (1983): The dependence of magnetic domain structure upon magnetization with emphasis upon nucleation as a mechanism for the pseudo-single domain behaviour. *J. Geophys. Res.*, **88**, 6505 - 6522.
- Hall, F. R. (1990): The rock magnetic signature of high-latitude northern hemispheric deep-sea sediments and their relationship to Quaternary glacial cycling. Ph.D Dissertation, Univ. Rhode Island, Narragansett.



- Hall, F. R., Bloemendal, J., King, J. W., Arthur, M. A. & Aksu, A. E. (1989a): Middle to Late Quaternary sediment fluxes in the Labrador Sea, ODP Leg 105, Site 646: A synthesis of rock-magnetic, oxygen-isotopic, carbonate, and planctonic foraminiferal data. In: Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B. et al. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, **105**, 653 - 661.
- Hall, F. R., Busch, W. H. & King, J. W. (1989b): The relationship between variations in rock-magnetic properties and grain size of sediments from ODP Hole 645C. In: Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B. et al. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, **105**, 837 - 841.
- Hall, F. R. & King, J. W. (1989): Rockmagnetic stratigraphy of Site 645 (Baffin Bay) from ODP Leg 105. In: Srivastava, S. P., Arthur, M., Clement, B. et al. (Hrsg.), Proc. ODP, Sci. Results, **105**, 843 - 849.
- Hamilton, N. & Rees, A. I. (1970): The use of magnetic fabric in paleocurrent estimation. In: Paleogeophysics (Runcorn, K. Hrsg.), 445 - 464.
- Harrison, C. G. A. & Prospero, J. M. (1977): Reversals of the Earth's magnetic field and climatic changes. *Nature*, **250**, 563 - 564.
- Hartstra, R. L. (1982a): Grain-size dependence of initial susceptibility and saturation magnetization-related parameters of four natural magnetites in the PSD-MD range. *Journ. R. astr. Soc.*, **71**, 477 - 495.
- Hartstra, R. L. (1982b): A comparative study of the ARM and  $I_{SR}$  of some natural magnetites of multidomain and pseudo-single domain size. *Journ. R. astr. Soc.*, **71**, 497 - 518.
- Hebbeln, D. (1991): Spätquartäre Stratigraphie und Paläozeanographie in der Framstraße. *Ber. Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen*, **22**, 174 S.
- Hebbeln, D. & Wefer, G. (1991): Sedimentation in the Fram Strait: Effects of ice coverage and ice rafted material. *Nature*, **350**, 409 - 411.
- Hedley, I. G. (1971): The weak ferromagnetism of goethite ( $\alpha$ -FeOOH). *Z. Geophys.*, **37**, 409 - 420.
- Heider, F., Körner, U. & Bitschene, P. (1993): Volcanic ash particles as carriers of remanent magnetization in deep-sea sediments from the Kerguelen Plateau. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **118**, 121 - 134.
- Heider, F. & Williams, W. (1988): Note on temperature dependence of exchange constant in magnetite. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 184 - 187.
- Heller, F. (1978): Rock magnetic studies of upper Jurassic limestones from southern Germany. *J. Geophys.*, **44**, 525 - 543.
- Hentzschell, G. (1992): Der Transport von  $^{10}\text{Be}$  und  $^{230}\text{Th}$  in die Sedimente von Kern 21533, Arktischer Ozean. Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 86 S.
- Herman, Y. (Hrsg.) (1989): The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology and Biology. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 888 S.
- Hilgen, F. J. (1991): Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implications for the Geomagnetic Polarity Time Scale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 226 - 244.
- Hilton, J. (1986): Normalized magnetic parameters and their applicability to paleomagnetism and environmental magnetism. *Geology*, **14**, 887 - 889.

- Hilton, J. (1990): Greigite and the magnetic properties of sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **35**, 497 - 508.
- Honjo, S. (1989): Particle fluxes and modern sedimentation in the Polar Ocean. In: *Polar Oceanography, Part B* (Smith, W. O. J., Hrsg.), Academic Press, 687 - 734.
- Honjo, S., Spencer, D. W. & Farrington, J. W. (1982): Deep advective transport of lithogenic particles in Panama Basin. *Science*, **216**, 516 - 518.
- Hrouda, F. (1982): Magnetic anisotropy of rocks and its application in Geology and Geophysics. *Geophysical Surveys*, **5**, 37 - 82.
- Hurdle, B. G. (Hrsg.) (1986): *The Nordic Seas*. Springer, New York, 777 S.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. & Shackleton, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In: *Milankovitch and Climate, Band 1* (Berger, A. L., Imbrie, J., Hays, G., Kukla, G. & Saltzman, B., Hrsg.), D. Reidel Publ. Comp., 269 - 305.
- Jackson, H. R., Johnson, G. L., Sundvor, E. & Myhre, A. M. (1984): The Yermak Plateau: Formed at a Triple Junction. *J. Geophys. Res.*, **89B**, 3223 - 3232.
- Jelinek, V. (1977): The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application. *Geofyzika Brno, Brno*.
- Johnson, G. L. (1990): Morphology and Plate Tectonics: The Modern Polar Oceans. In: *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic* (Bleil, U. & Thiede, J., Hrsg.), NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 11 - 28.
- Johnson, H. P., Kinoshita, H. & Merrill, R. T. (1975): Rock magnetism and paleomagnetism of some North Pacific deep-sea sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **86**, 412 - 420.
- Karlin, R. (1990a): Magnetite diagenesis in marine sediments from the Oregon Continental Margin. *J. Geophys. Res.*, **95**, 4405 - 4420.
- Karlin, R. (1990b): Magnetic mineral diagenesis in suboxic sediments at Bettis Site W - N, NE Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, **95**, 4421 - 4436.
- Karlin, R. & Levi, S. (1983): Diagenesis of magnetic minerals in recent hemipelagic sediments. *Nature*, **303**, 327 - 330.
- Karlin, R. & Levi, S. (1985): Geochemical and sedimentological control on the magnetic properties of hemipelagic sediments. *J. Geophys. Res.*, **90**, 10373 - 10392.
- Kellog, T. B. (1977): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450.000 years. *Marine Micropaleontology*, **2**, 235 - 249.
- Kellog, T. B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts. *Boreas*, **9**, 115 - 137.
- Kent, D. V. & Lowrie, W. (1974): Origin of magnetic instability in sediment cores from the Central North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2987 - 3000.
- Kent, D. V. & Opdyke, N. D. (1977): Paleomagnetic field variation recorded in a Brunhes epoch deep-sea sediment core. *Nature*, **266**, 256.

- King, J., Banerjee, S. K., Marvin, J. & Özdemir, 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, J. W., Banerjee, S. K. & Marvin, J. (1983): A new rock magnetic approach to selecting sediments for geomagnetic paleointensity studies: application to paleointensity for the last 4000 years. *J. Geophys. Res.*, **88B**, 5911 - 5921.
- King, J. W. & Channel, J. E. T. (1991): Sedimentary magnetism, environmental magnetism, and magnetostratigraphy. *Rev. Geophys., Suppl.*, 358 - 370.
- Kirschvink, J. L. & Chang, S. B. R. (1984): Ultrafine-grained magnetite in deep-sea sediments: possible bacterial magnetofossils. *Geology*, **12**, 559 - 562.
- Kittel, C. (1988): Einführung in die Festkörperphysik. R. Oldenbourg Verlag, München, 729 S.
- Kneller, E. (1962): Ferromagnetismus. Springer Verlag, Berlin - Heidelberg, 792 S.
- Köhler, S. & Spielhagen, R. F. (1990): The enigma of oxygen isotope stage 5 in the Central Fram Strait. In *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic* (Bleil, U. & Thiede, J., Hrsg.), NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 489 - 498.
- Köhler, S. E. I. (1991): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neogloboquadrina pachyderma* (sin.). Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Univ. Kiel, 103 S.
- Kristoffersen, Y. & Husebye, E. S. (1985): Multichannel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin, Arctic Ocean, from U.S. ice station FRAM-IV. In: *Geophysics of the Polar Regions* (Husebye, E. S., Johnson, G. L. & Kristoffersen, Y., Hrsg.), *Tectonophys.*, **114**, 103 - 115.
- Krs, M., Krsova, M., Pruner, P., Zeman, A., Novak, F. & Jansa, J. (1990): A petromagnetic study of Miocene rocks bearing micro-organic material and the magnetic mineral greigite. *J. Geophys. Res.*, **95**, 4405 - 4419.
- Lakschewitz, K. S. (1991): Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken, nördlich von Island. *Geomar Rep.*, **9**, 133 S.
- Lao, Y., Anderson, R. F., Broecker, W. S., Trumbore, S. E., Hofman, H. J. & Wölfli, W. (1992): Transport and burial rates of  $^{10}\text{Be}$  and  $^{231}\text{Pa}$  in the Pacific during the Holocene period. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 173 - 189.
- Larson, R. L. & Olson, P. (1991): Mantle plumes control magnetic reversal frequency. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **107**, 437 - 447.
- Larssen, B. B., Elverhoi, A. & Aaagrad, P. (1987): Study of particulate material in sea ice in the Fram Strait - a contribution to paleoclimatic research?. *Polar Res.*, **5**, 313 - 315.
- Leslie, B. W., Lund, S. P. & Hammond, D. E. (1990): Rock magnetic evidence for the dissolution and authigenic growth of magnetic minerals within anoxic marine sediments of the California Continental Borderland. *J. Geophys. Res.*, **95**, 4437 - 4452.
- Lövlie, R. (1989): Paleomagnetic stratigraphy: a correlation method. *Quat. Int.*, **1**, 129 - 149.

- Lövlie, R., Markussen, B., Sejrup, H. P. & Thiede, J. (1986): Magnetostratigraphy in three Arctic Ocean sediment cores: arguments for geomagnetic excursions within oxygen-isotope stage 2 - 3. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **43**, 173 - 184.
- Lowrie, W. (1990): Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 159 - 162.
- Lowrie, W. & Heller, F. (1982): Magnetic properties of marine limestones. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 171 - 192.
- Maher, B. (1988): Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. *Geophys. J.*, **94**, 83 - 96.
- Mann, S., Sparks, N. H. C., Frankel, D. A. & Jannasch, H. W. (1990): Biomineralisation of ferrimagnetic greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) and iron pyrite ( $\text{FeS}_2$ ) in a magnetotactic bacterium. *Nature*, **343**, 258 - 261.
- McCave, N. (1975): Vertical flux of particles in the ocean. *Deep-Sea Res.*, **22**, 491 - 502.
- McNeill, D. F. (1990): Biogenic magnetite from surface Holocene carbonate sediments, Great Bahama Bank. *J. Geophys. Res.*, **95**, 4363 - 4371.
- Mead, G. A., Tauxe, L. & LaBreque, J. L. (1986): Oligocene paleoceanography of the South Atlantic: Paleoclimatic implications of sediment accumulation rates and magnetic susceptibility measurements. *Paleoceanography*, **1**, 273 - 284.
- Mienert, J. & Bloemendal, J. (1989): A comparison of acoustic and rock-magnetic properties of equatorial Atlantic deep-sea sediments: paleoceanographic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **94**, 291 - 300.
- Moon, T. S. & Merrill, R. T. (1985): Nucleation theory and domain states in multi-domain magnetic material. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **37**, 214 - 222.
- Morin, F. J. (1950): Magnetic susceptibility of  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  and  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  with added titanium. *Phys. Rev.*, **78**, 819 - 820.
- Moskowitz, B. M. (1980): Theoretical grain size limits for single-domain, pseudo-single domain and multi-domain behaviour in titanomagnetite ( $x = 0.60$ ) as a function of low-temperature oxidation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **47**, 285 - 293.
- Moskowitz, B. M. & Banerjee, S. K. (1979): Grain size limits for pseudo-single domain behaviour in magnetite: implications for paleomagnetism. *IEEE Trans. Magn.*, **MAG-15**, 1241 - 1246.
- Mullins, C. E. & Tite, M. S. (1973): Magnetic viscosity, quadrature susceptibility and frequency dependence of susceptibility in single-domain assemblies of magnetite and maghemite. *J. Geophys. Res.*, **78**, 804 - 809.
- Néel, L. (1952): Antiferromagnetism and ferrimagnetism. *Proc. Phys. Soc.*, **A65**, 869 - 885.
- Niebauer, H. J. & Smith, W. O. J. (1989): A numerical model of mesoscale physical-biological interactions in the Fram Strait marginal ice zone. *J. Geophys. Res.*, **94**, 16151 - 16175.
- Nowaczyk, N. R. (1991): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete. *Ber. Polarforschung*, **78**, 187 S.
- Nowaczyk, N. R. & Baumann, M. (1992): Combined high-resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for Late Quaternary Arctic Ocean sediments. *Deep-Sea Res.*, **39**, 567 - 601.

- Nowaczyk, N. R. & Frederichs, T. (1992): Magnetostratigraphy of late Quaternary Arctic Ocean sediments, I: The Amundsen Basin. *Geomar Rep.*, **15**, 214.
- Nowaczyk, N. R., Frederichs, T. W., Eisenhauer, A. & Gard, G. (1994): Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 179 ka of the Brunhes Chron. *Geophys. J. Int.*, **117**, 453 - 471.
- O'Reilly, W. (1976): Magnetic minerals in the crust of the earth. *Rep. Prog. Phys.*, **39**, 657.
- O'Reilly, W. (1984): *Rock and mineral magnetism*. Blackie, Glasgow - London, 220 S.
- Özdemir, Ö. & Banerjee, S. K. (1982): A preliminary magnetic study of soil samples from west-central Minnesota. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, 393 - 403.
- Özdemir, Ö. & Dunlop, D. J. (1988): Crystallization remanent magnetization during transformation of maghemite to hematite. *J. Geophys. Res.*, **93**, 6530 - 6544.
- Payne, M. A. (1981): SI and Gaussian CGS units, conversions and equations for the use in geomagnetism. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **26**, P10 - P16.
- Perry, R. K., Flemming, H. S., Weber, J. R., Kristoffersen, Y., Hall, J. K., Grantz, A., Johnson, G. L., Cherkis, N. Z. & Larsen, B. (1986): *Bathymetry of the Arctic Ocean*. Naval Research Laboratory - Acoustic Division, printed by the Geological Society of America.
- Petermann, H. & Bleil, U. (1993): Detection of live magnetotactic bacteria in South Atlantic deep-sea sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**, 223 - 228.
- Petersen, N., von Dobeneck, T. & Vali, H. (1986): Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean. *Nature*, **320**, 611 - 615.
- Pfirman, S., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. & Abelmann, A. (1989a): Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987. *Polar Res.*, **7**, 59 - 66.
- Pfirman, S., Wollenburg, I., Thiede, J. & Lange, M. A. (1989b): Lithogenic sediment on Arctic pack ice: Potential aeolian flux and contribution to deep-sea sediments. In: *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport* (Leinen, M. & Sarnthein, M., Hrsg.), NATO ASI Series C 282, 463 - 493.
- Pfirman, S., Lange, M. A., Wollenburg, I. & Schlosser, P. (1990): Sea ice characteristics and the role of sediment inclusions in deep-sea deposition: Arctic - Antarctic Comparisons. In: *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic* (Bleil, U. & Thiede, J., Hrsg.), NATO ASI Series C 308, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 187 - 212.
- Radhakrishnamurthy, C., Likhite, S. D., Amin, B. S. & Somayajulu, B. L. K. (1968): Magnetic susceptibility stratigraphy in ocean sediment cores. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **4**, 464 - 468.
- Rees, A. I. (1961): The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. *Journ. R. astr. Soc.*, **5**, 235 - 251.
- Richards, J. G. W., O'Donovan, J. B., Hauptman, Z., O'Reilly, W. & Creer, K. M. (1973): A magnetic study of titanomagnetites substituted by magnesium and aluminium. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **7**, 437 - 440.

- Roberts, A. P. & Pillans, B. J. (1993): Rockmagnetism of Lower/Middle Pleistocene marine sediments, Wanganui Basin, New Zealand. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 839 - 842.
- Roberts, A. P. & Turner, G. M. (1993): Diagenetic formation of ferrimagnetic iron sulphide minerals in rapidly deposited marine sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **115**, 257 - 273.
- Robinson, S. G. (1986): The late Pleistocene paleoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments by mineral magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **42**, 22 - 47.
- Robinson, S. G. (1990): Applications for whole-core magnetic susceptibility measurements of deep-sea sediments: Leg 115 results. In: Duncan, R. A., Backman, J., Peterson, L. C. et al. (Hrsg.), *Proc. ODP, Sci. Results*, **115**, 737 - 771.
- Rochette, P. & Fillion, G. (1989): Field and temperature behaviour of remanence in synthetic goethite: paleomagnetic implications. *Geophys. Res. Lett.*, **16**, 851 - 854.
- Rochette, P., Jackson, M. J. & Aubourg, C. (1992): Rockmagnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Rev. Geophys.*, **30**, 209 - 226.
- Schäper, S. (1994): Quartäre Sedimentation im polnahen Arktischen Ozean. Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Umweltphysik der Universität Heidelberg, 113 S.
- Schmidbauer, E. & Veitch, R. J. (1980): Anhysteretic remanent magnetization of small multidomain  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  particles dispersed in various concentrations in a nonmagnetic matrix. *J. Geophys.*, **48**, 148 - 152.
- Scholten, J. C., Botz, R., Mangini, A., Paetsch, H., Stoffers, P. & Vogelsang, E. (1990): High-resolution  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$  stratigraphy of sediments from high-latitude areas (Norwegian Sea, Fram Strait). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **101**, 54 - 62.
- Scholten, J. C., Botz, R., Paetsch, H. & Stoffers, P. (1994):  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$  flux into Norwegian-Greenland Sea sediments: Evidence for lateral sediment transport during the past 300.000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **121**, 111 - 124.
- Shackleton, N. J., Berger, A. & Peltier, W. R. (1990): An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Science*, **81**, 251 - 261.
- Shcherbakov, V. P. & Lamash, B. E. (1988): -, *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 526 - 529.
- Skinner, B. J., Erd, R. C. & Grimaldi, F. S. (1964): Greigite, the thio-spinel of iron: a new mineral. *Am. Mineral.*, **49**, 543 - 555.
- Smit, J. & Wijn, H. P. J. (1959): *Ferrites*. John Wiley & Sons, New York, 369 S.
- Snowball, I. & Thompson, R. (1988): An occurrence of greigite in the sediments of Loch Lomond. *Journ. Quat. Sci.*, **4**, 121 - 125.
- Snowball, I. & Thompson, R. (1990a): A mineral magnetic study of greigite in the sediments in Lough Catherine, Northern Ireland. *Boreas*, **19**, 127 - 146.
- Snowball, I. & Thompson, R. (1990b): A stable chemical remanence in Holocene sediments. *J. Geophys. Res.*, **95B**, 4471 - 4479.
- Snowball, I. F. (1991): Magnetic properties of greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) and a new occurrence in Holocene sediments from Swedish Lappland. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **68**, 32 - 40.

- Soffel, H. (1971): The single domain-multidomain transition in natural intermediate titanomagnetites. *Z. Geophys.*, **37**, 451 - 470.
- Soffel, H. (1977): Pseudo-single domain effects and the single domain-multidomain transition in natural pyrrhotite deduced from domain structure observations. *J. Geophys.*, **42**, 351 - 359.
- Soffel, H. (1991): *Paläomagnetismus und Archäomagnetismus*. Springer-Verlag, Berlin - Heidelberg, 276 S.
- Spell, T. L. & McDougall, I. (1992): Revisions to the age of the Brunhes-Matuyama boundary and the Pleistocene geomagnetic polarity time scale. *Geophys. Res. Lett.*, **19**, 1181 - 1184.
- Spielhagen, R., Pfirmann, S. & Thiede, J. (1988): Geowissenschaftlicher Bericht über die ARK IV/3 Expedition des PFVS Polarstern im Sommer 1987 in das zentrale östliche Arktische Becken. *Ber. Geol. Paläont. Institut, Univ. Kiel*, **24**, 166 S.
- Spielhagen, R. F. (1990): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre. Dissertation Math.-Nat. Fakultät, Univ. Kiel, 127 S.
- Stacey, F. D. & Banerjee, S. K. (1974): *The Physical Principles of Rock Magnetism*. Elsevier, Amsterdam, 195 S.
- Stephenson, A. (1971): Single-domain grain-size distributions. I. A method for the determination of single-domain grain distributions. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **4**, 353 - 360.
- Stolz, J. F., Chang, S. B. R. & Kirschvink, J. L. (1986): Magnetotactic bacteria and single-domain magnetite in hemipelagic sediments. *Nature*, **321**, 849 - 851.
- Stoner, E. C. & Wohlfahrt, E. P. (1948): A mechanism of magnetic hysteresis in heterogeneous alloys. *Philos. Trans. R. Soc., Ser. A*, **240**, 599 - 642.
- Stutzer, F., Groß, W. & Bornemann, K. (1918): -, *Met. Erz.*, **15**, 1.
- Tauxe, L., Deino, A. D., Behrensmeier, A. K. & Potts, R. (1992): Pinning down the Brunhes/Matuyama and upper Jaramillo boundaries: a reconciliation of orbital and isotopic time scales. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 561 - 572.
- Tauxe, L. & Wu, G. (1990): Normalized remanence in sediments of the western Equatorial Pacific: relative paleointensity of the geomagnetic field?. *J. Geophys. Res.*, **95B**, 12337 - 12350.
- Thiede, J. (1988): Scientific Cruise Report: ARK IV/3 expedition with RV POLARSTERN. *Ber. Polarforschung*, **43**, 237 S.
- Thiede, J. & Hempel, G. (1991): Die Expedition Arktis VII/1 mit FS 'Polarstern' 1990. *Ber. Polarforschung*, **80**, 137 S.
- Thompson, R. & Oldfield, F. (1986): *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin, London, 227 S.
- Vali, H. & Kirschvink, J. L. (1989): Magnetofossil dissolution in a paleomagnetically unstable deep-sea sediment. *Nature*, **339**, 203 - 206.
- Van Velzen, A. J. & Zijdeveld, J. D. A. (1990): Rockmagnetism of the early Pliocene Trubi formation of Eraclea Minoa (Sicily). *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 791 - 794.
- Verwey, E. J. W. & Haayman, P. W. (1941): Electronic conductivity and transition point in magnetite. *Physica*, **8**, 979 - 982.
- Vinje, T. E. (1977): Sea ice conditions in the European sector of the marginal seas of the Arctic, 1966 - 75. *Norsk Polarinst. Arbok*, 1975, 163 - 174.

- Vogt, P. R. (1986): Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments. In: The Nordic Seas (B. G. Hurdle, Hrsg.) Springer Verlag, New York, 21 - 84.
- Voigt, W. & Kinoshita, S. (1907): -, Ann. Phys (Leipzig), **24**, 492.
- von Dobeneck, T., Petersen, N. & Vali, H. (1987): Bakterielle Magnetofossilien. Geowiss. in unserer Zeit, **1**, 27 - 35.
- Weast, R. C., Astle, M. J. & Beyer, W. H. (1988): CRC Handbook of Chemistry and Physics. CRC Press Inc., Boca Raton, Florida, 2400 S.
- Weber, J. R. & Sweeney, J. F. (1985): Reinterpretation of morphology and crustal structure in the Central Arctic Ocean Basin. J. Geophys. Res., **90B**, 663 - 677.
- Weiss, P. (1907): L'hypothese du champ moléculaire et le propriété ferromagnétique. J. Physique., **6**, 661 - 690.
- Westcott-Lewis, M. F. & Parry, L. G. (1971): Thermoremanence in synthetic rhombohedral iron-titanium oxides. Aust. J. Phys., **24**, 719 - 734.
- Williams, W. & Dunlop, D. J. (1989): Three-dimensional micromagnetic modelling of ferromagnetic domain structure. Nature, **337**, 634 - 637.
- Witte, W. K. & Kent, D. V. (1988): Revised magnetostratigraphy confirm low sedimentation rates in Arctic Ocean cores. Quat. Res., **29**, 43 - 53.
- Wohlfahrt, E. P. (1958): Relations between different modes of acquisition of the remanent magnetisation of ferromagnetic particles. J. Appl.Phys., **35**, 595 - 596.
- Wollenburg, I. (1993): Sedimenttransport durch das arktische Meereis: Die rezente lithogene und biogene Materialfracht. Ber. Polarforschung, **127**, 159 S.
- Wollin, G., Ryan, W. B. F. & Ericson, D. B. (1978): Climatic changes, magnetic intensity variations and fluctuations of the excentricity of the Earth's orbit during the past 2 my and a mechanism which may be responsible for the relationship. Earth Planet. Sci. Lett., **41**, 395 - 397.
- Zahn, R., Markussen, B. & Thiede, J. (1985): Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. Nature, **314**, 433 - 435.



ANHANG A: GESTEINSMAGNETISCHE PARAMETER

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 1533-3 SL

175

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
5.0	156.0	333.8	5.060	0.467	0.031	15.2	4901	14.7	0.966	59.5	32.0	44.5	0.377	1.337	0.719
12.0	135.0	358.0	5.610	0.377	0.024	15.7	4241	11.8	0.957	59.5	30.0	42.0	0.369	1.417	0.714
18.0	112.0	367.1	5.470	0.305	0.020	14.9	3519	9.6	0.962	59.5	28.5	41.5	0.363	1.434	0.687
30.0	122.0	356.4	5.420	0.342	0.023	15.2	3833	10.8	0.962	61.5	31.0	43.0	0.373	1.430	0.721
35.0	55.2	266.3	2.920	0.207	0.019	11.0	1734	6.5	0.962	60.0	29.5	42.0	0.356	1.429	0.702
40.0	10.1	153.0	0.711	0.066	0.014	4.6	317	2.1	0.861	51.5	29.5	40.5	0.420	1.272	0.728
45.0	4.6	115.0	0.384	0.040	0.012	3.3	143	1.2	0.848	57.0	31.5	43.5	0.424	1.310	0.724
51.0	48.8	424.1	3.640	0.115	0.013	8.6	1533	3.6	0.974	38.0	15.0	25.5	0.298	1.490	0.588
60.0	93.9	508.2	5.090	0.185	0.018	10.0	2950	5.8	0.980	45.5	17.5	29.0	0.291	1.569	0.603
65.5	95.8	354.0	4.250	0.271	0.023	12.0	3010	8.5	0.976	46.5	19.5	31.0	0.300	1.500	0.629
70.0	59.2	250.2	1.940	0.236	0.031	7.8	1859	7.4	0.959	46.0	18.5	30.5	0.305	1.508	0.607
75.5	65.0	261.8	2.780	0.248	0.023	10.6	2042	7.8	0.963	47.0	18.5	30.5	0.297	1.541	0.607
79.0	66.1	267.8	2.640	0.247	0.025	9.9	2077	7.8	0.964	46.5	19.0	31.5	0.302	1.476	0.603
84.0	25.2	125.6	0.831	0.201	0.030	6.6	792	6.3	0.968	49.5	22.0	34.0	0.304	1.456	0.647
89.0	115.0	389.8	4.390	0.295	0.026	11.3	3613	9.3	0.974	49.0	20.0	32.0	0.284	1.531	0.625
93.0	112.0	367.5	4.720	0.305	0.024	12.8	3519	9.6	0.970	49.5	21.0	33.0	0.292	1.500	0.636
98.0	95.3	341.6	6.160	0.279	0.015	18.0	2994	8.8	0.960	80.5	32.5	51.5	0.320	1.563	0.631
103.0	80.5	324.4	5.340	0.248	0.015	16.5	2529	7.8	0.969	79.5	32.5	49.0	0.329	1.622	0.663
113.0	78.4	281.1	5.090	0.279	0.015	18.1	2463	8.8	0.970	86.0	33.0	53.5	0.305	1.607	0.617
123.0	84.4	319.5	6.670	0.264	0.013	20.9	2652	8.3	0.962	91.0	34.0	56.5	0.295	1.611	0.602
133.0	101.0	348.0	6.470	0.290	0.016	18.6	3173	9.1	0.973	85.0	33.0	52.5	0.308	1.619	0.629
143.0	98.1	329.0	6.160	0.298	0.016	18.7	3082	9.4	0.971	89.0	35.5	56.5	0.316	1.575	0.628
153.0	106.0	340.7	5.950	0.311	0.018	17.5	3330	9.8	0.968	84.5	33.5	53.0	0.325	1.594	0.632
160.0	119.3	349.6	5.640	0.341	0.021	16.1	3747	10.7	0.969	81.5	36.0	53.0	0.315	1.538	0.679
165.0	104.0	361.0	7.000	0.288	0.015	19.4	3268	9.1	0.973	88.5	34.0	57.0	0.308	1.553	0.596
170.0	89.6	287.1	1.850	0.312	0.048	6.4	2816	9.8	0.965	49.5	18.5	31.5	0.287	1.571	0.587
175.0	114.0	359.8	4.380	0.317	0.026	12.2	3581	10.0	0.974	50.0	20.5	33.0	0.293	1.515	0.621
185.0	125.0	389.4	4.720	0.321	0.026	12.1	3927	10.1	0.968	46.0	21.0	32.0	0.315	1.438	0.656
195.0	95.2	356.7	6.880	0.267	0.014	19.3	2991	8.4	0.968	82.5	34.5	54.0	0.322	1.528	0.639
205.0	103.0	329.4	4.730	0.313	0.022	14.4	3236	9.8	0.957	68.5	33.0	46.5	0.357	1.473	0.710
215.0	104.0	392.2	6.610	0.265	0.016	16.9	3267	8.3	0.973	72.0	29.5	46.0	0.340	1.565	0.641
225.0	89.5	314.4	3.390	0.285	0.026	10.8	2812	8.9	0.972	45.5	19.5	31.0	0.308	1.468	0.629

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 1533-3 SL (Fortsetzung)

176

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
235.0	91.5	304.4	3.290	0.301	0.028	10.8	2876	9.4	0.976	49.0	24.0	34.5	0.310	1.420	0.696
240.0	15.1	126.5	0.653	0.119	0.023	5.2	474	3.8	0.898	53.0	28.5	41.0	0.395	1.293	0.695
245.0	22.0	172.8	1.010	0.127	0.022	5.8	691	4.0	0.946	52.0	19.0	33.5	0.287	1.552	0.567
250.0	46.9	190.0	1.370	0.247	0.034	7.2	1473	7.8	0.957	54.5	22.0	35.0	0.292	1.557	0.629
255.0	43.8	182.2	1.250	0.240	0.035	6.9	1376	7.6	0.955	54.5	21.5	35.0	0.291	1.557	0.614
265.0	91.7	300.3	3.190	0.305	0.029	10.6	2881	9.6	0.982	49.0	19.0	32.5	0.277	1.508	0.585
275.0	120.0	369.7	4.500	0.325	0.027	12.2	3770	10.2	0.979	49.0	19.5	32.0	0.279	1.531	0.609
285.0	95.6	326.5	3.730	0.293	0.026	11.4	3003	9.2	0.973	48.0	19.5	32.5	0.281	1.477	0.600
295.0	108.0	394.0	4.270	0.274	0.025	10.8	3393	8.6	0.963	50.5	21.0	33.0	0.289	1.530	0.636
302.0	141.0	418.2	4.940	0.337	0.029	11.8	4430	10.6	0.967	48.5	21.5	33.0	0.306	1.470	0.652
314.0	150.0	400.1	4.560	0.375	0.033	11.4	4712	11.8	0.970	47.5	20.0	32.0	0.314	1.484	0.625
325.0	175.0	376.4	4.580	0.465	0.038	12.2	5498	14.6	0.973	49.0	22.5	34.0	0.316	1.441	0.662
335.0	172.0	403.9	5.020	0.426	0.034	12.4	5404	13.4	0.976	48.5	22.0	33.5	0.310	1.448	0.657
345.0	214.0	391.5	5.090	0.547	0.042	13.0	6723	17.2	0.983	47.0	22.5	33.0	0.331	1.424	0.682
355.0	169.0	470.0	5.880	0.360	0.029	12.5	5309	11.3	0.981	47.0	19.5	31.0	0.311	1.516	0.629
365.0	202.0	437.9	5.170	0.461	0.039	11.8	6346	14.5	0.979	46.0	21.5	32.5	0.323	1.415	0.662
370.0	181.0	417.2	4.770	0.434	0.038	11.4	5686	13.6	0.976	46.5	21.0	32.0	0.313	1.453	0.656
375.0	147.0	377.2	3.880	0.390	0.038	10.3	4618	12.2	0.971	46.0	20.0	32.0	0.309	1.438	0.625
380.0	198.0	466.3	5.810	0.425	0.034	12.5	6220	13.3	0.976	46.5	21.5	32.5	0.325	1.431	0.662
385.0	225.0	469.5	5.910	0.479	0.038	12.6	7069	15.1	0.974	46.0	21.5	32.0	0.330	1.438	0.672
395.0	238.0	385.4	4.830	0.618	0.049	12.5	7477	19.4	0.970	46.5	24.5	34.0	0.353	1.368	0.721
406.0	92.5	321.6	3.410	0.288	0.027	10.6	2906	9.0	0.970	51.5	20.0	33.0	0.282	1.561	0.606
411.0	29.2	185.7	1.380	0.157	0.021	7.4	917	4.9	0.934	48.0	22.5	34.0	0.346	1.412	0.662
416.0	41.9	221.6	1.880	0.189	0.022	8.5	1316	5.9	0.956	47.5	19.5	32.5	0.321	1.462	0.600
420.0	51.1	236.5	2.050	0.216	0.025	8.7	1605	6.8	0.958	56.0	21.0	35.0	0.289	1.600	0.600
425.0	98.1	345.9	3.940	0.284	0.025	11.4	3082	8.9	0.966	48.0	21.5	33.0	0.301	1.455	0.652
435.0	103.0	425.3	4.580	0.242	0.022	10.8	3236	7.6	0.980	48.5	19.5	31.5	0.281	1.540	0.619
440.0	28.8	196.6	1.160	0.146	0.025	5.9	905	4.6	0.932	47.0	22.0	33.0	0.356	1.424	0.667
445.0	32.7	221.1	1.450	0.148	0.023	6.6	1027	4.6	0.935	44.5	19.5	31.5	0.350	1.413	0.619
455.0	36.3	230.2	1.840	0.158	0.020	8.0	1140	5.0	0.957	45.0	19.0	31.0	0.343	1.452	0.613
462.0	85.3	389.2	3.640	0.219	0.023	9.4	2680	6.9	0.977	50.0	18.5	32.5	0.265	1.538	0.569
470.0	126.0	491.9	5.310	0.256	0.024	10.8	3958	8.0	0.983	49.5	19.5	31.5	0.283	1.571	0.619
480.0	120.0	430.9	4.890	0.278	0.025	11.3	3770	8.7	0.979	51.0	20.0	33.0	0.273	1.545	0.606

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 1535-8 KAL

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
25.0	61.4	327.2	4.200	0.188	0.015	12.8	1929	5.9	0.970	59.5	25.5	38.0	0.339	1.566	0.671
35.0	43.6	296.3	3.220	0.147	0.014	10.9	1370	4.6	0.953	66.5	27.0	43.5	0.327	1.529	0.621
45.0	85.3	313.8	5.410	0.272	0.016	17.2	2680	8.5	0.962	76.0	32.5	49.5	0.318	1.535	0.657
55.0	113.0	452.3	6.950	0.250	0.016	15.4	3550	7.8	0.967	79.0	34.5	51.5	0.335	1.534	0.670
66.0	65.6	238.3	3.730	0.275	0.018	15.7	2061	8.6	0.967	76.0	31.0	49.0	0.318	1.551	0.633
75.0	113.0	352.5	6.280	0.321	0.018	17.8	3550	10.1	0.965	80.5	33.0	50.5	0.324	1.594	0.653
85.0	82.0	294.2	5.410	0.279	0.015	18.4	2576	8.8	0.953	83.0	35.0	53.0	0.325	1.566	0.660
95.0	95.9	294.8	5.220	0.325	0.018	17.7	3013	10.2	0.958	81.5	33.5	53.0	0.333	1.538	0.632
105.0	95.9	295.1	5.330	0.325	0.018	18.1	3013	10.2	0.964	80.0	33.5	51.0	0.340	1.569	0.657
115.0	84.7	273.6	4.910	0.310	0.017	17.9	2661	9.7	0.964	81.0	36.0	51.0	0.343	1.588	0.706
125.0	82.5	256.7	4.310	0.321	0.019	16.8	2592	10.1	0.964	73.0	33.0	49.0	0.337	1.490	0.673
135.0	109.0	286.0	4.810	0.381	0.023	16.8	3424	12.0	0.965	73.5	33.5	48.0	0.360	1.531	0.698
145.0	114.0	300.4	5.310	0.379	0.021	17.7	3581	11.9	0.970	74.0	32.0	48.5	0.335	1.526	0.660
155.0	101.0	279.5	4.590	0.361	0.022	16.4	3173	11.4	0.967	74.5	34.5	49.0	0.345	1.520	0.704
165.0	90.2	282.9	4.410	0.319	0.020	15.6	2834	10.0	0.969	71.5	32.0	47.5	0.345	1.505	0.674
175.0	72.2	236.1	3.410	0.306	0.021	14.4	2268	9.6	0.961	72.5	33.5	48.0	0.349	1.510	0.698
185.0	103.0	296.7	4.980	0.347	0.021	16.8	3236	10.9	0.970	75.0	32.5	49.0	0.340	1.531	0.663
195.0	105.0	378.1	6.920	0.278	0.015	18.3	3299	8.7	0.972	77.5	31.5	49.5	0.324	1.566	0.636
205.0	68.9	292.0	4.160	0.236	0.017	14.2	2165	7.4	0.942	76.5	34.0	50.5	0.334	1.515	0.673
215.0	139.0	376.8	6.200	0.369	0.022	16.5	4367	11.6	0.964	57.0	23.5	36.5	0.311	1.562	0.644
225.0	167.0	285.1	6.410	0.586	0.026	22.5	5246	18.4	0.956	77.0	36.5	53.0	0.358	1.453	0.689
235.0	181.0	313.5	5.940	0.577	0.030	18.9	5686	18.1	0.972	65.5	32.0	45.0	0.365	1.456	0.711
245.0	116.0	349.1	4.940	0.332	0.023	14.2	3644	10.4	0.973	70.5	31.0	47.0	0.358	1.500	0.660
255.0	117.0	258.3	4.590	0.453	0.025	17.8	3676	14.2	0.970	73.5	34.0	48.5	0.344	1.515	0.701
265.0	146.0	319.4	5.840	0.457	0.025	18.3	4587	14.4	0.967	75.0	34.0	50.0	0.350	1.500	0.680
275.0	170.0	302.3	5.280	0.562	0.032	17.5	5341	17.7	0.976	72.5	36.5	50.0	0.354	1.450	0.730
285.0	216.0	366.8	6.230	0.589	0.035	17.0	6786	18.5	0.974	61.0	30.5	42.5	0.366	1.435	0.718
295.0	202.0	420.2	7.420	0.481	0.027	17.7	6346	15.1	0.969	61.5	28.0	41.0	0.345	1.500	0.683
305.0	294.0	549.3	9.390	0.535	0.031	17.1	9236	16.8	0.977	48.0	19.5	31.0	0.270	1.548	0.629
315.0	186.0	360.0	4.880	0.517	0.038	13.6	5843	16.2	0.966	47.0	21.5	32.0	0.322	1.469	0.672
325.0	183.0	427.4	5.170	0.428	0.035	12.1	5749	13.5	0.970	42.5	19.5	29.5	0.334	1.441	0.661
335.0	159.0	326.6	4.410	0.487	0.036	13.5	4995	15.3	0.966	45.0	23.0	33.0	0.341	1.364	0.697
345.0	115.0	309.4	3.550	0.372	0.032	11.5	3613	11.7	0.963	46.0	21.5	32.0	0.321	1.438	0.672
355.0	45.6	198.7	1.880	0.229	0.024	9.5	1433	7.2	0.963	45.5	18.5	30.5	0.316	1.492	0.607

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 1535-8 KAL (Fortsetzung)

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
365.0	33.4	118.5	0.909	0.282	0.037	7.7	1049	8.9	0.935	59.0	40.5	50.5	0.416	1.168	0.802
375.0	33.6	190.3	1.670	0.177	0.020	8.8	1056	5.5	0.949	59.5	29.0	43.5	0.372	1.368	0.667
385.0	112.0	382.4	4.550	0.293	0.025	11.9	3519	9.2	0.964	47.5	19.5	31.0	0.297	1.532	0.629
395.0	38.3	214.6	1.660	0.178	0.023	7.7	1203	5.6	0.950	40.0	16.0	27.5	0.338	1.455	0.582
405.0	22.7	137.6	0.834	0.165	0.027	6.1	713	5.2	0.959	44.0	20.5	31.0	0.347	1.419	0.661
415.0	24.4	146.3	0.913	0.167	0.027	6.2	767	5.2	0.963	43.0	19.5	30.5	0.346	1.410	0.639
425.0	29.2	162.5	1.070	0.180	0.027	6.6	917	5.6	0.963	42.5	18.5	29.5	0.328	1.441	0.627
435.0	28.6	173.4	1.120	0.165	0.026	6.5	898	5.2	0.964	42.0	18.5	29.5	0.328	1.424	0.627
445.0	36.3	206.8	3.550	0.176	0.010	17.2	1140	5.5	0.983	64.5	38.5	51.0	0.343	1.265	0.755
455.0	33.8	193.7	3.690	0.174	0.009	19.1	1062	5.5	0.985	67.0	41.5	53.0	0.347	1.264	0.783
465.0	90.6	321.0	3.750	0.282	0.024	11.7	2846	8.9	0.972	46.5	18.5	30.0	0.285	1.550	0.617
475.0	108.0	370.9	4.200	0.291	0.026	11.3	3393	9.1	0.977	49.0	19.5	32.0	0.281	1.531	0.609
485.0	29.2	176.2	0.972	0.166	0.030	5.5	917	5.2	0.901	50.5	24.5	37.5	0.365	1.347	0.653

178

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 1852-2 KAL

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
6.0	291.0	678.0	16.600	0.429	0.018	24.5	9142	13.5	0.971	66.0	29.0	43.5	0.342	1.517	0.667
16.0	132.0	350.0	7.300	0.377	0.018	20.9	4147	11.8	0.968	67.0	28.5	43.5	0.336	1.540	0.655
26.0	191.0	392.3	8.810	0.487	0.022	22.5	6000	15.3	0.967	67.5	30.0	43.5	0.350	1.552	0.690
36.0	109.0	337.4	6.080	0.323	0.018	18.0	3424	10.1	0.956	69.0	31.5	45.5	0.351	1.516	0.692
46.0	72.5	226.0	4.140	0.321	0.018	18.3	2278	10.1	0.949	71.5	31.5	46.5	0.348	1.538	0.677
56.0	124.0	356.2	7.090	0.348	0.017	19.9	3896	10.9	0.960	68.5	30.0	45.5	0.348	1.505	0.659
66.0	150.0	382.9	7.690	0.392	0.020	20.1	4712	12.3	0.950	66.5	30.5	44.5	0.358	1.494	0.685
76.0	145.0	378.2	7.170	0.383	0.020	19.0	4555	12.0	0.957	65.0	30.5	44.5	0.364	1.461	0.685
86.0	128.0	282.5	5.810	0.453	0.022	20.6	4021	14.2	0.957	63.5	32.0	44.5	0.373	1.427	0.719

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 1852-2 KAL (Fortsetzung)

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
96.0	155.0	395.5	8.080	0.392	0.019	20.4	4869	12.3	0.956	65.5	30.5	44.5	0.365	1.472	0.685
106.0	172.0	365.7	7.970	0.470	0.022	21.8	5404	14.8	0.965	63.5	29.0	42.0	0.353	1.512	0.690
116.0	166.0	422.2	8.380	0.393	0.020	19.8	5215	12.4	0.965	64.5	29.0	43.0	0.352	1.500	0.674
126.0	130.0	323.3	6.630	0.402	0.020	20.5	4084	12.6	0.965	66.5	30.0	44.5	0.351	1.494	0.674
136.0	142.0	455.1	8.750	0.312	0.016	19.2	4461	9.8	0.966	66.5	29.5	44.0	0.349	1.511	0.670
146.0	153.0	508.5	8.810	0.301	0.017	17.3	4807	9.5	0.969	66.0	28.0	42.0	0.350	1.571	0.667
156.0	192.0	469.2	10.300	0.409	0.019	22.0	6032	12.9	0.965	64.0	28.5	43.5	0.344	1.471	0.655
166.0	146.0	400.2	7.550	0.365	0.019	18.9	4587	11.5	0.955	69.5	31.0	46.0	0.354	1.511	0.674
176.0	189.0	431.6	8.840	0.438	0.021	20.5	5938	13.8	0.962	67.0	30.0	45.0	0.351	1.489	0.667
186.0	186.0	461.4	10.100	0.403	0.018	21.9	5843	12.7	0.955	63.0	31.0	44.0	0.368	1.432	0.705
196.0	237.0	480.2	10.800	0.494	0.022	22.5	7446	15.5	0.965	60.5	29.5	42.0	0.363	1.440	0.702
206.0	248.0	521.0	11.300	0.476	0.022	21.7	7791	15.0	0.967	61.0	29.0	42.0	0.358	1.452	0.690
216.0	217.0	466.1	10.200	0.466	0.021	21.9	6817	14.6	0.959	62.0	29.5	43.0	0.365	1.442	0.686
226.0	217.0	455.1	9.670	0.477	0.022	21.2	6817	15.0	0.946	60.0	32.0	44.0	0.394	1.364	0.727
236.0	195.0	428.4	8.470	0.455	0.023	19.8	6126	14.3	0.957	60.0	29.5	42.0	0.374	1.429	0.702
246.0	216.0	458.3	9.630	0.471	0.022	21.0	6786	14.8	0.973	66.5	29.0	43.0	0.352	1.547	0.674
256.0	211.0	444.1	9.880	0.475	0.021	22.2	6629	14.9	0.976	69.0	29.5	44.5	0.348	1.551	0.663
266.0	194.0	367.2	7.720	0.528	0.025	21.0	6095	16.6	0.967	66.0	30.5	44.0	0.359	1.500	0.693
276.0	217.0	434.7	9.020	0.499	0.024	20.7	6817	15.7	0.968	65.0	30.5	43.5	0.360	1.494	0.701
286.0	345.0	712.5	16.400	0.484	0.021	23.0	10839	15.2	0.967	63.0	26.0	40.5	0.342	1.556	0.642
296.0	159.0	434.7	7.970	0.366	0.020	18.3	4995	11.5	0.966	63.5	29.0	42.5	0.361	1.494	0.682
306.0	173.0	426.9	8.340	0.405	0.021	19.5	5435	12.7	0.968	62.5	28.5	41.5	0.359	1.506	0.687
316.0	137.0	371.9	6.470	0.368	0.021	17.4	4304	11.6	0.967	63.5	28.5	41.5	0.359	1.530	0.687
326.0	166.0	392.3	7.390	0.423	0.022	18.8	5215	13.3	0.969	62.0	28.0	41.5	0.356	1.494	0.675
336.0	149.0	389.2	6.580	0.383	0.023	16.9	4681	12.0	0.968	65.0	29.5	43.0	0.362	1.512	0.686
344.0	68.1	232.3	2.670	0.293	0.026	11.5	2139	9.2	0.959	58.0	30.0	42.0	0.372	1.381	0.714
351.0	14.1	117.7	0.572	0.120	0.025	4.9	443	3.8	0.932	49.5	29.5	39.5	0.381	1.253	0.747
357.0	137.0	351.5	5.920	0.390	0.023	16.8	4304	12.2	0.964	71.0	33.0	48.0	0.360	1.479	0.688
367.0	140.0	315.4	6.690	0.444	0.021	21.2	4398	13.9	0.960	85.0	37.0	56.0	0.356	1.518	0.661
377.0	145.0	295.0	5.720	0.492	0.025	19.4	4555	15.4	0.952	74.0	34.0	48.0	0.370	1.542	0.708
387.0	184.0	356.2	7.910	0.517	0.023	22.2	5781	16.2	0.942	64.5	33.0	46.0	0.386	1.402	0.717
397.0	202.0	426.9	8.060	0.473	0.025	18.9	6346	14.9	0.963	64.0	31.0	44.0	0.371	1.455	0.705
407.0	138.0	342.1	6.410	0.403	0.022	18.7	4335	12.7	0.957	67.0	32.0	45.5	0.367	1.473	0.703
415.0	92.7	436.3	7.770	0.212	0.012	17.8	2912	6.7	0.960	51.5	25.5	37.5	0.368	1.373	0.680

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 1852-2 KAL (Fortsetzung)

180

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
425.0	151.0	384.5	6.860	0.393	0.022	17.8	4744	12.3	0.961	65.5	30.5	45.0	0.361	1.456	0.678
435.0	122.0	280.9	4.890	0.434	0.025	17.4	3833	13.6	0.964	66.5	31.5	44.5	0.363	1.494	0.708
445.0	313.0	588.5	12.800	0.532	0.024	21.8	9833	16.7	0.968	63.0	30.5	43.0	0.365	1.465	0.709
455.0	248.0	456.7	10.200	0.543	0.024	22.3	7791	17.1	0.953	61.0	31.0	43.0	0.377	1.419	0.721
465.0	225.0	500.6	10.200	0.449	0.022	20.4	7069	14.1	0.969	60.5	28.0	40.5	0.360	1.494	0.691
475.0	178.0	400.2	7.800	0.445	0.023	19.5	5592	14.0	0.966	63.5	28.5	42.5	0.352	1.494	0.671
485.0	178.0	417.5	7.920	0.426	0.022	19.0	5592	13.4	0.974	66.0	29.0	44.0	0.352	1.500	0.659
495.0	228.0	434.7	8.500	0.524	0.027	19.6	7163	16.5	0.972	63.0	28.0	41.5	0.352	1.518	0.675
505.0	219.0	458.3	8.890	0.478	0.025	19.4	6880	15.0	0.971	57.5	27.0	39.5	0.355	1.456	0.684
515.0	388.0	568.1	12.300	0.683	0.032	21.7	12189	21.5	0.966	54.5	28.5	39.0	0.374	1.397	0.731
525.0	161.0	382.9	6.860	0.420	0.023	17.9	5058	13.2	0.965	61.5	28.5	41.5	0.361	1.482	0.687
535.0	158.0	436.3	6.970	0.362	0.023	16.0	4964	11.4	0.957	58.5	27.5	39.0	0.373	1.500	0.705
545.0	289.0	563.4	11.500	0.513	0.025	20.4	9079	16.1	0.968	60.0	27.5	40.0	0.351	1.500	0.688
555.0	280.0	475.5	9.670	0.589	0.029	20.3	8796	18.5	0.992	59.5	29.0	40.5	0.368	1.469	0.716
564.0	291.0	508.5	11.800	0.572	0.025	23.2	9142	18.0	0.971	62.5	29.0	42.0	0.354	1.488	0.690

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2171-4 KAL

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
13.0	341.0	984.4	28.100	0.346	0.012	28.5	10713	10.9	0.983	79.5	41.0	57.0	0.332	1.395	0.719
17.5	342.0	974.2	27.800	0.351	0.012	28.5	10744	11.0	0.981	82.0	30.5	50.0	0.271	1.640	0.610
22.0	345.0	966.4	27.800	0.357	0.012	28.8	10839	11.2	0.985	80.5	29.5	49.0	0.270	1.643	0.602
26.0	317.0	950.0	27.500	0.334	0.012	28.9	9959	10.5	0.983	82.5	30.0	49.5	0.264	1.667	0.606
29.5	344.0	935.2	26.300	0.368	0.013	28.1	10807	11.6	0.986	84.0	30.5	50.0	0.264	1.680	0.610
33.5	348.0	981.2	27.800	0.355	0.013	28.3	10933	11.1	0.983	82.0	30.0	50.0	0.268	1.640	0.600
38.0	356.0	939.8	26.400	0.379	0.013	28.1	11184	11.9	0.982	84.5	30.5	50.5	0.264	1.673	0.604

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2171-4 KAL (Fortsetzung)

181

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S-0.3T	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
41.0	355.0	947.7	26.300	0.375	0.013	27.8	11153	11.8	0.982	85.0	31.5	51.5	0.270	1.650	0.612
45.0	339.0	946.9	26.300	0.358	0.013	27.8	10650	11.2	0.982	85.5	34.0	52.5	0.270	1.629	0.648
48.0	333.0	946.9	29.700	0.352	0.011	31.4	10462	11.0	0.980	84.0	31.0	51.5	0.270	1.631	0.602
50.5	72.2	280.6	3.140	0.257	0.023	11.2	2268	8.1	0.962	63.5	27.0	41.5	0.340	1.530	0.651
54.5	79.8	319.4	3.700	0.250	0.022	11.6	2507	7.8	0.968	68.5	30.0	44.5	0.341	1.539	0.674
58.0	70.5	243.4	3.360	0.290	0.021	13.8	2215	9.1	0.965	78.5	31.5	49.5	0.318	1.586	0.636
62.0	66.1	214.4	3.360	0.308	0.020	15.7	2077	9.7	0.963	85.0	34.5	53.0	0.313	1.604	0.651
66.0	61.6	202.8	3.310	0.304	0.019	16.3	1935	9.5	0.962	88.5	35.5	54.5	0.309	1.624	0.651
70.5	31.4	159.4	1.810	0.197	0.017	11.4	986	6.2	0.941	94.0	32.5	55.5	0.318	1.694	0.586
74.5	15.0	119.4	0.459	0.126	0.033	3.8	471	3.9	0.827	63.0	33.5	47.0	0.417	1.340	0.713
78.5	11.5	118.1	0.448	0.097	0.026	3.8	361	3.1	0.794	79.5	44.5	60.5	0.422	1.314	0.736
80.5	10.3	108.1	0.441	0.095	0.023	4.1	324	3.0	0.807	82.0	47.0	63.5	0.420	1.291	0.740
83.5	9.5	119.7	0.450	0.080	0.021	3.8	299	2.5	0.781	123.5	70.5	92.0	0.429	1.342	0.766
86.5	13.3	119.8	0.445	0.111	0.030	3.7	418	3.5	0.790	70.0	41.0	56.0	0.407	1.250	0.732
89.5	12.4	104.7	0.377	0.118	0.033	3.6	390	3.7	0.784	75.5	51.0	63.5	0.419	1.189	0.803
93.0	11.2	95.8	0.373	0.117	0.030	3.9	352	3.7	0.778	69.5	35.5	52.0	0.420	1.337	0.683
97.0	27.2	160.6	1.140	0.169	0.024	7.1	855	5.3	0.929	49.0	19.0	33.0	0.315	1.485	0.576
101.0	56.1	213.3	2.420	0.263	0.023	11.3	1762	8.3	0.965	55.5	19.0	34.0	0.267	1.632	0.559
104.5	59.5	237.0	2.950	0.251	0.020	12.4	1869	7.9	0.976	55.0	19.5	34.5	0.276	1.594	0.565
109.0	62.0	259.4	3.130	0.239	0.020	12.1	1948	7.5	0.976	57.5	21.5	36.0	0.278	1.597	0.597
113.0	66.9	244.4	3.030	0.274	0.022	12.4	2102	8.6	0.972	57.0	22.5	36.5	0.278	1.562	0.616
117.0	64.7	249.4	3.190	0.259	0.020	12.8	2033	8.2	0.974	61.0	21.5	37.0	0.272	1.649	0.581
121.0	64.4	246.4	3.200	0.261	0.020	13.0	2023	8.2	0.976	58.5	22.0	37.5	0.281	1.560	0.587
125.0	64.4	262.7	3.550	0.245	0.018	13.5	2023	7.7	0.976	60.0	22.0	37.5	0.278	1.600	0.587
129.0	64.8	304.5	3.750	0.213	0.017	12.3	2036	6.7	0.984	59.5	22.5	37.5	0.282	1.587	0.600
133.0	65.6	276.6	3.890	0.237	0.017	14.1	2061	7.5	0.979	61.0	24.0	39.0	0.291	1.564	0.615
137.0	69.2	294.8	4.130	0.235	0.017	14.0	2174	7.4	0.977	62.0	23.5	40.0	0.286	1.550	0.588
141.0	70.3	303.3	4.530	0.232	0.016	14.9	2209	7.3	0.981	66.5	26.0	43.0	0.294	1.547	0.605
145.0	68.9	309.4	4.550	0.223	0.015	14.7	2165	7.0	0.981	62.5	25.5	41.5	0.302	1.506	0.614
149.0	67.2	310.6	4.550	0.216	0.015	14.6	2111	6.8	0.981	66.0	25.5	42.5	0.297	1.553	0.600
153.0	74.7	326.2	5.000	0.229	0.015	15.3	2347	7.2	0.982	66.5	26.0	43.5	0.303	1.529	0.598
157.0	67.5	343.1	5.980	0.197	0.011	17.4	2121	6.2	0.984	69.5	30.0	47.0	0.314	1.479	0.638
161.0	74.4	417.5	10.200	0.178	0.007	24.4	2337	5.6	0.988	81.5	36.0	56.0	0.302	1.455	0.643
165.0	83.0	460.0	12.000	0.180	0.007	26.1	2608	5.7	0.993	83.0	38.0	58.0	0.302	1.431	0.655

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2171-4 KAL (Fortsetzung)

182

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	BCRint	R	MAF <sub>SIRM</sub> / BCRint	MDF <sub>SIRM</sub> / BCRint
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
169.0	77.5	405.9	6.970	0.191	0.011	17.2	2435	6.0	0.995	71.0	29.5	47.5	0.314	1.495	0.621
173.0	64.5	326.2	6.950	0.198	0.009	21.3	2026	6.2	0.986	78.5	34.5	54.5	0.311	1.440	0.633
177.0	66.4	341.6	4.730	0.194	0.014	13.8	2086	6.1	0.979	63.0	25.5	41.5	0.297	1.518	0.614
181.0	70.8	353.1	4.690	0.201	0.015	13.3	2224	6.3	0.977	59.0	24.0	39.5	0.303	1.494	0.608
185.0	66.1	345.9	4.140	0.191	0.016	12.0	2077	6.0	0.975	56.5	20.5	35.5	0.283	1.592	0.577
187.5	70.3	402.2	4.170	0.175	0.017	10.4	2209	5.5	0.971	53.0	18.0	33.0	0.274	1.606	0.545
190.0	67.8	320.3	3.700	0.212	0.018	11.6	2130	6.7	0.970	51.0	17.5	32.0	0.267	1.594	0.547
192.5	373.0	932.8	14.900	0.400	0.025	16.0	11718	12.6	0.983	50.5	18.5	31.0	0.269	1.629	0.597
195.5	458.0	1140.6	20.300	0.402	0.023	17.8	14389	12.6	0.981	51.5	18.0	31.0	0.249	1.661	0.581
199.0	459.0	1158.6	20.300	0.396	0.023	17.5	14420	12.4	0.983	50.5	18.5	34.0	0.293	1.485	0.544
202.0	472.0	1169.5	20.300	0.404	0.023	17.4	14828	12.7	0.983	51.0	19.0	31.5	0.260	1.619	0.603
205.5	470.0	1172.7	20.500	0.401	0.023	17.5	14766	12.6	0.980	51.5	19.0	31.5	0.261	1.635	0.603
210.0	467.0	1194.5	20.600	0.391	0.023	17.2	14671	12.3	0.982	53.0	19.5	32.0	0.256	1.656	0.609
214.5	470.0	1239.1	22.000	0.379	0.021	17.8	14766	11.9	0.986	52.5	19.0	32.0	0.251	1.641	0.594
217.0	481.0	1267.2	22.200	0.380	0.022	17.5	15111	11.9	0.981	52.5	19.0	32.0	0.250	1.641	0.594
222.0	484.0	1249.2	22.000	0.387	0.022	17.6	15205	12.2	0.985	53.5	19.0	32.0	0.250	1.672	0.594
225.0	234.0	818.7	11.900	0.286	0.020	14.5	7351	9.0	0.982	51.0	17.5	30.5	0.262	1.672	0.574
227.5	68.1	258.7	2.590	0.263	0.026	10.0	2139	8.3	0.957	49.0	18.5	31.5	0.296	1.556	0.587
232.0	56.4	248.4	2.420	0.227	0.023	9.7	1772	7.1	0.955	49.0	18.5	31.5	0.297	1.556	0.587
235.5	21.7	175.0	1.130	0.124	0.019	6.5	682	3.9	0.898	54.5	25.5	38.5	0.341	1.416	0.662
239.5	18.3	142.5	0.691	0.128	0.026	4.8	575	4.0	0.819	64.0	35.0	49.0	0.396	1.306	0.714
243.0	16.9	128.7	0.616	0.131	0.027	4.8	531	4.1	0.793	69.0	42.5	57.5	0.409	1.200	0.739
246.0	18.3	122.7	0.563	0.149	0.033	4.6	575	4.7	0.771	74.5	48.0	64.0	0.423	1.164	0.750
248.0	15.0	113.1	0.520	0.133	0.029	4.6	471	4.2	0.741	90.0	61.5	73.0	0.439	1.233	0.842
251.0	8.6	93.3	0.375	0.092	0.023	4.0	269	2.9	0.721	118.0	72.5	91.0	0.429	1.297	0.797
255.0	11.4	119.1	0.789	0.096	0.014	6.6	358	3.0	0.858	85.0	46.5	63.5	0.396	1.339	0.732
259.0	22.2	149.7	1.020	0.148	0.022	6.8	697	4.7	0.892	61.5	30.0	44.5	0.392	1.382	0.674
262.5	29.2	177.8	1.090	0.164	0.027	6.1	917	5.2	0.901	49.0	21.5	34.5	0.361	1.420	0.623
265.5	26.6	198.2	1.240	0.134	0.021	6.3	836	4.2	0.911	46.0	18.5	32.0	0.343	1.438	0.578
268.0	98.3	236.7	2.630	0.415	0.037	11.1	3088	13.0	0.961	47.0	19.5	31.5	0.303	1.492	0.619
271.0	48.4	223.4	1.670	0.217	0.029	7.5	1521	6.8	0.964	47.0	17.5	30.5	0.291	1.541	0.574
272.5	55.2	223.3	1.840	0.247	0.030	8.2	1734	7.8	0.964	46.0	17.5	30.5	0.294	1.508	0.574
275.0	72.5	276.4	2.390	0.262	0.030	8.6	2278	8.2	0.967	45.5	18.0	29.5	0.305	1.542	0.610
278.0	105.0	312.5	3.310	0.336	0.032	10.6	3299	10.6	0.972	45.0	18.0	29.5	0.307	1.525	0.610



Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2171-4 KAL (Fortsetzung)

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	$K_{ARM}$	$K_{ARM}/$ Susz.	$S_{-0.3T}$	$MAF_{SIRM}$	$MDF_{SIRM}$	$B_{CRint}$	R	$MAF_{SIRM}/$ $B_{CRint}$	$MDF_{SIRM}/$ $B_{CRint}$
cm	$mAm^{-1}$	$10^{-6}SI$	$Am^{-1}$	$kAm^{-1}$		$kAm^{-1}$				mT	mT	mT			
281.0	102.0	305.6	3.130	0.334	0.033	10.2	3204	10.5	0.972	43.5	18.0	29.5	0.306	1.475	0.610
284.5	106.0	302.2	3.020	0.351	0.035	10.0	3330	11.0	0.970	43.5	18.5	29.5	0.313	1.475	0.627
287.5	110.0	314.1	3.190	0.350	0.034	10.2	3456	11.0	0.971	44.5	18.5	30.0	0.307	1.483	0.617
290.0	111.0	313.1	3.330	0.355	0.033	10.6	3487	11.1	0.972	45.0	19.5	30.5	0.318	1.475	0.639
293.5	124.0	317.2	3.920	0.391	0.032	12.4	3896	12.3	0.973	58.0	25.0	37.5	0.329	1.547	0.667
296.5	103.0	286.9	4.140	0.359	0.025	14.4	3236	11.3	0.960	74.5	32.0	48.0	0.343	1.552	0.667
300.0	118.0	298.4	4.130	0.395	0.029	13.8	3707	12.4	0.961	71.0	31.5	46.0	0.348	1.543	0.685
303.0	117.0	300.6	3.920	0.389	0.030	13.0	3676	12.2	0.965	71.0	30.0	45.0	0.347	1.578	0.667
306.0	118.0	293.1	3.770	0.403	0.031	12.9	3707	12.6	0.965	71.5	31.0	45.5	0.347	1.571	0.681
309.0	120.0	315.3	3.780	0.381	0.032	12.0	3770	12.0	0.962	71.5	30.5	45.5	0.345	1.571	0.670
312.0	108.0	295.3	3.780	0.366	0.029	12.8	3393	11.5	0.963	71.5	30.5	45.5	0.346	1.571	0.670
315.0	84.4	247.2	2.780	0.341	0.030	11.2	2652	10.7	0.955	75.0	29.0	45.0	0.349	1.667	0.644
318.0	62.0	215.9	1.630	0.287	0.038	7.5	1948	9.0	0.929	57.0	19.5	34.0	0.356	1.676	0.574
321.0	50.2	194.4	1.090	0.258	0.046	5.6	1577	8.1	0.909	41.5	17.5	29.0	0.374	1.431	0.603
324.0	46.1	193.6	1.010	0.238	0.046	5.2	1448	7.5	0.898	37.0	16.0	26.5	0.382	1.396	0.604

183

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2185-6 KAL

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	$K_{ARM}$	$K_{ARM}/$ Susz.	$S_{-0.3T}$	$MAF_{SIRM}$	$MDF_{SIRM}$	$B_{CRint}$	R	$MAF_{SIRM}/$ $B_{CRint}$	$MDF_{SIRM}/$ $B_{CRint}$
cm	$mAm^{-1}$	$10^{-6}SI$	$Am^{-1}$	$kAm^{-1}$		$kAm^{-1}$				mT	mT	mT			
12.0	60.3	240.2	3.800	0.251	0.016	15.8	1894	7.9	0.967	75.0	35.0	50.5	0.348	1.485	0.693
20.0	97.5	217.4	3.160	0.448	0.031	14.5	3063	14.1	0.964	60.5	30.5	42.0	0.372	1.440	0.726
28.0	41.6	177.5	2.250	0.234	0.018	12.7	1307	7.4	0.958	70.0	31.5	46.0	0.362	1.522	0.685
36.0	34.2	182.5	1.840	0.187	0.019	10.1	1074	5.9	0.932	65.5	26.0	41.0	0.360	1.598	0.634
44.0	16.6	107.9	0.689	0.154	0.024	6.4	522	4.8	0.955	49.5	26.5	36.5	0.381	1.356	0.726
51.0	27.0	162.5	1.300	0.166	0.021	8.0	848	5.2	0.941	55.5	27.5	39.0	0.383	1.423	0.705
59.0	18.3	111.4	0.814	0.164	0.022	7.3	575	5.2	0.942	55.0	29.5	41.0	0.389	1.341	0.720

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2185-6 KAL (Fortsetzung)

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
67.0	59.5	241.8	3.390	0.246	0.018	14.0	1869	7.7	0.960	74.0	29.0	45.5	0.343	1.626	0.637
75.0	24.4	150.0	1.170	0.163	0.021	7.8	767	5.1	0.935	55.0	27.0	38.5	0.384	1.429	0.701
83.0	35.2	173.4	1.690	0.203	0.021	9.7	1106	6.4	0.952	55.5	23.5	37.0	0.359	1.500	0.635
91.0	45.3	229.6	2.390	0.197	0.019	10.4	1423	6.2	0.967	54.5	21.0	34.5	0.347	1.580	0.609
99.0	24.1	171.3	1.140	0.141	0.021	6.7	757	4.4	0.943	46.5	23.5	34.0	0.386	1.368	0.691
107.0	20.8	136.9	0.866	0.152	0.024	6.3	653	4.8	0.906	46.0	26.5	35.5	0.411	1.296	0.746
114.0	16.3	125.1	0.723	0.130	0.023	5.8	512	4.1	0.898	50.5	34.0	42.5	0.435	1.188	0.800
121.0	80.5	228.7	3.390	0.352	0.024	14.8	2529	11.1	0.956	72.5	34.5	49.0	0.366	1.480	0.704
129.0	76.9	212.1	2.670	0.363	0.029	12.6	2416	11.4	0.960	66.0	31.0	44.5	0.369	1.483	0.697
137.0	43.8	177.2	2.020	0.247	0.022	11.4	1376	7.8	0.964	59.5	24.5	38.0	0.353	1.566	0.645
145.0	85.8	198.7	2.470	0.432	0.035	12.4	2695	13.6	0.962	59.0	29.0	40.0	0.376	1.475	0.725
153.0	35.8	170.0	1.690	0.211	0.021	9.9	1125	6.6	0.955	56.5	27.0	39.0	0.375	1.449	0.692
160.5	31.9	154.1	1.360	0.207	0.023	8.8	1002	6.5	0.949	55.5	28.5	40.0	0.384	1.388	0.713
167.0	114.0	241.1	3.220	0.473	0.035	13.4	3581	14.9	0.963	49.5	29.0	37.5	0.385	1.320	0.773
176.0	94.1	241.1	2.840	0.390	0.033	11.8	2956	12.3	0.967	51.0	26.5	36.0	0.375	1.417	0.736
183.5	62.7	280.4	3.780	0.224	0.017	13.5	1970	7.0	0.957	76.0	31.5	48.5	0.348	1.567	0.649
190.5	38.3	220.9	2.270	0.173	0.017	10.3	1203	5.4	0.962	65.5	30.5	44.5	0.377	1.472	0.685
200.0	79.4	215.2	2.630	0.369	0.030	12.2	2494	11.6	0.964	65.0	31.5	44.5	0.368	1.461	0.708
210.0	62.8	216.8	2.660	0.290	0.024	12.3	1973	9.1	0.966	69.5	32.0	46.5	0.356	1.495	0.688
218.0	53.3	232.1	2.860	0.230	0.019	12.3	1674	7.2	0.967	77.0	32.5	49.0	0.345	1.571	0.663
226.0	73.1	208.7	2.550	0.350	0.029	12.2	2297	11.0	0.961	65.0	33.0	45.0	0.380	1.444	0.733
234.0	94.4	263.3	3.580	0.359	0.026	13.6	2966	11.3	0.963	65.5	32.0	45.0	0.369	1.456	0.711
242.0	90.2	422.7	5.300	0.213	0.017	12.5	2834	6.7	0.972	61.5	27.5	40.5	0.366	1.519	0.679
250.0	78.6	367.8	4.300	0.214	0.018	11.7	2469	6.7	0.978	47.5	19.0	31.5	0.356	1.508	0.603
258.0	72.5	422.7	4.310	0.172	0.017	10.2	2278	5.4	0.978	47.5	21.0	32.0	0.368	1.484	0.656
266.0	23.4	147.9	1.160	0.158	0.020	7.8	735	5.0	0.930	53.0	26.0	37.5	0.380	1.413	0.693
273.0	43.6	283.9	2.080	0.154	0.021	7.3	1370	4.8	0.964	41.0	18.0	28.0	0.384	1.464	0.643
281.0	50.2	293.8	2.800	0.171	0.018	9.5	1577	5.4	0.973	55.0	21.0	34.5	0.354	1.594	0.609
289.0	45.0	257.7	2.470	0.175	0.018	9.6	1414	5.5	0.960	54.5	22.0	35.0	0.357	1.557	0.629
297.0	122.0	551.5	6.980	0.221	0.017	12.7	3833	6.9	0.977	52.0	21.0	34.5	0.356	1.507	0.609
305.0	73.4	399.6	4.340	0.184	0.017	10.9	2306	5.8	0.976	49.5	21.5	33.0	0.366	1.500	0.652
312.0	77.5	229.9	2.630	0.337	0.029	11.4	2435	10.6	0.968	58.5	29.5	41.0	0.373	1.427	0.720
320.0	61.9	209.0	2.300	0.296	0.027	11.0	1945	9.3	0.964	70.0	31.0	45.0	0.361	1.556	0.689
328.0	53.6	200.3	2.060	0.268	0.026	10.3	1684	8.4	0.961	69.0	30.5	44.5	0.363	1.551	0.685

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2185-6 KAL (Fortsetzung)

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
336.0	48.6	186.2	2.060	0.261	0.024	11.1	1527	8.2	0.963	73.0	32.0	47.0	0.359	1.553	0.681
344.0	76.7	229.0	2.970	0.335	0.026	13.0	2410	10.5	0.971	63.5	30.5	43.5	0.364	1.460	0.701
352.0	103.0	229.9	3.140	0.448	0.033	13.7	3236	14.1	0.973	60.0	30.0	41.0	0.370	1.463	0.732
360.0	48.9	196.2	2.250	0.249	0.022	11.5	1536	7.8	0.969	76.0	33.0	49.0	0.352	1.551	0.673
368.0	40.2	202.4	2.270	0.199	0.018	11.2	1263	6.2	0.967	84.0	36.5	54.0	0.347	1.556	0.676
376.0	48.4	197.5	2.410	0.245	0.020	12.2	1521	7.7	0.964	84.5	34.0	52.5	0.337	1.610	0.648
384.0	103.0	299.8	4.550	0.344	0.023	15.2	3236	10.8	0.970	69.0	31.5	45.5	0.365	1.516	0.692
392.0	97.3	268.6	3.800	0.362	0.026	14.1	3057	11.4	0.968	66.0	31.5	43.5	0.375	1.517	0.724
400.0	71.6	230.8	2.950	0.310	0.024	12.8	2249	9.7	0.966	69.0	34.0	48.0	0.363	1.438	0.708
408.0	57.3	231.8	3.030	0.247	0.019	13.1	1800	7.8	0.969	79.0	34.5	51.0	0.351	1.549	0.676
416.0	91.6	227.4	3.030	0.403	0.030	13.3	2878	12.7	0.966	64.5	32.0	44.0	0.371	1.466	0.727
424.0	51.4	238.6	3.020	0.215	0.017	12.7	1615	6.8	0.964	77.0	33.5	50.0	0.347	1.540	0.670
432.0	47.0	263.9	3.200	0.178	0.015	12.1	1477	5.6	0.966	79.5	32.5	50.5	0.336	1.574	0.644
440.0	51.4	264.5	3.380	0.194	0.015	12.8	1615	6.1	0.962	79.5	35.0	52.5	0.335	1.514	0.667
448.0	61.6	235.5	3.020	0.262	0.020	12.8	1935	8.2	0.961	78.0	32.5	49.0	0.342	1.592	0.663
456.0	59.7	243.0	2.810	0.246	0.021	11.6	1876	7.7	0.962	71.0	29.5	45.0	0.347	1.578	0.656
464.0	86.4	232.7	2.940	0.371	0.029	12.6	2714	11.7	0.962	64.5	31.5	44.0	0.370	1.466	0.716
472.0	65.3	238.3	3.030	0.274	0.022	12.7	2051	8.6	0.965	72.0	31.5	47.5	0.342	1.516	0.663
480.0	60.8	292.3	4.110	0.208	0.015	14.1	1910	6.5	0.967	83.0	35.0	52.5	0.332	1.581	0.667
488.0	59.2	307.3	4.160	0.193	0.014	13.5	1860	6.1	0.968	77.5	34.5	51.0	0.335	1.520	0.676
496.0	58.1	288.9	3.700	0.201	0.016	12.8	1825	6.3	0.967	75.5	35.0	50.0	0.340	1.510	0.700
504.0	54.5	294.8	3.770	0.185	0.014	12.8	1712	5.8	0.966	77.5	33.5	49.5	0.334	1.566	0.677
512.0	66.4	267.3	3.360	0.248	0.020	12.6	2086	7.8	0.965	71.5	34.5	48.0	0.357	1.490	0.719
520.0	69.7	269.5	3.530	0.259	0.020	13.1	2190	8.1	0.967	68.0	32.5	45.5	0.364	1.495	0.714
528.0	98.4	261.7	3.610	0.376	0.027	13.8	3091	11.8	0.963	64.0	31.5	44.0	0.367	1.455	0.716
536.0	58.7	226.5	2.500	0.259	0.023	11.0	1844	8.1	0.963	67.5	31.0	44.0	0.360	1.534	0.705
543.0	68.3	259.8	2.500	0.263	0.027	9.6	2146	8.3	0.963	62.5	30.5	42.0	0.375	1.488	0.726
550.0	79.8	257.7	3.580	0.310	0.022	13.9	2507	9.7	0.967	71.5	33.0	47.0	0.354	1.521	0.702
558.0	53.6	223.7	2.770	0.240	0.019	12.4	1684	7.5	0.969	73.0	31.5	47.0	0.350	1.553	0.670
566.0	50.3	240.5	2.800	0.209	0.018	11.6	1580	6.6	0.971	73.5	29.5	45.5	0.345	1.615	0.648
574.0	94.4	255.2	3.360	0.370	0.028	13.2	2966	11.6	0.972	61.0	28.5	41.5	0.358	1.470	0.687
582.0	95.8	287.9	4.200	0.333	0.023	14.6	3010	10.5	0.967	69.5	34.0	47.0	0.362	1.479	0.723
590.0	57.7	229.9	2.630	0.251	0.022	11.4	1813	7.9	0.968	69.5	30.0	44.0	0.354	1.580	0.682
598.0	54.2	254.9	2.980	0.213	0.018	11.7	1703	6.7	0.972	68.5	29.5	44.5	0.345	1.539	0.663

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2185-6 KAL (Fortsetzung)

186

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
606.0	47.5	235.2	2.640	0.202	0.018	11.2	1492	6.3	0.970	70.5	30.0	45.0	0.351	1.567	0.667
614.0	48.1	234.6	2.640	0.205	0.018	11.3	1511	6.4	0.970	71.0	30.0	45.0	0.347	1.578	0.667
622.0	29.7	168.1	2.940	0.177	0.010	17.5	933	5.6	0.976	76.0	30.5	48.5	0.318	1.567	0.629
630.0	59.7	229.6	2.800	0.260	0.021	12.2	1876	8.2	0.965	73.0	31.0	46.0	0.349	1.587	0.674
638.0	88.3	293.2	3.910	0.301	0.023	13.3	2774	9.5	0.972	65.0	30.0	43.5	0.356	1.494	0.690
646.0	60.3	233.0	3.020	0.259	0.020	13.0	1894	8.1	0.969	69.0	31.0	46.0	0.349	1.500	0.674
654.0	53.0	227.1	1.830	0.233	0.029	8.1	1665	7.3	0.961	64.5	28.5	41.0	0.370	1.573	0.695
661.0	31.7	162.5	0.619	0.195	0.051	3.8	996	6.1	0.917	44.5	28.0	34.0	0.418	1.309	0.824
668.0	106.0	262.3	3.420	0.404	0.031	13.0	3330	12.7	0.967	55.5	30.0	40.5	0.375	1.370	0.741
676.0	85.6	268.0	3.630	0.319	0.024	13.5	2689	10.0	0.960	64.5	32.5	45.0	0.367	1.433	0.722
684.0	72.0	260.8	3.020	0.276	0.024	11.6	2262	8.7	0.961	63.5	29.0	41.0	0.370	1.549	0.707
692.0	71.4	266.4	3.110	0.268	0.023	11.7	2243	8.4	0.967	70.0	32.0	46.0	0.359	1.522	0.696
700.0	63.4	261.4	2.950	0.243	0.021	11.3	1992	7.6	0.971	68.0	32.0	46.0	0.364	1.478	0.696
708.0	95.9	286.7	3.380	0.334	0.028	11.8	3013	10.5	0.972	59.0	28.0	40.0	0.360	1.475	0.700
716.0	101.0	302.6	3.880	0.334	0.026	12.8	3173	10.5	0.972	55.0	30.0	40.5	0.377	1.358	0.741
724.0	75.8	270.4	3.530	0.280	0.021	13.1	2381	8.8	0.965	63.0	29.0	42.0	0.357	1.500	0.690
732.0	57.3	207.1	2.220	0.277	0.026	10.7	1800	8.7	0.964	64.5	29.5	42.5	0.365	1.518	0.694
740.0	50.8	199.3	1.640	0.255	0.031	8.2	1596	8.0	0.950	49.5	21.0	33.0	0.370	1.500	0.636
748.0	73.1	285.1	3.780	0.256	0.019	13.3	2297	8.1	0.967	66.0	30.5	44.5	0.355	1.483	0.685
756.0	62.0	231.5	2.560	0.268	0.024	11.1	1948	8.4	0.969	60.5	30.5	43.0	0.367	1.407	0.709
760.0	56.9	245.2	2.810	0.232	0.020	11.5	1788	7.3	0.970	62.0	28.5	41.5	0.362	1.494	0.687
768.0	57.3	271.4	3.310	0.211	0.017	12.2	1800	6.6	0.973	62.0	27.5	40.5	0.358	1.531	0.679

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2200-5 KAL

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
2.0	85.2	217.6	3.380	0.392	0.025	15.5	2677	12.3	0.960	67.5	34.0	47.0	0.365	1.436	0.723
10.0	81.9	210.3	3.190	0.389	0.026	15.2	2573	12.2	0.956	69.0	30.5	45.0	0.353	1.533	0.678
19.0	35.9	170.5	1.460	0.211	0.025	8.6	1128	6.6	0.955	54.0	25.0	37.0	0.360	1.459	0.676
28.0	31.4	180.8	1.420	0.174	0.022	7.9	986	5.5	0.946	55.0	27.0	39.0	0.377	1.410	0.692
38.0	30.2	181.6	1.360	0.166	0.022	7.5	949	5.2	0.840	61.0	32.0	45.5	0.407	1.341	0.703
46.0	21.3	191.9	1.040	0.111	0.020	5.4	669	3.5	0.909	52.5	25.5	37.5	0.387	1.400	0.680
54.0	17.7	130.6	0.603	0.136	0.029	4.6	556	4.3	0.859	57.5	36.0	46.0	0.432	1.250	0.783
62.0	34.4	174.1	1.400	0.198	0.025	8.0	1081	6.2	0.960	57.5	27.0	39.5	0.368	1.456	0.684
70.0	33.1	177.1	1.210	0.187	0.027	6.8	1040	5.9	0.966	49.0	24.0	34.5	0.369	1.420	0.696
78.0	35.2	194.5	1.640	0.181	0.021	8.4	1106	5.7	0.962	54.0	23.0	36.0	0.352	1.500	0.639
86.0	11.6	126.2	0.534	0.092	0.022	4.2	364	2.9	0.900	54.0	34.5	44.0	0.425	1.227	0.784
95.0	80.6	300.7	3.910	0.268	0.021	13.0	2532	8.4	0.952	67.0	32.0	46.0	0.349	1.457	0.696
102.0	55.3	262.1	4.310	0.211	0.013	16.4	1737	6.6	0.955	45.5	24.0	34.0	0.391	1.338	0.706
110.0	86.3	280.2	4.640	0.308	0.019	16.6	2711	9.7	0.942	73.0	38.0	51.0	0.391	1.431	0.745
120.0	117.0	411.2	4.890	0.285	0.024	11.9	3676	8.9	0.975	49.5	23.5	34.0	0.362	1.456	0.691
128.0	139.0	360.6	5.640	0.385	0.025	15.6	4367	12.1	0.965	66.0	30.0	44.0	0.370	1.500	0.682
136.0	86.7	323.8	4.080	0.268	0.021	12.6	2724	8.4	0.970	68.5	28.0	43.0	0.346	1.593	0.651
144.0	46.6	251.1	2.800	0.186	0.017	11.2	1464	5.8	0.955	61.5	27.5	41.0	0.361	1.500	0.671
152.0	44.4	290.1	2.810	0.153	0.016	9.7	1395	4.8	0.960	62.0	29.0	43.0	0.368	1.442	0.674
160.0	36.3	267.1	2.440	0.136	0.015	9.1	1140	4.3	0.956	65.5	30.0	44.5	0.372	1.472	0.674
167.0	95.3	323.4	4.170	0.295	0.023	12.9	2994	9.3	0.974	65.0	30.5	44.0	0.357	1.477	0.693
175.0	89.4	320.6	4.410	0.279	0.020	13.8	2809	8.8	0.969	68.5	30.0	44.5	0.350	1.539	0.674
183.0	175.0	623.0	7.950	0.281	0.022	12.8	5498	8.8	0.973	53.0	23.0	34.5	0.355	1.536	0.667
191.0	148.0	512.5	6.190	0.289	0.024	12.1	4650	9.1	0.968	50.0	24.0	35.0	0.359	1.429	0.686
199.0	32.3	190.6	1.360	0.169	0.024	7.1	1015	5.3	0.898	54.5	27.5	38.5	0.392	1.416	0.714
207.0	23.6	185.5	1.220	0.127	0.019	6.6	741	4.0	0.872	64.0	31.0	45.0	0.395	1.422	0.689
215.0	21.1	151.3	0.928	0.139	0.023	6.1	663	4.4	0.902	61.0	31.5	44.0	0.397	1.386	0.716
223.0	33.0	225.3	1.700	0.146	0.019	7.5	1037	4.6	0.910	60.0	26.0	39.5	0.376	1.519	0.658
231.0	34.8	235.7	1.840	0.148	0.019	7.8	1093	4.6	0.934	55.0	24.0	36.5	0.373	1.507	0.658
237.0	114.0	439.2	5.530	0.260	0.021	12.6	3581	8.2	0.963	62.0	28.0	40.5	0.368	1.531	0.691
245.0	27.2	183.5	1.380	0.148	0.020	7.5	855	4.7	0.886	67.5	32.5	47.0	0.389	1.436	0.691
253.0	50.0	242.1	2.020	0.207	0.025	8.3	1571	6.5	0.943	55.5	24.0	36.5	0.370	1.521	0.658
261.0	36.6	364.4	2.800	0.100	0.013	7.7	1150	3.2	0.937	46.5	19.5	32.0	0.366	1.453	0.609
269.0	53.6	367.2	3.360	0.146	0.016	9.2	1684	4.6	0.975	52.5	24.0	35.5	0.359	1.479	0.676

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2200-5 KAL (Fortsetzung)

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
277.0	70.6	404.6	3.880	0.174	0.018	9.6	2218	5.5	0.976	54.5	23.5	35.0	0.366	1.557	0.671
285.0	88.0	529.7	5.090	0.166	0.017	9.6	2765	5.2	0.974	48.5	21.5	34.0	0.368	1.426	0.632
293.0	101.0	294.8	4.160	0.343	0.024	14.1	3173	10.8	0.961	66.0	31.5	45.0	0.372	1.467	0.700
301.0	45.5	239.3	2.440	0.190	0.019	10.2	1429	6.0	0.964	72.0	31.0	46.0	0.352	1.565	0.674
309.0	150.0	420.5	4.780	0.357	0.031	11.4	4712	11.2	0.958	48.0	24.0	33.0	0.383	1.455	0.727
317.0	149.0	493.5	6.480	0.302	0.023	13.1	4681	9.5	0.966	61.5	26.0	38.5	0.358	1.597	0.675
325.0	68.6	265.8	3.360	0.258	0.020	12.6	2155	8.1	0.966	73.5	30.5	46.5	0.343	1.581	0.656
333.0	91.3	319.1	4.410	0.286	0.021	13.8	2868	9.0	0.971	68.5	32.0	46.5	0.355	1.473	0.688
341.0	99.4	359.1	4.310	0.277	0.023	12.0	3123	8.7	0.971	49.5	25.5	35.0	0.382	1.414	0.729
350.0	107.0	294.2	3.770	0.364	0.028	12.8	3362	11.4	0.962	61.0	30.5	42.5	0.373	1.435	0.718
358.0	56.3	303.6	3.630	0.185	0.016	12.0	1769	5.8	0.970	75.0	32.0	47.5	0.343	1.579	0.674
366.0	57.0	311.0	3.810	0.183	0.015	12.3	1791	5.8	0.967	76.0	33.5	49.0	0.339	1.551	0.684
374.0	82.3	314.5	4.380	0.262	0.019	13.9	2586	8.2	0.965	73.5	32.5	47.0	0.357	1.564	0.691
382.0	103.0	375.0	5.160	0.275	0.020	13.8	3236	8.6	0.968	73.0	30.0	46.0	0.357	1.587	0.652
390.0	95.2	304.2	4.020	0.313	0.024	13.2	2991	9.8	0.964	67.0	32.0	44.5	0.364	1.506	0.719
398.0	70.8	323.8	4.160	0.219	0.017	12.8	2224	6.9	0.967	77.0	32.0	49.0	0.336	1.571	0.653
406.0	82.3	325.4	4.190	0.253	0.020	12.9	2586	7.9	0.968	71.5	31.0	47.5	0.346	1.505	0.653
415.0	87.0	281.1	3.380	0.309	0.026	12.0	2733	9.7	0.963	55.5	25.5	37.5	0.364	1.480	0.680
423.0	76.7	365.0	3.560	0.210	0.022	9.8	2410	6.6	0.971	49.0	22.5	34.0	0.362	1.441	0.662
431.0	85.9	373.7	3.630	0.230	0.024	9.7	2699	7.2	0.969	51.0	24.5	35.0	0.365	1.457	0.700
439.0	87.0	389.6	3.720	0.223	0.023	9.5	2733	7.0	0.968	50.5	24.0	34.5	0.369	1.464	0.696
447.0	69.7	312.3	2.770	0.223	0.025	8.9	2190	7.0	0.966	50.5	21.0	33.5	0.361	1.507	0.627
455.0	107.0	309.8	3.580	0.345	0.030	11.6	3362	10.9	0.958	50.5	28.0	38.0	0.378	1.329	0.737
463.0	57.3	244.0	2.380	0.235	0.024	9.8	1800	7.4	0.953	60.0	26.0	39.5	0.362	1.519	0.658
471.0	56.7	267.1	2.890	0.212	0.020	10.8	1781	6.7	0.969	70.0	32.5	47.5	0.354	1.474	0.684
479.0	52.3	264.2	2.810	0.198	0.019	10.6	1643	6.2	0.966	75.5	32.5	48.5	0.350	1.557	0.670
487.0	58.0	260.5	2.830	0.223	0.020	10.9	1822	7.0	0.970	73.5	31.5	47.0	0.346	1.564	0.670
495.0	104.0	266.4	3.050	0.390	0.034	11.4	3267	12.3	0.960	48.5	27.5	36.5	0.380	1.329	0.753
503.0	51.1	273.6	2.800	0.187	0.018	10.2	1605	5.9	0.973	70.0	29.5	44.5	0.352	1.573	0.663
511.0	55.8	271.4	2.770	0.206	0.020	10.2	1753	6.5	0.965	72.5	30.0	46.0	0.349	1.576	0.652
520.0	52.0	281.7	3.360	0.185	0.015	11.9	1634	5.8	0.972	65.5	27.5	42.5	0.345	1.541	0.647
528.0	128.0	399.6	4.780	0.320	0.027	12.0	4021	10.1	0.961	53.0	26.0	37.5	0.370	1.413	0.693
536.0	76.3	358.5	3.590	0.213	0.021	10.0	2397	6.7	0.939	56.0	26.0	37.5	0.367	1.493	0.693
544.0	137.0	351.9	4.670	0.389	0.029	13.3	4304	12.2	0.963	60.5	29.5	41.5	0.374	1.458	0.711

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2200-5 KAL (Fortsetzung)

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
552.0	116.0	327.6	4.020	0.354	0.029	12.3	3644	11.1	0.964	60.0	31.5	42.5	0.380	1.412	0.741
560.0	72.2	239.9	2.610	0.301	0.028	10.9	2268	9.5	0.967	59.0	29.0	41.0	0.365	1.439	0.707
568.0	71.4	248.6	2.980	0.287	0.024	12.0	2243	9.0	0.966	58.5	26.0	39.0	0.358	1.500	0.667
576.0	83.6	310.7	3.770	0.269	0.022	12.1	2626	8.5	0.968	65.0	30.5	43.0	0.365	1.512	0.709
584.0	76.7	338.8	4.200	0.226	0.018	12.4	2410	7.1	0.962	70.0	34.0	47.0	0.362	1.489	0.723
592.0	99.8	262.4	3.330	0.380	0.030	12.7	3135	11.9	0.967	58.5	29.0	41.0	0.368	1.427	0.707
600.0	85.3	272.4	3.340	0.313	0.026	12.3	2680	9.8	0.966	65.0	29.0	43.0	0.356	1.512	0.674
608.0	52.3	244.9	2.440	0.214	0.021	10.0	1643	6.7	0.965	65.5	28.0	42.0	0.358	1.560	0.667
616.0	46.1	206.5	2.220	0.223	0.021	10.8	1448	7.0	0.965	71.0	29.0	45.0	0.348	1.578	0.644
624.0	51.3	248.3	2.640	0.207	0.019	10.6	1612	6.5	0.970	69.5	31.0	46.0	0.357	1.511	0.674
632.0	48.0	215.3	2.390	0.223	0.020	11.1	1508	7.0	0.964	72.5	30.0	46.0	0.343	1.576	0.652
640.0	66.6	301.7	3.560	0.221	0.019	11.8	2092	6.9	0.972	71.5	32.0	46.5	0.351	1.538	0.688
648.0	72.2	303.6	3.560	0.238	0.020	11.7	2268	7.5	0.972	71.0	32.0	46.0	0.353	1.543	0.696
656.0	76.7	327.6	3.950	0.234	0.019	12.1	2410	7.4	0.970	66.5	30.0	43.5	0.362	1.529	0.690
664.0	71.7	292.3	3.450	0.245	0.021	11.8	2253	7.7	0.965	71.5	33.5	47.5	0.354	1.505	0.705
672.0	59.8	267.4	3.050	0.224	0.020	11.4	1879	7.0	0.965	72.5	32.5	48.0	0.348	1.510	0.677
680.0	57.0	276.7	3.080	0.206	0.019	11.1	1791	6.5	0.968	71.0	32.0	47.0	0.357	1.511	0.681
688.0	105.0	342.5	4.610	0.307	0.023	13.5	3299	9.6	0.970	58.5	29.0	40.5	0.372	1.444	0.716
696.0	86.6	291.7	3.770	0.297	0.023	12.9	2721	9.3	0.966	60.5	30.0	41.5	0.377	1.458	0.723

109

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2212-3 KAL

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
3.0	108.0	233.4	3.750	0.463	0.029	16.1	3393	14.5	0.960	60.5	29.0	42.5	0.353	1.424	0.682
11.0	139.0	337.0	4.940	0.412	0.028	14.7	4367	13.0	0.961	57.0	29.0	40.5	0.370	1.407	0.716
19.0	132.0	342.7	5.200	0.385	0.025	15.2	4147	12.1	0.963	59.5	29.0	41.5	0.364	1.434	0.699

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2212-3 KAL (Fortsetzung)

190

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
27.0	119.0	339.5	5.030	0.351	0.024	14.8	3739	11.0	0.964	59.5	28.0	40.5	0.358	1.469	0.691
35.0	103.0	413.1	6.170	0.249	0.017	14.9	3236	7.8	0.966	62.0	26.0	39.5	0.340	1.570	0.658
43.0	50.8	284.1	3.440	0.179	0.015	12.1	1596	5.6	0.965	54.0	24.0	36.5	0.341	1.479	0.658
49.0	45.6	242.7	2.690	0.188	0.017	11.1	1433	5.9	0.965	58.0	25.0	39.0	0.343	1.487	0.641
56.0	8.6	175.9	1.030	0.049	0.008	5.9	271	1.5	0.860	67.0	39.5	52.5	0.438	1.276	0.752
64.0	14.6	172.4	1.020	0.085	0.014	5.9	459	2.7	0.871	42.5	19.5	31.5	0.398	1.349	0.619
72.0	61.7	217.8	2.660	0.283	0.023	12.2	1938	8.9	0.940	49.5	17.5	31.5	0.283	1.571	0.556
80.0	117.0	333.6	4.420	0.351	0.026	13.2	3676	11.0	0.963	48.5	20.0	32.0	0.296	1.516	0.625
88.0	96.4	293.9	3.810	0.328	0.025	13.0	3029	10.3	0.962	49.5	20.0	32.5	0.295	1.523	0.615
96.0	93.8	309.6	6.090	0.303	0.015	19.7	2947	9.5	0.963	81.0	32.5	50.0	0.315	1.620	0.650
104.0	80.3	292.9	5.050	0.274	0.016	17.2	2523	8.6	0.963	79.0	32.0	50.5	0.325	1.564	0.634
108.0	20.0	140.1	0.939	0.143	0.021	6.7	628	4.5	0.946	67.0	33.0	46.5	0.360	1.441	0.710
112.0	18.1	113.6	1.190	0.159	0.015	10.5	569	5.0	0.965	75.0	31.0	48.5	0.319	1.546	0.639
115.0	20.5	165.5	1.030	0.124	0.020	6.2	644	3.9	0.855	63.0	30.0	44.5	0.401	1.416	0.674
118.0	89.1	290.2	6.160	0.307	0.014	21.2	2799	9.6	0.961	84.0	32.5	51.0	0.311	1.647	0.637
126.0	97.7	336.0	4.630	0.291	0.021	13.8	3069	9.1	0.969	56.5	22.0	34.5	0.296	1.638	0.638
134.0	98.1	316.0	5.950	0.310	0.016	18.8	3082	9.8	0.975	74.0	28.5	45.5	0.298	1.626	0.626
138.0	68.4	283.8	5.610	0.241	0.012	19.8	2149	7.6	0.969	89.0	35.5	56.0	0.300	1.589	0.634
142.0	71.9	261.3	5.530	0.275	0.013	21.2	2259	8.6	0.966	88.0	36.0	56.0	0.310	1.571	0.643
146.0	86.9	339.0	6.940	0.256	0.013	20.5	2730	8.1	0.969	90.5	34.0	55.0	0.296	1.645	0.618
150.0	97.2	338.1	6.780	0.287	0.014	20.1	3054	9.0	0.977	85.5	33.5	54.0	0.307	1.583	0.620
158.0	103.0	333.3	6.420	0.309	0.016	19.3	3236	9.7	0.970	86.0	33.5	52.5	0.312	1.638	0.638
164.0	107.0	321.5	5.340	0.333	0.020	16.6	3362	10.5	0.967	77.5	32.5	51.0	0.335	1.520	0.637
172.0	98.9	346.6	6.860	0.285	0.014	19.8	3107	9.0	0.985	88.5	33.5	54.5	0.305	1.624	0.615
180.0	91.6	309.6	5.630	0.296	0.016	18.2	2878	9.3	0.968	82.5	33.5	51.0	0.332	1.618	0.657
188.0	101.0	327.4	6.020	0.308	0.017	18.4	3173	9.7	0.966	83.0	33.0	53.5	0.319	1.551	0.617
196.0	105.0	314.5	5.390	0.334	0.019	17.1	3299	10.5	0.966	77.5	33.0	49.5	0.341	1.566	0.667
204.0	91.4	299.1	4.860	0.306	0.019	16.2	2871	9.6	0.967	70.5	31.5	46.5	0.339	1.516	0.677
212.0	95.3	313.9	4.160	0.304	0.023	13.3	2994	9.5	0.965	70.0	32.0	47.0	0.349	1.489	0.681
216.0	98.4	346.0	5.130	0.284	0.019	14.8	3091	8.9	0.977	74.5	33.0	48.0	0.346	1.552	0.688
220.0	126.0	440.9	7.690	0.286	0.016	17.4	3958	9.0	0.990	64.0	28.0	42.0	0.346	1.524	0.667
224.0	126.0	397.4	6.810	0.317	0.019	17.1	3958	10.0	0.973	72.5	32.0	48.0	0.347	1.510	0.667
228.0	70.2	303.5	3.940	0.231	0.018	13.0	2205	7.3	0.964	64.0	29.5	42.5	0.357	1.506	0.694
236.0	87.2	289.9	4.520	0.301	0.019	15.6	2739	9.4	0.967	75.5	32.0	47.5	0.338	1.589	0.674



Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2212-3 KAL (Fortsetzung)

191

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	$K_{ARM}$	$K_{ARM}/$ Susz.	S-0.3T	$MAF_{SIRM}$	$MDF_{SIRM}$	$B_{CRint}$	R	$MAF_{SIRM}/$ $B_{CRint}$	$MDF_{SIRM}/$ $B_{CRint}$
cm	$mAm^{-1}$	$10^{-6}SI$	$Am^{-1}$	$kAm^{-1}$		$kAm^{-1}$				mT	mT	mT			
244.0	70.6	243.4	3.590	0.290	0.020	14.7	2218	9.1	0.968	74.5	33.0	50.0	0.330	1.490	0.660
252.0	38.8	152.1	1.110	0.255	0.035	7.3	1219	8.0	0.951	53.5	22.5	35.0	0.308	1.529	0.643
259.0	59.5	243.3	2.450	0.245	0.024	10.1	1869	7.7	0.959	50.0	18.5	32.0	0.284	1.563	0.578
265.0	62.2	283.6	3.340	0.219	0.019	11.8	1954	6.9	0.962	50.5	18.0	31.5	0.279	1.603	0.571
271.0	105.0	345.3	4.360	0.304	0.024	12.6	3299	9.6	0.974	49.5	19.0	32.0	0.285	1.547	0.594
278.0	114.0	383.1	4.520	0.298	0.025	11.8	3581	9.3	0.966	50.0	20.0	32.0	0.298	1.563	0.625
286.0	151.0	387.5	4.920	0.390	0.031	12.7	4744	12.2	0.967	48.5	20.0	32.0	0.305	1.516	0.625
294.0	172.0	425.5	5.050	0.404	0.034	11.9	5404	12.7	0.969	45.0	19.5	30.5	0.322	1.475	0.639
302.0	189.0	393.1	5.480	0.481	0.034	13.9	5938	15.1	0.974	48.0	23.0	33.5	0.329	1.433	0.687
310.0	183.0	384.3	6.860	0.476	0.027	17.9	5749	15.0	0.989	70.5	34.5	48.5	0.367	1.454	0.711
318.0	155.0	373.0	5.670	0.416	0.027	15.2	4869	13.1	0.973	70.0	33.0	48.0	0.354	1.458	0.688
322.0	141.0	384.9	5.270	0.366	0.027	13.7	4430	11.5	0.976	72.0	32.5	46.0	0.360	1.565	0.707
326.0	94.2	277.2	3.810	0.340	0.025	13.7	2959	10.7	0.954	54.0	27.5	39.0	0.369	1.385	0.705
330.0	180.0	365.8	5.890	0.492	0.031	16.1	5655	15.5	0.975	71.5	33.0	48.5	0.358	1.474	0.680
334.0	180.0	386.7	6.220	0.465	0.029	16.1	5655	14.6	0.974	74.5	34.0	49.0	0.344	1.520	0.694
342.0	227.0	411.8	5.770	0.551	0.039	14.0	7131	17.3	0.972	58.5	30.0	41.5	0.373	1.410	0.723
350.0	242.0	497.1	9.140	0.487	0.026	18.4	7603	15.3	0.995	70.0	31.5	46.5	0.355	1.505	0.677
358.0	183.0	397.4	7.450	0.460	0.025	18.7	5749	14.5	0.963	71.5	33.0	47.0	0.358	1.521	0.702
368.0	223.0	413.8	6.950	0.539	0.032	16.8	7006	16.9	0.966	68.5	32.5	46.5	0.358	1.473	0.699
374.0	236.0	435.4	6.360	0.542	0.037	14.6	7414	17.0	0.968	61.0	30.5	43.0	0.366	1.419	0.709
382.0	233.0	363.5	5.190	0.641	0.045	14.3	7320	20.1	0.966	54.0	30.5	40.5	0.384	1.333	0.753
390.0	195.0	370.3	5.110	0.527	0.038	13.8	6126	16.5	0.960	55.0	30.0	40.5	0.383	1.358	0.741
398.0	70.5	303.4	3.190	0.232	0.022	10.5	2215	7.3	0.952	56.5	23.5	36.0	0.358	1.569	0.653
406.0	69.4	256.6	4.310	0.270	0.016	16.8	2180	8.5	0.964	87.5	36.5	56.0	0.333	1.563	0.652
414.0	32.5	190.4	1.700	0.171	0.019	8.9	1021	5.4	0.934	59.5	28.0	41.5	0.366	1.434	0.675
422.0	35.9	187.1	1.640	0.192	0.022	8.8	1128	6.0	0.955	44.0	19.0	31.0	0.352	1.419	0.613
430.0	41.7	204.0	1.830	0.204	0.023	9.0	1310	6.4	0.950	49.0	19.0	32.5	0.317	1.508	0.585
437.0	13.8	135.8	0.841	0.102	0.016	6.2	434	3.2	0.913	58.5	31.5	44.5	0.402	1.315	0.708
444.0	63.3	250.3	2.270	0.253	0.028	9.1	1989	7.9	0.948	46.5	19.0	31.5	0.316	1.476	0.603
452.0	86.7	294.8	3.360	0.294	0.026	11.4	2724	9.2	0.966	50.5	19.5	32.5	0.276	1.554	0.600
460.0	116.0	354.8	4.530	0.327	0.026	12.8	3644	10.3	0.968	48.0	19.5	32.0	0.299	1.500	0.609
468.0	116.0	366.8	4.670	0.316	0.025	12.7	3644	9.9	0.967	47.5	19.5	31.5	0.305	1.508	0.619
476.0	115.0	437.9	5.130	0.263	0.022	11.7	3613	8.3	0.975	49.5	19.0	31.5	0.281	1.571	0.603
483.0	120.0	435.4	5.280	0.276	0.023	12.1	3770	8.7	0.981	50.0	18.5	31.5	0.274	1.587	0.587

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2212-3 KAL (Fortsetzung)

192

Tiefe	ARM	Susz.	SIRM	ARM/ Susz.	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz.	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S <sub>-0.3T</sub>	MAF <sub>SIRM</sub>	MDF <sub>SIRM</sub>	B <sub>CRint</sub>	R	MAF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>	MDF <sub>SIRM</sub> / B <sub>CRint</sub>
cm	mAm <sup>-1</sup>	10 <sup>-6</sup> SI	Am <sup>-1</sup>	kAm <sup>-1</sup>		kAm <sup>-1</sup>				mT	mT	mT			
486.0	127.0	448.3	5.080	0.283	0.025	11.3	3990	8.9	0.980	49.0	19.5	31.0	0.304	1.581	0.629
490.0	62.2	276.7	3.220	0.225	0.019	11.6	1954	7.1	0.966	43.0	18.5	30.0	0.336	1.433	0.617
494.0	52.2	262.0	2.670	0.199	0.020	10.2	1640	6.3	0.980	37.5	18.0	27.5	0.358	1.364	0.655
497.0	127.0	437.7	5.250	0.290	0.024	12.0	3990	9.1	0.976	49.0	18.5	31.0	0.282	1.581	0.597
505.0	54.1	258.9	2.380	0.209	0.023	9.2	1700	6.6	0.957	47.0	18.5	31.0	0.307	1.516	0.597
513.0	35.6	206.4	1.530	0.172	0.023	7.4	1118	5.4	0.953	47.0	19.5	32.0	0.337	1.469	0.609
520.0	31.9	184.2	1.280	0.173	0.025	6.9	1002	5.4	0.931	46.5	23.0	34.0	0.369	1.368	0.676
527.0	28.4	172.4	1.080	0.165	0.026	6.3	892	5.2	0.906	45.5	23.5	33.5	0.375	1.358	0.701
534.0	37.2	221.3	1.890	0.168	0.020	8.5	1169	5.3	0.945	44.0	18.0	30.0	0.339	1.467	0.600
542.0	39.7	234.8	1.860	0.169	0.021	7.9	1247	5.3	0.945	42.5	18.0	29.5	0.346	1.441	0.610
550.0	38.4	214.5	1.690	0.179	0.023	7.9	1206	5.6	0.919	45.0	19.5	31.5	0.353	1.429	0.619
557.0	105.0	383.5	4.160	0.274	0.025	10.8	3299	8.6	0.973	50.0	19.5	32.0	0.283	1.563	0.609
565.0	111.0	413.6	4.730	0.268	0.023	11.4	3487	8.4	0.979	49.5	19.0	31.5	0.280	1.571	0.603
569.0	45.9	274.2	2.110	0.167	0.022	7.7	1442	5.3	0.967	43.0	18.0	29.0	0.328	1.483	0.621
573.0	40.6	236.3	2.110	0.172	0.019	8.9	1275	5.4	0.954	46.0	19.0	31.5	0.334	1.460	0.603
576.0	121.0	447.9	5.000	0.270	0.024	11.2	3801	8.5	0.983	49.5	19.5	31.5	0.284	1.571	0.619
580.0	117.0	460.1	5.130	0.254	0.023	11.1	3676	8.0	0.983	49.0	18.5	30.5	0.288	1.607	0.607
588.0	119.0	428.6	5.060	0.278	0.024	11.8	3739	8.7	0.980	50.5	19.0	31.0	0.281	1.629	0.613
596.0	100.0	320.7	3.440	0.312	0.029	10.7	3142	9.8	0.978	47.0	19.5	31.5	0.305	1.492	0.619
604.0	138.0	417.5	4.590	0.331	0.030	11.0	4335	10.4	0.975	48.0	21.0	31.5	0.311	1.524	0.667
612.0	54.5	295.4	3.330	0.184	0.016	11.3	1712	5.8	0.980	44.5	17.5	29.5	0.335	1.508	0.593
620.0	108.0	389.1	4.360	0.278	0.025	11.2	3393	8.7	0.979	46.0	18.0	30.0	0.301	1.533	0.600
628.0	104.0	356.5	4.000	0.292	0.026	11.2	3267	9.2	0.959	48.0	19.0	31.5	0.305	1.524	0.603
636.0	102.0	399.7	4.220	0.255	0.024	10.6	3204	8.0	0.975	50.0	18.5	31.5	0.276	1.587	0.587
644.0	113.0	410.8	4.550	0.275	0.025	11.1	3550	8.6	0.967	48.0	19.5	31.5	0.296	1.524	0.619
652.0	48.4	293.8	2.770	0.165	0.017	9.4	1521	5.2	0.971	39.5	15.0	26.5	0.310	1.491	0.566
660.0	45.6	280.8	2.440	0.162	0.019	8.7	1433	5.1	0.967	41.0	15.5	27.0	0.314	1.519	0.574
668.0	64.8	372.5	3.380	0.174	0.019	9.1	2036	5.5	0.973	39.0	15.0	26.5	0.315	1.472	0.566
676.0	34.1	248.8	2.050	0.137	0.017	8.2	1071	4.3	0.947	53.5	25.0	38.0	0.364	1.408	0.658
684.0	32.3	267.1	2.610	0.121	0.012	9.8	1015	3.8	0.959	54.0	25.0	38.0	0.339	1.421	0.658
692.0	124.0	362.2	4.330	0.342	0.029	12.0	3896	10.8	0.973	49.0	19.5	32.0	0.294	1.531	0.609
700.0	110.0	392.2	7.610	0.280	0.014	19.4	3456	8.8	0.979	70.5	32.0	49.5	0.321	1.424	0.646
708.0	112.0	412.8	4.750	0.271	0.024	11.5	3519	8.5	0.979	50.0	20.5	33.0	0.290	1.515	0.621
712.0	121.0	526.7	10.300	0.230	0.012	19.6	3801	7.2	0.992	70.0	31.0	48.0	0.301	1.458	0.646

Gesteinsmagnetische Parameter: PS 2212-3 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	ARM mA <sub>m</sub> <sup>-1</sup>	Sus. 10 <sup>-6</sup> SI	SIRM Am <sup>-1</sup>	ARM/ Susz. kAm <sup>-1</sup>	ARM/ SIRM	SIRM/ Susz. kAm <sup>-1</sup>	K <sub>ARM</sub>	K <sub>ARM</sub> / Susz.	S-0.3T MAFSIRM	MDFSIRM mT	BCRint mT	R MAFSIRM/ BCRint	MDFSIRM/ BCRint
716.0	36.9	351.5	2.980	0.105	0.012	8.5	1159	3.3	0.959	50.5	15.5	0.265	1.656
720.0	97.3	460.9	4.660	0.211	0.021	10.1	3057	6.6	0.974	48.0	19.0	0.286	1.548
724.0	94.2	364.0	7.060	0.259	0.013	19.4	2959	8.1	0.984	67.5	30.0	0.307	1.467
732.0	92.0	358.6	4.170	0.257	0.022	11.6	2890	8.1	0.980	52.0	22.5	0.289	1.486
738.0	85.9	300.4	3.190	0.286	0.027	10.6	2699	9.0	0.970	49.5	21.0	0.291	1.478

ANHANG B: Paläomagnetische Daten

Paläomagnetische Daten: PS 1533-3 SL

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
5.0	17.2	83.7	0.2	31.4
12.0	18.8	83.9	69.7	30.4
18.0	16.5	81.9	83.2	31.2
23.0	17.9	83.3	100.1	28.9
30.0	14.6	66.2	43.2	26.0
35.0	8.5	75.2	254.0	34.5
40.0	2.0	81.6	117.1	16.5
45.0	2.0	86.7	126.1	38.5
51.0	7.0	64.8	123.1	20.5
60.0	25.6	79.0	127.8	35.3
65.0	27.7	76.4	120.4	31.5
70.0	2.3	71.9	91.9	46.1
75.0	8.8	85.3	168.8	24.4
79.0	20.2	78.3	127.3	7.8
84.0	3.3	83.8	71.8	26.2
89.0	18.4	80.7	97.0	25.1
93.0	14.2	82.0	61.1	20.2
98.0	12.9	68.6	98.3	28.4
103.0	11.2	76.6	116.7	31.3
108.0	12.5	85.6	49.0	36.4
113.0	12.2	87.1	11.3	41.2
118.0	2.2	-81.0	73.6	7.5
123.0	8.3	75.1	242.4	27.3
128.0	2.4	-87.0	222.0	2.8
133.0	38.4	-78.5	288.5	5.9
138.0	1.3	-86.1	245.8	55.2
143.0	2.0	-87.5	13.2	63.2
148.0	0.5	-80.8	39.0	32.5
153.0	1.2	-83.2	36.4	60.4
155.0	11.9	82.6	61.6	40.5
160.0	2.7	-67.1	35.2	10.0
165.0	11.0	69.5	56.7	42.2
170.0	8.0	80.2	49.6	27.3
175.0	9.4	70.4	124.3	9.6
180.0	52.4	-87.1	31.6	6.2
185.0	4.8	-81.8	4.4	13.3
190.0	5.8	-84.5	258.3	12.3
195.0	134.3	28.2	58.1	8.9
199.0	9.4	78.1	74.5	21.3
205.0	7.0	76.0	156.7	18.2
210.0	6.1	88.5	318.6	29.6
215.0	14.1	87.5	350.0	27.0
220.0	11.8	81.8	109.1	18.2
225.0	7.4	82.9	72.0	15.7
230.0	23.8	89.0	64.1	8.8
235.0	10.7	87.0	183.3	36.8
240.0	4.0	83.4	94.6	51.5
245.0	4.5	83.2	78.6	29.2
250.0	11.6	84.4	47.3	33.2
255.0	9.7	85.5	138.4	33.6
260.0	4.3	83.6	151.8	35.3

Paläomagnetische Daten: PS 1533-3 SL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChR Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
265.0	17.1	86.4	127.3	30.5
270.0	24.5	83.7	309.4	30.7
275.0	27.4	87.1	266.9	31.2
280.0	4.4	-32.2	205.8	19.0
285.0	4.0	-66.7	46.4	33.9
290.0	54.1	-79.4	358.7	5.8
295.0	5.3	-79.9	39.3	5.9
302.0	21.0	-57.9	351.8	5.2
308.0	6.4	80.1	169.0	11.6
314.0	10.1	86.3	143.6	22.8
320.0	8.9	82.5	57.4	15.4
325.0	7.3	76.4	95.3	20.8
330.0	8.0	76.6	70.1	30.5
335.0	16.9	79.1	88.2	31.9
340.0	18.7	85.4	166.5	30.4
345.0	14.7	74.3	87.2	28.3
350.0	16.0	78.0	103.4	23.7
355.0	11.6	75.9	128.2	26.9
360.0	56.1	78.4	63.2	6.2
365.0	7.1	77.9	28.8	16.8
370.0	10.2	77.3	355.9	18.1
375.0	7.0	70.6	74.3	16.9
380.0	10.1	67.4	69.4	15.3
385.0	8.4	-1.4	58.4	8.8
390.0	9.9	-64.8	116.5	8.0
395.0	8.0	-68.8	10.1	11.6
402.0	5.8	58.2	77.6	20.3
406.0	5.1	60.7	58.9	25.5
411.0	1.9	72.5	74.3	23.9
416.0	3.3	65.9	26.8	26.7
420.0	4.8	61.4	70.6	30.9
425.0	11.6	62.3	44.0	29.1
430.0	12.3	67.3	9.8	22.3
435.0	20.0	72.6	344.4	27.0
440.0	3.1	83.7	82.6	20.2
445.0	4.3	67.3	28.3	13.3
450.0	3.0	75.5	18.0	14.0
455.0	3.0	84.5	24.6	12.0
460.0	2.5	72.5	55.3	21.9
462.0	11.4	63.9	4.6	29.6
466.0	2.4	80.6	21.3	21.4
470.0	17.8	75.9	9.1	20.7
475.0	34.7	74.5	334.2	30.1
480.0	15.5	68.9	342.7	13.6

Paläomagnetische Daten: PS 1535-8 KAL

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
25.0	10.3	82.6	21.9	30.1
30.0	5.9	88.7	285.0	12.3
35.0	9.2	71.4	357.2	38.0
40.0	8.9	74.5	8.3	32.4
45.0	9.2	77.4	18.3	15.7
50.0	7.3	69.8	28.6	29.8
55.0	10.0	62.3	44.0	24.0
60.0	6.5	-28.5	1.8	23.6
66.0	6.2	62.1	18.4	31.4
70.0	5.2	46.7	353.5	41.9
75.0	10.4	71.2	8.9	42.7
80.0	6.6	62.3	17.9	34.8
85.0	8.2	64.4	30.4	27.2
90.0	4.8	52.8	22.6	24.2
95.0	2.1	-71.2	328.4	86.3
100.0	0.6	-79.9	356.3	3.1
105.0	3.4	-56.2	351.0	9.8
110.0	1.9	-79.4	1.8	100.0
115.0	2.9	-83.1	347.8	92.7
120.0	1.9	-63.0	5.0	76.4
125.0	3.4	-33.4	353.9	16.0
130.0	1.2	-65.0	359.5	82.0
135.0	1.8	-55.6	343.5	70.4
140.0	5.8	61.0	9.2	24.1
145.0	11.3	75.1	28.2	38.9
150.0	9.9	76.5	14.3	35.4
155.0	8.6	77.8	356.9	38.0
160.0	7.5	80.6	13.5	35.0
165.0	12.5	78.6	36.3	36.2
170.0	9.2	76.0	24.7	29.9
175.0	6.0	79.4	41.8	28.3
180.0	5.7	73.8	41.6	28.4
185.0	10.2	75.3	29.9	33.5
190.0	5.5	77.3	44.7	36.3
195.0	19.9	77.0	48.4	3.6
200.0	6.1	49.2	6.3	22.8
205.0	4.7	-51.1	19.0	25.0
210.0	11.0	19.1	2.3	18.1
215.0	10.0	63.3	46.5	19.5
220.0	8.5	10.9	352.1	13.5
225.0	4.9	-43.9	17.3	12.4
230.0	6.6	80.6	17.3	37.9
235.0	11.0	83.5	24.5	19.3
240.0	5.5	55.5	45.1	15.2
245.0	7.1	79.9	346.3	21.9
250.0	7.3	77.6	59.8	20.7
255.0	11.0	76.6	54.7	28.8
260.0	5.7	81.2	44.2	24.6
265.0	9.9	78.6	39.0	24.2
270.0	7.3	80.1	355.7	26.6
275.0	3.6	-82.8	327.4	7.0
280.0	6.8	-40.6	231.0	9.0
285.0	12.0	82.7	27.8	12.7

Paläomagnetische Daten: PS 1535-8 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
290.0	11.3	79.7	72.0	13.7
295.0	13.9	83.2	349.6	18.9
300.0	19.5	84.4	19.5	17.8
305.0	38.5	82.0	29.9	20.4
310.0	9.2	72.7	24.0	19.4
315.0	10.2	76.5	31.6	18.7
320.0	3.7	73.5	15.8	33.4
325.0	8.3	62.1	47.3	14.2
330.0	10.5	16.7	26.5	14.0
335.0	11.9	75.5	24.4	17.8
340.0	3.6	-27.1	329.3	19.7
345.0	9.6	79.8	33.4	19.3
350.0	6.0	77.1	14.3	23.6
355.0	4.4	81.3	355.2	25.5
360.0	2.4	84.8	84.4	34.8
365.0	2.2	84.2	40.4	51.3
370.0	1.6	60.2	35.4	26.1
375.0	2.2	53.8	13.6	24.9
380.0	16.2	80.7	30.8	26.5
385.0	13.8	79.1	34.4	22.3
390.0	7.3	77.6	4.4	23.4
395.0	3.8	79.0	296.6	15.0
400.0	1.8	69.9	59.8	47.6
405.0	1.9	80.5	23.7	21.6
410.0	2.2	84.8	351.9	19.2
415.0	1.8	73.8	337.1	21.7
420.0	0.9	-1.9	176.2	15.2
425.0	1.1	12.0	264.7	11.5
430.0	0.7	-42.7	225.1	9.0
435.0	0.8	-1.3	345.2	9.9
440.0	1.8	-33.5	76.2	21.4
445.0	2.5	45.5	52.5	57.6
450.0	2.0	6.1	338.7	38.4
455.0	3.9	-53.8	340.1	55.8
460.0	1.4	83.5	205.3	15.4
465.0	8.6	82.7	315.0	19.6
470.0	9.2	82.2	20.4	20.6
475.0	11.9	83.8	355.7	25.6
480.0	4.8	77.0	357.9	25.7
485.0	1.5	74.8	352.2	22.3

Paläomagnetische Daten: PS 1852-2 KAL

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
6.0	29.5	-12.3	39.3	44.4
11.0	2.4	-27.2	301.7	78.9
16.0	21.3	10.4	61.7	42.4

Paläomagnetische Daten: PS 1852-2 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
21.0	19.2	41.5	50.4	39.8
26.0	22.4	-20.5	26.3	47.3
31.0	18.3	21.1	15.6	45.3
36.0	9.1	-22.6	21.8	48.0
41.0	8.2	-4.8	39.1	33.1
46.0	3.9	-1.4	337.1	43.1
51.0	4.2	-30.8	19.0	41.3
56.0	7.0	-19.3	288.4	35.4
61.0	10.2	-16.1	32.6	37.1
66.0	6.8	-13.8	19.6	35.4
71.0	5.8	1.1	12.9	37.5
76.0	4.7	-1.0	0.6	28.5
81.0	5.1	-3.9	339.1	21.4
86.0	4.4	-27.9	29.5	33.0
91.0	3.9	-58.8	335.1	44.7
96.0	9.2	-15.3	23.6	39.3
101.0	8.7	-11.0	30.6	37.3
106.0	13.5	-11.2	19.5	35.4
111.0	10.6	39.0	42.1	27.5
116.0	10.1	33.7	49.1	31.7
121.0	4.5	21.5	335.1	21.3
126.0	7.1	46.6	13.9	21.0
131.0	7.8	48.4	12.1	20.7
136.0	5.3	65.6	20.6	9.1
141.0	4.2	-75.4	188.2	5.4
146.0	5.9	48.5	339.8	8.9
151.0	8.4	36.5	9.4	26.1
156.0	5.7	-15.4	170.7	6.7
161.0	0.5	-79.9	174.2	99.9
166.0	1.3	-77.0	124.8	120.9
171.0	5.8	50.1	27.3	7.8
176.0	8.6	48.4	29.5	14.0
181.0	12.3	54.8	356.8	17.1
186.0	13.2	72.1	28.4	16.7
191.0	12.9	61.6	7.2	20.5
196.0	10.0	62.1	22.3	27.6
201.0	12.5	57.1	355.4	10.8
206.0	13.9	60.0	22.7	12.7
211.0	15.9	67.0	10.6	19.3
216.0	16.0	65.0	16.1	21.4
221.0	13.4	59.3	24.5	21.4
226.0	15.2	65.3	15.5	23.1
231.0	20.4	61.7	8.0	20.0
236.0	12.4	61.6	312.6	18.5
241.0	21.2	63.9	13.3	28.7
246.0	9.0	53.5	10.9	11.3
251.0	8.3	51.4	2.8	9.9
256.0	10.0	54.9	355.3	9.7
261.0	5.0	-87.5	108.2	5.7
266.0	1.1	-65.1	168.1	99.9
271.0	6.5	40.1	5.8	8.0
276.0	11.8	63.3	31.0	18.3
281.0	19.3	68.0	2.8	24.5



Paläomagnetische Daten: PS 1852-2 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mA <sup>m</sup> -1	Inkl.ChRM Grad	Dekl.ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
286.0	21.6	65.1	348.4	23.4
291.0	14.6	72.1	17.3	23.1
296.0	11.8	68.6	29.2	22.6
301.0	16.6	64.5	19.9	28.3
306.0	24.5	74.7	18.2	36.3
311.0	18.2	70.4	14.1	35.0
316.0	16.8	65.6	27.4	30.0
321.0	11.7	73.1	16.5	19.7
326.0	5.5	63.9	324.0	9.6
331.0	4.6	-30.7	12.3	9.7
336.0	7.1	37.1	19.8	17.7
341.0	8.1	58.2	5.8	17.5
344.0	3.0	56.8	62.0	12.0
348.0	1.4	65.3	105.7	20.4
351.0	0.8	49.9	53.3	17.6
354.0	5.4	57.6	8.6	12.6
357.0	8.6	65.2	5.4	19.8
362.0	5.3	67.1	349.9	11.3
367.0	4.1	-38.3	57.1	28.4
372.0	2.8	-75.3	269.5	6.2
377.0	4.0	-62.8	31.3	6.8
382.0	5.6	36.0	20.6	5.6
387.0	10.6	63.5	18.7	15.3
392.0	12.5	67.6	9.5	20.8
397.0	12.7	67.3	18.2	27.0
402.0	12.1	73.4	7.1	21.5
407.0	13.6	75.8	9.0	27.1
411.0	17.4	75.2	14.6	31.8
415.0	24.6	74.0	12.5	11.1
420.0	26.2	73.2	7.7	8.6
425.0	9.9	69.8	15.3	4.8
430.0	5.7	-81.6	91.9	3.8
435.0	2.0	-54.1	179.6	5.3
440.0	9.0	47.5	333.8	9.6
445.0	17.3	67.1	344.7	15.3
450.0	21.5	66.4	350.7	19.3
455.0	26.2	70.3	0.2	5.9
460.0	63.3	73.9	23.7	4.8
465.0	48.8	61.5	13.0	4.1
470.0	41.0	70.1	13.0	5.3
475.0	10.5	74.2	12.9	22.2
480.0	16.8	72.0	358.9	19.6
485.0	5.6	70.6	286.0	7.8
490.0	11.4	-53.4	143.0	3.5
495.0	75.8	68.2	21.8	5.6
500.0	215.1	62.8	45.0	7.4
505.0	226.1	64.1	32.6	7.2
568.0	8.7	76.2	103.0	19.4
510.0	95.3	65.5	64.2	6.2
515.0	46.8	71.2	31.2	33.0
520.0	38.1	71.9	351.1	29.8
525.0	10.1	73.3	358.6	26.5
530.0	9.7	78.4	332.9	4.3

Paläomagnetische Daten: PS 1852-2 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
535.0	68.3	58.7	117.8	4.8
540.0	336.7	5.5	118.2	7.1
545.0	485.3	14.5	95.5	8.5
550.0	261.1	-19.4	33.2	8.0
555.0	5.4	-52.1	228.6	6.6
560.0	12.2	79.0	321.6	14.0
564.0	9.3	79.9	276.8	16.4

Paläomagnetische Daten: PS 2171-4 KAL

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
13.0	43.0	67.1	243.2	47.7
17.0	42.5	83.2	176.7	47.8
22.0	46.7	74.9	221.6	47.6
26.0	46.3	83.7	38.1	46.8
29.0	39.9	87.6	311.2	43.9
33.0	44.6	86.4	18.7	43.9
38.0	41.3	69.6	66.7	43.1
41.0	40.1	77.9	35.2	41.2
45.0	48.4	88.3	99.4	44.3
48.0	60.4	77.8	155.2	49.3
50.0	9.2	87.5	161.3	29.8
54.0	10.5	86.3	243.8	37.1
58.0	9.0	86.9	138.7	42.7
62.0	0.7	-82.7	253.0	999.9
66.0	4.4	-82.5	218.0	78.6
70.0	1.6	73.4	202.6	20.2
74.0	1.1	72.2	189.0	21.1
78.0	0.9	72.8	187.3	18.6
80.0	1.0	65.8	128.4	23.0
83.0	1.2	65.3	148.0	29.4
86.0	1.3	62.7	149.9	31.2
89.0	1.3	68.4	213.7	51.0
93.0	0.7	41.0	218.0	30.5
97.0	2.3	20.2	159.6	25.7
101.0	6.7	57.7	285.8	28.3
104.0	8.5	61.7	219.6	29.7
109.0	8.3	59.9	243.0	30.3
113.0	8.1	52.8	188.6	30.8
117.0	6.9	48.8	124.7	29.3
121.0	6.2	44.2	164.2	30.9
125.0	7.6	47.5	148.9	30.0
129.0	7.5	61.5	105.8	28.6
133.0	9.5	45.0	147.9	31.0
137.0	10.3	50.9	121.1	31.4
141.0	10.7	52.2	98.4	31.8
145.0	10.6	72.2	145.0	31.7

Paläomagnetische Daten: PS 2171-4 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mA <sub>m</sub> <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
149.0	12.4	51.2	83.8	30.3
153.0	11.4	57.6	69.7	32.0
157.0	8.3	65.8	97.3	33.2
165.0	13.2	82.0	62.2	46.1
169.0	9.9	72.9	106.6	34.2
173.0	11.1	75.1	75.8	35.9
177.0	12.3	56.0	91.9	30.7
181.0	18.9	76.7	114.7	30.5
185.0	16.7	72.8	140.7	31.3
187.0	16.9	77.6	151.4	30.6
190.0	13.0	63.0	168.8	30.1
192.0	48.8	83.9	27.7	26.7
195.0	45.4	76.6	343.2	23.6
199.0	36.6	73.6	356.3	19.8
202.0	41.0	77.8	342.6	18.6
205.0	36.7	75.3	17.9	19.5
210.0	38.5	77.8	341.2	17.9
214.0	36.0	49.1	100.6	15.6
217.0	39.0	39.5	79.0	14.4
222.0	43.4	37.5	338.4	15.5
225.0	32.6	66.0	324.2	18.3
227.0	3.4	-67.1	267.2	10.0
232.0	0.8	-84.3	254.8	52.4
235.0	1.3	67.9	287.1	12.7
239.0	0.9	71.5	126.2	15.0
243.0	0.8	86.4	13.3	19.1
246.0	0.7	84.1	326.4	25.9
248.0	0.9	86.2	288.7	44.4
251.0	0.9	72.6	324.7	57.2
255.0	1.2	66.1	202.7	21.5
259.0	1.7	54.0	227.5	18.8
262.0	5.0	37.9	263.9	19.7
265.0	4.7	63.2	248.1	25.6
268.0	7.0	81.4	232.7	20.5
271.0	3.6	83.6	335.0	19.4
272.0	4.2	80.4	309.3	19.4
275.0	5.5	86.2	354.5	16.0
278.0	3.5	-66.8	65.2	8.4
281.0	0.9	-81.1	230.6	71.2
284.0	0.8	-77.3	200.1	65.0
287.0	2.8	-49.5	211.9	7.0
290.0	2.4	-73.4	178.9	7.6
293.0	4.7	-4.2	130.0	8.8
296.0	4.8	12.1	195.2	10.5
300.0	5.2	21.2	163.8	11.7
303.0	4.6	75.9	54.0	16.7
306.0	5.9	63.3	33.7	20.1
309.0	6.7	62.9	64.6	23.9
312.0	7.2	72.7	78.5	25.0
315.0	5.8	61.2	39.5	23.2
318.0	2.6	43.7	33.3	15.7
321.0	2.3	48.0	10.5	13.1
324.0	2.0	45.4	338.9	11.7

Paläomagnetische Daten: PS 2185-6 KAL

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl.ChRM Grad	Dekl.ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
12.0	5.3	85.4	60.3	42.9
16.0	3.7	81.6	68.2	12.2
20.0	3.0	20.6	71.6	7.2
24.0	2.3	45.4	316.4	4.9
28.0	2.1	76.9	346.3	11.8
32.0	1.7	86.2	355.0	12.4
36.0	2.2	87.6	159.8	18.3
40.0	0.8	76.0	290.7	15.1
44.0	0.8	70.7	230.0	13.7
48.0	1.4	62.4	18.8	12.2
51.0	1.6	86.7	93.0	11.7
55.0	0.9	76.7	236.6	13.4
59.0	0.7	75.9	324.5	14.9
63.0	1.9	83.4	1.1	11.7
67.0	5.0	85.5	284.7	28.7
71.0	1.2	86.3	153.1	16.2
75.0	0.7	80.4	194.3	15.9
79.0	0.7	69.1	214.9	14.6
83.0	1.3	84.3	229.9	10.4
87.0	1.6	82.9	123.7	9.9
91.0	2.6	84.2	4.1	11.7
95.0	2.6	88.7	81.7	12.0
99.0	1.8	82.0	343.0	12.7
103.0	1.1	87.0	209.3	18.1
107.0	1.1	74.9	305.6	12.5
111.0	1.4	75.8	268.0	13.6
114.0	1.1	63.4	168.2	9.6
117.0	5.1	82.8	241.1	23.9
121.0	5.1	85.0	210.5	21.2
125.0	3.7	85.0	242.5	17.4
129.0	3.6	72.0	241.9	9.3
133.0	1.8	81.3	308.5	7.2
137.0	1.3	80.5	262.0	5.2
141.0	2.7	67.9	267.1	6.0
145.0	2.3	65.6	280.9	5.0
149.0	2.1	82.6	262.2	6.9
153.0	1.8	83.9	281.5	13.6
157.0	1.4	78.1	268.9	15.8
160.0	2.1	85.0	258.6	14.9
163.0	6.2	89.2	320.6	23.2
167.0	4.8	76.2	288.9	9.3
171.0	4.1	68.8	292.1	7.4
176.0	2.6	60.8	64.1	6.8
181.0	4.6	62.4	85.0	17.0
183.0	4.8	71.4	303.6	33.1
187.0	2.2	71.8	258.0	19.2
190.0	2.8	88.8	70.8	18.0
197.0	3.0	85.8	235.2	9.8
200.0	2.4	66.7	156.3	7.6
206.0	2.8	75.1	359.4	8.2
210.0	3.0	78.4	353.6	9.4
214.0	2.9	70.0	356.5	11.6
218.0	2.8	80.9	300.5	15.1

Paläomagnetische Daten: PS 2185-6 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mA <sub>m</sub> <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
222.0	4.3	64.3	91.3	13.2
226.0	3.9	34.1	89.6	9.8
230.0	3.3	65.0	30.1	9.5
234.0	3.4	63.5	354.1	7.6
238.0	3.5	72.4	5.9	8.1
242.0	5.3	87.2	127.5	16.0
246.0	5.9	77.0	14.6	9.8
250.0	3.4	74.0	315.7	11.3
254.0	3.6	77.8	300.2	9.2
258.0	4.1	78.7	330.4	11.1
262.0	3.8	81.0	6.6	11.9
266.0	1.2	87.8	342.4	13.9
270.0	2.2	85.5	18.4	9.9
273.0	3.2	79.0	269.9	8.7
277.0	2.7	83.5	275.9	8.9
281.0	3.6	80.0	342.4	12.7
285.0	3.8	80.2	318.8	12.1
289.0	2.9	81.4	290.2	12.7
293.0	4.8	81.4	278.1	26.3
297.0	9.3	82.2	18.8	14.8
301.0	6.2	86.9	107.1	15.6
305.0	5.5	83.8	308.9	12.8
308.0	7.2	79.2	243.5	24.9
312.0	3.3	79.4	299.2	8.4
316.0	2.2	81.6	41.3	6.7
320.0	1.5	62.4	42.4	5.4
324.0	1.3	67.8	339.4	6.3
328.0	1.1	80.2	244.3	4.7
332.0	1.7	75.3	257.1	6.7
336.0	3.7	77.8	310.2	12.5
340.0	0.4	77.9	334.3	88.5
344.0	1.9	-41.0	73.3	4.9
348.0	1.7	80.1	319.4	4.7
352.0	2.5	-85.6	277.4	3.9
356.0	1.1	-88.1	55.1	90.0
360.0	0.9	-83.5	264.3	4.3
364.0	1.4	66.2	315.2	11.0
368.0	1.7	70.6	296.5	15.0
372.0	1.4	80.5	80.0	11.1
376.0	1.9	67.6	299.2	13.5
380.0	1.8	82.1	305.7	9.1
384.0	1.5	-76.4	71.5	3.7
388.0	2.4	-52.2	50.2	5.7
392.0	1.6	-76.1	51.3	4.8
396.0	2.4	55.3	302.2	9.7
400.0	3.2	68.6	313.7	10.0
404.0	3.6	77.2	316.3	25.4
408.0	2.8	85.5	2.1	17.0
412.0	3.3	63.4	304.2	8.8
416.0	2.5	65.3	54.7	8.4
420.0	2.5	52.1	54.8	6.7
424.0	1.7	65.0	302.2	7.0
428.0	0.9	-77.3	11.5	79.5

Paläomagnetische Daten: PS 2185-6 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
432.0	0.7	-80.5	60.7	4.3
436.0	0.7	-77.8	115.4	3.9
440.0	0.9	-46.4	97.6	51.0
444.0	1.6	-63.3	248.4	7.4
448.0	1.0	-75.1	266.4	5.1
452.0	1.7	67.1	294.3	4.5
456.0	1.6	69.7	295.4	6.1
460.0	1.5	64.1	300.8	5.5
464.0	1.8	58.3	339.6	4.8
468.0	1.3	72.9	347.7	7.0
472.0	1.4	61.5	51.2	7.3
476.0	2.3	81.9	66.0	13.4
480.0	3.4	83.5	96.2	24.1
484.0	4.2	86.9	342.3	29.6
488.0	4.9	83.7	351.9	41.1
492.0	4.8	84.6	313.3	31.4
496.0	4.0	81.2	305.5	27.6
500.0	4.2	74.7	283.5	27.7
504.0	4.0	77.7	287.9	30.7
508.0	3.4	81.3	344.9	22.5
512.0	2.7	84.7	41.0	16.3
516.0	2.6	57.0	268.8	10.2
520.0	2.3	79.9	311.1	8.4
524.0	1.5	-76.2	75.1	3.9
528.0	2.3	-81.8	185.9	5.1
532.0	1.1	-76.4	92.6	54.3
536.0	1.0	-77.8	93.3	3.7
540.0	2.9	-58.2	139.2	6.1
543.0	2.4	-66.4	26.8	6.2
546.0	4.0	79.9	230.8	9.1
550.0	1.5	-79.7	265.5	4.1
554.0	1.7	51.4	296.1	7.0
558.0	1.8	79.7	321.7	16.1
562.0	1.7	81.6	13.5	16.5
566.0	1.6	71.5	48.3	16.7
570.0	1.4	51.1	291.1	7.1
574.0	2.8	63.5	305.0	12.1
578.0	1.2	-74.9	32.6	4.6
582.0	1.4	-60.4	155.3	4.1
586.0	2.8	60.2	277.4	12.5
590.0	2.9	72.9	313.3	19.0
594.0	3.1	76.7	22.5	20.5
598.0	3.2	83.3	14.4	25.1
602.0	3.3	85.2	326.3	24.6
606.0	3.4	79.5	269.8	25.3
610.0	2.9	82.1	288.7	27.2
614.0	2.5	71.6	268.5	23.9
618.0	2.1	84.1	33.7	23.5
622.0	0.8	44.7	321.1	9.4
626.0	2.1	83.8	294.8	15.8
630.0	2.5	78.9	239.2	15.2
634.0	1.1	-69.5	359.6	8.7
638.0	1.4	-76.7	222.8	9.6

Paläomagnetische Daten: PS 2185-6 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
642.0	1.0	-86.2	261.3	103.8
646.0	1.6	-80.0	335.6	56.8
650.0	0.9	-81.9	40.5	6.9
654.0	2.6	71.1	348.3	7.0
658.0	3.3	82.6	233.4	9.2
661.0	2.0	73.7	292.6	8.6
664.0	2.1	-61.3	304.0	6.9
668.0	1.7	-35.2	217.2	6.4
672.0	2.6	-57.6	233.9	7.5
676.0	2.0	-77.0	272.2	8.1
680.0	2.6	69.2	269.3	9.4
684.0	2.6	77.0	309.6	9.6
688.0	4.1	88.4	161.7	18.8
692.0	3.0	87.5	49.0	26.6
696.0	3.1	84.3	35.1	26.6
700.0	3.9	86.6	58.2	25.6
704.0	3.5	86.4	264.6	24.9
708.0	3.6	78.2	315.2	19.5
712.0	2.4	-47.3	204.5	7.2
716.0	1.3	-74.7	321.4	61.8
720.0	0.9	-58.3	93.0	7.7
724.0	2.8	59.0	302.7	7.7
728.0	2.5	62.2	287.6	9.3
732.0	1.6	60.1	287.9	8.4
736.0	1.8	68.3	289.9	14.3
740.0	0.8	-76.1	349.1	7.6
744.0	0.9	-82.1	91.9	6.3
748.0	0.4	-85.3	105.6	29.2
752.0	1.6	-79.7	300.4	8.9
756.0	1.2	73.1	50.0	7.8
760.0	1.6	65.3	58.8	12.5
764.0	2.0	76.0	333.0	12.3
768.0	2.1	69.1	308.2	14.0

Paläomagnetische Daten: PS 2200-5 KAL

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
2.0	6.7	84.4	231.8	38.9
6.0	6.3	67.1	251.7	39.4
10.0	3.3	4.0	241.9	34.5
15.0	2.5	51.8	205.7	31.5
19.0	1.5	52.9	239.3	18.6
23.0	1.9	76.3	272.0	21.1
28.0	1.6	54.5	215.4	21.5
33.0	1.3	52.6	203.8	15.5
38.0	1.5	71.7	63.2	13.3
42.0	1.5	77.4	180.2	11.9

Paläomagnetische Daten: PS 2200-5 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
46.0	1.7	80.4	49.2	8.9
50.0	1.6	78.5	303.6	10.8
54.0	1.1	82.4	8.0	11.2
58.0	2.2	81.2	256.7	14.4
62.0	2.1	76.8	222.7	21.7
66.0	1.8	88.3	132.1	15.4
70.0	1.8	75.7	244.7	15.0
74.0	2.0	85.8	67.8	17.2
78.0	2.3	80.9	298.2	16.9
82.0	2.3	85.4	152.1	14.3
86.0	1.1	86.2	41.4	16.1
90.0	2.4	84.5	74.0	17.1
95.0	9.2	75.0	274.1	26.9
98.0	4.9	72.3	267.1	28.3
102.0	3.8	-44.4	204.8	33.0
106.0	7.5	79.4	254.0	30.4
110.0	9.3	85.1	242.2	30.0
114.0	8.4	87.1	95.3	24.3
120.0	7.0	62.7	8.2	18.2
124.0	9.6	59.2	16.9	29.2
128.0	6.1	60.6	339.2	23.9
132.0	8.2	80.2	88.1	28.3
136.0	6.2	50.3	41.0	28.4
140.0	11.0	80.3	4.2	65.3
144.0	3.2	45.2	52.9	15.3
148.0	3.2	70.3	15.7	10.1
152.0	2.9	78.7	42.9	14.6
156.0	3.0	76.8	14.6	10.8
160.0	2.1	75.2	346.0	9.8
163.0	10.9	66.4	8.0	14.0
167.0	5.1	75.3	8.2	18.6
171.0	6.0	71.5	32.4	26.5
175.0	4.6	72.6	16.3	24.8
179.0	6.9	74.0	336.0	18.3
183.0	7.1	71.9	353.0	15.7
187.0	9.4	74.7	14.2	14.7
191.0	3.7	54.1	25.5	2.1
195.0	5.1	65.9	39.0	9.4
199.0	2.1	79.3	307.8	12.7
203.0	2.0	87.2	342.7	13.0
207.0	1.7	76.3	354.6	14.0
211.0	1.9	78.6	317.1	9.5
215.0	1.1	76.0	350.4	11.4
219.0	0.9	87.7	296.8	12.7
223.0	2.1	80.3	58.8	14.2
227.0	3.0	80.6	303.5	10.8
231.0	2.0	79.7	351.8	11.5
235.0	6.0	61.6	48.3	15.4
237.0	7.3	80.1	28.7	15.0
241.0	3.5	85.0	33.9	18.6
245.0	2.1	86.8	5.1	12.5
249.0	2.5	58.2	225.0	9.3
253.0	2.4	69.8	268.7	9.8



Paläomagnetische Daten: PS 2200-5 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
257.0	3.7	80.0	78.4	13.7
261.0	3.4	80.9	14.9	9.2
265.0	6.5	84.4	0.4	15.9
269.0	3.7	74.8	318.0	13.1
273.0	5.1	88.3	109.3	15.3
277.0	4.0	83.9	311.0	13.7
281.0	4.3	82.1	290.4	13.8
285.0	6.8	78.6	321.7	15.9
289.0	10.2	85.3	278.7	29.6
293.0	5.6	81.1	307.5	18.1
297.0	4.1	80.8	319.3	12.7
301.0	2.9	84.9	340.9	12.7
305.0	5.6	78.9	31.7	16.0
309.0	6.7	86.3	54.3	10.6
313.0	4.8	60.4	352.8	6.7
317.0	2.7	-71.3	279.4	4.7
321.0	1.6	-84.8	168.1	3.4
325.0	1.5	-84.7	245.1	6.0
329.0	0.9	-79.4	46.8	89.8
333.0	2.5	-81.7	240.7	3.9
337.0	4.1	-69.6	126.2	4.5
341.0	2.9	39.7	31.9	10.7
346.0	4.2	79.3	330.9	11.2
350.0	3.7	69.2	343.4	8.0
354.0	2.1	-60.8	290.1	4.9
358.0	1.7	-59.8	46.3	12.7
362.0	1.2	-83.0	119.6	4.8
366.0	1.3	-80.8	201.3	17.9
370.0	1.0	-67.5	220.1	4.4
374.0	2.7	60.4	3.1	10.1
378.0	4.1	65.3	20.6	8.5
382.0	3.8	69.5	2.2	7.7
386.0	7.3	68.8	34.2	16.1
390.0	1.8	-73.4	52.4	7.8
394.0	1.3	-83.9	304.1	8.7
398.0	2.6	51.9	1.5	7.9
402.0	3.0	54.9	66.5	11.8
406.0	2.5	63.9	15.5	7.2
411.0	2.4	71.7	11.0	10.8
415.0	2.9	63.6	12.7	17.5
419.0	1.4	62.2	349.1	7.6
423.0	2.0	55.7	319.7	6.0
427.0	2.2	42.8	340.9	9.7
431.0	2.2	66.3	39.6	4.8
435.0	2.4	66.3	347.4	5.5
439.0	1.5	69.5	329.8	5.4
443.0	2.4	60.2	321.8	4.7
447.0	1.3	-56.3	145.0	4.4
451.0	0.4	76.0	30.2	4.3
455.0	3.0	-79.6	42.4	7.6
459.0	1.1	54.8	6.5	5.7
463.0	1.2	40.7	315.3	4.3
467.0	2.0	-75.3	219.2	12.7

Paläomagnetische Daten: PS 2200-5 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
471.0	1.4	52.7	348.8	4.8
475.0	1.2	42.7	13.5	8.0
479.0	1.5	67.1	341.3	7.8
483.0	1.3	43.9	340.0	5.4
487.0	1.4	-41.1	19.9	9.4
491.0	1.4	-35.5	290.7	3.2
495.0	2.6	-62.7	293.6	4.9
499.0	1.4	-82.1	77.8	76.2
503.0	2.6	-48.7	27.0	6.7
507.0	1.1	64.7	335.2	8.0
511.0	2.0	76.6	313.1	23.9
515.0	1.4	73.4	50.7	13.5
520.0	1.5	45.7	331.9	6.8
524.0	1.8	60.9	352.2	9.9
528.0	3.1	60.8	343.7	7.4
532.0	1.8	53.6	351.9	26.2
536.0	1.4	-69.0	258.1	3.9
540.0	2.3	-50.9	335.4	5.5
544.0	2.3	-72.8	26.7	50.1
548.0	3.1	60.7	351.4	8.0
552.0	5.2	62.2	345.5	12.7
556.0	5.1	65.0	355.7	15.7
560.0	1.1	-86.9	294.5	4.4
564.0	1.9	45.3	322.4	6.5
568.0	1.0	-59.7	330.3	19.0
572.0	1.4	-61.1	328.6	4.9
576.0	1.8	49.6	342.6	7.1
580.0	3.0	71.1	354.9	11.2
584.0	1.9	60.1	280.3	6.3
588.0	0.9	-84.0	203.7	96.9
592.0	1.4	-81.9	192.9	4.0
596.0	1.4	-61.1	96.4	4.4
600.0	1.4	-80.9	283.3	5.3
604.0	1.5	-69.0	196.8	4.4
608.0	0.9	-80.2	260.0	4.9
612.0	1.0	61.4	333.7	7.3
616.0	0.6	-68.7	108.8	6.2
620.0	0.7	-59.2	12.1	14.5
624.0	0.9	-57.8	1.1	17.0
628.0	1.3	57.3	335.9	5.7
632.0	1.0	56.6	274.5	6.5
636.0	1.0	56.3	291.0	5.0
640.0	1.7	50.3	294.5	9.2
644.0	1.8	53.6	309.9	4.5
648.0	1.7	47.4	319.0	6.4
652.0	1.7	44.7	314.1	5.5
656.0	2.2	-11.5	127.4	16.1
660.0	1.3	51.5	306.7	5.1
664.0	0.9	-58.6	57.6	38.2
668.0	1.5	66.7	315.5	4.9
672.0	1.4	23.7	316.9	7.6
676.0	1.2	66.2	338.6	5.5
680.0	2.2	-66.9	253.5	23.8

Paläomagnetische Daten: PS 2200-5 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
684.0	1.5	-67.3	226.2	85.9
688.0	1.3	-63.6	200.3	5.0
692.0	1.5	48.8	339.3	9.1
696.0	1.2	-83.9	190.2	15.2

Paläomagnetische Daten: PS 2212-3 KAL

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
3.0	6.2	65.1	61.2	34.2
7.0	9.8	75.2	1.5	27.7
11.0	11.6	63.2	2.7	25.2
15.0	13.6	77.1	10.1	25.7
19.0	12.0	82.8	31.5	25.0
23.0	11.1	79.1	48.4	29.2
27.0	11.0	80.2	48.8	23.9
31.0	9.7	84.1	329.9	28.1
35.0	11.0	82.6	59.8	27.2
39.0	11.1	84.9	29.6	28.7
43.0	5.1	84.1	29.6	24.4
46.0	10.4	83.3	352.8	21.6
49.0	6.1	82.8	53.1	30.5
52.0	5.4	83.1	31.9	23.7
56.0	3.6	83.0	17.3	75.2
60.0	4.2	81.5	303.2	167.8
64.0	1.8	82.0	291.5	18.0
68.0	7.0	78.7	38.0	22.7
72.0	4.5	76.1	23.5	18.2
76.0	4.3	-53.4	124.9	10.0
80.0	6.4	-55.1	99.1	10.3
84.0	4.5	-70.1	72.7	7.2
88.0	4.9	-80.0	42.0	8.6
92.0	3.9	-76.6	225.9	8.0
96.0	5.4	-56.8	208.2	12.5
100.0	3.0	-65.2	230.5	8.3
104.0	5.0	89.3	176.2	22.1
108.0	1.4	85.4	22.5	27.5
112.0	1.9	87.1	351.4	41.8
115.0	1.8	83.3	15.4	17.8
118.0	15.5	84.8	352.9	39.2
122.0	14.9	83.5	25.7	23.7
126.0	11.3	80.7	336.4	17.4
130.0	9.2	72.5	308.9	19.8
134.0	7.3	63.5	277.1	19.4
138.0	3.9	-63.6	97.2	14.4
142.0	4.5	-6.5	261.8	16.6
146.0	4.0	-49.9	156.5	12.0
150.0	5.0	65.2	257.6	19.7

Paläomagnetische Daten: PS 2212-3 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
154.0	1.5	-82.3	145.5	99.4
158.0	0.6	-83.6	132.6	999.9
161.0	3.4	-42.9	120.8	14.4
164.0	3.4	-79.7	129.6	6.9
168.0	0.6	-79.0	184.1	999.9
172.0	1.5	-75.8	189.5	999.9
176.0	1.1	-76.5	196.3	999.9
180.0	3.2	-74.7	151.2	95.6
184.0	0.8	-69.6	144.9	999.9
188.0	1.2	-66.8	143.8	126.6
192.0	3.7	-71.7	138.7	6.0
196.0	1.8	-66.7	118.1	79.3
200.0	5.4	63.9	130.3	14.2
204.0	5.7	68.5	114.8	13.1
208.0	7.7	78.7	139.9	12.3
212.0	6.9	78.8	93.4	13.3
216.0	7.5	85.1	157.1	22.7
220.0	10.7	82.2	131.4	20.9
224.0	8.7	79.1	118.0	23.2
228.0	4.1	77.4	121.9	13.4
232.0	4.9	78.3	113.2	15.4
236.0	7.5	85.9	105.6	26.1
240.0	8.7	82.6	102.7	23.6
244.0	6.1	84.0	51.8	29.1
248.0	5.3	84.4	69.4	41.7
252.0	4.4	88.3	202.1	29.0
256.0	1.9	88.6	153.1	22.2
259.0	6.5	84.5	87.6	25.8
262.0	15.7	88.4	250.8	27.3
265.0	10.6	88.3	126.9	26.3
268.0	4.9	-2.5	161.3	12.5
271.0	0.7	-79.9	159.8	84.6
274.0	2.8	-81.5	176.4	56.9
278.0	2.6	-72.3	133.1	7.2
282.0	4.6	-60.0	158.6	6.9
286.0	2.8	-68.4	194.8	7.3
290.0	1.9	-72.9	156.0	52.7
294.0	4.9	-77.4	193.8	5.7
298.0	3.3	-77.1	112.2	6.7
302.0	2.7	-80.8	169.3	9.6
306.0	1.5	-82.3	187.7	999.9
310.0	7.6	-71.1	124.1	13.0
314.0	7.9	80.8	53.8	10.5
318.0	7.0	80.7	86.4	14.2
322.0	5.8	69.3	149.3	8.1
326.0	3.2	-54.3	152.6	6.6
330.0	2.6	-79.4	134.9	5.6
334.0	2.1	-78.7	136.8	9.2
338.0	2.7	-81.0	138.4	7.3
342.0	2.9	-75.1	206.3	7.6
346.0	4.3	-84.3	223.4	5.6
350.0	3.1	-78.4	87.0	6.6
354.0	2.8	-75.0	210.3	5.7

Paläomagnetische Daten: PS 2212-3 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
358.0	2.6	-78.6	257.4	6.4
362.0	1.2	-75.8	161.1	999.9
366.0	1.0	-80.0	156.5	999.9
370.0	2.9	-85.8	170.4	7.2
374.0	2.4	-82.0	90.6	9.9
378.0	3.1	-81.9	58.9	5.3
382.0	3.3	-76.0	125.6	5.5
386.0	4.3	-78.5	160.3	6.3
390.0	6.5	20.9	267.3	9.8
394.0	4.2	81.7	311.9	19.9
398.0	4.0	78.5	19.7	18.6
402.0	1.7	69.9	67.4	30.9
406.0	4.0	78.0	25.7	33.4
410.0	2.9	58.9	295.9	21.8
414.0	2.6	78.7	23.6	19.3
418.0	2.2	88.0	184.2	17.0
422.0	2.7	85.1	45.0	17.8
426.0	3.6	88.0	318.4	20.7
430.0	4.2	85.1	89.0	26.1
434.0	2.8	82.0	256.1	30.1
437.0	1.0	66.2	120.8	30.8
440.0	1.9	82.0	51.7	21.7
444.0	5.2	81.1	26.4	26.0
448.0	6.8	84.8	358.3	27.3
452.0	5.9	80.7	326.5	26.5
456.0	9.8	80.5	278.6	23.0
460.0	6.1	83.7	266.9	20.9
464.0	10.7	84.9	281.5	15.9
468.0	7.4	61.3	144.6	11.7
472.0	8.7	63.0	109.7	15.7
476.0	14.9	82.7	226.2	23.3
480.0	15.1	85.5	233.7	22.1
483.0	18.5	80.6	255.8	23.2
486.0	14.4	82.4	47.4	19.3
490.0	7.1	88.0	132.1	18.2
494.0	5.9	83.9	344.0	12.6
497.0	18.0	83.8	48.7	26.3
501.0	14.2	87.8	272.1	25.1
505.0	5.9	86.9	16.8	24.4
509.0	3.4	86.3	279.6	20.4
513.0	3.3	76.0	241.9	19.0
517.0	2.2	81.9	308.2	52.4
520.0	2.1	73.7	105.4	17.5
523.0	1.2	74.3	332.4	15.0
527.0	2.7	70.5	89.5	19.5
530.0	4.2	79.6	85.4	15.6
534.0	2.3	80.4	43.1	14.2
538.0	3.2	56.0	336.1	13.9
542.0	2.7	88.6	305.3	13.0
546.0	3.0	67.1	33.8	18.5
550.0	2.3	83.6	5.4	17.8
554.0	3.7	78.2	268.7	17.1
557.0	9.8	72.2	255.7	18.4

Paläomagnetische Daten: PS 2212-3 KAL (Fortsetzung)

Tiefe cm	NRM mAm <sup>-1</sup>	Inkl. ChRM Grad	Dekl. ChRM Grad	MDF <sub>NRM</sub> mT
561.0	10.5	88.2	195.3	18.2
565.0	8.8	79.4	284.5	18.1
569.0	3.5	84.8	24.4	16.8
573.0	3.8	87.6	202.9	18.2
576.0	10.3	71.6	81.8	18.4
580.0	11.0	78.5	317.4	18.3
584.0	12.3	78.9	355.0	20.6
588.0	7.9	84.5	205.4	17.5
592.0	7.5	64.0	243.1	17.5
596.0	8.5	82.2	43.4	18.9
600.0	10.6	79.7	28.2	22.2
604.0	11.3	71.7	87.4	17.6
608.0	11.1	85.1	292.8	19.5
612.0	7.4	86.0	322.0	17.3
616.0	13.6	83.4	315.1	25.1
620.0	9.5	80.5	270.3	21.9
624.0	7.9	77.2	294.0	17.8
628.0	5.8	78.8	206.1	16.8
632.0	8.6	71.1	116.5	20.8
636.0	7.9	74.4	256.9	23.4
640.0	6.8	80.4	262.7	17.1
644.0	8.6	81.9	61.6	20.4
648.0	7.6	72.2	62.3	18.6
652.0	3.9	68.9	257.3	17.2
656.0	2.7	72.5	264.3	19.2
660.0	1.6	18.9	215.1	9.0
664.0	3.3	53.7	109.7	13.8
668.0	3.4	73.6	317.7	14.9
672.0	1.0	60.4	205.6	11.2
676.0	1.4	48.7	13.4	20.6
680.0	1.5	83.0	1.5	20.2
684.0	1.7	77.8	340.0	22.0
688.0	4.5	12.3	318.2	43.6
692.0	12.4	77.9	1.8	26.3
696.0	5.9	62.8	304.2	19.1
700.0	7.9	78.0	342.4	24.3
704.0	6.6	67.7	314.2	22.9
708.0	8.5	69.8	321.1	21.7
712.0	16.4	83.6	11.1	29.2
716.0	7.4	75.3	69.0	25.0
720.0	11.8	87.1	26.8	25.5
724.0	5.9	73.8	3.8	24.0
728.0	4.9	75.9	11.7	17.2
732.0	2.1	-48.9	45.8	8.1
735.0	7.7	79.6	343.8	30.6
738.0	3.0	-9.0	307.2	32.1