

**Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer
Sedimente arktischer Meeresgebiete**

**High-resolution Magnetostratigraphy of late-Quaternary
Arctic marine Sediments**

Norbert R. Nowaczyk

Norbert R. Nowaczyk

Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen
Klagenfurter Straße, 2800 Bremen, Bundesrepublik Deutschland

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

Inhaltsverzeichnis

Vorwort

Kurzfassung	1
Abstract	3
1. Einleitung	5
1.1 Zielsetzung	6
1.2 Das Arbeitsgebiet	7
1.2.1 Geographische Gliederung	7
1.2.2 Die tektonische Entwicklung des Arktischen Ozeans und der Norwegisch-Grönländischen See	9
1.2.3 Bewegung der Wassermassen und des Meereises	11
2. Das Magnetfeld der Erde	13
2.1 Räumliche Variationen	13
2.2 Zeitliche Variationen	15
2.3 Modelle für die Umpolungen des Erdmagnetfeldes	17
3. Material und Methodik	27
3.1 Beprobung des Kernmaterials	27
3.2 Zusammensetzung der beprobten Sedimente	30
3.3 Paläomagnetische Untersuchungen	30
3.3.1 Messung der remanenten Magnetisierung	30
3.3.2 Entmagnetisierung der Proben	31
3.3.3 Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität	32
4. Allgemeine Ergebnisse	39
4.1 Ergebnisse der Wechselfeldentmagnetisierung	39
4.1.1 Proben mit stabiler Richtung	41
4.1.2 Proben ohne stabile Richtung	51
4.2 Magnetische Suszeptibilität	53
4.3 Weitere physikalische Parameter	62
4.4 Nannofossil-Biostratigraphie	62
4.5 Magnetostratigraphie	63
5. Die Ergebnisse einzelner Kernstationen	65
5.1 Fram Straße	65
5.1.1 Fram Straße - Stationen 1235 und 1535	65
5.1.2 Die Datierung der geomagnetischen Ereignisse	69
5.1.3 Fram Straße - Stationen 1296/1320, 1310 und 1704	77

5.1.4	Magneto-Chronostratigraphien der Fram Straße	83
5.1.5	Zeitliche Variationen der magnetischen Suszeptibilität.....	90
5.1.6	Sedimentationsraten in der Framstraße	92
5.2	Yermak Plateau - Stationen 1532 und 1533	96
5.3	Kontinentalhang nordöstlich Svalbard - Stationen 1516 und 1519.....	100
5.4	Nansen-Becken - Stationen 1520, 1521, 1523 und 1530	102
5.5	Nansen-Gakkel Rücken - Stationen 1524 bis 1529	107
5.6	Grönländische See - Stationen 1702, 1706, 1707 und 1708.....	114
6.	Zusammenfassung	118
6.1	Ausblick.....	120
7.	Literaturverzeichnis	121
	Anhang A - Stationsliste mit Position, Wassertiefe und Länge der Sedimentkerne .	133
	Anhang B - Listen der unterschiedlichen Kernnummern.....	137
	Anhang C - Paläomagnetische Daten aller bearbeiteten Proben.....	140
	Anhang D - Alters-Tiefen-Abfolgen und Sedimentationsraten	181
	Anhang E - verwendete Symbole und Abkürzungen.....	186

Vorwort

Prof. Dr. Ulrich Bleil danke ich für die Anregung und Betreuung dieser Arbeit.

Mein besonderer Dank gilt Volkhard Spieß für die wertvolle Hilfe und die Verbesserung des Meß- und Auswerteprogramms sowie die Bereitstellung paläomagnetischer Daten von Kernen der Expedition ARK III/3.

Marion Baumann danke ich für die Bereitstellung paläontologischer Daten und die gute Zusammenarbeit bei der Ausarbeitung der stratigraphischen Interpretation. Mein Dank gilt ebenso Dierk Hebbeln für die Bereitstellung sedimentologischer Daten.

Ich danke den Besatzungen der FS POLARSTERN, die die erfolgreiche Durchführung der Expeditionen ARK IV/3 und ARK V/3a ermöglichten. Weiterhin gilt mein Dank den Kollegen des GEOMAR und des Geologischen Instituts Kiel für die Zusammenarbeit bei der Beprobung des Kernmaterials an Bord der FS POLARSTERN sowie für ihre Diskussionsbeiträge bei der Interpretation der Daten.

Meinen Kolleginnen Monika Sobiesiak und Liane Brück möchte ich danken für die freundliche Unterstützung bei der Beprobung des Kernmaterials.

Den Studenten Anahita Ardeschirpur und Christian Rörig gilt mein Dank für die Unterstützung bei der Datenerfassung.

Die Arbeit wurde gefördert mit den Mitteln des Bundesministeriums für Forschung und Technologie im Rahmen des Forschungsprojekts "Fram Straße".

Kurzfassung

Der Dipolanteil des Erdmagnetfeldes besaß in den letzten 730000 Jahren, die als Brunhes-Chron bezeichnet werden, ganz überwiegend eine normale Polarität. Während dieser Zeit wich die Feldkonfiguration jedoch innerhalb kurzer Intervalle mehrfach sehr weit von der Dipolgeometrie normaler Polarität ab. Die genaue zeitliche Einordnung dieser als geomagnetische Ereignisse bezeichneten Vorgänge ist meist schwierig. Die genaue Anzahl der Ereignisse, die jeweilige Dauer und ihr Charakter war im Einzelnen oft unklar. Teilweise stellen sie offensichtlich vollständige Umpolungen, Polaritätsereignisse des Erdmagnetfeldes mit reverser Polarität über mehrere tausend Jahre dar. Für einige Ereignisse, sogenannte Exkursionen, wird lediglich eine starke Verzerrung des Dipolfeldes durch Multipole höherer Ordnung von nur regionaler Erstreckung diskutiert. Solche Unterschiede sind vor allem wichtig im Hinblick auf die weltweite Nachweisbarkeit der geomagnetischen Ereignisse und damit ihre Anwendung als globale stratigraphische Zeitmarke.

Zur Untersuchung dieser geomagnetischen Ereignisse wurden insgesamt 24 Sedimentkerne, die während den Polarstern-Expeditionen ARK IV/3 und ARK V/3a in der Grönländischen See, der Fram Straße und dem östlichen Arktischen Ozean genommen wurden, paläomagnetisch bearbeitet. Jede der annähernd 2000 Proben wurde schrittweise entmagnetisiert und anschließend einer eingehenden Analyse der separierten Vektorkomponenten unterzogen. Entsprechend den hohen nördlichen Breiten der Kernstationen konnte für den Großteil der Proben eine charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) mit steiler positiver, entsprechend einer normalen Polarität, oder negativer Inklination, entsprechend einer reversen Polarität des geomagnetischen Feldes isoliert werden. Probenmaterial das in einer Phase reverser Polarität abgelagert wurde, wies oft eine systematische Überprägung der ChRM auf. Sie entspricht der Richtung des Feldes der Brunhes-Chron vorwiegend normaler Polarität. Sie erstreckte sich oft über einen größeren Bereich des Koerzitivkraftspektrums der einzelnen Proben, da das Material über mehrere zehn- bis hunderttausend Jahre einem zur Magnetisierung antiparallel orientierten Magnetfeld ausgesetzt war. Es zeigte sich, daß nur eine schrittweise und vollständige Entmagnetisierung aller Proben mit anschließender detaillierter Analyse der einzelnen Richtungskomponenten eine sichere und eindeutige Interpretation der Daten liefern kann. Eine unvollständige oder nur einstufige Entmagnetisierung mit 10 oder 20 mT basierend auf den Ergebnissen "repräsentativer" Pilotproben, wie sie in vielen publizierten Arbeiten durchgeführt wurde, muß daher für Fragestellungen wie sie in dieser Arbeit behandelt werden als ungeeignet angesehen werden.

Die Richtung der Magnetisierung ist bei fehlerfreier Dokumentation im Sediment ein Abbild endogener Vorgänge im äußeren Erdkern. Für eine eindeutige Parallelisierung nachgewiesener geomagnetischer Ereignisse innerhalb von Kerngruppen, als auch von Kernintervallen, die stabile Phasen des Erdmagnetfeldes dokumentieren, wurde die magnetische Suszeptibilität der untersuchten Sedimente bestimmt. Sie spiegelt im Gegensatz zur Richtung der ChRM im wesentlichen den Gehalt an magnetischen Trägermineralen

wider, deren Eintrag durch Prozesse der exogenen Dynamik an der Erdoberfläche beeinflusst wird.

Absolute Datierungen im Rahmen anderer chronostratigraphischer Untersuchungen am gleichen Kernmaterial wurden dazu benutzt, die Tiefenabfolgen der nachgewiesenen geomagnetischen Ereignisse in Zeitreihen umzurechnen. In der Summe der Kerne konnten alle von der Literatur her bekannten geomagnetischen Ereignisse mit Altern von bis zu 400.000 Jahren bestätigt werden: Mono Lake (23.000-25.000 Jahre), Laschamp (34.000-43.000 Jahre), Norwegisch-Grönländische See (65.000-77.000 Jahre), Blake (115.000-123.000 Jahre), Baffin Bay (152.000-160.000 Jahre), Biwa I (171.000-181.000 Jahre), Biwa II (292.000-298.000 Jahre) und Biwa III (etwa 400.000 Jahre). Ein bislang unbekanntes, kurzes Polaritätseignis mit einem Alter von 98.000-102.000 Jahren konnte in zwei Parallelkernen aus der Fram Straße eindeutig nachgewiesen werden. Daneben gibt es in mehreren Kernen Hinweise auf kurzfristige Variationen des geomagnetischen Feldvektors in Form von Exkursionen vor etwa 235.000 und 320.000 Jahren. Sichere Hinweise auf ein geomagnetisches Ereignis jünger als 20.000 Jahre gibt es im untersuchten Kernmaterial nicht. Diese Ergebnisse stellen somit einen wichtigen Beitrag zur Absicherung und weiteren Verfeinerung der geomagnetischen Polaritäts-Zeit-Skala für den Zeitraum der letzten 400.000 Jahre dar. Sie liefert die chronostratigraphische Basis für die Berechnung von Sedimentationsraten des Untersuchungsgebietes.

Die kombinierte Erfassung der von einander unabhängigen Parameter, magnetische Suszeptibilität und Richtung der ChRM, bietet in Kombination mit biostratigraphischen Daten ein sicheres stratigraphisches Instrument zur Datierung von spätquartären marinen Sedimenten des Arbeitsgebietes. Basierend auf dieser stratigraphischen Methode konnten die Sedimentationsraten im Arbeitsgebiet berechnet werden. Für die Kernstationen in der Fram Straße sowie Station 1533 auf dem Yermak Plateau und 1521 im Nansen Becken ergaben sich mittlere Sedimentationsraten von 2 bis 4 cm/1000 Jahre. Höhere Beträge von bis zu 10 cm/1000 Jahre ergaben sich für Kernstationen am Kontinentalhang nordöstlich von Svalbard und am Nordrand des Yermak Plateaus. Für das Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens war eine genaue zeitliche Einordnung aufgrund meist fehlender Dokumentationen von Polaritätseignissen schwierig. Da selbst in den längsten Kernen die Brunhes-Matuyama Grenze nicht erreicht worden ist, können minimale mittlere Sedimentationsraten von etwa 0,7 cm/1000 Jahre abgeschätzt werden. Für die Kernstationen in der Grönländischen See konnten im Rahmen dieser Arbeit aufgrund schwer interpretierbarer paläomagnetischer Ergebnisse und gegenwärtig noch nicht vorliegender Zusatzinformationen nur vorläufige Datierungen erstellt werden. Sie liegen mit einigen cm/1000 Jahren in der Größenordnung von Literaturdaten benachbarter Regionen der Norwegisch-Grönländischen See.

Abstract

Numerous investigations on late Quaternary volcanic rocks and different types of sediments revealed evidence of short-duration excursions and polarity events of the geomagnetic field during the geomagnetic Brunhes-Chron of normal polarity. The exact quantity and the paleomagnetic signature of these events is still in discussion. A few of the events represent phases of fully established reverse polarity, while others seem to be the result of only regionally-dominating multipolar features of the geomagnetic field during intervals of a reduced dipole moment. It is possible that the latter ones, sometimes interpreted as aborted reversals, do not occur at each region of the earth in the same way. Such divergencies in the appearance of a geomagnetic event are of elementary importance for its application as a chronostratigraphic marker.

24 late Quaternary sediment cores taken in the Greenland Sea, the Fram Strait and the eastern Arctic Ocean during the expeditions ARK IV/3 and ARK V/3a of RV POLARSTERN have been sampled for a paleomagnetic investigation to study geomagnetic events. The complete progressive AF demagnetization of over 2000 paleomagnetic samples revealed high-frequency variations of the geomagnetic field during the last about 400 kyr. For a large portion of samples extending to the base of each core, a single component characteristic remanent magnetization (ChRM) with a steep positive inclination, according to the mean dipole inclination at each site, could be isolated. In addition, complex patterns of intermediate to totally reversed inclinations were found in all cores. They are interpreted as records of short-duration excursions and polarity events of the geomagnetic field. It could be shown that only a complete stepwise demagnetization of all samples accompanied by a detailed vector analysis of the remanence components yield reliable informations about the ChRM. The single step demagnetization at only 10 or 20 mT, based on the results of stepwise AF cleaning carried out on a few 'representative' pilot samples, as often reported in literature, must be considered as insufficient for solving the types of problems discussed in this study.

High-frequency variations of the geomagnetic field vector are driven by processes in the earth's outer core. The intensity of magnetization of sediments, however, is mainly influenced by processes on the earth's surface. Varying environmental conditions lead to a variable input of magnetic carrier minerals to the sediments. Therefore, the magnetic susceptibility, which reflects the amount of magnetic carrier minerals, was determined for each paleomagnetic sample. Together with other physical properties, this parameter was used to prove and refine the correlation based on the paleomagnetic results.

For one part of the study area, the Fram Strait, recent investigations succeeded in developing a chronostratigraphy for the last several hundred kyrs. These absolute datings were used to convert the depth-dependent magnetostratigraphies into time series.

The paleomagnetic data of this study confirms the polarity events reported from Mono Lake (23-25 ka), Laschamp (34-43 ka), the Norwegian-Greenland Sea (65-77 ka), as well as the Blake (115-123 ka) and the Biwa I (171-181 ka), Biwa II (171-181 ka) and Biwa III event (292-298 ka). Furthermore, there is evidence of an additional event during oxygen isotope

stage 6 at 152-160 ka, which is possibly contemporaneous with excursions reported from Baffin Bay and Alaska. In two cores taken in the central Fram Strait, a short-duration, fully reversed polarity event was detected at 98-102 ka. This event has not been reported before in the literature and should be regarded as a new event in the polarity time scale of the last 400 kyr. Moreover, there is evidence of short-duration geomagnetic excursions at 235 ka and 320 ka. Events with ages less than 20 ka could not be confirmed. The magnetostratigraphic data of this study is an excellent confirmation and refinement of the polarity time scale for the last 400 kyrs. It provides important information about the frequency of geomagnetic polarity events and their paleomagnetic signature, which may lead to a better description and understanding of the complex processes generating the earth's magnetic field.

The improved magnetic polarity time scale gives a chronostratigraphic basis to calculate sedimentation rates for the sites investigated. Mean sedimentation rates of about 2 to 4 cm/kyr were calculated for sites in the Fram Strait, site 1533 on the eastern Yermak Plateau and site 1521 in the Nansen Basin. Much higher values of up to 10 cm/kyr were derived for sites at the continental slope northeast of Svalbard and the northern edge of the Yermak Plateau. For the Nansen-Gakkel ridge area, the calculation of sedimentation rates is impaired because of lacking documentations of geomagnetic events within the cores. The Brunhes-Matuyama boundary was not recovered in any of the cores. Therefore, minimum mean sedimentation rates of about 0.7 cm/kyr are derived. Missing additional chronostratigraphic information and difficult magnetostratigraphic results do not allow precise datings of sediment cores taken in the Greenland Sea. Preliminary results suggest sedimentation rates in the order of a few cm/kyr as reported for adjacent areas of the Norwegian-Greenland Sea.

1. Einleitung

Das Magnetfeld der Erde unterliegt sowohl räumlich als auch zeitlich zum Teil erheblichen Schwankungen. Geometrisch kann es näherungsweise, über Zeiträume von einigen tausend Jahren gemittelt, durch das Feld eines geozentrischen axialen Dipols beschrieben werden. Die Polarität dieses Dipolfeldes hat in geologischen Zeiträumen vielfach gewechselt. Die datierte Abfolge der Umpolungen ist in der Polaritäts-Zeit-Skala zusammengefaßt (z. B. Berggren et al., 1985).

Die gegenwärtige Polarität des Erdmagnetfeldes wird definitionsgemäß als normal, die umgekehrte als revers bezeichnet. Für die letzten 730.000 Jahre, die Brunhes-Chron, wurde zunächst eine durchgehend positive Polarität angenommen. Zahlreiche Untersuchungen während der letzten 20 Jahre an spätquartären Vulkaniten und Sedimenten verschiedenster Art und Herkunft lieferten jedoch eindeutige Hinweise auf kurzzeitige Polaritätsereignisse und Exkursionen des Erdmagnetfeldes. So ergab eine magnetostratigraphische Untersuchung an Kernen aus dem Nord-Pazifik eine Abfolge von mehreren Intervallen mit anomalen bis fast reversen Inklinationen der natürlichen remanenten Magnetisierung innerhalb der Brunhes (Ninkovich et al., 1966). Eine Interpretation dieser Intervalle im Sinne von Polaritätsereignissen erfolgte in dieser Arbeit jedoch noch nicht. Für die thermoremanente Magnetisierung von spätquartären Vulkaniten im französischen Zentralmassiv mit reversen Richtungen (Bonhommet & Babkine, 1967) wurde erstmalig die Dokumentation einer reversen Phase innerhalb der Brunhes diskutiert. Smith & Foster (1969) konnten als erste ein Polaritätsereignis in marinen Ablagerungen anhand von insgesamt 7 Sedimentkernen aus der Karibik, dem Nord-Atlantik und dem Indischen Ozean nachweisen.

Zusammenfassende Arbeiten von Verosub & Banerjee (1977), Jacobs (1984), Champion et al. (1988), Hanna & Verosub (1989) und Løvlie (1989) machen die Problematik kurzfristiger geomagnetischer Ereignisse deutlich. So ist die genaue Anzahl, das Alter und die jeweilige Dauer einzelner Ereignisse noch nicht geklärt. Auch ist die jeweilige Natur einiger Ereignisse unklar. Teilweise stellen sie vollständige Umpolungen des Erdmagnetfeldes mit reverser Richtung über mehrere tausend Jahre dar. Für einige Ereignisse konnten bisher lediglich anomale Werte für Inklination und/oder Deklination gegenüber den für die Lokation üblichen Variationen der Säkularvariation nachgewiesen werden. In diesen Fällen wird eine Verzerrung des Erdmagnetfeldes durch regional dominante Multipole höherer Ordnung bei vermindertem Dipolmoment diskutiert (Hoffman, 1981). Letzteres spielt eine wichtige Rolle für die globale Nachweisbarkeit geomagnetischer Ereignisse und somit für die Anwendbarkeit als stratigraphische Zeitmarken. Da diese kurzfristigen Ereignisse innerhalb einer Schichtabfolge, je nach Dauer und Sedimentationsrate, nur einige Zentimeter bis Dezimeter ausmachen, ist ihre Entdeckung darüberhinaus entscheidend von der Beprobungsdichte abhängig (Johnson & McGee, 1983). Fehlerquellen, die eine anomale Richtung des Feldvektors vortäuschen, müssen erkannt und von der paläomagnetischen Interpretation ausgeschlossen werden. Dazu gehören beispielsweise Störungen des Sedimentgefüges und damit verbundene Fehlorientierungen der magnetischen Trägerminerale, (Verosub, 1975), Anisotropien in Ablagerungen, etwa von Turbiditen sowie diagenetische Ausfällungen magnetischer Mineral-

komponenten (Marino & Ellwood, 1978). Weiterhin besteht die Gefahr, daß stark konsolidierte Sedimentschichten während der Kernnahme zu Deformationen des Gefüges und damit in Extremfällen eine Zerstörung des ursprünglichen magnetischen Signals bewirken können (Løvlie & Holtedahl, 1980; Pudsey et al., 1988). Magnetostratigraphische Ergebnisse sollten daher sowohl an Parallelkernen als auch Material unterschiedlicher Herkunft auf ihre Reproduzierbarkeit getestet werden. Für eine fehlerfreie Erfassung der Richtungsvariationen im Laufe eines geomagnetischen Ereignisses sind dabei auf jeden Fall sekundäre magnetische Überprägungen, viskose Vektorkomponenten der Probenmagnetisierung durch geeignete Verfahren vollständig zu eliminieren. Eine weitere Kontrolle sollte durch unabhängige stratigraphische Methoden erfolgen, die auch eine Datierung der magnetostratigraphischen Ergebnisse und damit einen Vergleich mit bereits publizierten Daten ermöglichen.

1.1 Zielsetzung

Durch die vorliegende Arbeit soll anhand von Sedimentkernen, die während den Expeditionen ARK II/4, ARK III/3, ARK IV/3 und ARK V/3a in der Norwegisch-Grönländischen See, der Fram Straße und dem östlichen Zentralen Arktischen Ozean genommen wurden, versucht werden, mehrere Fragenkomplexe zu klären. Schwerpunkt soll eine hochauflösende magnetostratigraphische Korrelation und Datierung der beprobten Sedimente bilden. Für alle Sedimente jünger als 730.000 Jahre kann dies nur über hochfrequente Variationen, Exkursionen und Polaritätsereignisse des geomagnetischen Feldes während der Brunhes-Chron vorwiegend normaler Polarität erfolgen. Tiefseesedimente bieten besonders gute Voraussetzungen für die Untersuchung des Paläoerdmagnetfeldes. Das in der Regel ruhige Ablagerungsmilieu und eine meist kontinuierliche Sedimentation ermöglichen eine mehr oder weniger lückenlose Dokumentation der Feldgeometrie durch die im Sediment enthaltenen magnetischen Trägerminerale. In den Sedimenten des Arbeitsgebietes ist die Bioturbation vergleichsweise gering. Dadurch können selbst dünne Lagen mit anomaler oder reverser Magnetisierungsrichtung im Sediment erhalten bleiben. Die geographische Nähe zum magnetischen Pol hat den Vorteil, daß bei regulärer Dipolkonfiguration die Feldrichtungen sehr steil sind. Abweichungen davon wirken sich daher hier besonders deutlich aus. Sie bieten damit ideale Voraussetzungen, um die hochfrequenten Variationen zu rekonstruieren. Die meist hohe Magnetisierung, verursacht durch einen dominanten terrigenen Anteil der Sedimente, erlaubt eine schrittweise Entmagnetisierung aller Proben bis zur vollständigen Entfernung sekundärer, magnetisch viskoser Überprägungen des Probenmaterials. Eine detaillierte Analyse der vektoriellen Komponenten der Magnetisierung soll damit eine sichere Bestimmung der Paläorichtung des Erdmagnetfeldes gewährleisten.

Die große Zahl der zur Verfügung stehenden Kerne und die breit angesetzte regionale Verteilung soll Aussagen über die räumliche Reproduzierbarkeit und Erstreckung der im Kernmaterial dokumentierten hochfrequenten Variationen des geomagnetischen Feldes erbringen. Die Ergebnisse sollen weiterhin dazu dienen, Fragen nach der Feldkonfiguration und, soweit es die zeitliche Auflösung erlaubt, nach dem Verlauf von geomagnetischen Exkursionen und Polaritätsereignissen zu klären.

Neben endogenen, das geomagnetische Feld generierenden Prozessen im äußeren Erdkern, die im wesentlichen in der Richtung der Magnetisierung von Sedimenten abgebildet werden, bewirken insbesondere exogene Prozesse, wie sich ändernde Umwelt- und Sedimentationsbedingungen Variationen in der Intensität der Magnetisierung. Eine wichtige Methode, Änderungen im Gehalt an magnetischen Trägermineralen eines Sedimentes zu bestimmen, ist neben der Messung der remanenten Magnetisierung die Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität. Sie soll unter Berücksichtigung weiterer sedimentologischer, petrophysikalischer und biostratigraphischer Ergebnisse die stratigraphische Zuordnung und Korrelation der geomagnetischen Ereignisse ermöglichen. Dieser Datensatz soll aber auch vor allem eine Parallelisierung von Kernabschnitten ermöglichen, die stabile Phasen des Erdmagnetfeldes dokumentieren.

Absolute Datierungen im Rahmen anderer chronostratigraphischer Untersuchungen am gleichen Kernmaterial werden dazu benutzt, die Tiefenabfolgen der nachgewiesenen geomagnetischen Ereignisse in Zeitreihen umzurechnen. Diese Ergebnisse sollen dann zu einer Synthese mit Literaturdaten einen Beitrag zur weiteren Verfeinerung bereits publizierter Polaritäts-Zeit-Skalen für die geomagnetische Brunhes-Chron normaler Polarität liefern.

Aufbauend auf diesem aktualisierten magneto-chronostratigraphischen Rahmen soll weiterhin versucht werden, eine präzise zeitliche Einordnung aller Sedimente des Arbeitsgebietes zu erreichen. Dies gilt insbesondere für das Eurasisches Becken des Arktischen Ozeans, für das es bislang keine gesicherten beziehungsweise kontrovers diskutierten Datierungen gibt.

1.2 Das Arbeitsgebiet

1.2.1 Geographische Gliederung

Das Arbeitsgebiet umfaßt die Grönländische See, die Fram Straße und den Arktischen Ozean (Abb. 1). Der Arktische Ozean kann in vier größere Becken aufgegliedert werden (Abb. 2). Der ältere Teil umfaßt das Kanada Becken mit dem Chukchi Plateau, die durch den Alpha Rücken und den Mendelejev Rücken vom Makarov Becken getrennt sind. Diese Gruppe von bathymetrischen Einheiten wird zusammenfassend als Amerasisches Becken bezeichnet. Das Fram Becken, der Nansen-Gakkel Rücken und das Nansen Becken bilden den jüngeren Teil des Arktischen Ozeans, der übergreifend als Eurasisches oder östliches Arktisches Becken bezeichnet wird. Beide Obereinheiten, Amerasisches und Eurasisches Becken, werden durch den Lomonosov Rücken voneinander getrennt.

Die Norwegisch-Grönländische See (Abb. 1) wird durch ein System von mittelozeanischen Rücken und Verwerfungszonen in mehrere Tiefseebecken unterteilt. Die heutige Grenze zwischen der Europäischen und der Amerikanischen Platte wird durch den Knipovich Rücken und den Mohns Rücken sowie südlich der Jan Mayen Bruchzone deutlich nach Westen versetzt durch den Kolbeinsey Rücken markiert. Die Grönland Bruchzone unterteilt die Grönländische See in das Boreas Becken und das Grönland Becken. Besonders auffällig

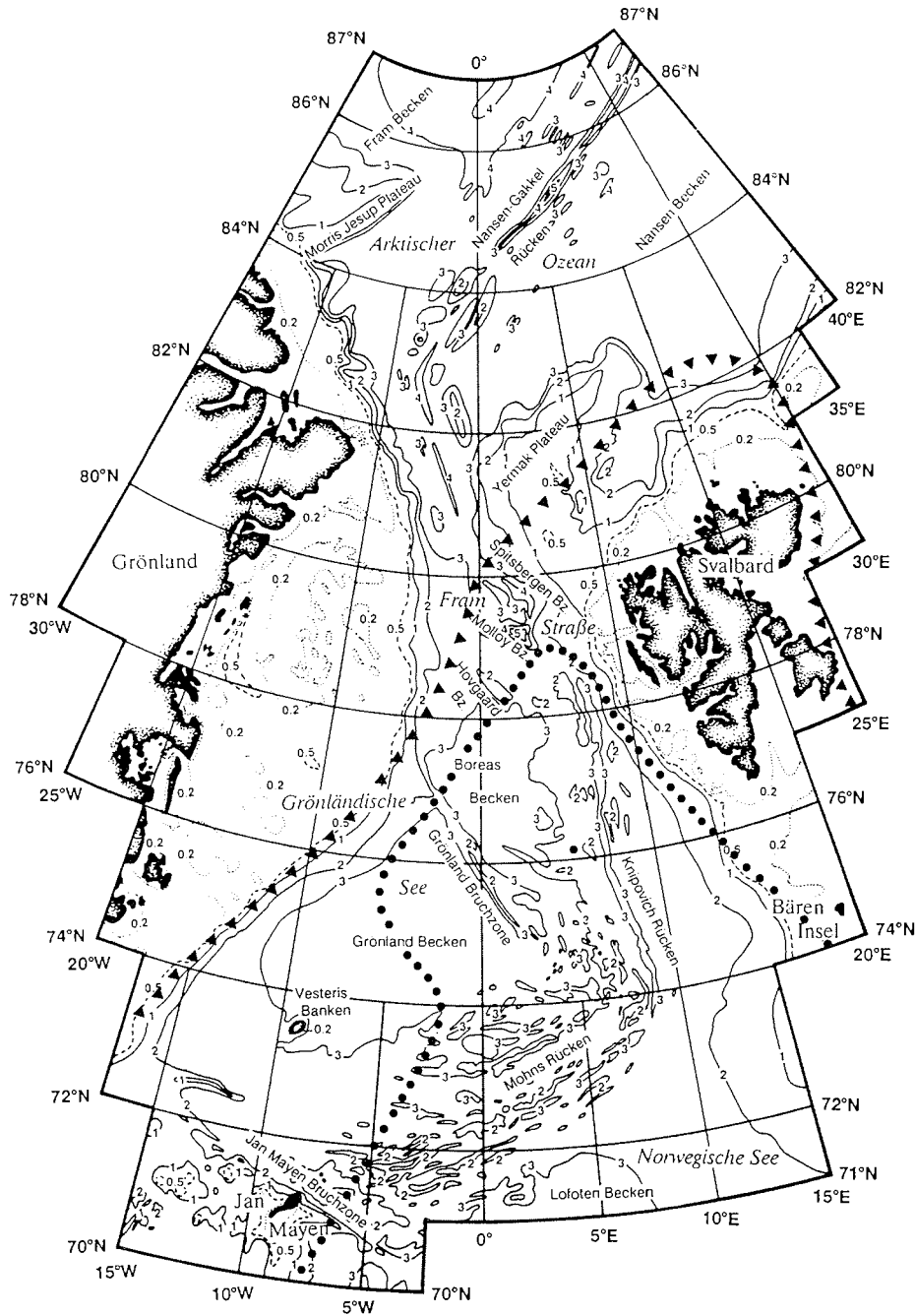


Abb. 1: Übersichtskarte des Arbeitsgebiets mit einem Teil des östlichen Zentralen Arktischen Ozeans und der Norwegisch-Grönländischen See. Tiefenangaben in km nach Perry et al. (1986). Die punktierte Linie markiert die mittlere Eisrandlage im Winter, die Dreiecke grenzen die mittlere Eisbedeckung im Sommer ein (nach Vinje, 1977).

im Grönland Becken ist ein junges Vulkangebirge. Dieser vermutlich rezent aktive und als Vesteris Banken bezeichnete "seamount" ragt von etwa 3000 m Wassertiefe bis auf 130 m unter die Meeresoberfläche auf.

1.2.2 Die tektonische Entwicklung des Arktischen Ozeans und der Norwegisch-Grönländischen See

Die Entwicklung des Amerasischen Beckens ist zum Teil noch nicht eindeutig geklärt. Das Kanada Becken ist vermutlich kreidezeitlichen Ursprungs. Schwache magnetische Anomalien (Taylor et al., 1981) deuten auf die Bildung ozeanischer Kruste entlang eines heute topographisch nicht mehr erkennbaren mittelozeanischen Rückens hin. Im Rahmen dieser plattentektonischen Prozesse entfernten sich Alaska und Teile des heutigen Sibiriens durch eine Drehung im Gegenuhrzeigersinn vom gegenwärtigen Nordrand der Amerikanischen Platte (Vogt et al. 1982; Sweeney, 1985). Über die Entstehung des Alpha Rückens gibt es noch unterschiedliche Auffassungen. Es handelt sich wahrscheinlich um ozeanische Kruste, die entweder während der Ozeanbodenspreizung im Kanada Becken oder durch vulkanische "hot-spot"-Aktivität entstand (Clark, 1988). Forsyth et al. (1986) diskutieren seine Entwicklung im Rahmen einer verstärkten Produktion vulkanischer Kruste vergleichbar mit dem hot-spot unter Island. Andeutungen linearer magnetischer Anomalien im Makarov Becken werden von Taylor et al. (1981) als Ausdruck plattentektonischer Prozesse im Sinne einer Ozeanbodenspreizung interpretiert. Demgegenüber diskutieren Weber & Sweeney (1985) eine Entstehung des Alpha Rückens in Folge von Krustenabspaltungen verursacht durch mafische Intrusionen in die zur amerikanischen Platte weisende Seite des Lomonosov Rückens. Dieser Rücken besteht mit großer Wahrscheinlichkeit aus kontinentaler Kruste und stellt ein Bruchstück der Eurasischen Platte dar (Mair & Forsyth, 1982; Sweeney et al. 1982). Analysen magnetischer Anomalien im Eurasischen Becken von Vogt et al. (1979) haben gezeigt, daß der Nansen-Gakkel Rücken, der das Fram Becken vom Nansen Becken trennt, die Verlängerung des Systems Mittelozeanischer Rücken in der Norwegisch-Grönländischen See bildet (Abb. 1). Die Produktion ozeanischer Kruste begann sowohl im heutigen Eurasischen Becken als auch in der Norwegisch-Grönländischen See demnach vor etwa 55 Mio. Jahren (Talwani & Eldholm, 1977, Vogt et al., 1979; Vogt, 1986). Dieser Prozeß war am Nordrand des Eurasischen Schelfs mit der Abspaltung des heutigen Lomonosov Rücken verbunden. Die gegenwärtigen Driftraten am Nansen-Gakkel Rücken sind mit 1.5 cm/Jahr zwischen Morris Jesup Plateau und Yermak Plateau sowie 0.85 cm/Jahr in der Nähe des sibirischen Schelfs die geringsten aller mittelozeanischen Rücken der Erde (Kristoffersen, 1982).

Die Öffnung des Eurasischen Beckens entlang des Nansen-Gakkel Rückens und der Norwegisch-Grönländischen See entlang des Mohns und Knipovich Rückens resultierte im Zeitraum von Anomalie 24 bis 13 (etwa 55-37 Mio. Jahre) zwischen Grönland und Svalbard nur in einer Transformverwerfung ohne Produktion ozeanischer Kruste (Talwani & Eldholm, 1977). Die Eurasische, die Nordamerikanische und die Grönländische Platte bewegten sich dabei unabhängig voneinander (Kristoffersen & Talwani, 1977; Srivastava, 1985). Durch ver-

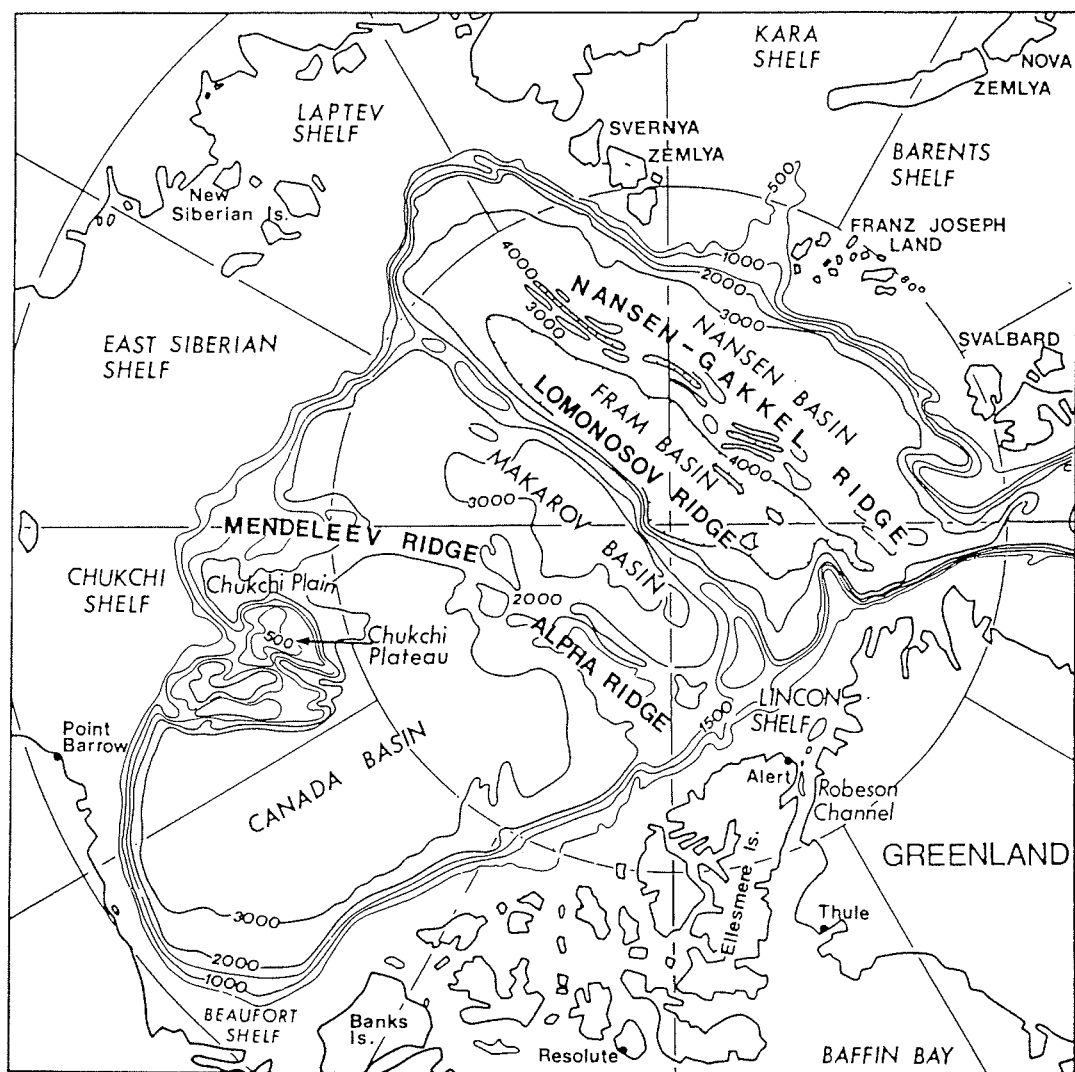


Abb. 2 : Bathymetrische Gliederung des Arktischen Ozeans (aus Weber & Sweeney, 1985).

stärkte Produktion ozeanischer Kruste am gemeinsamen Berührungspunkt aller drei Platten ("triple junction") nördlich von Grönland bildete sich ein Plateau vergleichbar mit Island (Jackson et al., 1984). Eine Umorientierung der Plattenbewegungen vor etwa 37 Mio. Jahren führte zu einem Auseinanderbrechen dieses Massivs in das heutige Yermak Plateau nordwestlich von Svalbard und das Morris Jesup Plateau nordöstlich von Grönland. Durch ein kompliziertes System von Transformverwerfungen - Hovgaard, Molloy und Spitsbergen Bruchzone - bildete sich dabei die Fram Straße. Jedoch wahrscheinlich erst das Absinken des Westrands des Yermak Plateaus auf über 2000 m Wassertiefe vor etwa 10 Mio. Jahren ermöglichte eine Tiefwasser Verbindung zwischen dem Europäischen Becken des Arktischen Ozeans und der Norwegisch-Grönländischen See (Kristoffersen & Husebye, 1985).

1.2.3 Bewegung der Wassermassen und des Meereises

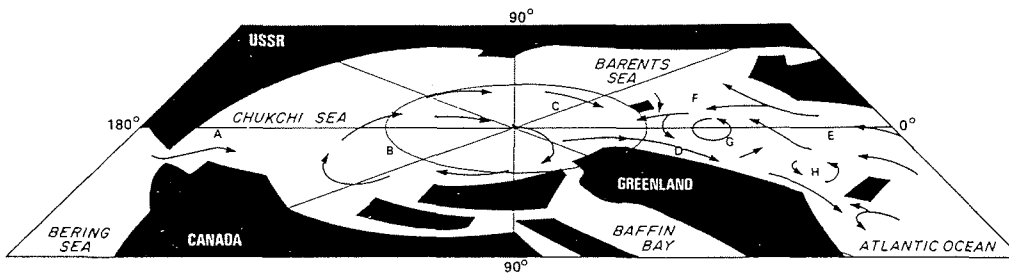


Abb. 3 : Schematische Darstellung der Wassermassenzirkulation im Arktischen Ozean und der Norwegisch-Grönländischen See. A - Bering Straße, B - Beaufort Wirbel, C - Transpolardrift, D - Ostgrönland Strom, E - Nordatlantik Strom, F - Westspitsbergen Strom, G - Grönland Wirbel, H - Island Wirbel (aus Aagaard et al., 1985).

Abbildung 3 zeigt schematisch das Strömungsmuster der teilweise primär durch Wind getriebenen Wassermassen an der Oberfläche des Arktischen Ozeans und der Norwegisch-Grönländischen See. Im Arktischen Ozean gibt es neben einem Einfließen von Wassermassen durch die Bering Straße (A) zwei Hauptströmungen. Der Beaufort Wirbel (B) rotiert im Uhrzeigersinn über dem Amerasischen Becken während mit der Transpolardrift (C) kalte Wassermassen durch die Fram Straße den Arktischen Ozean verlassen und dann als Ostgrönland Strom (D) entlang des ostgrönländischen Schelfs durch die Dänemark Straße bis in die Labrador See gelangen. Auf der europäischen Seite der Norwegisch-Grönländischen See dringt mit dem Westspitsbergen Strom (F), in der nördlichen Verlängerung des Nordatlantik Stroms (E), relativ warmes Wasser entlang der Schelfkante durch die Fram Straße bis in den Arktischen Ozean und die Barents See vor. Sowohl in der Grönländischen See (G) als auch im Bereich zwischen Jan Mayen und Island (H) kommt es zu Verwirbelungen beider Ströme im Gegenuhrzeigersinn. Umfassende Darstellungen über die Ozeanographie der Norwegisch-

Grönländischen See und des Arktischen Ozeans finden sich bei Swift & Aagaard (1981), Aagaard et al. (1985) und Swift (1986).

Der Arktische Ozean und Teile der Norwegisch-Grönländischen See sind ganzjährig mit Eis bedeckt. Die Vereisungszyklen der nördlichen Hemisphäre begannen vor etwa 2.4 bis 2.5 Mio. Jahren (Shackleton & Opdyke, 1977; Shackleton et al., 1984). Abbildung 4 zeigt das gegenwärtige Bewegungsmuster des in der Regel nur wenige Meter dicken Meereises im Arktischen Ozean. Es teilt sich entsprechend den Bewegungen der Wassermassen auf in den Beaufort Wirbel über dem Amerasischen Becken und der Transpolardrift über dem Eurasischen Becken. Ein Großteil des Arktischen Meereises verläßt mit der Transpolardrift den Arktischen Ozean über die Fram Straße, wo es auf den relativ warmen Westspitsbergen Strom trifft und partiell abschmilzt. Ein Teil gelangt mit dem Ostgrönland Strom noch bis in die Labrador See. Abbildung 1 zeigt die nach Vinje (1977) über den Zeitraum von 1966 bis 1977 integrierte mittlere Eisrandlage im Sommer (Dreiecke) und Winter (Punkte) in der Norwegisch-Grönländischen See und dem westlichen Eurasischen Becken. Von besonderem Interesse ist das mit dem Eis transportierte Sedimentmaterial. Es ist Gegenstand laufender Untersuchungen, in denen insbesondere sein Einfluß auf das generelle Sedimentationsgeschehen im Laufe geologischer Zeiträume für das Gebiet des Eurasischen Beckens und der Norwegisch-Grönländischen See geklärt werden soll (Pfirman et al., 1989; Goldschmidt et al., in Vorb.).

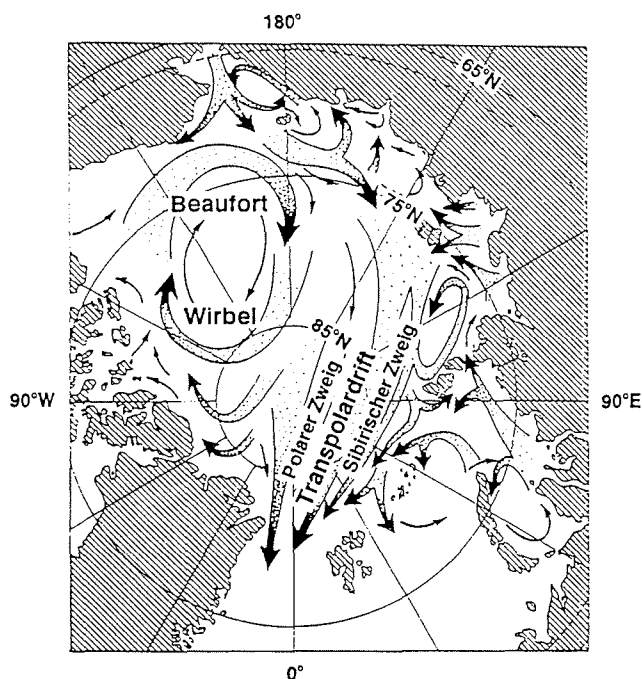


Abb. 4 : System der Meereisdrift im Arktischen Ozean (adaptiert von Polarstern shipboard scientific party, 1988)

2. Das Magnetfeld der Erde

2.1 Räumliche Variationen

An einem beliebigen Beobachtungsort auf der Erde wird der Magnetfeldvektor durch die in Abbildung 5 dargestellten Größen innerhalb des geographischen Koordinatensystems definiert :

- F - Totalintensität
- H - Horizontalintensität
- Z - Vertikalintensität
- I - Inklination
- D - Deklination

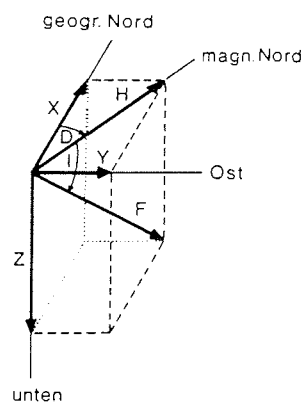


Abb. 5 : Geomagnetisches Bezugssystem

Das Potential des Erdmagnetfeldes in Kugelkoordinaten $V(r, \theta, \phi)$ läßt sich im Außenraum des Erdkörpers mathematisch durch eine Superposition von Kugelfunktionen des Grades n und der Ordnung m beschreiben:

$$(1) \quad V(r, \theta, \phi) = r_e \sum_{n=0}^{\infty} \sum_{m=0}^n {}_m P_n(\cos \theta) (r_e/r)^{n+1} \cdot ({}_m g_n \cos(m\phi) + {}_m h_n \sin(m\phi))$$

r_e - mittlerer Erdradius

r - Entfernung vom Erdmittelpunkt

θ - magnetische Kobreite: $\theta = 90^\circ - \beta$

β - geographische Breite

ϕ - Azimutwinkel = geographische Länge

${}_m P_n$ - Legendre-Polynome

${}_m g_n, {}_m h_n$ - Koeffizienten der Multipolmomente

Die Koeffizienten ${}_m g_n$, ${}_m h_n$ haben die Dimension der magnetischen Feldstärke. Eine Beschränkung auf rotationssymmetrische Terme führt zu einer Vereinfachung von (1):

$$(2) \quad V(r, \theta) = r_e \sum_{n=0}^{\infty} {}_0 P_n(\cos \theta) (r_e/r)^{n+1} ({}_0 g_n)$$

Da das Magnetfeld an der Erdoberfläche in erster Näherung durch das Feld eines geozentrischen axialen Dipols beschrieben werden kann, reduziert sich (2) zu:

$$(3) \quad V(r, \theta) = r_e {}_0 P_1(\cos \theta) (r_e/r)^2 ({}_0 g_1) = M \cos(\theta) / r^2$$

M - Dipolmoment der Erde

Die Feldstärke berechnet sich in Kugelkoordinaten aus dem negativen Gradienten von $V(r, \theta)$:

$$(4) \quad H(\theta) = - \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} V(r, \theta) \quad Z(r) = - \frac{\partial}{\partial r} V(r, \theta)$$

Damit ergibt sich für die Komponenten des Erdmagnetfeldes H und Z :

$$(5) \quad H = \frac{M}{r^3} \sin \theta \quad Z = \frac{2M}{r^3} \cos \theta$$

und in geographischen Koordinaten:

$$(6) \quad H = \frac{M}{r^3} \cos \beta \quad Z = \frac{2M}{r^3} \sin \beta$$

Aus (6) folgt für die Inklination I , die Neigung der Feldlinien gegen die Horizontale :

$$(7) \quad \tan I = \frac{Z}{H} = 2 \tan \beta$$

Unter der vereinfachenden Annahme eines geozentrischen axialen Dipols gibt es demnach einen eindeutigen Zusammenhang zwischen der geographischen Breite β und der magnetischen Inklination I . Das Dipolmoment M trägt gegenwärtig jedoch nur ungefähr 80% zur Gesamtintensität des Erdmagnetfeldes bei. Der Rest setzt sich nach (1) aus Termen höherer

Ordnung zusammen. Die dadurch verursachte Abweichung zwischen magnetisch und geographisch Nord wird als magnetische Mißweisung oder Deklination D bezeichnet.

2.2 Zeitliche Variationen

Alle Multipolkomponenten des Erdmagnetfeldes unterliegen zeitlichen Schwankungen. Neben Variationen mit Perioden von Sekunden bis zu einigen Jahren, die durch kosmische Quellen, insbesondere durch die Sonne, verursacht werden, zeigt das Erdmagnetfeld Schwankungen mit Perioden von mehr als 10^2 Jahren. Diese sind ursächlich mit der Entstehung des geomagnetischen Hauptfeldes im Erdkern verknüpft. Am auffälligsten sind dabei Variationen

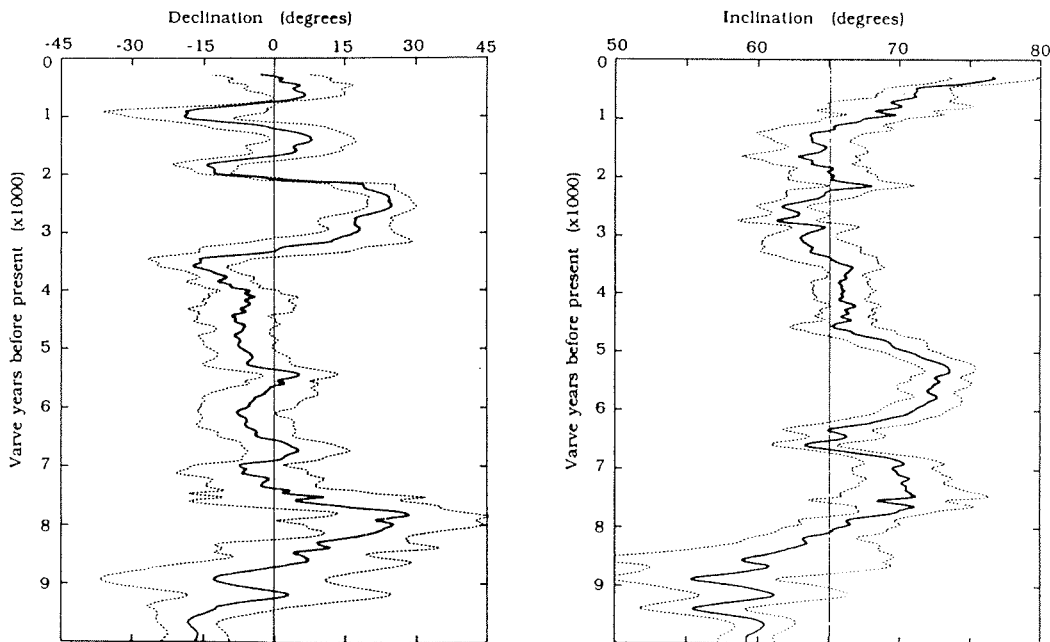


Abb. 6 : Säkularvariation - Änderung der Inklination und Deklination als Funktion der Zeit dokumentiert in den Sedimenten des Elk Lake, Minnesota, U.S.A.. Die durchgezogenen Linien repräsentieren mittlere Magnetisierungsrichtungen, hervorgegangen aus der Stapelung und anschließender Glättung der Einzelergebnisse von vier parallelen Sedimentkernen. Die gestrichelten Linien geben die Grenzen für den 95%-Konfidenzwinkel an (aus Sprowl & Banerjee, 1989).

mit Perioden von einigen 10^2 bis 10^3 Jahren. Direkte Beobachtungen des magnetischen Feldvektors in den letzten 300 Jahren ergaben als wesentliches Merkmal dieser als Säkularvariation bezeichneten Erscheinung eine deutliche Westdrift des Multipolfeldes und eine Abnahme des Dipolmomentes (Bloxham & Gubbins, 1985; Salis et al., 1989). Weiter zurückreichende Zeitreihen der Säkularvariation lieferten paläomagnetische Untersuchungen von limnischen Sedimenten (Creer et al., 1976; Creer et al., 1980a; Smith & Creer, 1986; Verosub et al., 1986; Sprowl & Banerjee, 1989; Hanna & Verosub, 1989) sowie Sedimenten und Tropfsteinen in Höhlen (Creer & Kopper, 1976; Noel & St.Pierre, 1984; Løvlie & Sandnes, 1987; Morinaga et al., 1989; Noel & Thistlewood, 1989). Ein typisches Beispiel für die Variationen des geomagnetischen Feldvektors im Rahmen der Säkularvariation zeigt Abbildung 6.

Weitaus drastischere Änderungen in der Feldkonfiguration stellen die Umpolungen des Dipolanteils des Erdmagnetfeldes dar. Phasen gleicher Polarität in der Größenordnung von $>10^5$ Jahren werden als Chron zusammengefaßt (Berggren et al., 1985). So wird der Zeitraum der letzten 730.000 Jahre vorwiegend positiver Polarität als Brunhes-Chron bezeichnet. Für die Dauer eines Umkehrungsvorganges wird eine Größenordnung von 10^3 Jahren angenommen (Prévot et al., 1985a; Hoffman, 1986). Dieser Aspekt wird in Kap. 2.3 noch gesondert diskutiert. Innerhalb der geomagnetischen Chrons gibt es kurzfristige Polaritätsereignisse mit einer Dauer von 10^3 bis 10^4 Jahren. Ereignisse, bei denen die Feldgeometrie deutlich von der Dipolkonfiguration abweicht, ohne jedoch weltweit nachgewiesene, vollständig reverse Richtungen aufzuweisen, werden als Exkursionen des Erdmagnetfeldes bezeichnet. Die Dauer solcher Phänomene liegt in der Größenordnung von $\leq 10^3$ Jahren.

Die datierte Abfolge der Polaritätswechsel ist in der Polaritäts-Zeit-Skala zusammengefaßt. Sie basierte für die letzten 4.5 Mio. Jahre zunächst auf weltweiten absoluten Altersbestimmungen und paläomagnetischen Untersuchungen von terrestrischen Vulkaniten (Cox, 1969). Eine Erweiterung der Polaritäts-Zeit-Skala bis ins Mesozoikum konnte durch die Analyse der ozeanischen magnetischen Anomalielineationen erreicht werden. Nach dem Modell von Vine & Matthews (1963) wird den im Zentralbereich der mittelozeanischen Rücken aufsteigenden Magmen bei der Abkühlung unter die Curie-Temperatur eine thermoremanente Magnetisierung in Richtung des jeweils aktuellen Erdmagnetfeldes aufgeprägt. Mit der in geologischen Zeiträumen kontinuierlichen Produktion neuer magmatischer Kruste an den mittelozeanischen Rücken ist die zeitliche Abfolge normaler und reverser Polarität des Erdmagnetfeldes in Form einer räumlichen Abfolge entsprechend magnetisierten Gesteins dokumentiert. Durch eine theoretische Modellierung der dadurch hervorgerufenen Anomalien und unter Berücksichtigung absoluter Altersbestimmungen an Gesteinen der Ozeankruste konnte die Datierung dieser Polaritätsabfolge erzielt werden. Eine weitere Verfeinerung erfuhr die Polaritäts-Zeit-Skala durch magnetostratigraphische Untersuchungen von Sedimenten aus Tiefseebohrungen. Die Kombination mit biostratigraphischen und anderen chronostratigraphischen Daten führte zu einer hochauflösenden Zeitskala für das Känozoikum (Berggren et al., 1985). Eine noch weitere Verfeinerung dieser Zeitskala ist prinzipiell auf der Basis kurzfristiger geomagnetischer Ereignisse möglich. Für das Quartär, insbesondere die Brunhes-Chron liegen entsprechende Ansätze vor. Die kurze Dauer und meist nicht hinreichend genaue Datierungen der gefundenen Ereignisse erschwert jedoch zum gegenwärtigen

Zeitpunkt die Erstellung einer genauen Polaritäts-Zeit-Skala für die Brunhes-Chron (Jacobs, 1984; Champion et al, 1988; Bleil & Gard, 1989; Løvlie, 1989). Die Klärung dieser Frage ist ein zentraler Aspekt dieser Arbeit. Er wird eingehend im Zusammenhang mit den hier erzielten Ergebnissen diskutiert (Kap. 5.1).

2.3 Modelle für die Umpolungen des Erdmagnetfeldes

Für den Vorgang eines Polaritätswechsels des Erdmagnetfeldes wurden zahlreiche Modelle mit unterschiedlichen Ansätzen und Zielsetzungen entwickelt. Die folgende Diskussion soll in einem Überblick die verschiedenen Aspekte dieser Modelle aufzeigen. Besondere Berücksichtigung finden dabei Vorstellungen über die Änderung der Feldgeometrie und -intensität während des Umpolungsvorgangs sowie die Häufigkeit von Exkursionen und Polaritätswechsel.

Paläomagnetische Studien an Magmatiten (Mankinen et al., 1985; Prévot et al., 1985a; Roperch & Chauvin, 1987; Chauvin, 1989; Coe & Prévot, 1989) sowie an Sedimenten (Opdyke et al., 1973; Hillhouse & Cox, 1975; Valet et al., 1986; Laj et al., 1987; Valet et al., 1988; Okada & Niitsuma, 1989) ergaben für einzelne Polaritätswechsel sehr komplexe Variationen des geomagnetischen Feldvektors (Abb. 7). Für einen Zeitraum von bis zu einigen tausend Jahren oszilliert die Inklination, zum Teil impulsartig, zwischen den Richtungswerten eines geozentrischen axialen Dipols normaler oder reverser Polarität hin und her. Die Deklination weicht dabei deutlich von der Nord-Süd-Richtung ab und die Paläointensität ist gegenüber den stabilen Phasen des geomagnetischen Feldes vor und nach der Umpolung auf mindestens ein Fünftel reduziert (Jacobs, 1984; Prévot et al., 1985b). Nach Untersuchungen eines in einer Basaltsequenz in Australien dokumentierten Polaritätswechsels wird von Hoffman (1986) die Umkehr des Erdmagnetfeldes in der folgenden Weise beschrieben und interpretiert: Lokale Störungen der Konvektion im Erdkern führen relativ schnell zu Verzerrungen des Erdmagnetfeldes. Im weiteren Verlauf des Umkehrvorganges sind mehrere quasistabile Zustände mit intermediären Feldrichtungen möglich. Von diesen Zwischenstadien ausgehend baut sich dann wieder ein stabiles Konvektionssystem mit dominierendem Dipolmoment normaler oder reverser Polarität auf. Je nach Polarität des vorherigen stabilen Zustandes stellt eine derartige Krise des geomagnetischen Feldes ein Polaritätsereignis oder einen Polaritätswechsel dar. Etabliert sich im Verlauf eines Polaritätsereignisses keine Dipolkonfiguration, ereignet sich eine Exkursion des geomagnetischen Feldes. Dementsprechend sind kurze Polaritätsereignisse erfolglose Polaritätswechsel und Exkursionen unvollständige Polaritätsereignisse des Erdmagnetfeldes (Hoffman (1981).

Um die paläomagnetischen Daten ein und derselben Umpolung, dokumentiert an verschiedenen Orten der Erde, vergleichen zu können, wurde in älteren Publikationen ein einfacher Ansatz gemacht. Die gemessenen Inklinations- und Deklinations-Daten wurden dazu benutzt, um die Positionen des Virtuellen Geomagnetischen Pols (VGP) im Verlauf des Polaritätswechsels zu bestimmen. Seine geographische Lage berechnet sich für ein reines Dipolfeld durch Invertierung der Beziehung zwischen geographischer Breite und Inklination (7) unter Berücksichtigung der Deklination. Der genaue Formalismus hierfür findet sich in McElhinny

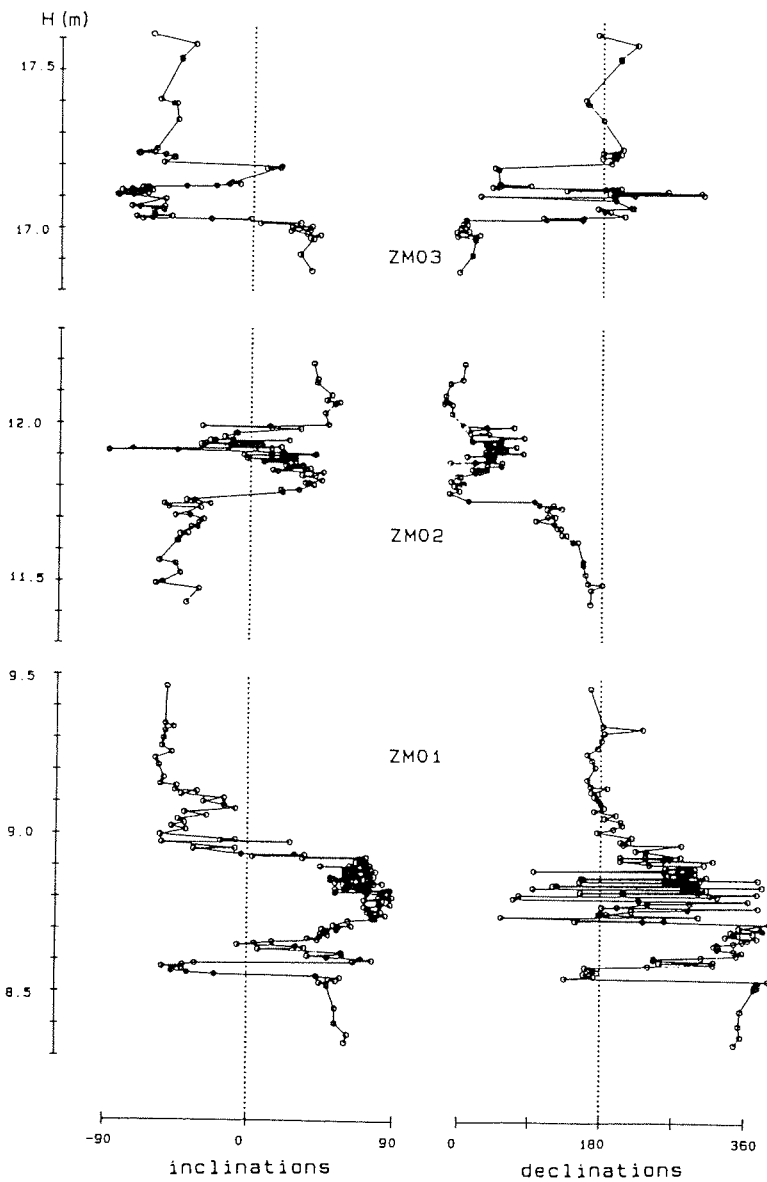


Abb. 7 : Drei aufeinanderfolgende Umpolungen des Erdmagnetfeldes dokumentiert in 11 bis 12 Mio. Jahre alten marinen Tonen auf der Insel Zakynthos, Griechenland. Dargestellt sind die Variationen von Inklination und Deklination als Funktion der stratigraphischen Höhe (aus Laj et al., 1988).

(1973). Durch Inversion der Richtungsänderungen von Inklination und Deklination am Beobachtungsort wird also die scheinbare Wanderung des Nord- oder Südpols des Erdmagnetfeldes berechnet. Es wird dabei davon ausgegangen, daß das Feld während der Umpolung im wesentlichen seinen Dipolcharakter beibehält, jedoch die Symmetrieachse des Feldes auf beliebig komplizierten Wegen einen Schwenk um 180° durchführt. Ist der Dipolanteil während der Umpolung tatsächlich dominant, so müßten die scheinbaren Polwanderungskurven des VGP für dieselbe Umpolung, berechnet aus den Richtungsdaten verschiedener Orte auf der Erde, mehr oder weniger identisch sein. Dies ist jedoch nicht der Fall (Hoffman & Fuller, 1978). Daraus folgt, daß der Ansatz mit einer sich neigenden Dipolachse das Feld während der Umpolungsphase nicht korrekt beschreibt.

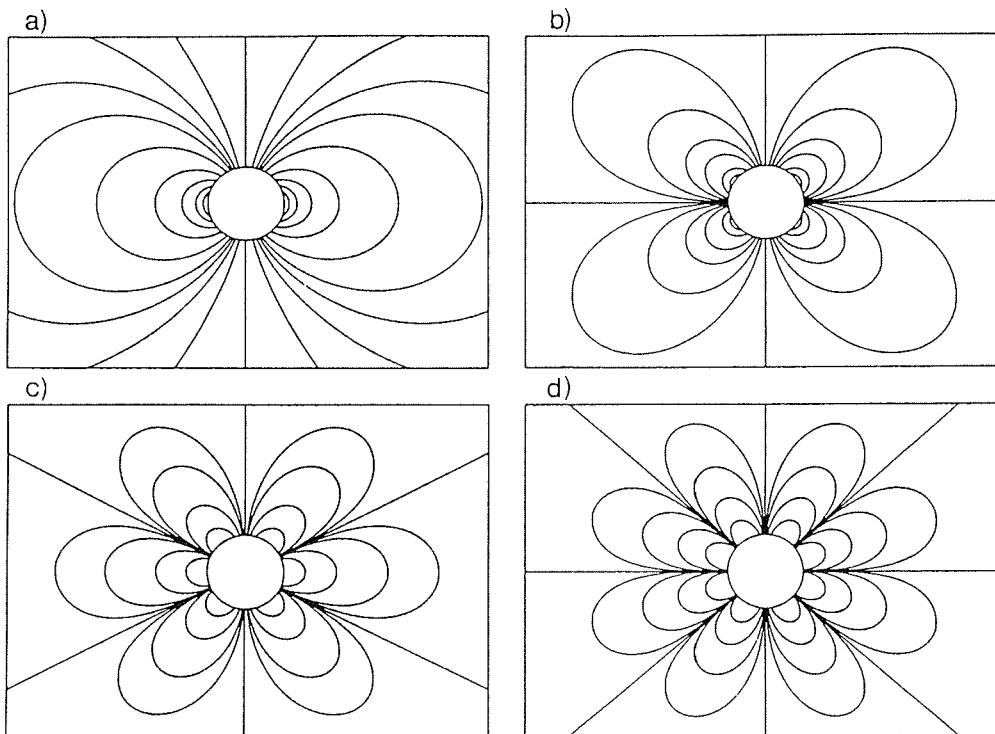


Abb. 8 : Verlauf der Magnetfeldlinien der ersten vier axialsymmetrischen magnetischen Multipole: a) Dipol, b) Quadrupol, c) Oktupol und d) Hexadekupol (aus Willis & Young, 1987).

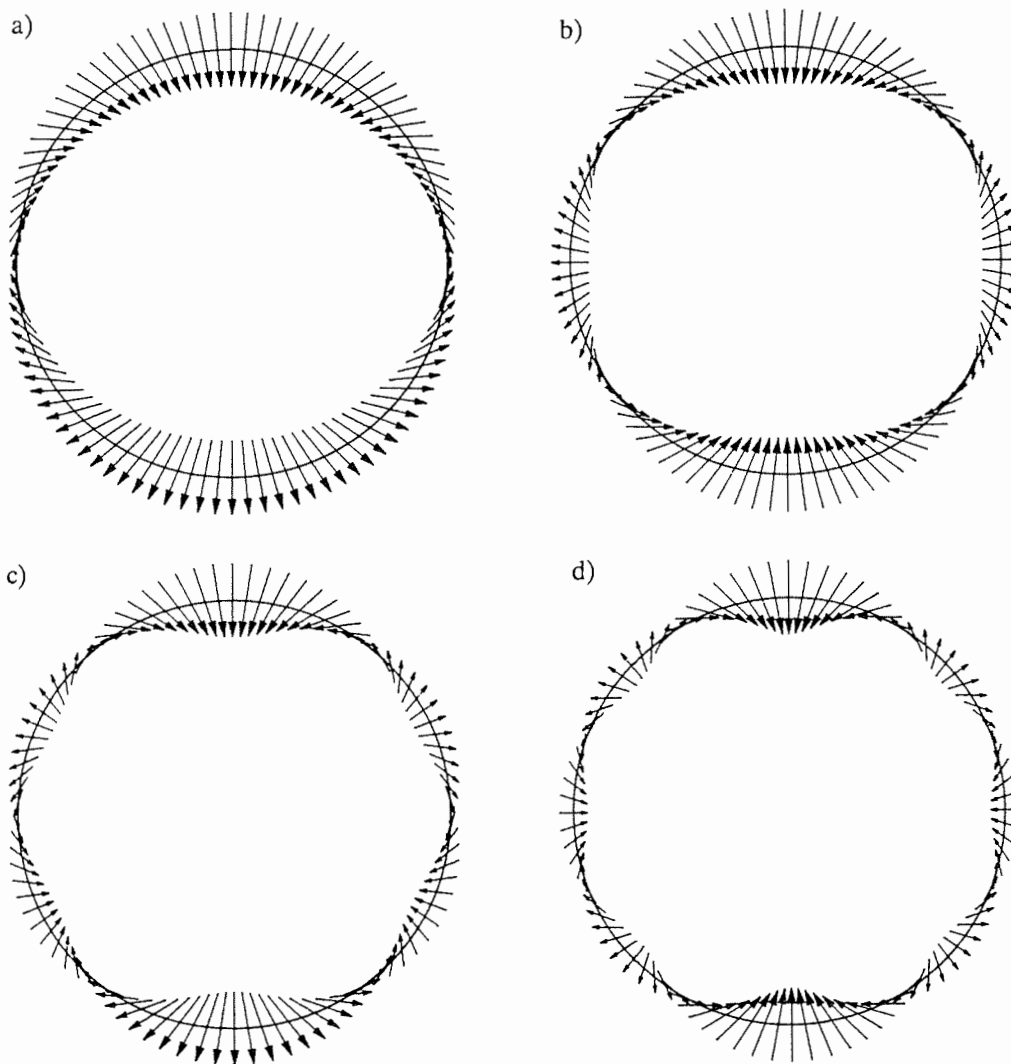


Abb. 9: Variation der Feldstärke und Feldrichtung der ersten vier axialsymmetrischen magnetischen Multipole: a) Dipol, b) Quadrupol, c) Oktupol und d) Hexadekupol. Die Pfeillängen sind auf das Feldstärkenmaximum des jeweiligen Multipols normiert.

Verschiedene Autoren (Hillhouse & Cox, 1976; Hoffman, 1977; Hoffman & Fuller, 1978) diskutieren die Dominanz von axialsymmetrischen Multipolkomponenten in der Feldkonfiguration beim Polaritätswechsel. Anhand der Richtungsvariation des lokalen Feldvektors werden im wesentlichen zwei unterschiedliche Arten von Polaritätswechseln mit entweder Quadrupol- oder Oktupolsymmetrie in einer Zwischenphase diskutiert. Auf einen interessanten Aspekt bei der Beschreibung des Erdmagnetfeldes durch Multipole weisen Proctor & Gubbins (1990) hin. Sie zeigen, daß es mehr als eine Kombination von Multipolen gibt, um eine bestimmte Richtungsverteilung des Erdmagnetfeldes zu beschreiben, solange die Intensität nicht berücksichtigt wird. Als Beispiel wird eine Feldkonfiguration angeführt, die im wesentlichen durch eine Oktupolkonfiguration charakterisiert ist. Während auf der gesamten Erde die Richtungen des Feldes konstant bleiben, wechselt der Dipolanteil seine Polarität. Der ganze Vorgang ist jedoch begleitet von starken Variationen der Intensität. Eine Berücksichtigung nur der Richtungsdaten einer dokumentierten Umpolung des geomagnetischen Feldes ist demnach nur eine unvollständige Analyse dieses Vorganges.

Williams & Fuller (1981) gehen davon aus, daß sich beim Umpolungsvorgang die Feldenergie des Dipolanteils auf die Komponenten höherer, rein zonaler Multipole umverteilt und sich anschließend mit umgekehrtem Vorzeichen aus diesen wieder regeneriert. Das Potential $V(r, \theta)$ eines zonalen Multipolfeldes berechnet sich aus Gleichung (2). Durch eine Superposition der ersten vier zonalen Multipole (Dipol, Quadrupol, Oktupol und Hexadekupol) werden die Variationen der Inklination und der Feldintensität für den Verlauf eines Umpolungsvorganges modelliert. Die Abbildung 8 aus Willis & Young (1987) zeigt den Feldlinienverlauf für Felder dieser Art. Eine andere Darstellungsweise ist in Abbildung 9 gewählt worden. Sie verdeutlicht die schon bei niedrigen Ordnungen der zonalen Multipole komplexen Variationen der Geometrie und Feldstärke in Abhängigkeit von der geographischen Breite. In äquatorialen bis mittleren Bereichen sind demnach für die magnetische Inklination I alle Werte zwischen $+90^\circ$ und -90° möglich. Für polare Breiten sind demgegenüber nur sehr steile Feldrichtungen mit positivem oder negativem Vorzeichen zu erwarten. Hier müßte sich eine Umpolung des Erdfeldes nach dem Modell von Williams & Fuller in sehr drastischen Variationen der Inklination fast ohne intermediäre Richtungen dokumentieren, da nur mehr oder weniger antiparallele Vektorkomponenten der einzelnen Multipolanteile superponiert werden (Abb. 9). Als eines der wichtigsten Ergebnisse ihres Modells führen Williams & Fuller daher an, daß sich der Umpolungsvorgang auf unterschiedlichen geographischen Breiten geometrisch und zeitlich sehr unterschiedlich darstellen kann. Die Abnahme der Feldintensität während des Polaritätswechsels wird mit diesem Modell durch die destruktive Interferenz der einzelnen Multipolkomponenten erklärt. Da im Modell von Williams & Fuller jedoch nur axial-symmetrische Multipole eingehen, kann der Feldvektor nur in der Nord-Süd-Ebene variiert werden. Ein erweitertes Modell von Williams et al. (1988) überlagert den rein zonalen Multipolen ein driftendes nichtaxiales Multipolfeld, vergleichbar den heutigen Abweichungen vom reinen Dipolfeld, der Säkularvariation. Hiermit besteht nun prinzipiell die Möglichkeit, die oft beobachtete erhebliche Variation der Deklination während der Umpolung zu simulieren.

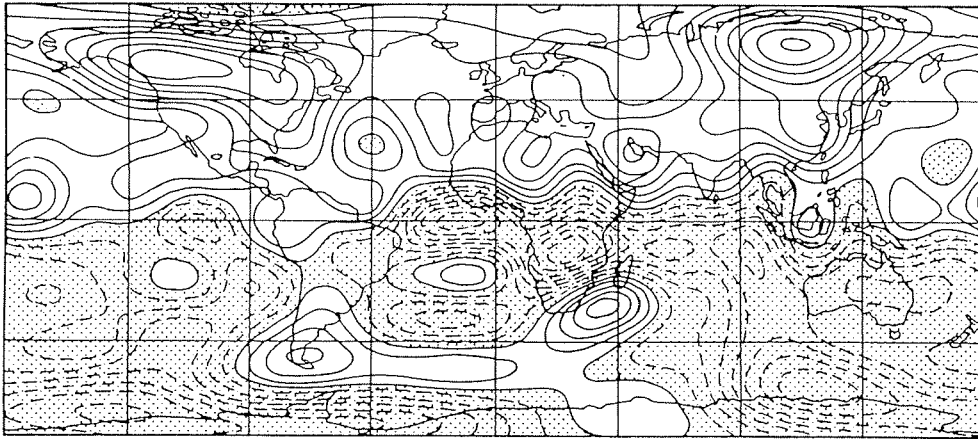


Abb. 10 : Radialkomponente des Erdmagnetfeldes an der Kern-Mantel-Grenze für 1980. Das Isolinienintervall beträgt $100 \mu\text{T}$. Bereiche mit negativem Vorzeichen sind punktiert dargestellt (aus Gubbins, 1988).

Alle bisher diskutierten (mathematischen) Modelle haben nur beschreibenden Charakter. Sie gehen wenig oder gar nicht auf die Entstehungsursachen des Erdmagnetfeldes ein. Aufbauend auf einer Analyse aller verfügbaren, global erfaßter Daten der Säkularvariation der letzten 300 Jahre (Bloxham & Gubbins, 1985) hat Gubbins (1987) ein Modell für den Umpolungsmechanismus entwickelt, das die Quellen des Magnetfeldes im Erdkern mit einbezieht. Strömungen und Turbulenzen der leitenden Kernmaterie (Busse, 1975; Officer 1986; Voorhies 1986; Bloxham, 1989; Lloyd & Gubbins, 1990) erzeugen ein Magnetfeld, das an der Erdoberfläche von einer Dipolkomponente dominiert wird. Zum Erdinneren hin wird die Geometrie zunehmend komplexer. Eine Transformation des magnetischen Flusses auf die Kern-Mantel-Grenze ergab das in Abbildung 10 gezeigte Bild. In Abbildung 11 ist die Radialkomponente Z multipliziert mit dem Cosinus der magnetischen Breite θ in einer flächentreuen polaren Lagenkugel-Projektion für 1945 dargestellt. Statt jeweils einer Region hoher magnetischer Flußdichte unter den geographischen Polen, wie aufgrund des dominierenden Dipolanteils des Magnetfeldes an der Erdoberfläche zu erwarten wäre, ergab die Transformation jeweils zwei Zonen maximaler Flußdichte in der Nähe der Pole (1-4 in Abb. 11a und b). Zusätzlich zu diesen zeitlich und räumlich stabilen Bereichen resultieren aus den Berechnungen zwei zeitlich stärker veränderliche Regionen auf der südlichen Halbkugel mit inverser Flußrichtung (5,6 in Abb. 11b). Das Dipolmoment des Erdmagnetfeldes ist proportional zum Integral von $Z \cos \theta$ über die Fläche des Erdkerns (Gubbins, 1987). Die Flußzonen 5 und 6 stellen also einen negativen Beitrag zum Dipolmoment dar. Die Ableitung von $Z \cos \theta$ nach der Zeit (Abb. 11c und d) zeigt eine Intensitätszunahme dieser Regionen, die

deshalb mit einer Abnahme des Dipolmomentes verknüpft ist. Eine Zunahme derartiger Zellen in Anzahl und Intensität verbunden mit einer Migration in Richtung der Pole löst nach Gubbins (1987) möglicherweise eine Feldumkehr aus. Ursachen für die Entstehung dieser, nach geologischen Maßstäben, meist kurzlebigen Erscheinungen, sind Konvektionszellen im äußeren Erdkern. Bloxham & Gubbins (1987) diskutieren einen Einfluß von lateralen Temperaturvariationen im Erdmantel auf das Konvektionssystem im Erdkern. Heißere Bereiche im unteren Mantel bewirken ein Emporquellen von Kernmaterie und kältere führen zu einem Absinken. Die Methode der seismischen Tomographie führte zu einem detaillierten Bild solcher thermischen Anomalien im unteren Mantel (Dziewonski, 1984). Die Zunahme der Häufigkeit von Umpolungen in den letzten 80 Mio Jahren (Lowrie & Kent, 1983) Jahren erklärt Gubbins (1987) mit Veränderungen oder Verlagerungen der thermischen Anomalien im Erdmantel. Diese sich nur langfristig verändernden Bereiche haben je nach Lage einen unterschiedlichen Einfluß auf die Entstehung solcher Konvektionszellen im Kern, die einen negativen Beitrag zum Dipolmoment liefern (Gubbins, 1989).

Einen wiederum rein theoretischen Ansatz zur Beschreibung der Häufigkeit von Umpolungen des geomagnetischen Feldes machen Mazaud & Laj (1989). Aus einem Vergleich der Häufigkeit und Länge von beobachteten Polaritätsphasen mit einem mathematischen Modell, wird die Schlußfolgerung gezogen, daß die Abfolge der Umpolungen des Erdmagnetfeldes sowie die Länge der Phasen gleicher Polarität einem stochastischem Prozeß unterliegt. Dieses Modell umfaßt sowohl geomagnetische Chrons und als auch kurze Polaritätsereignisse.

Eine Koinzidenz von Polaritätsereignissen und Klimaschwankungen zumindest innerhalb der Brunhes-Chron wird von mehreren Autoren postuliert (Wollin et al., 1971; Wollin et al., 1977; Rampino, 1979; Rampino, 1981; Champion et al., 1988). Die quartären Klimaschwankungen resultieren nach heutigen Vorstellungen aus der Überlagerung geringer Variationen in der Exzentrizität der Erdbahn sowie Neigung und Präzession der Erdachse (Hays et al., 1976; Berger, 1977; Berger, 1981; Imbrie et al., 1984). Ein Einfluß dieser Parameter auf die Konvektion im Erdkern wird von Rampino (1979) diskutiert. Rampino (1981) setzt die zu Anfang der achtziger Jahre bekannten geomagnetischen Exkursionen mit der Variation der Erdbahnexzentrizität in Zusammenhang. Danach treten Polaritätsereignisse bei Maxima der Exzentrizität auf. Champion et al. (1988) weisen ebenfalls auf einen solchen Zusammenhang hin. Solange jedoch die genaue Anzahl der geomagnetischen Ereignisse in der Brunhes-Chron sowie ihre Dauer und Alter nicht bekannt sind, kann nicht entschieden werden, ob es tatsächlich einen derartigen Zusammenhang von Polaritätsereignissen des Erdmagnetfeldes mit Schwankungen der Erdbahnparameter gibt.

Eine Zusammenstellung der unterschiedlichsten Vorstellungen über die Eigenschaften des Erdmagnetfeldes sowie eine detaillierte Diskussion der Fragen, was die Auslöser für eine Umkehr des Dipolfeldes sind und wie dieser Prozeß abläuft findet sich bei Jacobs (1984). Zusammenfassend kann dennoch festgestellt werden, daß das Magnetfeld der Erde durch Konvektionsströme des flüssigen äußeren Eisenkerns entsteht. Ein Polaritätswechsel muß daher mit einer Umorientierung dieser Konvektionssysteme verbunden sein. Ob in dieser Phase das äußere Magnetfeld axialsymmetrisch oder völlig asymmetrisch ist, ist nur durch weitere zeitlich hochauflösende Analysen derselben Umpolungen an global verteilten Loka-

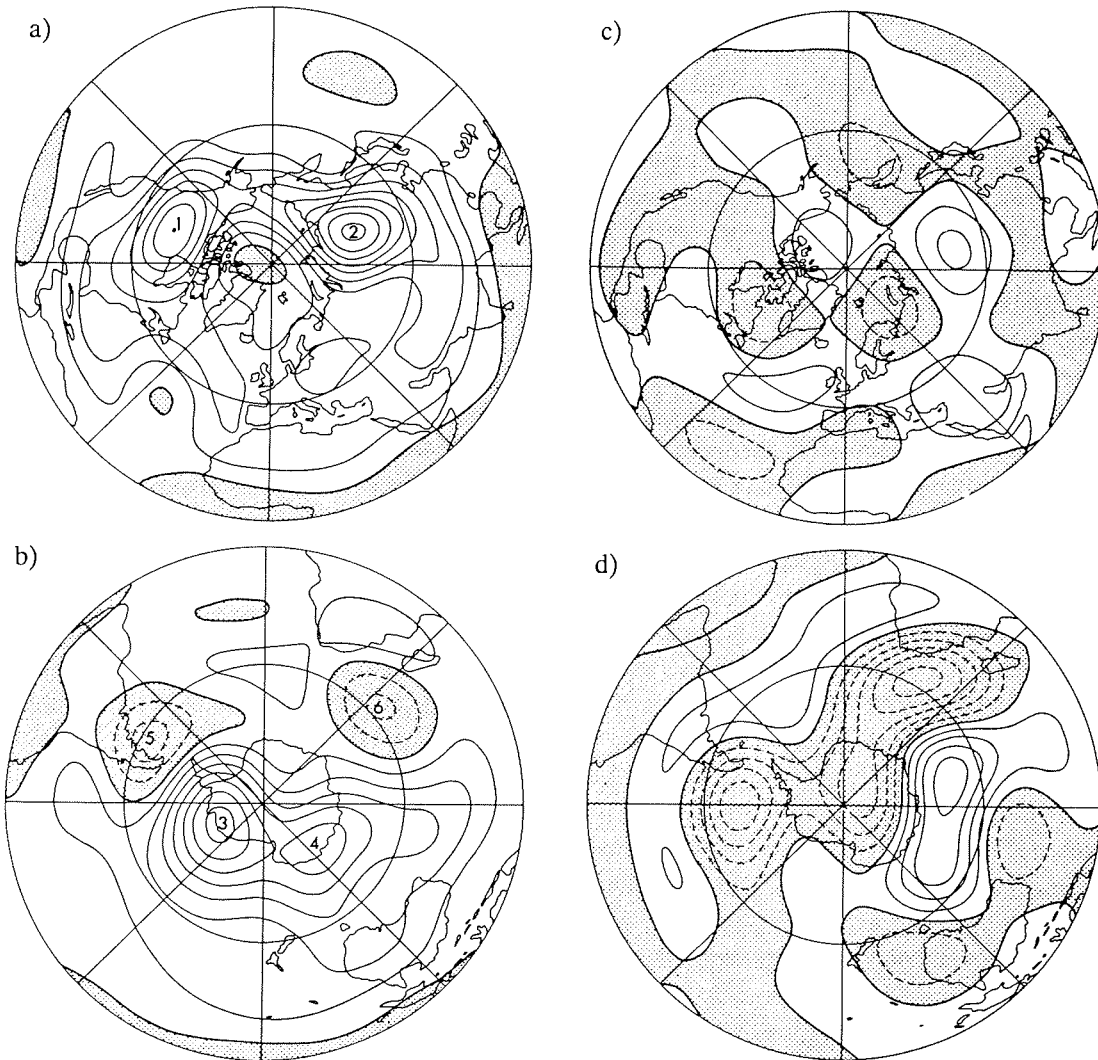


Abb. 11: Flächentreue Projektion des Erdmagnetfeldes an der Kern-Mantel-Grenze für die Nordhalbkugel (a) und die Südhalbkugel (b) im Jahre 1945. Dargestellt durch Linien gleicher Flußdichte ist die Funktion $Z \cos \theta$ (Z : Radialkomponente, θ : magnetische Kobreite). Das Isolinienintervall beträgt $100 \mu\text{T}$. Das Dipolmoment ist proportional zum Integral dieser Verteilung über die Oberfläche. In c) und d) ist die Variation dieser Funktion mit der Zeit dargestellt. Das Isolinienintervall beträgt hier $1 \mu\text{T}$ pro Jahr. Bereiche mit negativem Vorzeichen sind jeweils punktiert. Weitere Erläuterungen siehe Text (aus Gubbins, 1987).

tionen zu klären. Inwieweit dabei endogene oder exogene Prozesse dominieren, wird erst eine kritische Diskussion aller auf die Erde einwirkenden relevanten Parameter zeigen können.

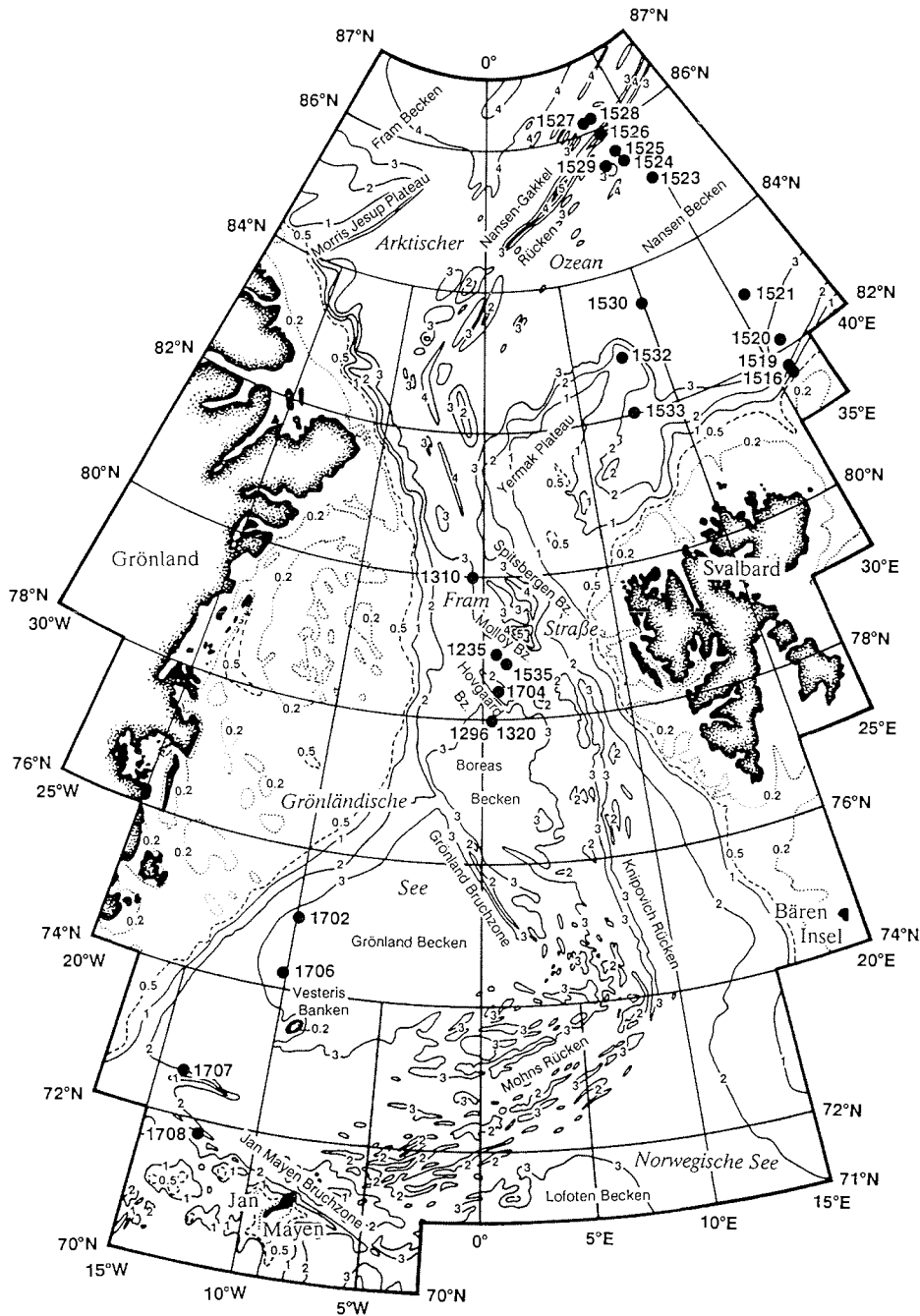


Abb. 12 : Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit den Positionen der Kerne, die im Rahmen dieser Arbeit untersucht wurden. Tiefenangaben in km nach Perry et al. (1986).

3. Material und Methodik

3.1 Beprobung des Kernmaterials

Der Großteil des in dieser Studie bearbeiteten Probenmaterials stammt aus Sedimentkernen der POLARSTERN-Expeditionen ARK IV/3 im Sommer 1987 und ARK V/3a im Sommer 1988. Weiterhin wurde ein Teil der Kerne der Expeditionen ARK II/4 im Sommer 1984 und ARK III/3 im Sommer 1985 untersucht. Die Positionen der Kernstationen zeigt Abbildung 12. Eine komplette Liste der Kernstationen findet sich in Anhang A. Bei diesen Expeditionen kamen unterschiedliche Beprobungsgeräte zur Entnahme von Oberflächenproben und längeren Sedimentsequenzen zum Einsatz. In Tabelle 1 sind die Abmessungen dieser Kernnahmegeräte aufgelistet.

Tabelle 1 : POLARSTERN-Expeditionen ARK II bis ARK V, Abmessungen der Kernnahmegeräte; GKG - Großkastengreifer, SL - Schwerelot, KOL - Kolbenlot, KAL - Kastenlot, d - Durchmesser, l - Länge.

Gerät	Größe	ARK II/4	ARK III/3	ARK IV/3	ARK V/3a
GKG	50 x 50 x 60 cm	x	x	x	x
SL	d = 12 cm, l = 6/12 m	x	x	x	
KOL	d = 12 cm, l = 6/12 m	x	x	x	
KOL	d = 8.4 cm, l = 6/12 m		x		
KAL	30 x 30 cm, l = 6/12 m			x	
KAL	15 x 15 cm, l = 6 m				x

Für die paläomagnetische Beprobung wurden würfelförmige, klare Plexiglasdöschen (Abb. 13a) mit einem Innenvolumen von 6.2 cm³ benutzt. Ein Pfeil auf der x-z-Fläche zeigt zur Sedimentoberfläche. Die Orientierung der Koordinatenachsen relativ zum jeweiligen Kern ist in Abbildung 13b-d dargestellt. Eine relative azimuthale Orientierung ist dadurch gewährleistet, daß alle Proben aus der gleichen Kernseite entnommen wurden. Eine absolute azimuthale Orientierung der Sedimente bei der Entnahme der Kerne war nicht möglich.

Oberflächenproben des Meeresbodens in Form einer maximal 60 cm hohen und 50 x 50 cm breiten mechanisch weitgehend ungestörten Sedimentsäule wurden mit Großkastengreifern GKG genommen. Aus dem gewonnenen Material wurden mit Hilfe von Kunststoffrohren runde Archivrohre entnommen (Abb. 13b). Zur Kernbeschreibung der Sedimente wird vom Metallkasten des GKG eine Seitenwand abgeschraubt. Während der Expedition

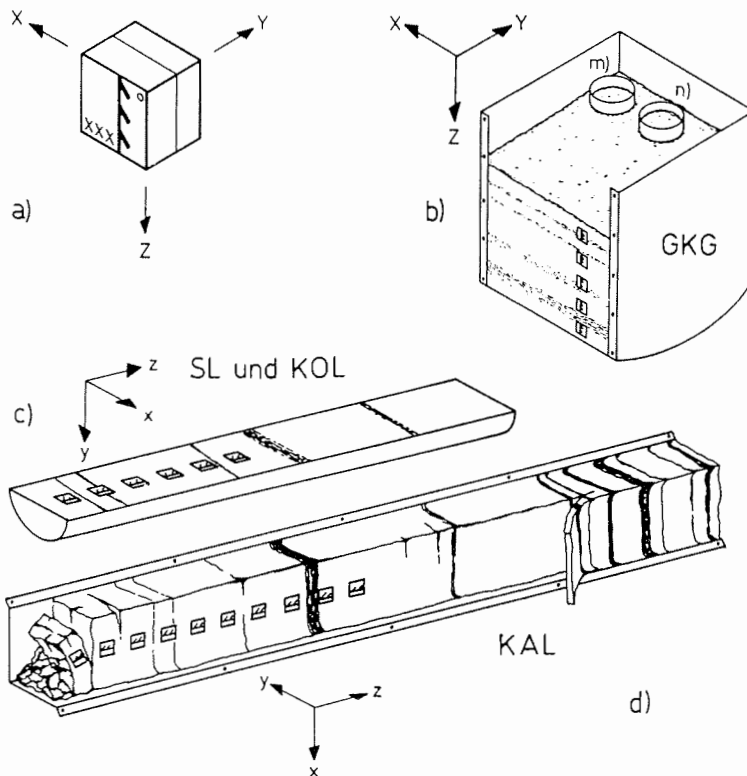


Abb. 13 : Orientierung der paläomagnetischen Proben (a), bei der Entnahme aus Großkastengreifern GKG (b), aus Kolbenloten KOL und Schwereloten SL (c) sowie aus Kastenloten KAL (d). Der Pfeil auf der Probendose zeigt in Richtung Sedimentoberfläche. Die Döschen werden entlang der y-Achse in das Sediment gedrückt, wobei die z-Achse zum Kernende zeigt. Die Probenkennung ist mit xxx angedeutet. Ein Loch in der rechten oberen Ecke ermöglicht das Entweichen der Luft beim Eindringen ins Sediment. Die in b) mit m) und n) bezeichneten Rohre stellen Archivrohre des Großkastengreifens dar. Bei Kastenloten muß zunächst eine mehrere cm dicke Schicht von der Außenseite entfernt werden bis die ungestörten Sedimentschichten freigelegt sind. Das Gefüge der obersten 10 bis 20 cm ist häufig völlig zerstört. Verkippete Schichtpakete, die eindeutig mit dem ungestörten Bereich der Sedimentsäule in Zusammenhang zu setzen waren, wurden noch beprobt.

ARK IV/3 erfolgte an dieser Fläche die Entnahme der Paläomagnetikproben in einem Abstand von 5 cm (Abb. 13b).

Zur Gewinnung von langen Sedimentsequenzen wurden insgesamt fünf verschiedene Kernnahmegeräte eingesetzt (Tab. 1). Alle Geräte bestehen aus einem Gewichtssatz, einem sechs bis zwölf Meter langem Stahlrohr oder einem langen quadratischem Stahlkasten sowie einem Kernfänger, der das Herausrutschen des Sedimentes nach Entnahme aus dem Meeresboden verhindert. Bei den runden Kolbenloten KOL und Schwereloten SL ist in das Stahlrohr ein Kunststoffrohr eingefügt. Dieses Kernrohr wird an Bord zusammen mit dem von ihm umschlossenen Sediment aus dem Stahlrohr herausgezogen und in der Regel in 1 m lange Sektionen geschnitten. Die Enden wurden durch Kunststoffkappen und Klebeband weitgehend wasserdicht verschlossen. Zur azimuthalen Orientierung der einzelnen Sektionen relativ zueinander wird vor dem Zerteilen des Kerns eine Referenzlinie auf das Kunststoffrohr gezogen. Die Öffnung und weitere Bearbeitung dieser Kerne erfolgte entweder direkt an Bord oder erst nach der jeweiligen Expedition an Land. Hierbei wurden die Kernrohre der einzelnen Sektionen in Längsrichtung aufgesägt und die Sedimentsäule mit einem Nylonfaden in Archiv- und Arbeitshälfte getrennt. Die Referenzlinie gewährleistete dabei die gleiche azimuthale Orientierung der Kernstücke. Die Archivhälfte wird danach zur Konservierung gleich wieder versiegelt und in einem Kühlraum gelagert. Die paläomagnetische Beprobung erfolgte entsprechend Abbildung 13c, soweit möglich, entlang der durch die Kernnahme am wenigsten beeinflussten Mittelachse der Arbeitshälfte. Der Beprobungsabstand betrug bei den Kernen der Expeditionen ARK II/4 und ARK III/3 in der Regel 10 cm. Bei der Expeditionen ARK IV/3 und ARK V/3a wurde ein engerer Abstand von 5 cm oder weniger gewählt.

Bei den quadratischen Kastenloten KAL mit einer Querschnittsfläche von $15 \times 15 \text{ cm}^2$ (ARK V/3a) und $30 \times 30 \text{ cm}^2$ (ARK IV/3) befindet sich das Sediment direkt im Stahlkasten. Er besteht aus zwei der Länge nach rechtwinklig gebogenen Stahlblechen, die zu einem langen quadratischen Hohlprofil zusammengeschraubt sind. Zur Bearbeitung des gewonnenen Materials wird das Kastenlot im Schiffslabor liegend auseinander geschraubt und die oben liegende Hälfte des Stahlkastens entfernt. Die quadratische Sedimentsäule verbleibt in der unteren Hälfte (Abb. 13d). Während des Eindringens des Kastenlots in den Meeresboden wird Material an der Außenseite der entnommenen Sedimentsäule nach unten verschleppt. Nach dem Öffnen des Kastenlots wird daher zunächst eine hinreichend dicke Schicht von der vorn liegenden Außenseite der Sedimentsäule entfernt (Abb. 13d). Die paläomagnetische Beprobung erfolgte an dieser Seite des Kastenlots in Abständen von 5 cm. Aufgrund des großen Querschnitts dieser Geräte und des hohen Wassergehalts in den oberen Sedimentschichten wird die Meeresbodenoberfläche in den Kastenloten beim Transport vom Arbeitsdeck ins Schiffslabor häufig zerstört. Verkippte Schichtpakete, die eindeutig mit dem ungestörten Bereich der Sedimentsäule in Zusammenhang zu setzen waren, wurden noch beprobt. Eine genaue Festlegung des Kernanfangs und damit der gesamten Tiefenskala ist in der Regel durch die Zerstörung der obersten Schichten nicht exakt möglich. Erst ein meist nachträglicher Vergleich sedimentologischer und/oder petrophysikalischer Daten des Kastenlots und des Kastengreifers von der gleichen Station ermöglicht Aussagen darüber, wieviel von der Sedimentoberfläche verloren gegangen ist.

3.2 Zusammensetzung der beprobten Sedimente

Die beprobten Sedimente sind fast ausschließlich terrigenen Ursprungs. Der Wassergehalt variiert zwischen 15 und 55%; Quarz, Feldspat und Tonminerale bilden die Hauptmineralienkomponenten (Hebbeln, pers. Mitt.; Spielhagen et al., 1988). Der Karbonatanteil liegt, soweit er bestimmt wurde, bei 0 bis maximal 20% und ist oft ebenfalls terrigenen Ursprungs (Pagels, pers. Mitteilung). Coccolithen (Gard, 1988; Baumann, 1990) sowie geringe Anteile an Foraminiferen bilden die biogenen Komponenten des Karbonates. Glazial geprägte Sedimentsequenzen enthalten in der Grobfraktion $>500 \mu\text{m}$ oft einen hohen Kohleanteil (Bischof et al., 1990) sowie als "mudballs" bezeichnete Sedimentaggregate (Goldschmidt et al., in Vorb.). Vollständige Beschreibungen der Kerne von ARK IV/3 finden sich bei Spielhagen et al. (1988). Die Kernbeschreibungen der Expeditionen ARK II/4, ARK III/3 und ARK V/3a sind nicht publiziert.

3.3 Paläomagnetische Untersuchungen

3.3.1 Messung der remanenten Magnetisierung

Erste Messungen der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) erfolgten während der ARK IV/3 Expedition an Bord der FS POLARSTERN mit Hilfe eines Spinnermagnetometers (Molspin). Untersucht wurden die Paläomagnetikproben der Kastenlote und Großkastengreifer. Die Ergebnisse einiger Kastenlote ergaben bereits klare Hinweise auf Intervalle mit reverser Magnetisierung. Eine detailliertere paläomagnetische Untersuchung durch schrittweises Wechselfeldentmagnetisieren wurde am Kern PS 1516-8 KAL begonnen. Das im unteren Kernabschnitt bereits in den Richtungen der NRM dokumentierte geomagnetische Ereignis konnte dadurch bestätigt werden. Da jedoch nach der Entmagnetisierung mit höheren Feldstärken bei vielen Proben die Remanenzen in Relation zur Empfindlichkeit und damit Genauigkeit des Magnetometers zu gering waren, wurde von allen anderen Kernen an Bord nur die NRM bestimmt.

Der Hauptteil der paläomagnetischen Bearbeitung der Proben erfolgte im Labor an einem triaxialen Kryogenmagnetometer (Cryogenics Consultans, Modell GM 400). Eine allgemeine Beschreibung des Funktionsprinzips von Kryogenmagnetometern findet sich bei Goree & Fuller (1976). Die Ausgangsspannungen des verwendeten Kryogenmagnetometers sind proportional zu den drei kartesischen Komponenten der Magnetisierung einer Probe. Sie können in vier Filterstufen geglättet werden. Die Empfindlichkeit der Komponenten ist jeweils über drei Verstärkerstufen variierbar. Alle drei Komponenten werden jedoch mit der gleichen Verstärkereinstellung der Steuereinheiten und dem gleichen Meßbereich des Analog-Digital-Wandlers gemessen. Zur Verhinderung von induzierten Magnetisierungen während der Messungen ist das Magnetometer mit einer doppelten μ -Metall Abschirmung um-

geben und im Zentrum einer zwei-Komponenten Helmholtzspulenordnung aufgestellt. Der genaue Aufbau der benutzten Meßapparatur ist von Nowaczyk (1985) beschrieben worden.

Für die Bestimmung der remanenten Magnetisierung einer Probe wird das Kryogenmagnetometer durch ein komplexes Meß- und Auswerteprogramm auf dem Laborrechner gesteuert. Die Ausgangsspannungen werden vom Rechner über einen Multiplexer und einen Analog-Digital-Wandler für einen Zeitraum von einigen Sekunden periodisch abgetastet, verarbeitet und abgespeichert. Aus diesen Daten werden die Mittelwerte sowie als Qualitätskriterien für die Messung, die Trends und die Schwankungsbreiten der drei aufgezeichneten Zeitreihen bestimmt. Als erster Meßschritt wird so zunächst das aktuelle Nullniveau der Meßpegel bestimmt (Nullmessung). Danach wird die Probe mit Hilfe eines Probenhalters in die Meßposition bewegt und die veränderten Spannungsniveaus analysiert (Hauptmessung). Die Differenz aus den Mittelwerten der Hauptmessung und den Mittelwerten der Nullmessung ergibt die kartesischen Komponenten der Magnetisierung in Volt, die über Eichfaktoren in magnetische Einheiten umgerechnet werden. Während der Null- und der Hauptmessung sollten die Meßspannungen auf einem konstanten Niveau bleiben. Sind die Trends oder die Schwankungen des Meßsignals zu groß, muß die Messung wiederholt werden. Alle diese Meßschritte werden über den Bildschirm des Terminals am Meßplatz kontrolliert.

Da der Probenhalter ebenfalls eine zwar schwache, aber meßbare Magnetisierung besitzt, muß diese zunächst auf die oben beschriebene Weise bestimmt werden. Nach Mittelung der Magnetisierung des Probenhalters über eine hinreichend große Anzahl von Messungen wird diese in das Meßprogramm eingegeben und bei der Bestimmung der Magnetisierung der paläomagnetischen Proben vektoriell subtrahiert. Alle für die Messung wichtigen Parameter werden sowohl im Meßprotokoll auf dem Labordrucker dokumentiert als auch auf der Festplatte des Rechners abgespeichert.

Der Rauschpegel des verwendeten Magnetometers liegt bei 10^{-5} A/m. Um die Präzision der Richtungsbestimmung insbesondere bei schwacher Magnetisierung zu erhöhen, besteht die Möglichkeit, eine Probe in vier verschiedenen Orientierungen zu messen. Die untere Grenze für paläomagnetisch auswertbare Magnetisierungsintensitäten liegt für das verwendete Magnetometer dann bei $5 \cdot 10^{-5}$ A/m (Nowaczyk, 1985).

3.3.2 Entmagnetisierung der Proben

Die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) von Sedimenten setzt sich in der Regel aus Komponenten unterschiedlicher Richtung und Stabilität zusammen. Sie spiegeln einerseits ihre Bildungsbedingungen und andererseits ihre Entwicklungsgeschichte wider. Für die Magnetostratigraphie sind in erster Linie die primären, synsedimentären Remanenzen von Bedeutung. Sie müssen durch geeignete Verfahren von den sekundären, subsequent aufgeprägten Komponenten separiert werden. Für nicht konsolidierte, stark wasserhaltige Sedimente kann nur eine schrittweise Wechselfeldentmagnetisierung verwendet werden. Eine thermische Entmagnetisierung würde zum Verdampfen des in der Probe enthaltenen Wassers und dadurch zur mechanischen Zerstörung des Sedimentgefüges und ebenso der remanenten Magnetisierungsstrukturen führen.

Bei der Entmagnetisierung wird die NRM stufenweise magnetisch zerstört und zwischen den einzelnen Schritten die jeweils verbliebene Remanenz gemessen. Mit fortschreitender Entmagnetisierung nimmt in der Regel nur noch die Intensität der Magnetisierung ab, während sich ihre Richtung nicht mehr ändert. Diese von magnetischen Überprägungen bereinigte Richtung wird als charakteristische remanente Magnetisierung (ChRM) oder als stabile Richtung bezeichnet. Von ihr wird angenommen, daß sie die Konfiguration des Erdmagnetfeldes am Ablagerungsort zur Zeit der Sedimentation des untersuchten Materials widerspiegelt.

Neben der Bestimmung der stabilen Richtung lassen sich aus den Entmagnetisierungsdaten von paläomagnetischen Proben auch Aussagen über ihren Bestand an magnetischen Trägermineralen ableiten. Aufgrund ihrer hohen Koerzitivkräfte läßt sich die Remanenz von Goethit und Hämatit in Wechselfeldern mit maximalen Feldstärken von üblicherweise 100 bis 200 mT nicht oder nur geringfügig zerstören, während die von Magnetit deutlich reduziert werden kann. Die im einzelnen gemessene Stabilität von Magnetit gegenüber der Wechselfeldentmagnetisierung erlaubt Rückschlüsse auf die vorhandene Korngrößenverteilung. Dabei weist qualitativ eine hohe Stabilität auf kleine, eine niedrige auf große Kristallite hin (siehe jedoch Kap. 4.2).

Zur Trennung von stabilen und instabilen Magnetisierungskomponenten wurde für diese Arbeit ein uniaxialer Entmagnetisierer GSD-1 (Schonstedt) eingesetzt. Das sinusförmige magnetische Wechselfeld mit einer Frequenz von ungefähr 400 Hz in der Entmagnetisierungsspule wird von einem Anfangswert ausgehend linear mit einer Abklingrate von 0.005 mT pro Halbwelle auf Null geregelt. Die maximal einstellbare Spitzenfeldstärke beträgt 100 mT in Schrittweiten von minimal 0.01 mT. Zur Abschirmung stationärer Magnetfelder ist die Spule in einer dreilagigen μ -Metallröhre untergebracht. Ein vollständiger Entmagnetisierungsschritt umfaßt nacheinander die drei Raumrichtungen einer Probe.

Bei einem Teil der bearbeiteten Kerne wurde zunächst von allen Proben die NRM bestimmt, um einen Überblick über die Intensitäten und Richtungen zu gewinnen. Vor der Entmagnetisierung jeder einzelnen Probe wurde diese Messung wiederholt. Aus dem Vergleich der zweiten mit der ersten NRM-Messung können bereits gewisse Rückschlüsse auf die Stabilität der Magnetisierung gezogen werden, insofern als die Magnetisierung des untersuchten Sediments bereits durch schwache Magnetfelder während der Lagerung im Labor und im Kühlschrank in unterschiedlichem Maße beeinflusst wird. Die Entmagnetisierung erfolgte standardmäßig in Schritten von 5, 10, 15, 20, 30, 40 und 50 mT. In vielen Fällen war jedoch danach die stabile Richtung noch nicht isoliert. Es folgten dann weitere Schritte mit Spitzenfeldstärken von meist 65, 80 und 95 mT.

3.3.3 Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität k quantifiziert den Zusammenhang zwischen der induzierten Magnetisierung einer Probe J_i und einem angelegten äußeren Magnetfeld H :

$$(8) \quad J_i = k \cdot H$$

Die meisten gesteinsbildenden Minerale in Sedimenten haben schwache diamagnetische ($k \approx -10^{-6}$ SI) oder paramagnetische ($k \approx +10^{-6}$ SI) Eigenschaften. Nur der ferrimagnetische Magnetit weist mit $k \approx +10^{-2}$ (SI) höhere Suszeptibilitäten auf. Die Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität spiegelt daher in der Regel den Magnetitgehalt des untersuchten Sediments wider.

Es gibt die unterschiedlichsten Quellen, die zum Eintrag von magnetischen Trägermineralen in Sedimente führen (Thompson & Oldfield, 1986). Für das Untersuchungsgebiet ist der Transport von Sedimentmaterial und damit auch von magnetischen Mineralen durch das arktische Meereis von besonderer Bedeutung. Submariner Vulkanismus aktiver Spreizungszonen am Nansen-Gakkel Rücken und im Bereich der Fram Straße stellen ebenfalls wichtige Quellen magnetischer Trägerminerale dar. Inwieweit biogener Magnetit in polaren Regionen eine Rolle spielt ist bislang noch nicht untersucht. Magnetit-produzierende Bakterien kommen jedoch in Sedimenten vieler Regionen der Erde vor (Chang & Kirschvink, 1989).

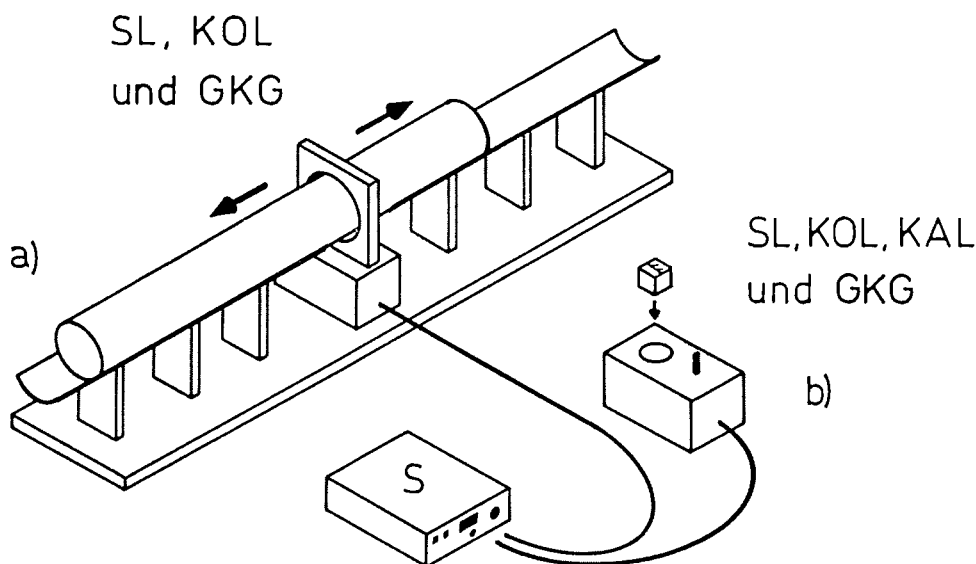


Abb. 14 : Messung der magnetischen Suszeptibilität. Die Sensoren für die Ganzkernmessung M.S.2.C (a) und die Messung von paläomagnetischen Einzelproben M.S.2.B (b) werden wahlweise an die Steuereinheit S angeschlossen. SL - Schwerelot, KOL - Kolbenlot, KAL - Kastenlot und GKG - Großkastengreifer.

Die Messungen wurden durchgeführt mit einem Bartington Susceptibility Meter M.S.2 in Verbindung mit einem Sensor für Ganzkernmessungen M.S.2.C (Innendurchmesser = 13.5 cm) sowie dem Sensor M.S.2.B für paläomagnetische Standardproben mit Volumen bis 10 cm^3 (Abb. 14). Während der Messung wird das zu untersuchende Material innerhalb des Sensors einem schwachen magnetischen Wechselfeld mit einer Stärke von etwa 0.5 mT und einer Frequenz von $f = 565 \text{ Hz}$ beim Ganzkernsensor und wahlweise $f_1 = 460 \text{ Hz}$ oder $f_2 = 4600 \text{ Hz}$ beim Einzelprobensensor ausgesetzt. Das dabei angelegte Feld liegt weit unter der Sättigungsfeldstärke der magnetischen Träger, so daß die paläomagnetische Information des Probenmaterials unbeeinflußt bleibt.

Der Sensor ist Teil eines Schwingkreises, dessen Frequenz durch das Einführen der Probe verändert wird. Diese Frequenzänderung ist proportional zur magnetischen Suszeptibilität und wird durch den Mikroprozessor der Steuereinheit elektronisch in einen digitalen Meßwert transformiert. Die Messungen erfolgen relativ zur magnetischen Umgebung des jeweiligen Sensors. Ihr Einfluß wird durch eine Leermessung über eine gesonderte Funktionstaste der Steuereinheit gemessen und gespeichert. Das so bestimmte Nullniveau wird von allen nachfolgenden Messungen automatisch subtrahiert. Der Sensor darf im Laufe einer Meßreihe deshalb nicht mehr bewegt werden.

Bei dem verwendeten Gerät besteht die Möglichkeit mit zwei unterschiedlichen Empfindlichkeiten zu messen. Im schnelleren und weniger empfindlichen Modus dauert eine Messung weniger als eine Sekunde. Die Auflösung entspricht dann einem ganzen Skalenwert. Im empfindlicheren Modus dauert eine Messung etwa acht Sekunden und die Auflösung beträgt ein zehntel Skalenwert. Die absolute Empfindlichkeit ist dabei vom Proben- respektive Kernvolumen abhängig. Ein Skalenwert von 1 entspricht einer magnetischen Suszeptibilität von $k = 10^{-5} \text{ (SI)}$. Die Meßdaten des Einzelprobensensors beziehen sich auf ein Standardvolumen von 10 cm^3 . Die verwendeten Plexiglasdöschchen haben ein Nettovolumen von $V = 6.2 \text{ cm}^3$. Damit ergibt sich für Angaben in Vielfachen von 10^{-6} ein Korrekturfaktor von:

$$(9) \quad C_d = 10 \frac{10}{6.2} = 16.2$$

C_d - Korrekturfaktor für Paläomagnetikproben ($V = 6.2 \text{ cm}^3$)

Bei Messungen mit dem Ganzkernsensor ist der Meßwert vom Verhältnis Kerndurchmesser d zu Spulendurchmesser D abhängig. Die Kernrohre haben einen Innendurchmesser von $d = 118 \text{ mm}$, der Spulendurchmesser beträgt $D = 143 \text{ mm}$. Daraus folgt für das Verhältnis d/D ein Wert von 0.825, dementsprechend nach der Korrekturkurve im Handbuch des verwendeten Sensors die gemessenen Skalenwerte das 1.86-fache der wahren Werte in Vielfachen von 10^{-5} betragen. Der Korrekturfaktor in 10^{-6} berechnet sich also zu:

$$(10) \quad C_k = 10 \frac{1}{1.86} = 5.38$$

C_k - Korrekturfaktor für ganze Kernrohre ($d = 118 \text{ mm}$)

Die Abbildung 15 zeigt die normierte Sondencharakteristik des Sensors M.S.2.C, die mit Hilfe einer weniger als 1 mm dicken Magnetit-beschichteten Testscheibe bestimmt wurde. Ihr Durchmesser beträgt wie bei den Kernrohren 118 mm. Gemessen wurde im weniger empfindlichen Modus. Dargestellt ist die Empfindlichkeit des Sensors in Abhängigkeit von der Position der Testscheibe entlang der Sondenachse. Als Nullpunkt wurde die Position des maximalen Meßwertes für die Testscheibe festgelegt. Der Meßpunktabstand beträgt 1 mm.

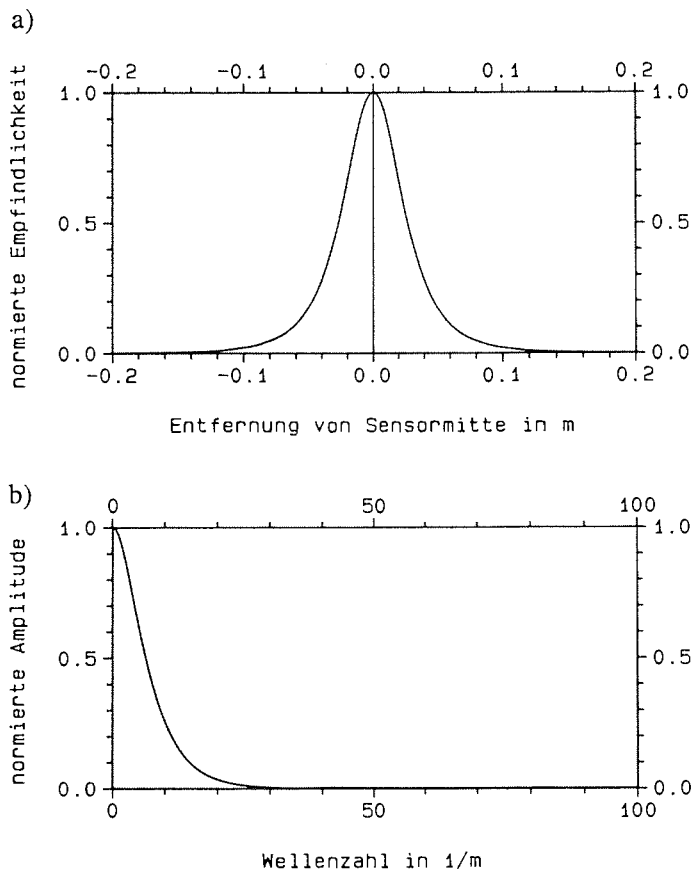


Abb. 15 : Bartington Susceptibility Meter M.S.2 - a) Normierte Empfindlichkeit des Sensors M.S.2.C, Spulendurchmesser $D = 143$ mm, beim Durchfahren einer dünnen Magnetit-beschichteten Testscheibe entlang der Sensorachse. Der Durchmesser der Testscheibe beträgt 118 mm. b) Filterwirkung des Sensors; dargestellt ist die Fourier-Transformierte der Sensorcharakteristik von a) in Form des normierten Wellenzahl-Amplitudenspektrums.

Ein Sedimentkern kann als die Abfolge vieler dünner Schichten betrachtet werden, deren magnetische Suszeptibilitäten die Verteilungsfunktion $k(x)$ bilden. Wegen der räumlichen Ausdehnung der Sondencharakteristik (Abb. 15) trägt in der Kerntiefe x_p nicht nur $k(x_p)$ zum Meßwert $p(x_p)$ bei, sondern alle Schichten $k(x)$, die vom Sensor erfaßt werden. Obwohl bei der Messung der Sensor ruht und der Kern bewegt wird, wird mathematisch das Koordinatensystem des Sensors relativ zum Koordinatensystem des Sedimentkerns bewegt. Bei der Messung im Punkt x_p ist der Nullpunkt der Sensorcharakteristik um x_p gegenüber dem Nullpunkt des Kernkoordinatensystems verschoben. Der Meßwert $p(x_p)$ bei der Kerntiefe x_p ist also gleich dem Integral über das Produkt der Sensorcharakteristik $s(x-x_p)$ multipliziert mit der Verteilung der magnetischen Suszeptibilität $k(x)$:

$$(11) \quad p(x_p) = \int_{x_a}^{x_e} k(x) s(x-x_p) dx .$$

Die Integrationsgrenzen x_a und x_e sind definiert durch die Entfernung, in der die Testscheibe keinen Einfluß mehr auf den Sensor zeigt. Nach Abbildung 15a können Werte von $x_a = x_p - 0.20$ m und $x_e = x_p + 0.20$ m eingesetzt werden. Mathematisch stellt das Integral in (11) eine Konvolution dar. Diese Operation kann auch, durch ein Sternchen symbolisiert, in der folgenden Form geschrieben werden:

$$(12) \quad p(x) = k(x) * s(x)$$

Analog zur Zeitreihenanalyse kann auch die Funktion $p(x)$ durch die Superposition von Sinus- und Cosinus-Funktionen dargestellt werden. Durch eine Fourier-Transformation der Gleichung (12) in den Wellenzahlraum wird aus der Konvolution eine Multiplikation. Die Ortskoordinate x (Einheit Meter) wird dabei in die Wellenzahl oder "Orts-Frequenz" l (Einheit 1/Meter) transformiert:

$$(13) \quad P(l) = K(l) \cdot S(l) \quad \#)$$

Die Funktion $P(l)$ stellt damit das Wellenzahl-Spektrum der Funktion $p(x)$ im Ortsraum dar. Die Multiplikation zweier Spektren entspricht einer Filterung. Die Suszeptibilitätsfunktion $k(x)$ wird also durch die Konvolution mit der Sondencharakteristik $s(x)$ gefiltert. Aus dem normierten Wellenzahl-Spektrum der Sondencharakteristik in Abbildung 15b ist ersichtlich, daß die Messung mit dem Kernsensor einer Tiefpaß-Filterung der Suszeptibilitätsverteilung im Kern entspricht. Alle Variationen mit Ortsfrequenzen von mehr als $l \approx 25 \text{ m}^{-1}$, entsprechend einer Wellenlänge von weniger als 4 cm, werden durch den Meßvorgang vollständig ausgelöscht.

#) Üblicherweise wird für die Wellenzahl das der Buchstabe k als Formelsymbol benutzt. Dieser wird in dieser Arbeit aber vorwiegend für die magnetische Suszeptibilität verwendet. Zur Unterscheidung wird daher hier die Wellenzahl abweichend durch l symbolisiert.

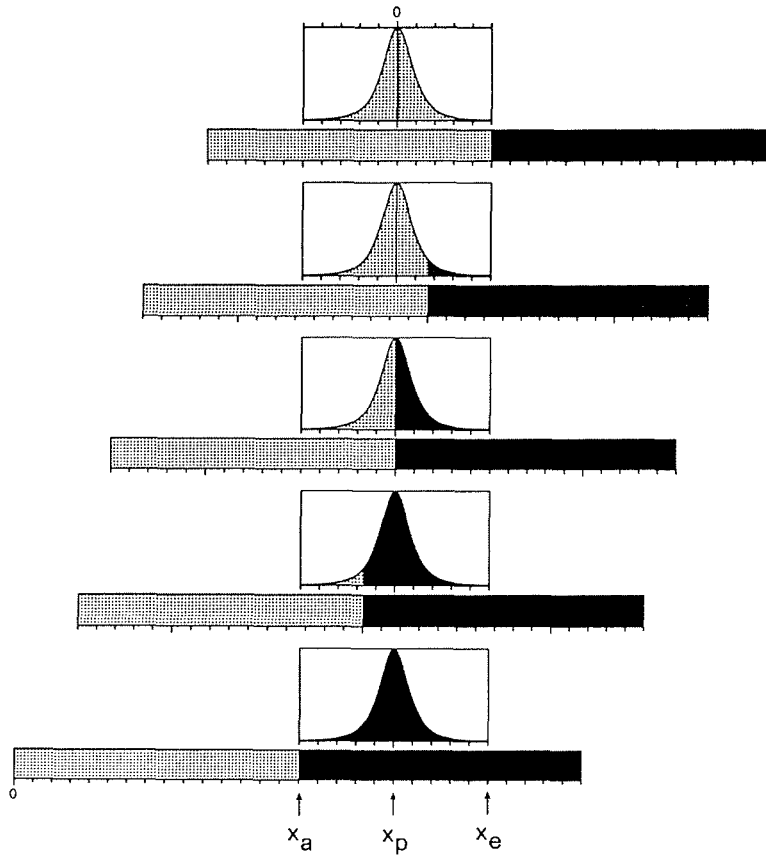


Abb. 16 : Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität an Kernen mit mehreren Segmenten. Bei der Messung über das Segmentende hinaus trägt nur noch ein Teil des Empfindlichkeitsbereiches des Sensors zum Meßwert bei. Der schwarze Balken entspricht einem Kernsegment, das in den Sensor eingeführt, der punktierte einem Kernsegment, das herausgeführt wird. Analog ist der Teil der Sensorcharakteristik markiert worden, der zur Integration des Meßwertes im Punkt x_p beiträgt. Bei Kernen aus mehreren Segmenten kann, bei durchlaufender Tiefenskala, eine kontinuierliche Meßreihe durch Addition der sich überlappenden komplementären Einzelprofile erreicht werden.

Eine generelle Folge der Filterwirkung ist ein Verschmieren der Suszeptibilitätsfunktion $k(x)$. Prinzipiell kann die ungefilterte Funktion $k(x)$ numerisch berechnet werden, indem die Gleichung (13) durch $S(l)$ dividiert und die so isolierte Funktion $K(l)$ in die Funktion $k(x)$ im Ortsraum transformiert wird. Diesem Verfahren, einer Dekonvolution, sind allerdings numerische Grenzen gesetzt. Für den Erfolg der Dekonvolution ist eine möglichst hohe Rauschfreiheit der Meßreihe entscheidend, da hochfrequente Anteile der Meßreihe durch die Inversion der Sondencharakteristik bevorzugt verstärkt werden. Schwankungen des Meßniveaus aufgrund des Geräterauschens werden daher im Kernprofil durch die Dekonvolution noch weiter betont. Die Meßgenauigkeit von ± 1 Skalenwert im weniger empfindlichen Meßbereich resultiert in einer Verzerrung des Kernprofils zu einer Stufenfunktion. Diese Stufen haben einen ähnlichen Effekt wie eine verrauschte Messung. Durch die totale Auslöschung der höheren Wellenzahlen ist außerdem keine vollständige Rekonstruktion der hochfrequenten Suszeptibilitätsvariation möglich. Es ist daher in dieser Arbeit auf diese Form der Datenbearbeitung verzichtet worden.

Bei der Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität an einem Kernsegment über dessen Enden hinaus trägt nur noch ein Teil der Sondencharakteristik zum Integral des Meßwertes bei. Abbildung 16 soll dies verdeutlichen. In der Abfolge von oben nach unten entspricht das schwarze Rechteck einem Kernsegment, das in den Sensor eingeführt und das punktierte einem Kernsegment, das herausgeführt wird. Analog ist der Teil der Sensorcharakteristik markiert worden, der zur Integration des jeweiligen Meßwertes beiträgt. Soll für einen Kern ein kontinuierliches Profil erstellt werden, so müssen die Einzelprofile so weit über die Enden der jeweiligen Segmente hinaus gemessen werden, bis der Empfindlichkeitsbereich des Sensors verlassen ist. Wenn in Abbildung 16 der schwarze Kern als Fortsetzung des punktierten betrachtet wird, entspricht die Addition der sich überlappenden komplementären Profilabschnitte einer kontinuierlichen Messung des nicht zerteilten Kerns. Vor der Synthese zum Gesamtprofil sollte jedoch eine eventuell vorhandene Drift des Meßniveaus der Einzelprofile subtrahiert werden. Sie kann in erster Näherung mittels einer Geradenfunktion durch die Null-Niveaus an den Enden der Einzelprofile approximiert werden. Am Kernanfang und an der Kernbasis wird näherungsweise von einer konstanten Verteilung der magnetischen Suszeptibilität ausgegangen. Die Meßwerte werden hier entsprechend einer vollen Erfassung durch die Sensorcharakteristik korrigiert.

Die Bestimmung der Suszeptibilität mit dem Sensor M.S.2.B an Paläomagnetikproben ist unproblematisch. Nachdem die Meßapparatur geeicht worden, wird vor dem Einsetzen in den Sensor (Abb. 14b) bei jeder Probe zur Bestimmung des aktuellen Null-Niveaus zunächst eine Leermessung durchgeführt. Ihr Wert wird von dem Meßwert der Probe subtrahiert.

4. Allgemeine Ergebnisse

4.1 Ergebnisse der Wechselfeldentmagnetisierung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden insgesamt 24 Kerne der Polarstern-Expeditionen ARK IV/3 und ARK V/3a paläomagnetisch bearbeitet. Jede der annähernd 2000 Proben wurde schrittweise entmagnetisiert. Die NRM-Intensitäten der Probenkollektion liegen ganz überwiegend im Bereich von $J_{\text{NRM}} = 5 \cdot 10^{-4}$ bis $5 \cdot 10^{-2}$ A/m. Einzelne Sedimentlagen in Kernen aus dem Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens weisen sehr hohe Intensitäten von bis zu $J_{\text{NRM}} = 3 \cdot 10^{-1}$ A/m auf. Die Magnetisierungen liegen damit allgemein weit über dem Rauschpegel des Magnetometers. Dies erlaubte eine vollständige Wechselfeldentmagnetisierung der Proben, oft bis auf weniger als 1% der NRM-Intensität. Zur Analyse der Ergebnisse jeder einzelnen Probe wurden folgende Standard-Graphiken benutzt:

1.) Entmagnetisierungskurven

Hier wird die auf den NRM-Wert normierte Intensität der Magnetisierung J/J_{NRM} als Funktion der Entmagnetisierungsfeldstärke dargestellt. Daraus berechnet wird das mittlere entmagnetisierende Feld MDF (= median destructive field). Es ist definiert als die Feldstärke, bei der J/J_{NRM} 50% der NRM-Intensität beträgt und ergibt ein pauschales Maß für die Stabilität der Magnetisierung. Um den Effekt antiparalleler Vektorkomponenten mit unterschiedlichen Stabilitätsspektren zu berücksichtigen, besteht nach Spieß (1990) die Möglichkeit, aus der Summe der Differenzvektorbeträge plus der Restremanenz nach dem letzten Entmagnetisierungsschritt ein modifiziertes MDF zu berechnen. Der so bestimmte Wert wird im folgenden als $\text{MDF}(\Sigma)$ bezeichnet. Anstelle der Gesamtintensität können auch die Inklination I oder die Deklination D sowie die normierten kartesischen Einzelkomponenten X , Y oder Z als Funktion des entmagnetisierenden Feldes dargestellt werden.

2.) Kartesische Vektordiagramme

Orthogonale Vektordiagramme nach Zijdeveld (1967) veranschaulichen in kartesischer Komponenten-Darstellung die Variation des Remanenzvektors im Laufe der progressiven Entmagnetisierung. Aus dem Diagramm der Horizontalkomponenten X und Y ergibt sich die Variation der Deklination und aus der Darstellung der Vertikal-komponente Z als Funktion der Horizontalkomponente H die der Inklination.

3.) Lagenkugeldarstellung der resultierenden Richtungen

Die Richtungen der nach den einzelnen Entmagnetisierungsschritten resultierenden remanenten Magnetisierung werden in einer flächentreuen stereographischen Lagen-

kugelprojektion (Schmidt'sches Netz) dargestellt. Das Ergebnis der ersten Messung wird durch ein Sternchen gekennzeichnet.

4.) Lagenkugeldarstellung der Differenzvektoren

Die in den einzelnen Entmagnetisierungsschritten zerstörten remanenten Magnetisierungskomponenten werden als Differenzvektoren bezeichnet. Sie werden nach Hoffman & Day (1978) ebenfalls in einem Schmidt'schen Netz dargestellt. Hier wird die Richtung des ersten Entmagnetisierungsintervalls durch ein Sternchen repräsentiert.

In 3.) und 4.) werden positive Inklinationen durch geschlossene, negative Inklinationen durch offene Symbole dargestellt.

Anhand dieser Graphiken konnte bereits während der Entmagnetisierung die Variation der Magnetisierungsrichtung kontrolliert werden und über weitere Behandlungsschritte entschieden werden. Ebenso können Meßfehler, etwa Sprünge im Meßpegel zwischen Null- und Haupt-Messung, auch nach Abspeichern einer Messung unmittelbar entdeckt und im weiteren Verlauf der Messung und Interpretation der Daten berücksichtigt werden. Die Bestimmung der charakteristischen remanenten Magnetisierung ChRM erfolgte in der Regel durch Mittelung über mehrere aufeinanderfolgender Entmagnetisierungsschritte, für die die folgenden Kriterien erfüllt sein müssen:

- monotone Abnahme der Intensität des resultierenden Vektors;
- enge Gruppierung der resultierenden Vektoren auf der Lagenkugel um einen Mittelwert;
- Gruppierung der Richtungen der Differenzvektoren auf der Lagenkugel um den Mittelwert der resultierenden Vektoren;
- Abnahme der kartesischen Magnetisierungskomponenten entlang einer Geraden durch den Ursprung der Zijderveld-Diagramme.

Durch die detaillierte Analyse der Magnetisierungsvektoren mit Hilfe der Standard-Graphiken konnte für den weitaus größten Teil der untersuchten Proben eine ChRM mit stabiler Richtung bestimmt werden, die diesen Kriterien genügt. Die folgende Diskussion soll anhand typischer Ergebnisse einen Überblick der unterschiedlichen Variationen des Remanenzvektors im Verlaufe der Entmagnetisierung geben. Zur Identifizierung unterschiedlicher Charakteristika werden in der folgenden Diskussion Buchstaben-Codes verwendet, die die Zusammensetzung stabiler und instabiler Richtungskomponenten sowie die Polarität der Proben kennzeichnen. Sie sind in Tabelle 2 aufgelistet.

Tabelle 2 : Klassifikation der Entmagnetisierungscharakteristika, Erläuterungen siehe Text.

nN	Probe mit einer ChRM positiver Polarität und betragsmäßig großer sekundärer Komponente normaler Polarität.
Nn	Probe mit einer ChRM positiver Polarität und betragsmäßig kleiner sekundärer Komponente normaler Polarität.
nH	Probe mit einer ChRM positiver Polarität und wechselfeldstabiler sekundärer Magnetisierung.
Rn	Probe mit reverser ChRM schwach überprägt mit sekundärer Komponente normaler Polarität: NRM revers, $MDF > MDF(\Sigma)$.
RN	Probe mit reverser ChRM überprägt mit einer sekundären etwa gleichstarken Komponente normaler Polarität: NRM revers, $MDF > MDF(\Sigma)$.
rN	Probe mit reverser ChRM verdeckt durch eine wesentlich größere sekundäre Komponente normaler Polarität: NRM normal, $MDF < MDF(\Sigma)$.
V	Probe mit extrem viskoser Remanenz, die selbst für die Dauer der Messung (5 Sekunden) kein stabilen Meßwert liefert.
C	Probe mit im Verlauf der Entmagnetisierung chaotischer Intensitäts- und Richtungsvariation: in der Regel keine ChRM bestimmbar.

4.1.1 Proben mit stabiler Richtung

Entsprechend den hohen nördlichen Breiten der Kernstationen konnte für den Großteil der Proben eine stabile Richtung mit steiler positiver oder negativer Inklination isoliert werden. In der Regel setzte sich die Gesamtmagnetisierung aus Komponenten unterschiedlicher Stabilität zusammen. Dies führte dazu, daß fast jede Probe magnetisch leicht viskos überprägt war. Die instabilsten, schwach koerzitiven Komponenten zeigten keine systematischen Richtungen. Probenmaterial das in einer Phase reverser Polarität des Erdmagnetfeldes abgelagert wurde, wies oft eine systematische Überprägung der ChRM auf. Sie entspricht der Richtung des Feldes der Brunhes-Chron vorwiegend normaler Polarität. Sie erstreckte sich oft über einen größeren Bereich des Koerzitivkraftspektrums, da das Material über mehrere zehntausend bis hunderttausend Jahre einem zur Magnetisierung antiparallel orientierten Magnetfeld ausgesetzt war. Die Magnetisierungen solcher Proben stellen daher meist vektorielle Zweikomponentensysteme dar. Unterschiedliche Stabilität und Intensität der sekundären Komponente normaler Polarität führen im Laufe der Entmagnetisierung zu charakteristischen Variationen von Intensität und Richtung einer Probe. In der Typisierung von Proben mit stabiler Richtung werden daher zwei Buchstaben verwendet, wobei prinzipiell eine Unterteilung der Richtungs-

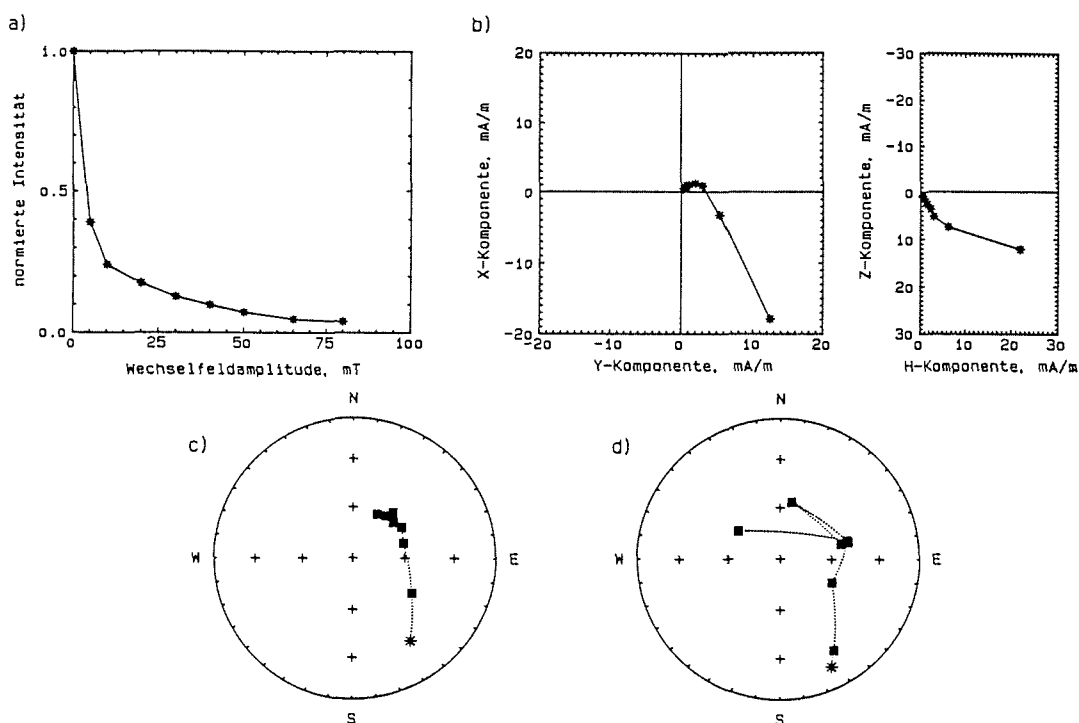


Abb. 17: Entmagnetisierungscharakteristik einer Probe mit stabiler Einkomponenten-Remanenz normaler Polarität und schwachkoerzitiver viskoser Überprägung unbekannter Herkunft (Kern PS 1706-2 KAL, 29-31 cm, südliches Grönland Becken).

a) Entmagnetisierungskurve: Variation der NRM-normierten remanenten Magnetisierung als Funktion der maximalen Wechselfeld-Amplitude.

b) kartesische Vektordiagramme: Variation der remanenten Magnetisierungskomponenten in der horizontalen Ebene (Deklination) und in der vertikalen Ebene (Inklination).

c) Flächentreue stereographische Projektion des Gesamtvektors der remanenten Magnetisierung. Das Sternchen repräsentiert die NRM-Richtung.

d) Flächentreue stereographische Projektion der Differenzvektoren der remanenten Magnetisierung. Das Sternchen repräsentiert das erste Entmagnetisierungsintervall.

In allen Diagrammen ist die selbe Entmagnetisierungsabfolge dargestellt. In c) und d) repräsentieren geschlossene Symbole positive, offene Symbole negative Inklinationen.

komponenten in normale N und reverse Polarität R erfolgte. Der erste Buchstabe repräsentiert den Anteil der ChRM der zweite charakterisiert den instabileren sekundären Anteil der Remanenz. Ein kleiner Buchstabe steht für einen geringen, ein großer Buchstabe für einen dominierenden Anteil an der Gesamtremanenz.

Die NRM einer Probe aus dem südlichen Grönland Becken (Kern PS 1706-2 KAL, 29-31 cm) im ersten Beispiel hat eine Intensität von $2.50 \cdot 10^{-2}$ A/m. Sie wird bereits durch den ersten Schritt von 5 mT auf 39% reduziert. Das MDF beträgt nur 4.1 mT (Abb. 17), wodurch die Magnetisierung als relativ wenig stabil charakterisiert ist. Weitere Entmagnetisierungsschritte bis 80 mT resultieren in einer weiteren Zerstörung der NRM auf 4%. Die Richtung der Magnetisierung zeigt dabei systematische Änderungen bis zu einer Spitzenfeldstärke von

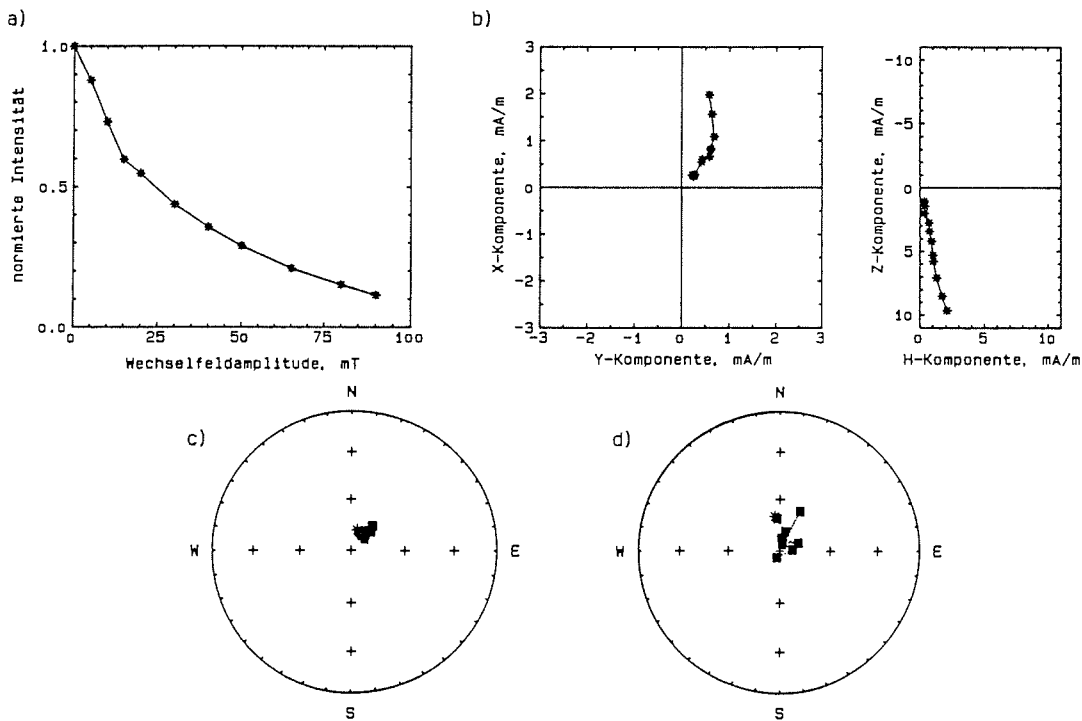


Abb. 18 : Entmagnetisierungscharakteristik einer Probe mit einer nahezu reinen Einkomponentenremanenz normaler Polarität (Kern PS 1535-8 KAL, 264-267 cm, Fram Straße). Darstellung wie in Abbildung 17.

30 mT. Die Differenzvektoren gruppieren danach um den gleichen Mittelwert wie die Gesamtvektoren (Abb. 17c und d). Die Inklination steigt von $+29^\circ$ der NRM auf $+58^\circ$ der ChRM an, die sich aus einer Mittelung über die letzten vier Meßschritte berechnet. Die Deklination ändert sich um mehr als 100° . Die stabile Richtung dieser Probe wird also erst in den Schritten von 30 bis 80 mT zerstört. Sie hat eine normale Polarität, die von einer betragsmäßig großen viskosen Komponente ebenfalls normaler Polarität überprägt ist. Diese Probe ist damit als Typ nN zu klassifizieren.

Das zweite Beispiel zeigt eine sehr einfache Entmagnetisierungscharakteristik (Abb. 18). Die Remanenz dieser Probe aus der Fram Straße (Kern PS 1535-8 KAL, 264-266 cm) wird nur von einer Richtungskomponente dominiert. Sie zeigt eine steile Richtung positiver Polari-

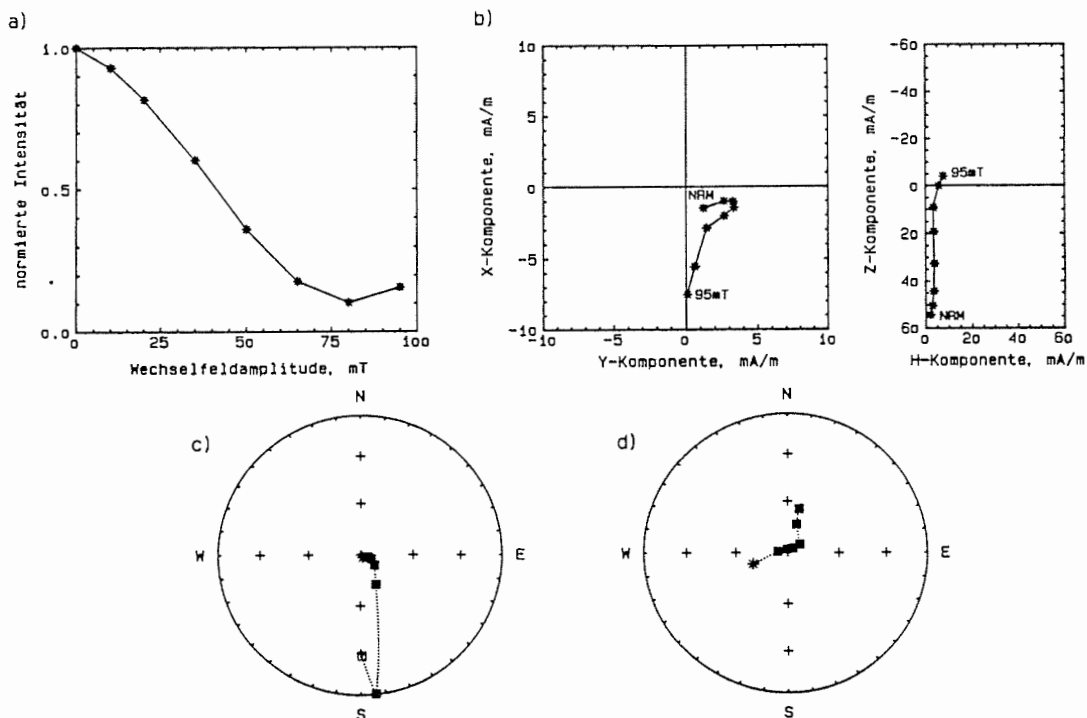


Abb. 19: Beispiel für eine Probe mit wechselfeldstabiler Remanenz: Durch die Wechselfeldentmagnetisierung einer Remanenzkomponente steiler positiver Inklination mit maximalen Spitzenfeldstärken bis einschließlich 95 mT (a und d) wird eine dazu etwa rechtwinklig orientierte extrem hochkoerzitive Magnetisierungskomponente freigelegt (c) (Kern PS 1532-9 KOL, 566-568 cm, nördliches Yermak Plateau). Darstellung wie in Abbildung 17.

tät, die im Verlauf der Entmagnetisierung bis 80 mT nur eine geringe Variation aufweist. Die Intensität nimmt dabei von $9.88 \cdot 10^{-3}$ A/m kontinuierlich auf 11% ab. Die Differenzvektoren gruppieren im Verlauf der gesamten Entmagnetisierung um die gleiche steile Richtung wie die resultierenden Vektoren. In der Darstellung der kartesischen Komponenten liegen daher die Endpunkte der Vektorkomponenten idealerweise auf einer Geraden durch den Ursprung der Diagramme. Das MDF ist mit 24.2 mT vergleichsweise hoch. Die Magnetisierung dieser Probe repräsentiert damit ein sehr stabiles Einkomponenten-System normaler Polarität und charakterisiert den Proben-Typ Nn.

Einen ähnlichen Verlauf der Intensitäts- und Richtungs-Variation zeigt eine Probe vom nördlichen Yermak Plateau (Kern PS 1532-9 KOL, 566-568 cm) im dritten Beispiel (Abb. 19).

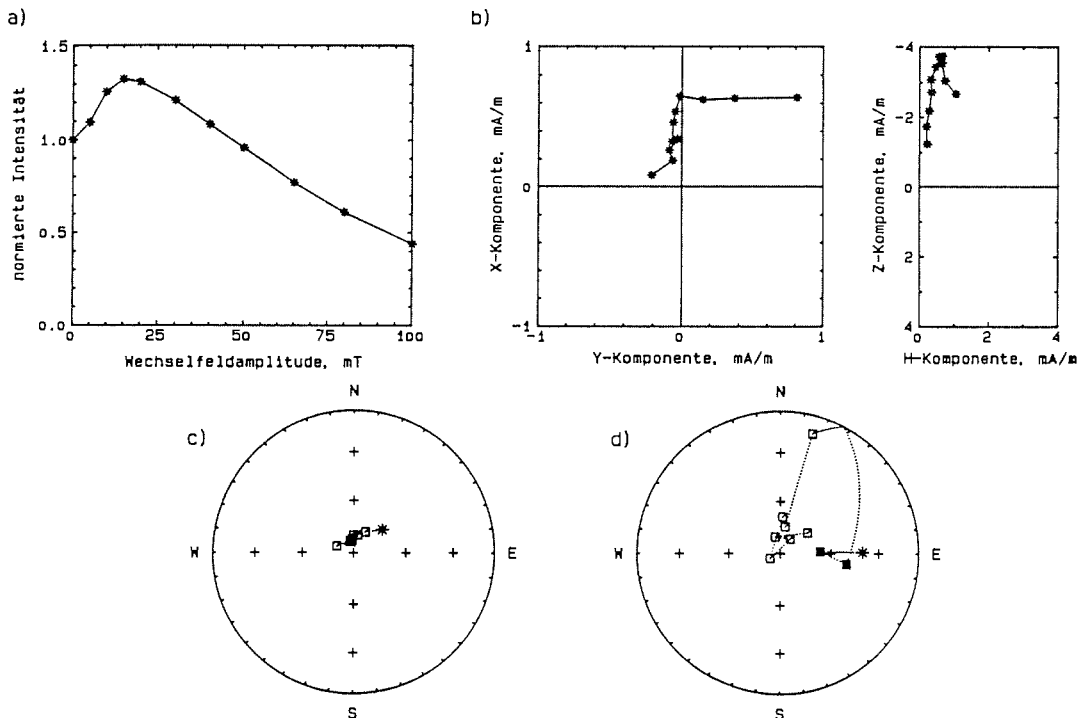


Abb. 20: Entmagnetisierungscharakteristik einer Probe mit stabiler Einkomponenten-Remanenz reverser Polarität überprägt durch eine schwachkoerzitive Richtungskomponente normaler Polarität (Kern PS 1535-8 KAL, 114-116 cm, Fram Straße). Darstellung wie in Abbildung 17.

Zum Ende des Entmagnetisierungszyklus ($J_{\text{NRM}} = 5.44 \cdot 10^{-2} \text{ A/m}$) nimmt hier jedoch die Gesamtintensität wieder zu. Der Remanenz-Vektor wechselt dabei von einer steilen positiven zu einer flachen negativen Inklination. Aus den Differenzvektoren ist erkennbar, daß bis einschließlich 95 mT nur die steile positive Richtungskomponente zerstört wird. Die Zijderveld-Diagramme geben Aufschluß darüber, daß die Entmagnetisierung der X-Komponente im wesentlichen mit einem betragsmäßigen Anstieg verbunden ist. Dieser Effekt wird offensichtlich durch eine wechselfeldstabile Magnetisierungskomponente verursacht. Ihre Richtung ist grob 90° gegen die durch die Entmagnetisierung zerstörte Komponente orientiert. Diese stabile Magnetisierung genügt jedoch nicht der Definition der stabilen Richtung. Wechselfeld-stabile Magnetisierungen werden hauptsächlich durch Goethit und Hämatit getragen. Diese Minerale bilden aber nicht die Sedimentationsremanenz (depositional remanent magnetization DRM) sondern sind als Träger einer postsedimentären chemisch remanenten Magnetisierung (CRM) anzusehen. Der Zeitpunkt zu dem das Sediment diese CRM erworben hat, ist nicht hinreichend genau feststellbar. Die Information dieser Magnetisierung ist daher für eine Magnetostratigraphie nicht zu verwenden. Als ChRM wurde in solchen Fällen die vom Magnetit getragene steile Richtung positiver Polarität definiert. Von ihr wird angenommen, daß sie die synsedimentäre Remanenzkomponente darstellt. Ihre Richtung wurde über die Differenzvektoren ermittelt. Wegen der wechselfeldstabilen Komponente und der ChRM normaler Polarität werden Proben dieses Typs abweichend mit nH gekennzeichnet.

Eine andere Entmagnetisierungscharakteristik ist durch das vierte Beispiel in Abbildung 20 mit einer Probe aus der Fram Straße dokumentiert (Kern PS 1535-8 KAL, 114-116 cm). Hier nimmt die Intensität im Verlauf der Entmagnetisierung bis zu einer Spitzenfeldstärke von 15 mT von $2.86 \cdot 10^{-2} \text{ A/m}$ zunächst um ein Drittel zu und erst danach in der Folge höherer Entmagnetisierungsschritte kontinuierlich ab (Abb. 20). Die resultierenden Vektoren streuen dabei nur gering um eine steile Richtung reverser Polarität. Wie aus der Lagenkugeldarstellung der Differenzvektoren und den Zijderveld-Diagrammen ersichtlich ist, wird der anfängliche Anstieg der Intensität durch die Zerstörung einer betragsmäßig schwachen, in guter Näherung antiparallelen Richtungskomponente verursacht. In den letzten 6 Schritten der Entmagnetisierung wird nur noch die reverse Richtung zerstört. Das MDF, berechnet aus der Intensitätsabnahme des Gesamtvektors, ist mit 92.7 mT extrem hoch. Wird jedoch die antiparallele sekundäre Komponente berücksichtigt und das mittlere entmagnetisierende Feld aus der Summe der Differenzvektorbeträge berechnet (Kap. 4.1), ergibt sich ein Wert von $\text{MDF}(\Sigma) = 53.4 \text{ mT}$. Mit diesem immer noch sehr hohen Betrag ist die Remanenz dieser Probe als Zweikomponentensystem charakterisiert, das von der stabilen primären Richtung reverser Polarität dominiert wird (Typ Rn).

Andere Proben mit Zweikomponentensystemen weisen im Verlauf der Entmagnetisierung zum Teil noch extremere, aber systematische Variationen der Intensität auf. Bei einer Probe vom östlichen Yermak Plateau (Kern PS 1533-3 SL, 147-149 cm) im fünften Beispiel (Abb. 21) steigt die Intensität nach der Entmagnetisierung bis 20 mT auf das 5.4-fache des NRM-Wertes von $5.36 \cdot 10^{-4} \text{ A/m}$ an. Die Remanenz ist dabei von eindeutig reversen Richtungskomponenten bestimmt. Weitere Schritte mit zuletzt 95 mT reduzieren die Intensität lediglich auf das 2-fache der NRM-Intensität. Aus der Entmagnetisierungskurve der Gesamt-

vektoren kann daher kein MDF berechnet werden. Aus der Lagenkugelprojektion der Differenz-Vektoren sowie den Zijderveld-Diagrammen ist ersichtlich, daß zunächst wieder eine viskose Überprägung normaler Polarität abmagnetisiert wird. Ihr Betrag ist nur wenig kleiner als die anschließend zerstörte stabile Richtung reverser Polarität. Wird wieder die Summe der Differenzvektorbeträge zur Berechnung des mittleren entmagnetisierenden Feldes herangezogen, ergibt sich ein Wert von $MDF(\Sigma) = 32.5 \text{ mT}$. Diese Probe repräsentiert daher ebenfalls ein Zweikomponentensystem mit sehr stabiler primärer Richtung reverser Polarität. Sie ist durch eine betragsmäßig große sekundäre Komponente geringer Stabilität überprägt (Typ RN).

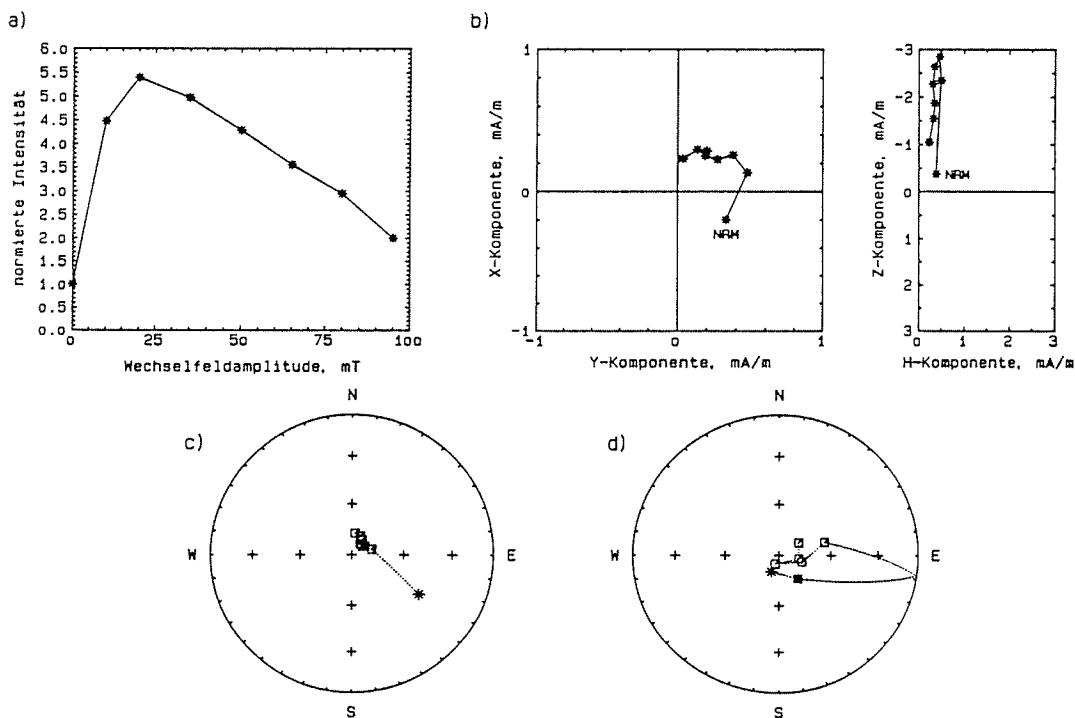


Abb. 21 : Entmagnetisierungscharakteristik einer Zweikomponenten-Remanenz: Die Magnetisierung dieser Probe setzt sich zusammen aus einer stabilen Remanenz reverser Polarität und einer betragsmäßig etwa gleichgroßen schwachkoerzitiven Richtungskomponente normaler Polarität. Bei Spitzenfeldstärken größer 20 mT wird nur noch die ChRM reverser Polarität zerstört (Kern PS 1533-3 SL, 147-149 cm, östliches Yermak Plateau). Darstellung wie in Abbildung 17.

Eine Probe des selben Kerns (PS 1533-3 SL, 127-129 cm) hat wie die zwei in den Beispielen 4 und 5 diskutierten Proben eine stabile Richtung reverser Polarität. Die NRM weist jedoch zunächst eine Richtung normaler Polarität auf. Nach dem ersten Entmagnetisierungsschritt mit 5 mT liegt ihre Intensität nur noch bei 11% des Ausgangswerts von $2.44 \cdot 10^{-3}$ A/m (Abb. 22). Das aus den Gesamtvektoren berechnete MDF liegt daher bei nur 2.8 mT. Bereits nach 10 mT zeigt die Probe dann eine reverse Polarität, die aber erst nach weiteren Schritten bis 50 mT von einer viskosen Überprägung normaler Polarität isoliert ist. Die Intensität nimmt dabei wieder auf fast 90% zu. Nach dem letzten Entmagnetisierungsschritt von 95 mT ist die Intensität wieder auf 50% reduziert. Diese drastischen Variationen der Intensität lassen sich leicht anhand der Zijderveld-Diagramme

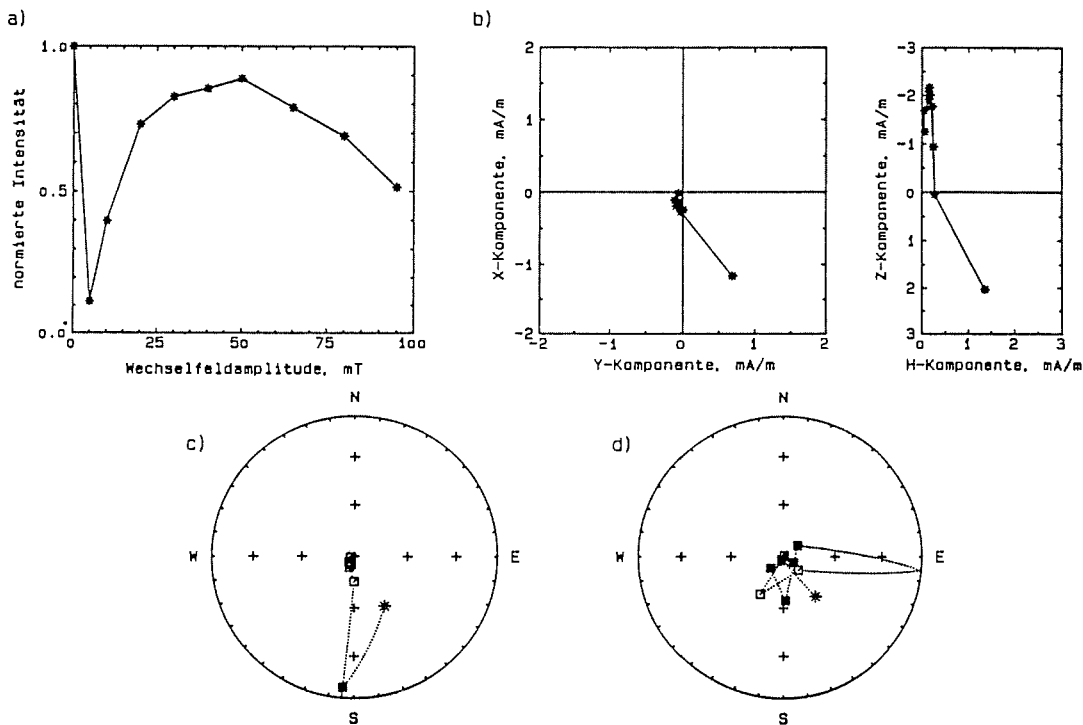


Abb. 22: Entmagnetisierungscharakteristik einer Zweikomponenten-Remanenz: Probe mit stabiler ChRM-Richtung reverser Polarität. Der Einfluß der betragsmäßig größeren Richtungskomponente normaler Polarität ist erst nach der Entmagnetisierung mit einer Spitzenfeldstärke von etwa 50 mT vollständig eliminiert (Kern PS 1533-3 SL, 127-129 cm, östliches Yermak Plateau). Darstellung wie in Abbildung 17.

erklären. In der Darstellung der Vertikalkomponente Z als Funktion der Horizontalkomponente H entspricht die Verbindung vom Ursprung zum Datenpunkt der Intensität J . Die dazu gehörende Inklination I berechnet sich als Arcustangens des Verhältnisses von Z zu H (Kap. 2.1). Damit stellt das HZ-Diagramm eine Darstellung der Entmagnetisierungskurve in Polarkoordinaten mit I als Winkel und J als Radius dar. Aus der Lagenkugeldarstellung der Differenzvektoren und dem HZ-Diagramm ist ersichtlich, daß sich die Remanenz auch dieser Probe aus zwei antiparallelen Vektor-Komponenten zusammensetzt. Der Betrag der sekundären Überprägung normaler Polarität ist zunächst etwa doppelt so groß wie die primäre reverse Komponente. Durch die partielle Zerstörung des normalen Anteils bei 5 mT wird bewirkt, daß die Vektorsumme der Restremanenz bei diesem Schritt sehr klein ist, entsprechend dem Minimum der Entmagnetisierungskurve. Durch die weitere Zerstörung der normalen Komponente dominiert wie in den Beispielen 4 und 5 zunehmend die reverse stabilere Komponente bis diese ebenfalls durch die letzten Schritte der Entmagnetisierung mit hohen Spitzenfeldstärken reduziert wird. Das MDF(Σ) berechnet sich zu 10.9 mT. Es liegt damit zwar deutlich über dem Standard-MDF der Entmagnetisierungskurve, steht aber dennoch für eine weniger stabile Remanenz. Dieser Probentyp wird wegen der die NRM-Richtung dominierenden normalen Vektorkomponente mit rN gekennzeichnet.

Ein Zweikomponentensystem, bei dem die primäre reverse Richtung fast vollständig durch eine sekundäre viskose Magnetisierungskomponente normaler Polarität überdeckt wird, ist im siebten Beispiel mit einer Probe aus der Fram Straße (Kern PS 1535-10 KOL, 304-306 cm) illustriert (Abb. 23). Nach der Entmagnetisierung einer instabilen Richtungskomponente bis 20 mT zeigt der Gesamtvektor eine noch immer eindeutig normale Polarität. Die Intensität ist dabei bereits auf etwa 5% des NRM-Wertes von $8.30 \cdot 10^{-3}$ A/m reduziert worden. Das MDF ist mit 8.0 mT entsprechend niedrig. Danach steigt die Intensität bis zu einer Entmagnetisierungsfeldstärke von 50 mT wieder auf 10% an, verbunden mit einer abrupten Richtungsänderung des Gesamtvektors um annähernd 180° . Dabei wird immer noch die viskose Komponente normaler Polarität zerstört. Erst durch die Schritte von 60-100 mT wird die völlig antiparallele reverse Richtung abmagnetisiert, dokumentiert durch die Abnahme der Intensität auf 5%. Die Differenzvektoren zeigen in diesem Intervall zwar eine große Streuung, doch liegt ihr Mittelwert nahe dem der stabilen Richtung. Da das Zweikomponentensystem dieser Probe durch einen starken normalen Anteil dominiert wird, ergibt die Berechnung des MDF(Σ) nur einen geringfügig höheren Wert von 9.4 mT. Diese Probe ist ein Extrembeispiel für den Typ rN.

Die in den letzten vier Beispielen (Abb. 20 bis 23) diskutierten Proben zeigen, daß die stabile Richtung reverser Polarität erst durch Spitzenfeldstärken von 20 bis 60 mT, in einigen Fällen sogar erst ab 80 mT, isoliert werden konnte. Dies erforderte daher in allen Fällen eine Entmagnetisierung bis zur höchsten verfügbaren Feldstärke von 100 mT, um die Überprägung normaler Polarität mit Sicherheit zu eliminieren. Für einige Proben gelang es dennoch nicht, eine stabile Richtung reverser Polarität eindeutig zu isolieren. Obwohl der Gesamtvektor im Verlauf der Entmagnetisierung eine zunehmend negative Inklination aufwies, zumeist erst bei höheren Spitzenfeldstärken, zeigten die Differenzvektoren positive Inklinationen mit oft stark

streuenden Werten der Deklination. Der Betrag der Intensität blieb dabei häufig nahezu konstant. Derartige Proben konnten in der Regel mit einer Übergangzone von Abschnitten normaler zu Abschnitten reverser Magnetisierung in Verbindung gebracht werden. Sie sind jedoch zu unterscheiden von solchen Proben (Abb. 19) deren Richtung zunehmend von einer wechselfeldstabilen, vermutlich postsedimentären, Remanenzkomponente dominiert wird.

Die Berechnung des mittleren entmagnetisierenden Feldes MDF anhand der Entmagnetisierungskurve des Gesamtvektors zeigte bei Proben mit einer Zweikomponenten-Remanenz systematische Abweichungen gegenüber der Berechnung des $MDF(\Sigma)$ aus der Summe der Differenzvektorbeträge. So ist das Standard-MDF größer als das $MDF(\Sigma)$ wenn die reverse stabile Komponente von einer betragsmäßig kleineren sekundären Komponente

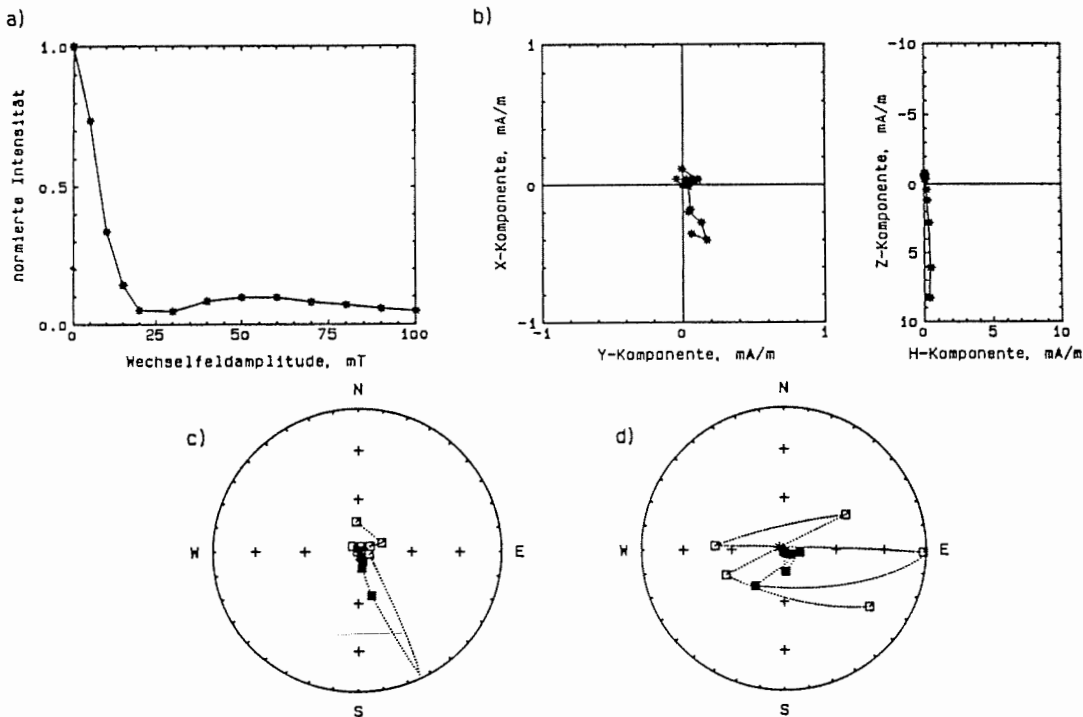


Abb. 23 : Entmagnetisierungscharakteristik einer Zweikomponenten-Remanenz: Die NRM wird fast vollständig durch eine große, relativ hochkoerzitive Richtungskomponente normaler Polarität gebildet. Die stabile ChRM reverser Polarität ist erst nach einer Entmagnetisierung mit einer Spitzenfeldstärke von etwa 60 mT isoliert. (Kern PS 1535-10 KOL, 304-306 cm, Fram Straße). Darstellung wie in Abbildung 17.

normaler Polarität überprägt ist, Typ Rn und RN (Abb. 20 und 21). Wird die reverse ChRM durch eine größere normale Komponente überdeckt, Typ rN (Abb. 22 und 23), wird das MDF zu niedrig abgeschätzt. Auch hier zeigt sich, daß nur eine schrittweise und vollständige Entmagnetisierung aller Proben mit anschließender detaillierter Analyse der einzelnen Richtungs-Komponenten eine sichere und eindeutige Interpretation der Daten liefern kann. Eine unvollständige oder nur einstufige Entmagnetisierung mit 10 oder 20 mT basierend auf den Ergebnissen "repräsentativer" Pilotproben, wie sie in vielen publizierten Arbeiten durchgeführt wurde, muß daher für Fragestellungen wie sie in dieser Arbeit behandelt werden als ungeeignet angesehen werden.

4.1.2 Proben ohne stabile Richtung

Etwa 2% der Proben konnte aus unterschiedlichen Gründen nicht in die magnetostratigraphische Interpretation der Kerne einbezogen werden. Für solche Proben wird ein einzelner Buchstabe zur Typisierung verwendet (Tab. 2).

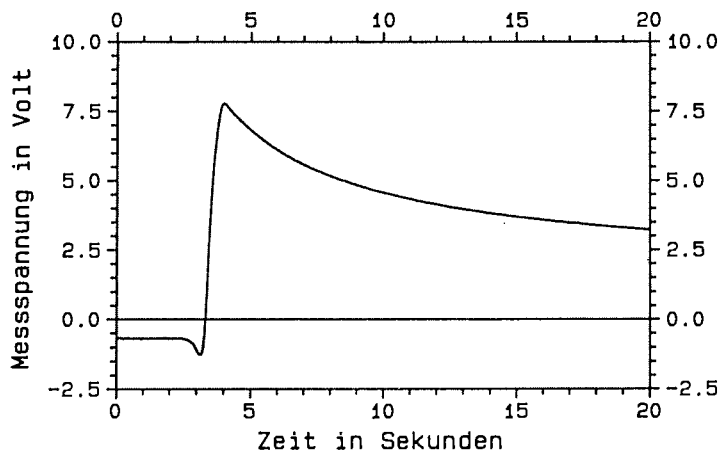


Abb. 24 : Dauerregistrierung der Meßspannung (Z-Komponente) einer Probe mit zeitlich instabiler Magnetisierung in der Meßposition des Kryogen-Magnetometers (Kern PS 1526-20 SL, 237-239 cm, Nansen-Gakkel Rücken, Zentralgraben). Nach dem Einführen der Probe in die Meßposition etwa bei $t = 4$ s konnte kein stabiles Meßsignal aufgezeichnet werden. Der exponentielle Abfall der Magnetisierungs-proportionalen Spannung spiegelt eine extrem viskose Remanenz wider.

Das erste Beispiel in Abbildung 24 zeigt eine 20 Sekunden lange Dauerregistrierung der Meßspannung der Z-Komponente vor und nach dem Einführen einer Probe in die Meßposition des Kryogenmagnetometers (Kern PS 1526-20 SL, 237-239 cm, Zentralgraben des Nansen-Gakkel Rückens). Das aktuelle Null-Niveau des Z-Kanals vor der Messung liegt bei etwa -0.7 V. Nach dem Einführen der Probe bei etwa 4 Sekunden erreicht die Meßspannung kurz einen Spitzenwert von 7.8 V, um dann exponentiell abzufallen. Durchgeführt wurde diese Messung nachdem die Probe schrittweise bis 50 mT auf 1.3% des NRM-Wertes entmagnetisiert worden war. Die Messungen der Restremanenz nach den Entmagnetisierungsschritten von 30, 40 und 50 mT waren zunehmend von starken Trends der Meßspannungen geprägt. Es wurde daher mit dieser Probe ein qualitativer Viskositätstest durchge-

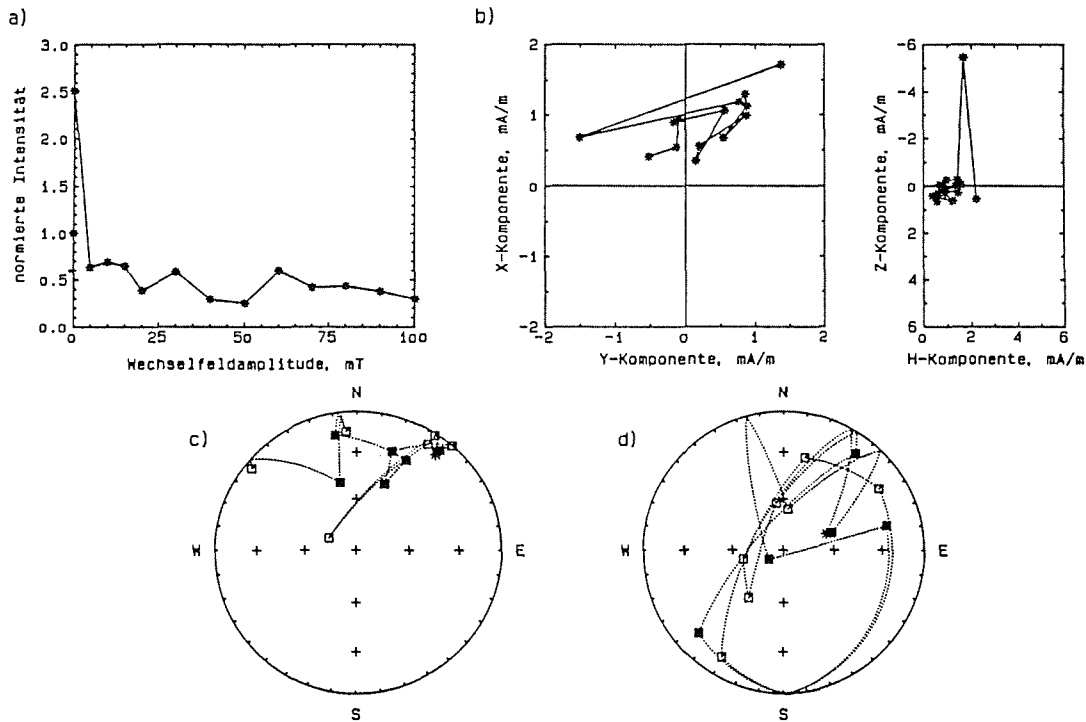


Abb. 25: Unsystematische Richtungsvariation im Verlauf progressiver Wechselfeldentmagnetisierung. Mit zunehmender Spitzenfeldstärke wird keine Magnetisierungskomponente isoliert, die eindeutig als stabile Richtung charakterisiert ist. (Kern PS 1519-12 KAL, 349-351 cm, Schelfkante nordöstlich von Svalbard). Darstellung wie in Abbildung 17.

führt. Für die dargestellte Registrierung wurde die Probe für etwa 10 Sekunden mit der Z-Achse parallel zum Laborfeld gelagert (45.000 nT). Danach wurde die Probe sofort in die Meßposition des Magnetometers befördert. Der exponentielle Abfall der Intensität im feldfreien Raum des Magnetometers zeigt eindeutig, daß die Remanenz dieser Probe von stark viskosen Komponenten getragen wird. Wiederholungen des Versuchs ergaben die gleichen Ergebnisse. Da die Meßspannung keinen stationären Zustand erreichte, war eine Bestimmung der Magnetisierung und damit auch einer stabilen Richtung unmöglich. Proben dieser Art konnten also nicht interpretiert werden. Sie wurden dem Probentyp V zugeordnet.

Die Änderungen der Magnetisierung nach Betrag und Richtung einer Probe vom Kontinentalhang nordöstlich von Svalbard (Kern PS 1519-12 KAL, 349-351 cm) zeigt das zweite Beispiel in Abbildung 25. Auffällig ist, daß die Intensität von der ersten zur zweiten NRM-Messung ($J_{\text{NRM}} = 2.26 \cdot 10^{-3} \text{ A/m}$) auf das zweieinhalbfache zugenommen hat. Zwischen diesen beiden Messungen lagen 20 Tage. Die in dieser Zeit erworbene viskose Magnetisierung ist sehr instabil, da sie bereits durch den ersten Entmagnetisierungsschritt von 5 mT zerstört wurde. Die Richtung nähert sich dabei wieder der der ersten NRM-Messung an. Diese Probe weist jedoch auch im Verlauf der weiteren Entmagnetisierung keine stabile Richtungskomponente auf. Zwar konzentrieren sich die Richtungen des resultierenden Vektors in einem Quadranten der Lagenkugel, doch zeigt die Intensität unsystematische Zu- und Abnahmen. Dementsprechend zeigen die Differenzvektoren eine chaotische Variation der Richtungen. Diese Probe stammt aus einer grobkörnigen Sandlage innerhalb einer Abfolge zahlreicher Turbidite. In derart turbulenten Ablagerungsmilieus ist eine hinreichend vollständige Ausrichtung der magnetischen Träger bei der Sedimentation nicht möglich. Proben wie die hier diskutierte gehören zum Typ C. Sie wurden ebenfalls bei der Erstellung der Magnetostratigraphien der Kerne nicht berücksichtigt.

4.2 Magnetische Suszeptibilität

Kontinuierliche Messungen der magnetischen Suszeptibilität wurden nur während der ARK IV/3 Expedition an Bord von FS POLARSTERN durchgeführt. Untersucht wurden alle Archivrohre der Großkastengreifer sowie die ungeöffneten Kernsegmente der Kolben- und Schwerelote. Die Messungen erfolgten in Schritten von 2 cm im schnellen, weniger empfindlichen Modus. Die Meßprofile wurden 10 cm über die Enden der Kernsegmente hinaus geführt, um die meist vorhandene Drift des Meßpegels abschätzen und korrigieren zu können. Für die Kolben- und Schwerelotkerne erfolgte danach die Aufsummierung zu einer Gesamtkurve. Weiterhin wurde die magnetische Suszeptibilität an den Paläomagnetikproben der Kerne bestimmt, die während den Expeditionen ARK III/3, ARK IV/3 und ARK V/3a genommen wurden. Diese Messungen erfolgten mit beiden Frequenzen, $f_1 = 460 \text{ Hz}$ und $f_2 = 4600 \text{ Hz}$, in der Regel im empfindlicheren Meßmodus.

Die Messungen der magnetischen Suszeptibilität ergab für die Kerngruppen aus verschiedenen Regionen des Arbeitsgebietes jeweils charakteristische Abfolgen von Minima und Maxima mit der Tiefe. Ein Vergleich der Ganzkernmessungen mit der Variation der magnetischen Suszeptibilitäten der Paläomagnetikproben bei Kolben- und Schwerelotkernen zeigte in

Magnetische Suszeptibilität k ($10E-6$ SI)

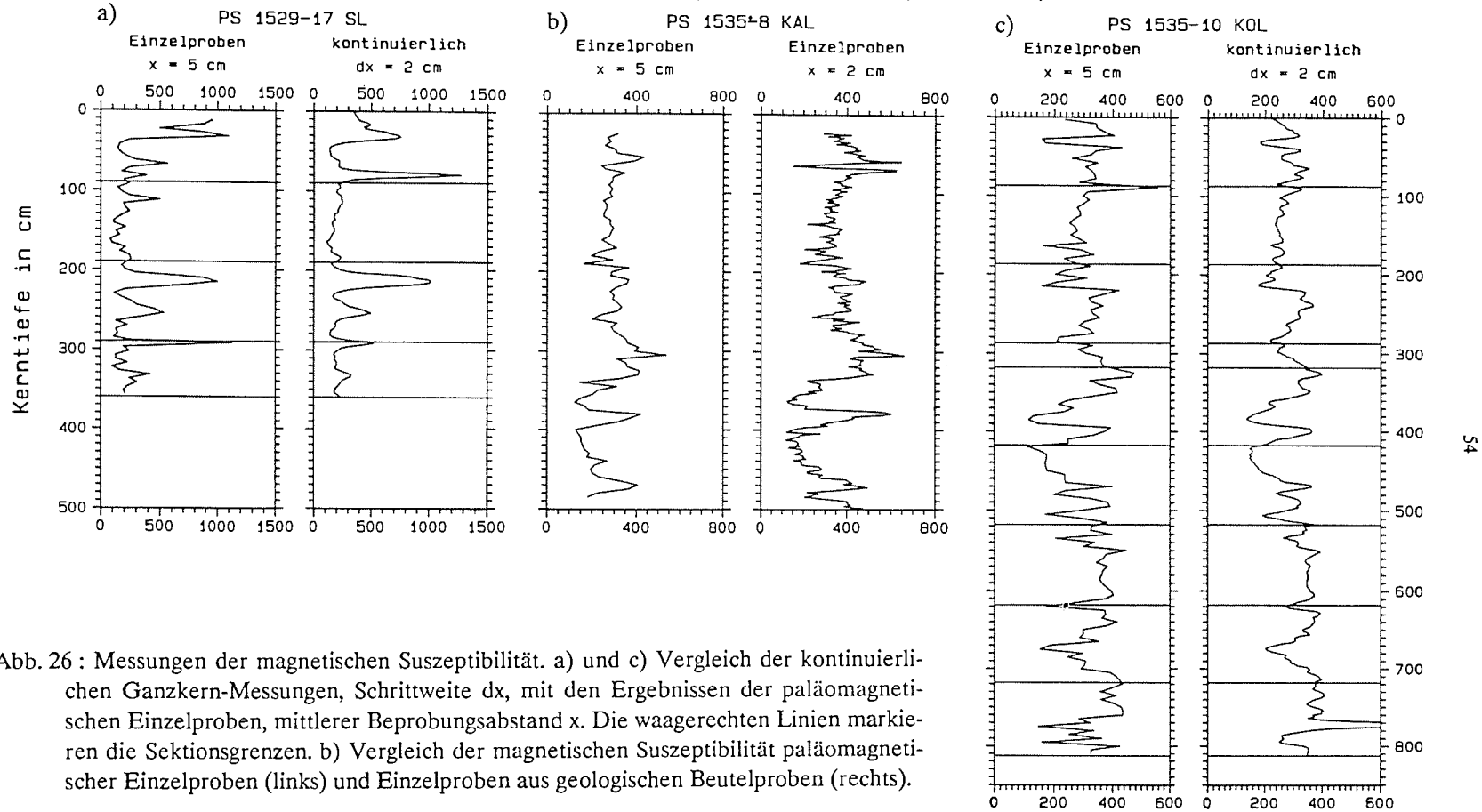


Abb. 26 : Messungen der magnetischen Suszeptibilität. a) und c) Vergleich der kontinuierlichen Ganzkern-Messungen, Schrittweite dx , mit den Ergebnissen der paläomagnetischen Einzelproben, mittlerer Beprobungsabstand x . Die waagerechten Linien markieren die Sektionsgrenzen. b) Vergleich der magnetischen Suszeptibilität paläomagnetischer Einzelproben (links) und Einzelproben aus geologischen Beutelp Proben (rechts).

der Regel eine gute Übereinstimmung (Abb. 26a und c). Insbesondere an den Sektionsgrenzen gibt es keine gravierenden Abweichungen zwischen beiden Meßreihen. Damit hat sich das Verfahren, kontinuierliche Meßreihen durch Addition der sich überlappenden Meßprofile angrenzender Kernsegmente zu erstellen, bewährt.

Inhomogenitäten im Tiefenintervall von etwa 50 bis 150 cm in Kern PS 1529-17 SL führten jedoch zu deutlichen Abweichungen beider Meßreihen. In Sandlagen eingebettete kugelförmige Tonaggregate mit Durchmessern von bis zu 5 cm resultierten bei der integrierenden Ganzkernmessung in einer relativ glatten Kurve mit nur schmalen Maxima (Abb. 26a). Bei der diskreten Beprobung für die Paläomagnetik im Abstand von 5 cm wurden diese Inhomogenitäten jedoch direkter erfaßt, so daß hier die Suszeptibilität stärkere von der Ganzkernmessung abweichende Variationen mit mehreren deutlichen Maxima aufweist. Homogenere Kerne wie PS 1535-10 KOL zeigen indessen eine hervorragende Übereinstimmung beider Meßprofile. Trotz eines mittleren Beprobungsabstands von 5 cm, bei dem mit 2 x 2 cm großen Paläomagnetikproben nur 40% des Sediments gemessen wird, wurden fast sämtliche Variationen der Ganzkernmessungen erfaßt. Darüber hinaus zeigt die Variation der magnetischen Suszeptibilität der Paläomagnetikproben gegenüber der Ganzkernmessung generell eine schärfere Trennung von kontrastierenden Horizonten.

An dem Kern PS 1535-8 KAL wurde die magnetische Suszeptibilität zusätzlich anhand von Einzelproben im Abstand von 2 cm, also quasi-kontinuierlich, bestimmt (Abb. 26b). Die Beprobung mit Plastikdöschen wie sie auch für die Paläomagnetik verwendet wurden, erfolgte zwei Jahre nach der ARK IV/3 Expedition an bereits etwas eingetrockneten Beutelprouben dieses Kerns. Die dadurch erhöhte Konzentration magnetischer Träger pro Volumeneinheit führte zu leicht erhöhten Amplituden gegenüber den Meßwerten der Paläomagnetikproben. Die lang- bis mittelperiodischen Variationen der Suszeptibilität sind jedoch identisch. Eine kurzperiodische Komponente in der höher auflösenden Meßreihe weist nur relativ geringe Amplituden auf. Ihr Fehlen in den Variationen der magnetischen Suszeptibilität der Paläomagnetikproben kann also vernachlässigt werden. Da diese Meßreihen für alle Paläomagnetikproben durchgeführt wurden, stellen diese Ergebnisse eine homogene Datenbasis und damit ein geeignetes Mittel für eine Korrelation aller langen Kerne dar. Im folgenden beziehen sich daher, wenn nicht anders vermerkt, alle Angaben zur magnetischen Suszeptibilität auf die Ergebnisse der diskreten Paläomagnetikproben gemessen mit 460 Hz.

In den Abbildungen 27 und 28 sind die relativen Häufigkeiten der magnetischen Suszeptibilität von repräsentativen Kernen der verschiedenen Regionen des Arbeitsgebietes dargestellt. Abbildung 27 zeigt das Süd-Nord-Profil der ARK IV/3 Expedition beginnend an der Schelfkante nordöstlich von Svalbard über das Nansen Becken bis hin zur Nordflanke des Nansen-Gakkel Rückens. Abbildung 28 zeigt eine Zusammenstellung von weiteren Kernstationen der Expeditionen ARK III/3, ARK IV/3 und ARK V/3a vom südlichen Grönland Becken über die Fram Straße bis zum Yermak Plateau (vergl. Abb. 12). Ein Minimalwert von 10^{-4} (SI) wird in fast keinem der Kerne unterschritten. An den meisten Stationen zeigt die magnetische Suszeptibilität eine semilogarithmische Normalverteilung. Das Kreuz in den Abbildungen 27 und 28 markiert die Lage des jeweiligen Mittelwertes und das Intervall der Standardabweichung. Die genauen Mittelwerte der magnetischen Suszeptibilität

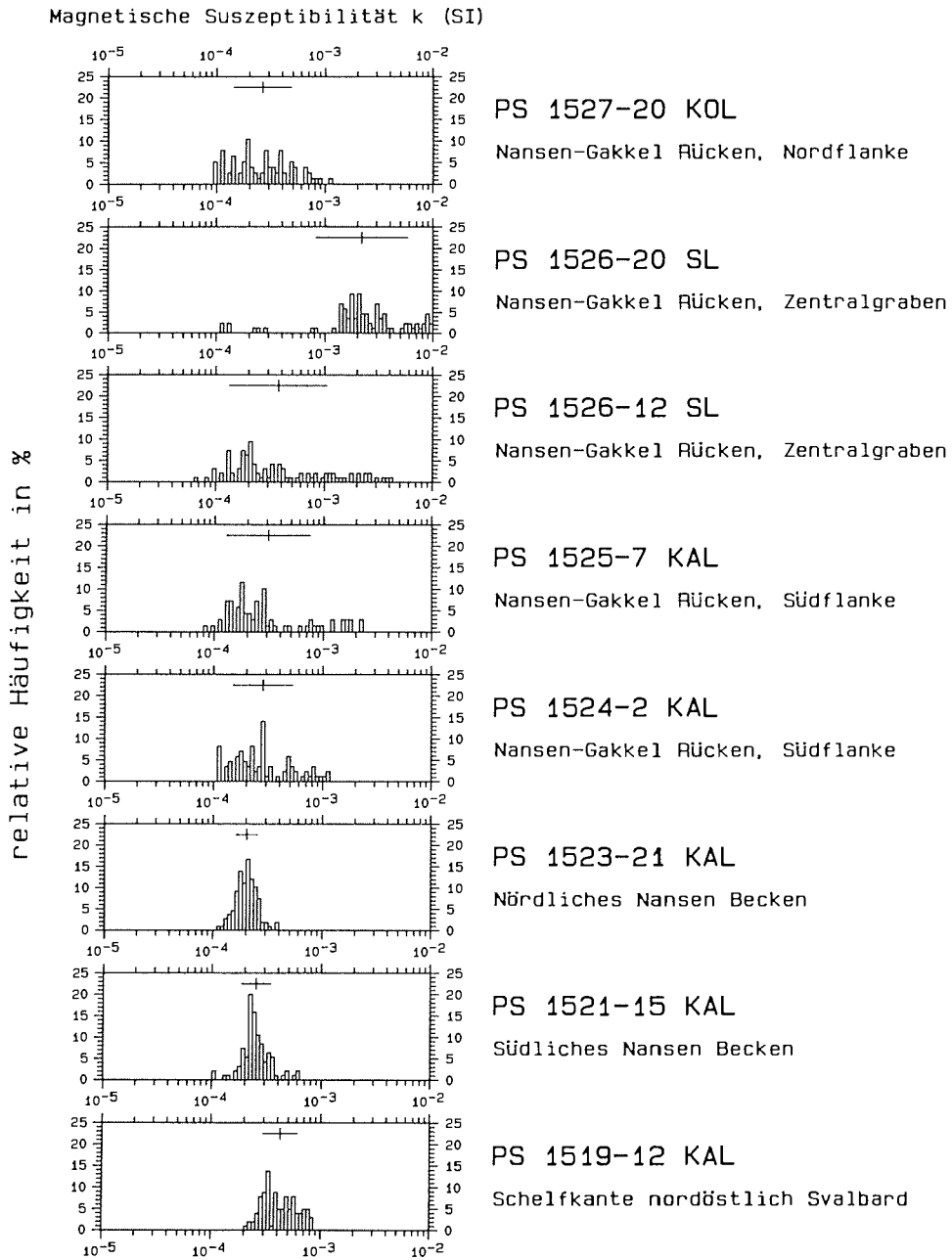


Abb. 27

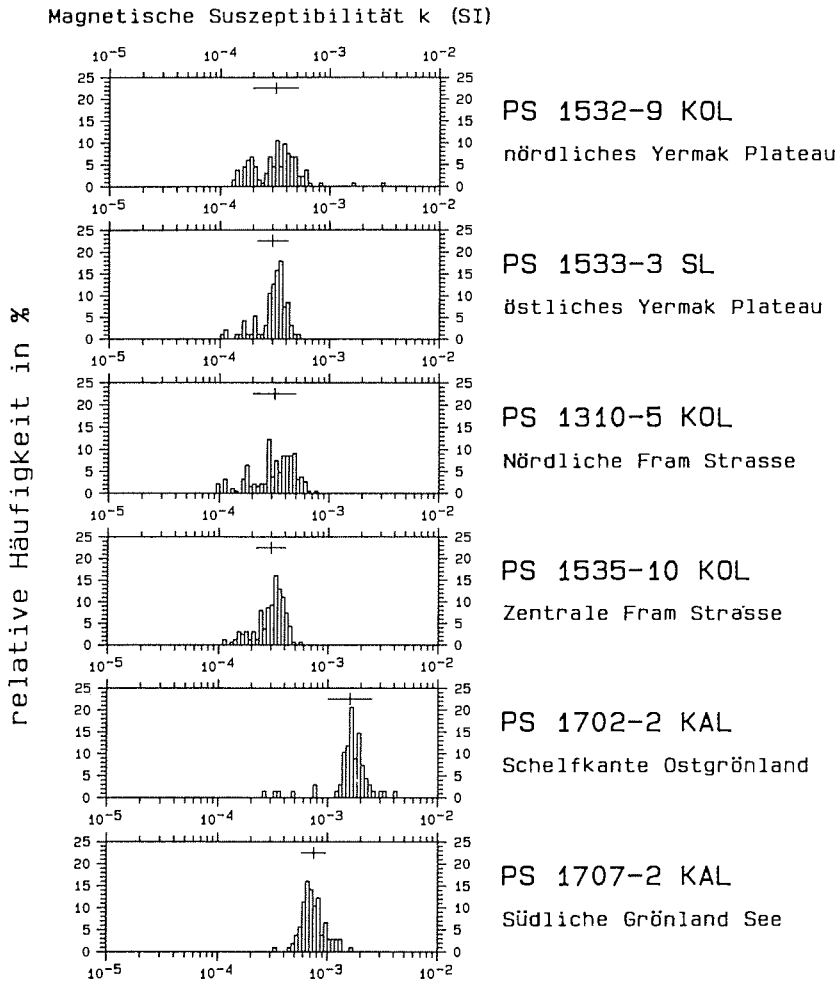


Abb. 28 : Relative Häufigkeiten der magnetischen Suszeptibilität repräsentativer Sedimentkerne aus verschiedenen Regionen des Arbeitsgebietes. Für die Histogramme wurden die Ergebnisse der Messungen mit 460 Hz an den Paläomagnetikproben herangezogen. Das Kreuz markiert die Position des Mittelwertes (vergl. Tab. 2) und die Breite der Standardabweichung .

Abb. 27 (vorher. Seite) : Relative Häufigkeiten der magnetischen Suszeptibilität in Sedimentkernen eines Süd-Nord Profils vom Kontinentalhang nordöstlich von Svalbard bis zur Nordflanke des Nansen-Gakkel Rückens im zentralen östlichen Arktischen Becken. Für die Histogramme wurden die Ergebnisse der Messungen mit 460 Hz an den Paläomagnetikproben herangezogen. Das Kreuz markiert die Position des Mittelwertes (vergl. Tab. 2) und die Breite der Standardabweichung .

$k_{1,m}$ (460 Hz) und die Anzahl der Proben pro Kern sind in Tabelle 3 aufgelistet. Kerne aus der Fram Straße, dem Nansen Becken und vom Yermak Plateau haben alle Mittelwerte k_m von 2 bis $3 \cdot 10^{-4}$ (SI) und streuen meist nur über eine halbe Zehnerpotenz. Ähnliche Verteilungen, jedoch hin zu höheren Suszeptibilitäten verschoben, zeigen die Ergebnisse vom Kontinentalhang nordöstlich von Svalbard (PS 1519-12 KAL, $k_{1,m} = 4.2 \cdot 10^{-4}$, SI), dem südlichen Grönland Becken (PS 1707-2 KAL, $k_{1,m} = 7.4 \cdot 10^{-4}$, SI) und dem ostgrönländischen Kontinentalhang (PS 1702-2 KAL, $k_{1,m} = 1.6 \cdot 10^{-3}$, SI). Für die fünf Kerne aus dem Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens ergaben sich wesentlich inhomogenere Suszeptibilitätsspektren (Abb. 27). Die Suszeptibilität eines Großteils der Proben liegt auch hier im Bereich zwischen 1 und $5 \cdot 10^{-4}$ (SI). Mit abnehmender Entfernung zur Rückenachse ist jedoch eine deutliche Verbreiterung der Verteilung zu höheren Meßwerten zu beobachten. Die höchsten Suszeptibilitäten von bis zu 10^{-2} (SI) wurden an Proben des Kerns PS 1526-20 SL gemessen. Hier konzentrieren sich die Meßwerte zwischen 1 und $5 \cdot 10^{-3}$ (SI). Dieser Kern wurde direkt vom Boden des Zentralgrabens entnommen. Der systematische Anstieg der magnetischen Suszeptibilität mit abnehmender Distanz zur Rückenachse spiegelt die vulkanische Tätigkeit des Nansen-Gakkel Rückens wider. Direkte in-situ Wärmeflußmessungen während der ARK IV/3 Expedition weisen auf eine markante thermische Anomalie mit einem Maximum im Zentralgraben hin (Thiede & Scientific Party, 1988). Chemische Analysen der Sedimente vom Nansen-Gakkel Rücken geben Hinweise auf vulkanische Aktivitäten in dieser Region (Bohrmann, pers. Mitt.).

In den Abbildungen 29 und 30 ist von insgesamt vier Kernen die magnetische Suszeptibilität k_2 (4600 Hz) gegen k_1 (460 Hz) aufgetragen. Das mittlere Verhältnis beider Meßwerte ergibt sich aus der Steigung der Ausgleichsgeraden deren Gleichung dort mit angegeben ist. Ein relativ niedriges Verhältnis von 0.89 für Kern PS 1526-20 SL gegenüber 0.98 (PS 1521-15 KAL, südliches Nansen Becken; Abb. 29), sowie 0.97 (PS 1535-10 KOL, Fram Straße), und 0.99 (PS 1702-2 KAL, Schelfkante Ostgrönland; Abb. 30) dokumentiert eine deutliche Frequenzabhängigkeit der magnetischen Suszeptibilität in den Sedimenten dieses Kerns. Vergleichbar niedrige Verhältnisse wurden auch für die anderen Kerne vom Nansen-Gakkel Rücken bestimmt. Die entsprechenden Werte aller in Abbildung 27 und 28 gezeigten Kerne können der Tabelle 3 entnommen werden. Die sehr hohen Suszeptibilitäten von bis zu 10^{-2} (SI) in Verbindung mit einer deutlichen Frequenzabhängigkeit und die zum Teil beobachtete extreme magnetische Viskosität einiger Proben des Kerns PS 1526-20 SL (vergl. Abb. 24) sind Anzeichen für superparamagnetische Eigenschaften, d.h. Anteile sehr kleiner Kristallite (etwa $< 0.05 \mu\text{m}$) der magnetischen Trägerminerale (Dunlop, 1983; Thompson & Oldfield, 1986). Als Genese dieser Partikel kann eine Ausfällung an hydrothermalen Quellen in Betracht gezogen werden. Durch ähnlich hohe Suszeptibilitäten, zwischen 1 und $5 \cdot 10^{-3}$ (SI), sind auch Sedimente von der ostgrönländischen Schelfkante (PS 1702-2 KAL) charakterisiert (Abb. 28). Hier ist jedoch das Verhältnis beider Meßwerte gleich 0.99 (Tab. 3, Abb. 30), was eine geringe Frequenzabhängigkeit widerspiegelt. Außerdem ist die remanente Magnetisierung dieses Probenmaterials durch eine hohe Stabilität gekennzeichnet. Die Beiträge für das mittlere entmagnetisierende Feld MDF liegen bei den Proben des Kerns PS 1702-2 KAL in der Regel bei 30 mT oder höher, während Proben des Kerns PS 1526-20 SL

Tabelle 3 : Logarithmisch gemittelte magnetische Suszeptibilitäten $k_{1,m}$ (460 Hz) sowie deren Frequenzabhängigkeit bestimmt an Sedimentkernen verschiedener Regionen des Arbeitsgebietes (Abb. 27 und 28). Die Steigung der Ausgleichsgeraden durch die Wertepaare, definiert durch die Gleichung $k_2 = a k_1 + b$, ergibt das mittlere Verhältnis von k_2 (4600 Hz) zu k_1 (460 Hz). (vergl. Abb. 29 und 30). n - Anzahl der Proben pro Kern.

AWI-Nummer	Gerät	$k_{1,m}$ 10^{-6} (SI)	a	b 10^{-6} (SI)	n
Nansen-Gakkel Rücken					
PS 1527-20	KOL	242	0.90	10	77
PS 1526-20	SL	2180	0.89	28	86
PS 1526-12	SL	373	0.91	16	95
PS 1525-7	KAL	307	0.88	17	69
PS 1524-2	KAL	280	0.88	17	85
Nansen Becken					
PS 1523-21	KAL	201	0.92	8	108
PS 1521-15	KAL	250	0.98	5	95
Schelfkante nordöstlich Svalbard					
PS 1519-12	KAL	420	1.00	-11	102
Yermak Plateau					
PS 1532-9	KOL	317	0.98	-3	134
PS 1533-3	SL	299	0.95	8	95
Fram Straße					
PS 1310-5	KOL	315	0.94	10	187
PS 1535-10	KOL	296	0.97	4	162
Grönland Becken					
PS 1702-2	KAL	1580	0.99	-56	68
PS 1707-2	KAL	744	0.95	0	106

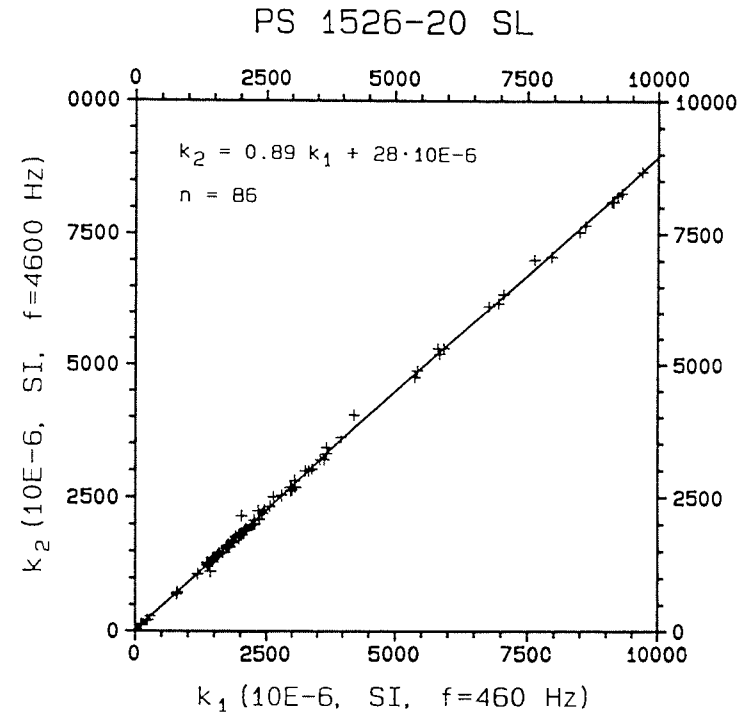
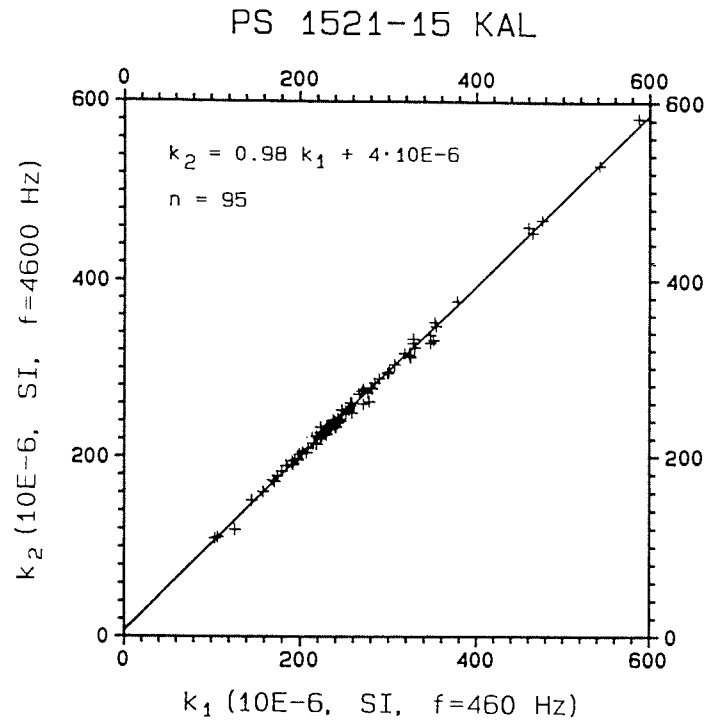
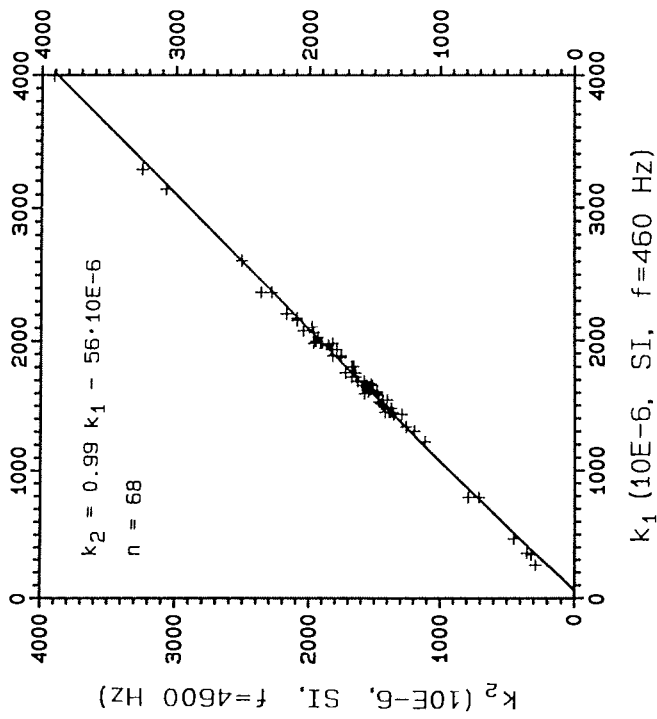


Abb. 29: Magnetische Suszeptibilitäten k_2 (4600 Hz) als Funktion von k_1 (460 Hz) für die Kerne PS 1521-15 KAL aus dem südlichen Nansen Becken und PS 1526-20 SL aus dem Zentralgraben des Nansen-Gakkel Rückens. Die Steigung der Ausgleichsgeraden durch die Wertepaare, definiert durch die Gleichung $k_2 = a k_1 + b$, ergibt das mittlere Verhältnis von k_2 (4600 Hz) zu k_1 (460 Hz).

PS 1702-2 KAL



PS 1535-10 KOL

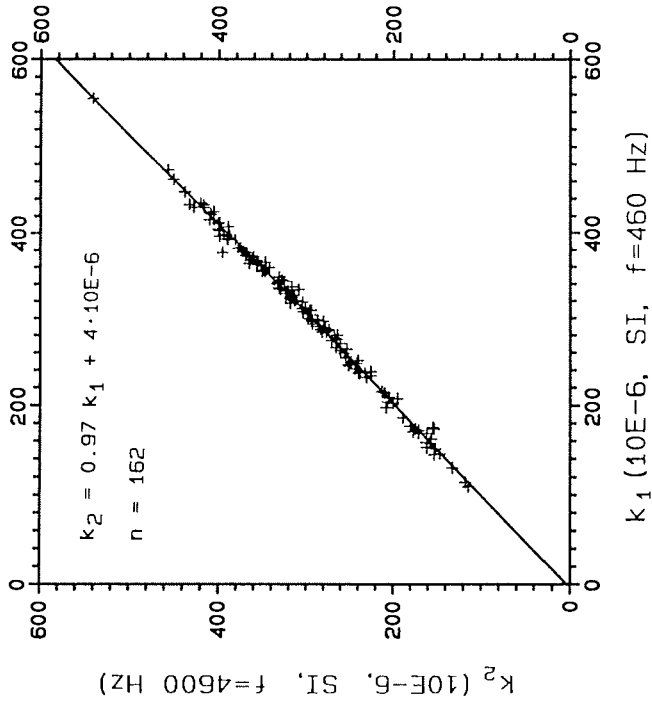


Abb. 30: Magnetische Suszeptibilitäten k_2 (4600 Hz) als Funktion von k_1 (460 Hz) für die Kerne PS 1702-2 KAL vom ostgrönländischen Kontinentalrand und PS 1535-10 KOL aus der zentralen Fram Straße. Darstellung wie in Abbildung 29.

durchweg durch MDF-Beträge von 10 mT und weniger charakterisiert sind (Anhang C). Die starke Magnetisierung der Sedimente am Kontinentalhang von Ostgrönland liegt daher mit Sicherheit in hohen Gehalten detritischer Trägerminerale der Magnetisierung begründet. Die Korngrößen dieser Kristallite mit stabilem magnetischem Moment liegen im Bereich von 0.1 bis 1 μm (Einbereichs- und pseudo-Einbereichsteilchen).

Die Diskussion der magnetischen Suszeptibilität als stratigraphischer Parameter erfolgt im Zusammenhang mit den Ergebnissen der magnetostratigraphischen Untersuchung der Kerne.

4.3 Weitere physikalische Parameter

Als ergänzendes Hilfsmittel zur Korrelation der in dieser Arbeit analysierten Kerne untereinander sowie mit Kernen anderer Untersuchungen wurden Wassergehaltsdaten (Spielhagen et al., 1988; Hebbeln, pers. Mitt.) der Sedimente herangezogen. Im Verlauf der Bearbeitung des Probenmaterials stellte sich dann heraus, daß die Variationen petrophysikalischer Parameter wie magnetische Suszeptibilität, Wassergehalt und Wärmeleitfähigkeit (Sobiesiak, pers. Mitt.) oft von markanten Farbwechseln begleitet sind, die offensichtlich grundlegende Änderungen im Sedimentationsgeschehen reflektieren. Als weiteres Hilfsmittel wurden daher Farbzeichnungen eines Großteils der Kerne angefertigt. Arbeitsgrundlage waren die Farbfotos der Kerne und die Kernbeschreibungen. Stünden für einen Kern keine Fotos zur Verfügung, wurden die Paläomagnetikproben herangezogen. In den Zwischenräumen wurde die Farbe interpoliert, so daß in diesem Fall nur eine grobe Farbabfolge aufgezeichnet werden konnte. Aufgrund unterschiedlichster Qualität der Fotos und Veränderungen der Sedimentfarben mit der Zeit konnte die Analyse der Sedimentfarbe nur ein qualitatives Hilfsmittel darstellen. Die Hinzunahme der Farbe bei der Korrelation von Kernen erleichterte jedoch die Identifikation prominenter Horizonte innerhalb von Kerngruppen.

4.4 Nannofossil-Biostratigraphie

An einer Auswahl von Kernen der ARK IV/3 Expedition sind Untersuchungen zur Häufigkeit und Artenzusammensetzung von Coccolithen durchgeführt worden (Baumann, 1990; Nowaczyk & Baumann, in Vorb.). Coccolithen stellen kalkige Relikte von Coccolithophorida Spezies dar. Diese gehören zu den autotrophen Flagellaten, einzellige pflanzliche Organismen, die einen Teil des marinen Planktons bilden. Als Arbeitsgrundlage dienten kleinere Sedimentmengen, die den Paläomagnetikproben dieser Arbeit entnommen wurden. Anhand des Auftretens von *Coccolithus pelagicus* und *Calcidiscus leptoporus* sowie aus dem Verhältnis von *Emiliana huxleyi* und *Gephyrocapsa muelleriae* (Placolithen < 5 μm) konnten charakteristische Verteilungsmuster des kalkigen Nannoplanktons in Abfolge der Kerntiefe verifiziert werden. Aus einer Korrelation dieser Muster mit der Sauerstoff-Isotopen-Kurve des Kastenlots PS 1535-8 KAL (Köhler & Spielhagen, 1990), der als Referenzkern dient, sowie Vergleichen mit Literaturdaten von Gard (1988) erfolgte eine Abschätzung der zeit-

lichen Einordnung dieser Verteilungsmuster. Sie bilden einen Teil des Zeitrahmens für die paläomagnetischen Daten dieser Arbeit. Danach ergibt sich folgendes Bild: Das Sauerstoff-Isotopen Stadium 1 wird im wesentlichen durch das Auftreten von *Coccolithus pelagicus* bestimmt. Im Stadium 3 wird die Coccolithenflora von *Emiliana huxleyi* dominiert, während große Häufigkeiten von *Geophyrocapsa* Arten, hauptsächlich *G. muelleriae*, das Stadium 5 charakterisieren. Sedimente der Kaltzeiten, Stadium 2, 4 und 6, sind fast frei von Coccolithen, insbesondere in Kernen der nördlichsten Breiten des Arbeitsgebietes. Hier ist auch die absolute Anzahl der Coccolithen in Warmzeiten gegenüber den südlicheren Stationen deutlich reduziert und der Einsatz der Coccolithensedimentation zu jüngeren Zeitpunkten hin verschoben (Nowaczyk & Baumann, in Vorb.).

4.5. Magnetostratigraphie

Für den Großteil der Proben konnte bis zur Basis eines jeden Kerns, entsprechend den hohen nördlichen Breiten der Stationen, eine stabile Richtung normaler Polarität mit Inklinationen von $+70$ bis $+90^\circ$ isoliert werden. Dies sind eindeutige Indizien dafür, daß die Brunhes-Matuyama Grenze in keinem der Kerne erreicht ist. Alle untersuchten Sedimente sind daher während der letzten 730.000 Jahre abgelagert worden. Innerhalb der Abfolge von Proben positiver Polarität konnten aber auch Kernintervalle mit anomal flachen bis eindeutig reversen Inklinationen nachgewiesen werden. Bei der Entscheidung darüber, ob eine von der normalen Polarität abweichende ChRM-Richtung eine reale Dokumentation einer Paläorichtung des Erdmagnetfeldes darstellt, war folgendes zu beachten: Alle Kernstationen liegen im Bereich der arktischen Meereisdrift. Die magnetischen Momente größerer Partikel eistransportierten Materials können beim Absinken auf den Meeresboden aufgrund der relativ großen Masse nicht vom Erdmagnetfeld ausgerichtet werden. Wird die Magnetisierung einer Probe durch fehlorientierte Gesteinsbruchstücke dominiert, kann eine Exkursion des Erdmagnetfeldes vorgetäuscht werden. Weiterhin können abweichende, fehlerhafte Magnetisierungsrichtungen durch Beprobungsfehler sowie Störungen des Sedimentgefüges bei der Kernnahme verursacht werden. Kernphotos und -beschreibungen wurden daher herangezogen um derartige Fehlerquellen auszuschließen. Darüber hinaus wurde eine Reihe von Kriterien zur eindeutigen Unterscheidung erratischer Remanenzrichtungen von echten geomagnetischen Ereignissen aufgestellt. Neben der Grundbedingung,

- daß die Bestimmung der stabilen Richtung jeder einzelnen Probe anomaler oder reverser Richtung den allgemeinen paläomagnetischen Qualitätskriterien (Kap. 4.1) genügt, sollte zusätzlich wenigstens eine der folgenden Randbedingungen erfüllt sein:
- Mindestens zwei aufeinanderfolgende Proben zeigen vergleichbare Tendenzen der Richtungsvariationen.

oder:

- Parallelkerne einer Station zeigen, im Rahmen der durch die Beprobungsdichte vorgegebenen zeitlichen Auflösung, vergleichbare Inklinations-Anomalien. Lokal unterschiedliche Sedimentationsraten oder Streckung und Stauchung der Sedimente, bedingt durch die Kernnahmetechnik, sind dabei zu berücksichtigen.

oder:

- Anomal oder revers magnetisierte Intervalle eines Kerns korrelieren mit entsprechenden Kernabschnitten mindestens einer anderen Station. Die Identifikation dieser Kernintervalle beruht neben der Paläomagnetik zumindest auf einem weiteren, davon unabhängigen Parameter zur Kernkorrelation wie beispielsweise sedimentologische oder paläontologische Daten.

Anhand dieser Beurteilungskriterien war es möglich, mehrere Intervalle pro Kern mit oft vollständig reverser Magnetisierungsrichtung eindeutig als Dokumentationen geomagnetischer Polaritätsergebnisse zu identifizieren.

Im Idealfall eines geozentrischen axialen Dipols äußert sich ein Polaritätswechsel des Erdmagnetfeldes durch einen Vorzeichenwechsel in der Inklination und einen Sprung der Deklination um 180° . Bei einem Wechsel von einer Feldkonfiguration normaler Polarität zur reversen Polarität ändert sich die Richtung des Feldvektors von nördlichen zu südlichen Deklinationen. In der Realität kann jedoch aufgrund der variablen Position des geomagnetischen Poles, verursacht durch die stets vorhandenen Multipolkomponenten, die Deklination in den hohen nördlichen Breiten der Kernstationen prinzipiell beliebige Werte annehmen. Dies schließt in stabilen Phasen des Erdmagnetfeldes normaler Polarität auch südliche Richtungen ein. Die Horizontalkomponenten des Magnetfeldes und damit auch der Probenmagnetisierung sind im Vergleich zur Vertikalkomponente jedoch sehr klein. Ein Polaritätswechsel des geomagnetischen Feldes in polaren Breiten kann daher eindeutig nur über einen Vorzeichenwechsel der Inklination bestimmt werden.

Weiterhin führen mechanische Deformationen des Sediments durch die Kern- und Probenentnahme häufig zu einer fehlerhaften Bestimmung der Deklination (Løvlie, 1989). Dementsprechend konnten für die Deklination der ChRM an Stationen mit zwei oder drei Parallelkernen meist keine vollständig übereinstimmenden Ergebnisse erzielt werden. Die Interpretation der Daten basiert daher im wesentlichen auf der Abfolge der stabilen Inklination. Da allerdings die Deklination zusätzliche Informationen über die Variation des Feldvektors im Verlauf von geomagnetischen Exkursionen, insbesondere bei intermediären Richtungen mit flachen Inklinationen geben kann, ist dieser Parameter teilweise in die Auswertung der Daten mit eingeflossen. Für eine bessere Vergleichbarkeit der Ergebnisse und wegen der fehlenden azimuthalen Orientierung, wurden dafür von jedem Kern die Deklinationen der stabilen Richtung der Proben gemittelt und dieser Mittelwert von den Einzelergebnissen subtrahiert. Um dabei den Einfluß von Proben mit einer ChRM anomaler oder reverser Richtung auszuschließen, wurden diese bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt.

5. Die Ergebnisse einzelner Kernstationen

Die vollen magnetostratigraphischen Informationen, stabile Inklination und Deklination der charakteristischen remanenten Magnetisierung ChRM sowie NRM-Intensität und -Inklination, MDF und MDF (Σ) als Funktion der Tiefe, aller im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Kerne sind im Anhang C aufgelistet. In der folgenden Diskussion der nach Regionen getrennten stratigraphischen Ergebnisse werden im wesentlichen die Variationen der stabilen Inklination und der magnetischen Suszeptibilität berücksichtigt.

5.1 Fram Straße

Aus der Fram Straße sind insgesamt 10 Sedimentkerne von fünf Stationen (Abb. 12) paläomagnetisch bearbeitet worden. Es folgt zunächst die Diskussion der Ergebnisse von Station 1235 und 1535, für die es absolute Altersdatierungen gibt.

5.1.1 Fram Straße - Stationen 1235 und 1535

Für die drei Kerne der Station 1535 in der zentralen Fram Straße konnten hervorragende magnetostratigraphische Ergebnisse erzielt werden. Abbildung 31 zeigt die Variation der magnetischen Suszeptibilität und der stabilen Inklination dieser Kerne als Funktion der Tiefe. Die eingezeichneten Korrelationslinien beruhen in diesem Fall ausschließlich auf den beiden dargestellten Datensätzen. Zusätzlich ist ein Vergleich der magnetischen Suszeptibilität von Großkastengreifer PS 1535-5 GKG und dem Kernanfang von PS 1535-10 KOL in die Abbildung mit aufgenommen worden. Aus ihm geht hervor, daß im Kolbenlot die Oberflächensedimente mehr oder weniger vollständig enthalten sind. Demgegenüber ist jedoch aus der Korrelation der langen Kerne ein Verlust der oberen etwa 20 cm in PS 1535-8 KAL und etwa 15 cm in PS 1535-6 KAL ersichtlich. Aufgrund der fast immer aufgetretenen Zerstörung der oberen Sedimentschichten in Kastenloten konnte hier die Position der Sedimentoberfläche nicht genau bestimmt werden. Der damit verbundene Versatz der Tiefenskalen ist bei der Synthese von Großkastengreifer-Daten mit Ergebnissen der langen Kerne sowie der Kerne untereinander unbedingt zu berücksichtigen. Die Berechnung von Sedimentationsraten für die oberen Kernabschnitte liefert andernfalls zu geringe Werte.

In allen drei Kernen der Station 1535 konnten mehrere 5 bis 45 cm mächtige Intervalle mit eindeutig von einer normalen Polarität abweichenden Inklinationen nachgewiesen werden. Obwohl es einige Inkonsistenzen gibt, zeigt fast jedes der dokumentierten geomagnetischen Ereignisse in der Summe aller drei Kerne eine vollständig reverse Richtung. Die größten Abweichungen weisen dabei die kürzeren Ereignisse auf. In diesen Fällen ist offensichtlich selbst ein Beprobungsabstand von 5 cm noch zu groß, um in allen Kernen vergleichbare Ergebnisse zu erzielen. Die Integration über ein Intervall von 2 cm in jeder Probe und lokal leicht variierende Sedimentationsraten können ebenfalls die zeitliche Auflö-

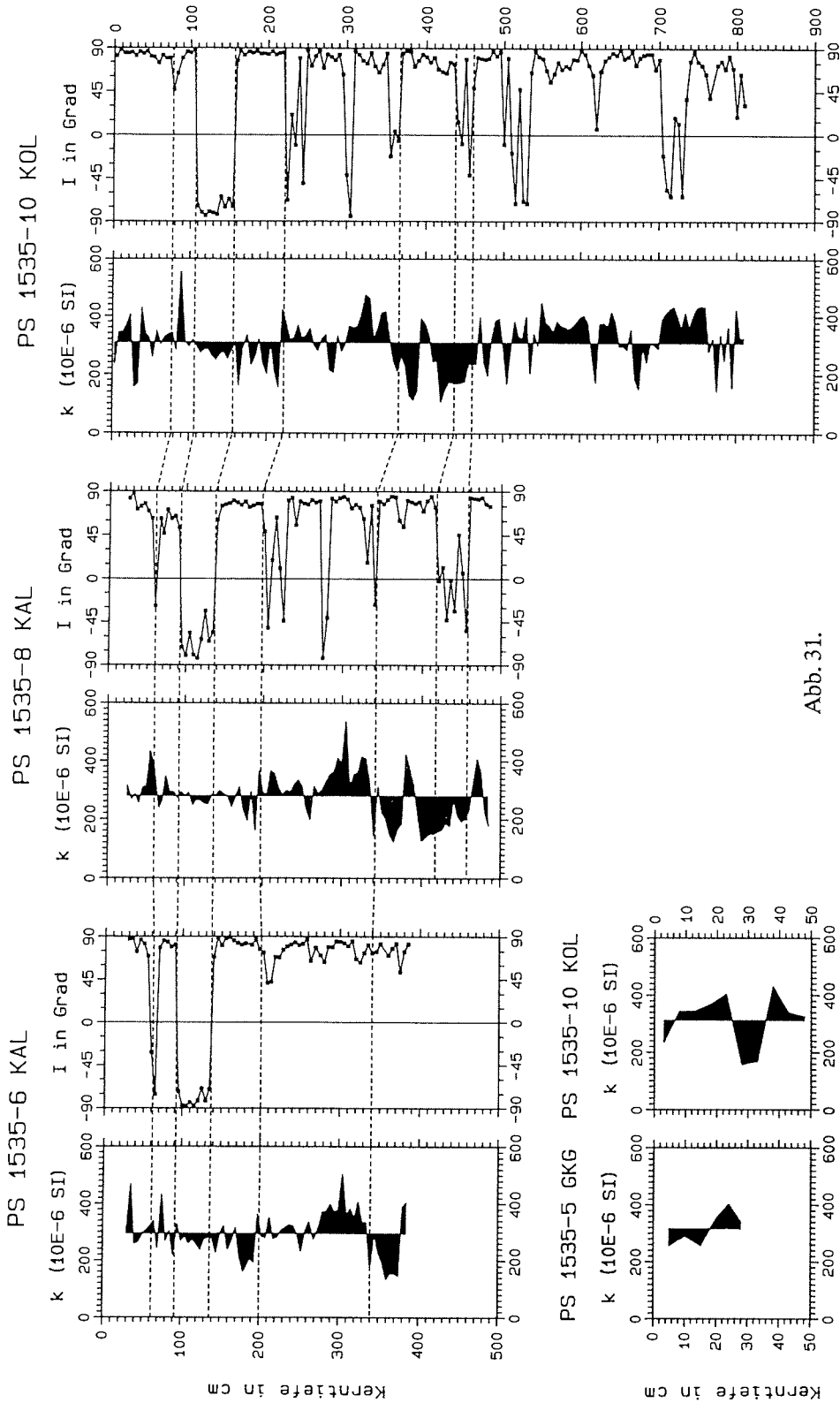
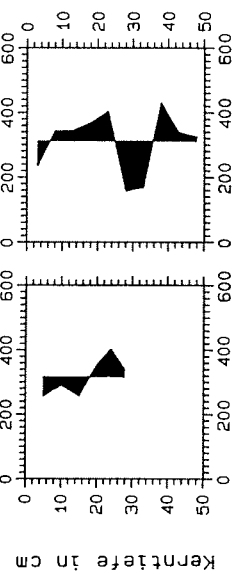


Abb. 31.



PS 1235-2 KOL

PS 1535-10 KOL

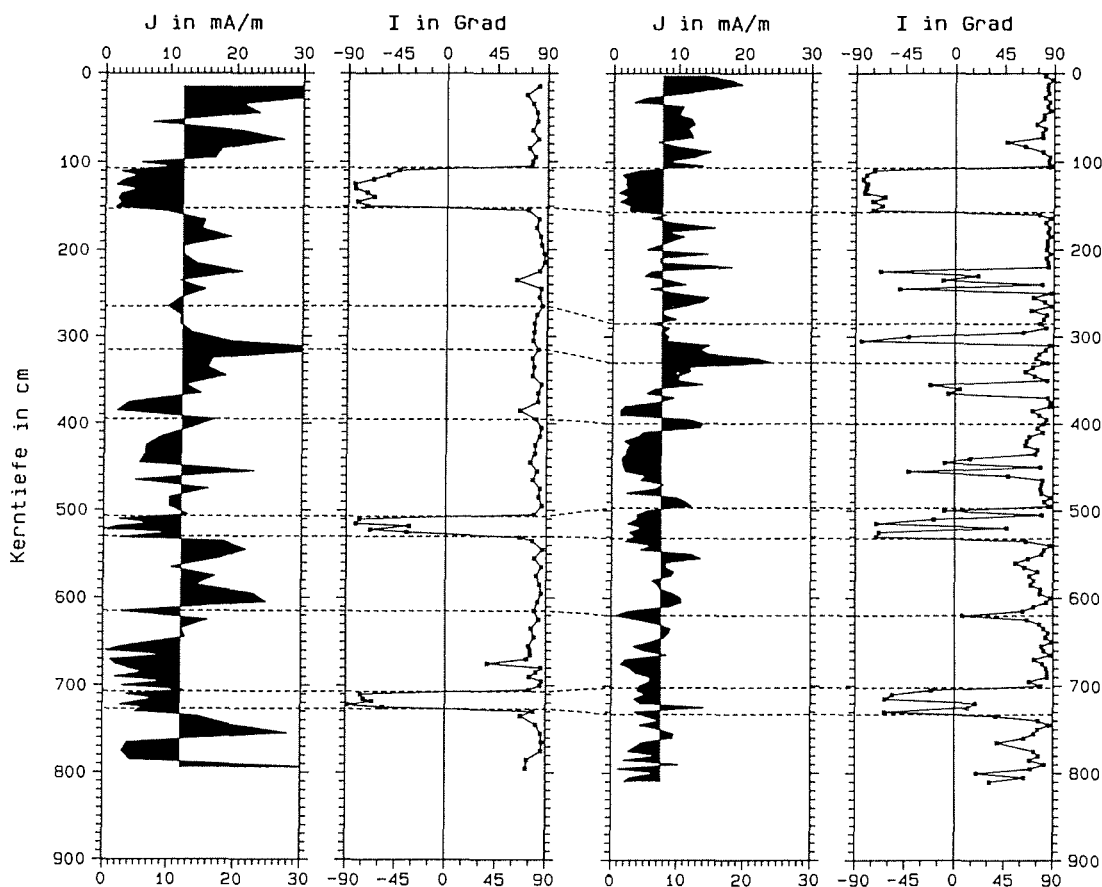


Abb. 32 : Variation der Intensität J der natürlichen remanenten Magnetisierung und der stabilen Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung der Kolbenlote von Station 1235 (Bleil, pers. Mitt.) und 1535 in der zentralen Fram Straße. Darstellung von J analog zu k in Abbildung 31.

Abb. 31 (vorher. Seite) : Variation der magnetischen Suszeptibilität k und der stabilen Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung der Kerne von Station 1535 in der zentralen Fram Straße. Zur Hervorhebung einzelner Gruppen von Extrema in den Variationen der magnetischen Suszeptibilität sind die Flächen zwischen den Meßkurven und den korrespondierenden Mittelwerten schwarz ausgefüllt. Für die Kastenlote kann einerseits aufgrund der eingezeichneten Korrelationen der langen Kerne und andererseits aus dem Vergleich des Kolbenlotes mit dem Großkastengreifer ein Materialverlust von 15 bis 20 cm abgeschätzt werden.

sung kurzer geomagnetischer Ereignisse einschränken. Davon abgesehen zeigen alle Ereignisse, im Rahmen der Beprobungsdichte, sehr scharfe Übergänge von Richtungen normaler Polarität zu Richtungen eindeutig reverser Polarität mit nur wenigen intermediären Inklinationen. Daraus ist erstens zu schließen, daß die betreffenden Sedimente nur wenig durch Bioturbation beeinflusst wurden, und zweitens, daß das paläomagnetische Signal relativ schnell in den Ablagerungen fixiert wurde. Die längeren Ereignisse zeigen meist konsistent in allen drei Kernen eine deutliche Feinstruktur. Sie ist oft mit einer Tendenz zur Aufspaltung verbunden. Alle diese Beobachtungen sprechen für komplexe und in Teilen sehr rapide Variationen des Feldvektors im Verlauf der einzelnen Polaritätseignisse.

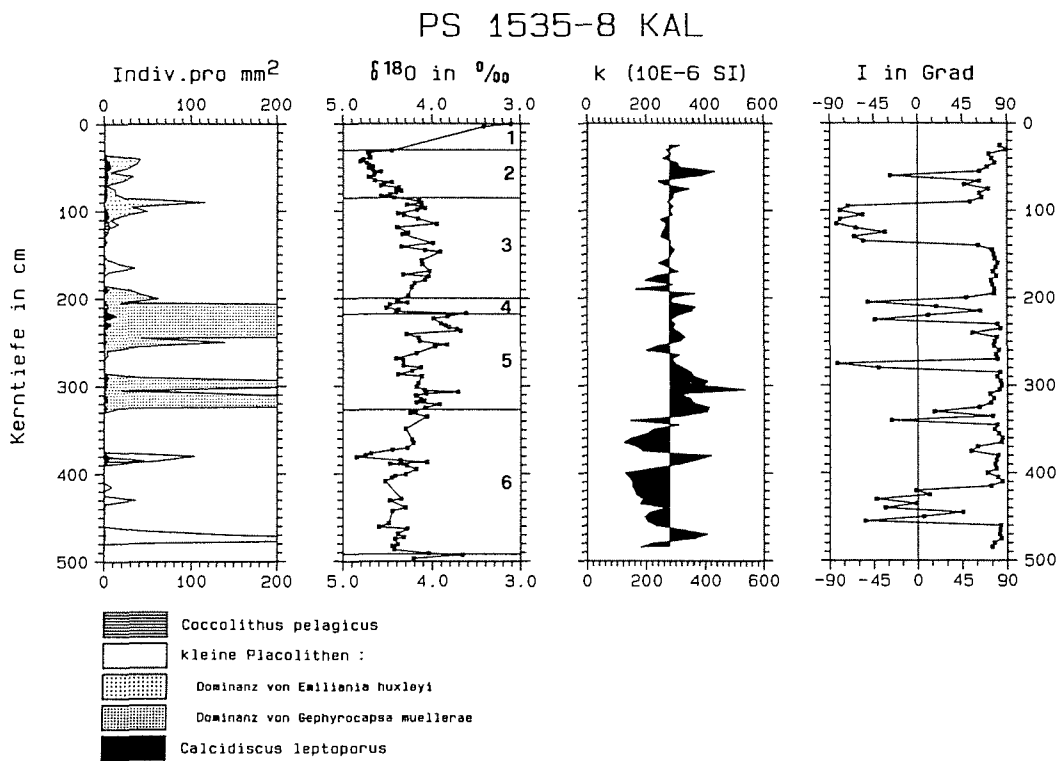


Abb. 33: Verteilungsmuster der Coccolithen (Baumann, im Druck), $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie (Köhler & Spielhagen, im Druck), sowie die Variationen von magnetischer Suszeptibilität k und stabiler Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung von Kern PS 1535-8 KAL aus der zentralen Fram Straße. Die Florenzusammensetzung der Coccolithen ergibt sich aus der Legende links unten. Die Zahlen in der Abfolge der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie repräsentieren die Sauerstoff-Isotopen-Stadien, deren Grenzen durch horizontale Linien markiert sind. Darstellung von k wie in Abbildung 31.

An der Station 1235, etwa 20 km nordwestlich von Station 1535, wurde während der ARK II/4 Expedition 1984 ein 806 cm langer Kolbenlotkern entnommen. Beide Kernpositionen liegen auf einem Plateau der zentralen Fram Straße (Abb. 12). Abbildung 32 zeigt die Tiefenprofile von NRM-Intensität und stabiler Inklination der gleich langen Kerne PS 1535-10 KOL und PS 1235-2 KOL (Bleil, pers. Mitt.). Eine Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität an dem ARK II/4 Kern war im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, da das Proben- und Kernmaterial für andere Untersuchungen vollständig aufgebraucht worden ist. Drei längere geomagnetische Ereignisse sind in beiden Kernen in etwa den gleichen Tiefenintervallen dokumentiert. Über die Variation der NRM-Intensität ist eine noch feinere Korrelation beider Kerne zwischen diesen drei Polaritätsereignissen möglich (Abb. 32). Beide Kerne überdecken demnach den gleichen Zeitraum. Kern PS 1235-2 KOL wurde in einem Standardabstand von 10 cm beprobt. Nur in den drei Intervallen, für die eine reverse Magnetisierung bestimmt worden war, wurde die Beprobung nachträglich verdichtet. Der Kern PS 1235-2 KOL war der erste, in dem von der Arbeitsgruppe Marine Magnetik der Universität Bremen kurzfristige Polaritätsereignisse in der Brunhes-Chron nachgewiesen werden konnten. Die meisten Proben dieses Kerns wurden, wie es im Rahmen von magnetostratigraphischen DSDP/ODP-Untersuchungen üblich ist, nur bis 50 mT entmagnetisiert. Im Laufe dieser Arbeit zeigte sich aber, daß bei einem großen Teil von Proben mit reverser ChRM die viskose Überprägung normaler Polarität erst durch eine Entmagnetisierung bis 100 mT vollständig eliminiert werden kann. Dies gilt insbesondere für die Übergangszonen von einer Polarität zur anderen. Im Kern PS 1235-2 KOL sind daher nur die längeren Ereignisse nachgewiesen worden.

5.1.2 Die Datierung der geomagnetischen Ereignisse

Für eine Datierung der nachgewiesenen Polaritätsereignisse stehen zwei voneinander unabhängige chronostratigraphische Untersuchungen an Kernen aus der Fram Straße zur Verfügung, die direkt mit den magnetostratigraphischen Ergebnissen dieser Arbeit verknüpft werden können. Eine Datierung des Kerns PS 1535-8 KAL über stabile Sauerstoff-Isotope (Köhler & Spielhagen, 1990) ergab eine mittlere Sedimentationsrate von etwa 3 cm/1000 Jahre. Abbildung 33 zeigt für diesen Kern das Verteilungsmuster der Coccolithen (Baumann, 1990), die $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie (Köhler & Spielhagen, 1990), sowie die Variation von magnetischer Suszeptibilität und stabiler Inklination mit der Tiefe. Eine Alters-Tiefen-Beziehung für diesen Kern, linear interpoliert zwischen den Grenzen der Sauerstoff-Isotopen-Stadien, zeigt Abbildung 34.

Für den Kern PS 1235-2 KOL (GIK 23235-2) der ARK II/4 Expedition ist von Eisenhauer et al. (1990) eine ^{230}Th -Datierung durchgeführt worden. Die Alters-Tiefen-Kurve zeigt Abbildung 34. Entsprechend den ähnlichen magnetostratigraphischen Ergebnissen beider Stationen ergibt sich daraus ebenfalls eine mittlere Sedimentationsrate von etwa 3 cm/1000 Jahre für Station 1235. Für Abbildung 35 sind die tiefenabhängigen Magnetostratigraphien der Kerne PS 1235-2 KOL, PS 1535-10 KOL und PS 1535-8 KAL entsprechend der Korrelationen der Abbildungen 31 und 32 sowie der Alters-Tiefen-Beziehung, die

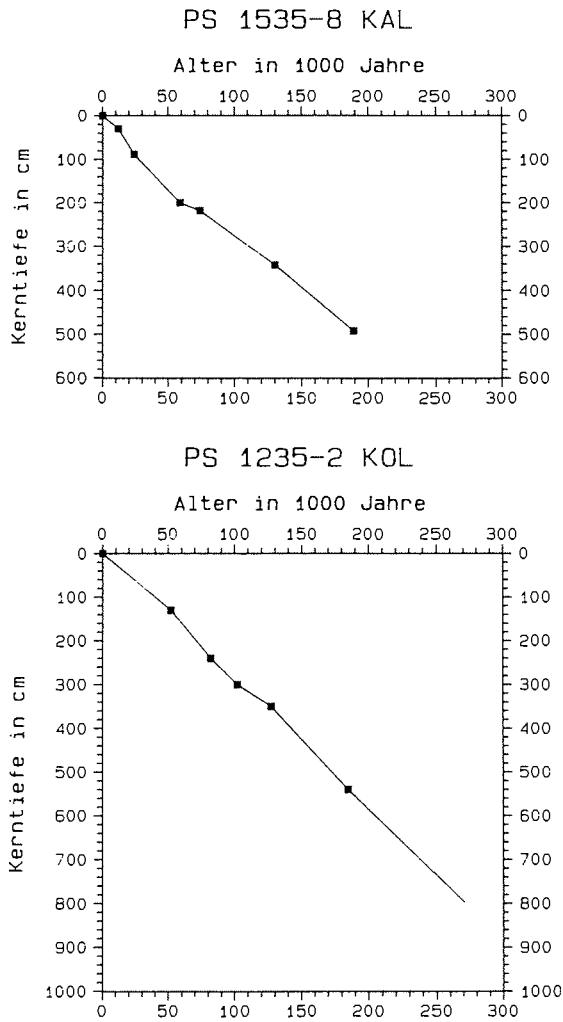


Abb. 34 : Alters-Tiefen-Kurven der Kerne PS 1535-8 KAL und PS 1235-2 KOL. Für die Station 1535 wurden die von Köhler & Spielhagen (im Druck) definierten Grenzen der Sauerstoff-Isotopen-Stadien linear interpoliert. Der Kern PS 1235-2 KOL wurde mit der ^{230}Th -Methode von Eisenhauer et al. (im Druck) datiert.

durch die ^{230}Th -Datierung gegeben ist (Abb. 34) in Zeitreihen umgerechnet worden. Für den Kern PS 1535-8 KAL erfolgte außerdem eine Umrechnung über die Alters-Tiefen-Beziehung der direkt an diesem Kern vorgenommenen $\delta^{18}\text{O}$ -Datierung (Abb. 33). Wie aus Abbildung 35 ersichtlich ist, kann eine direkte Synthese beider Datierungen nicht vorgenommen werden, da es für die letzten etwa 80.000 Jahre deutliche Abweichungen in den Altern der Polaritätsereignisse gibt.

Nach Abbildung 33 liegt das jüngste Ereignis in den Kernen der Fram Straße am Beginn eines Intervalls das durch hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gekennzeichnet ist. Dieser Kernabschnitt kann mit der letzten Kaltzeit, Sauerstoff-Isotopen-Stadium 2, in Beziehung gesetzt werden. Die Stadiengrenze 2/3 wird von Martinson et al. (1987) auf 24.000 Jahre datiert und von Köhler & Spielhagen (1990) in einer Tiefe von 88 cm in Kern PS 1535-8 KAL identifiziert. Das Alter des geomagnetischen Ereignisses in einer Kerntiefe von 55-65 cm berechnet sich danach über die linear interpolierten Stadiengrenzen der $\delta^{18}\text{O}$ -Daten zu 17.000-19.000 Jahre. Die ^{230}Th -Datierung ergibt jedoch ein wesentlich höheres Alter von 30.000-32.000 Jahren, was dem jüngeren Stadium 3 (24.000-59.000 Jahre) entspricht. Beide Datierungen ergeben also deutlich von einander abweichende Alter.

Eine Zusammenstellung von Literaturdaten (Løvlie, 1989) spricht für ein geomagnetischen Ereignis in der Zeit vor 25.000 bis 30.000 Jahren. So geben paläomagnetische Arbeiten an Sedimenten des Mono Lake, Kalifornien, U.S.A. Hinweise auf ein kurze Exkursion des geomagnetischen Feldes vor etwa 25.000 Jahren (Denham und Cox, 1971; Denham, 1974; Liddicoat und Coe, 1979). Negrini et al. (1984) konnten diese Ergebnisse durch eine Untersuchung von Sedimenten des Summer Lake, Oregon, U.S.A. bestätigen. In einigen weiteren Arbeiten an Seesedimenten in den U.S.A., zusammenfassend diskutiert in einem Übersichtsartikel von Hanna & Verosub (1989), konnten für den betreffenden Zeitraum jedoch keine entsprechende Exkursion nachgewiesen werden. In einem Sedimentkern aus dem Golf von Kalifornien sind von Levi & Karlin (1989) zwei getrennte Exkursionen des geomagnetischen Feldes in der Zeit vor 23.000 und 26.000-29.000 Jahren gefunden worden. Drei Sedimentkerne aus der Norwegisch-Grönländischen See geben Hinweise auf ein Ereignis mit einem Alter von 28.000-31.000 Jahren (Bleil und Gard, 1989). Archäomagnetische Untersuchungen von Barbetti & McElhinny (1972) prähistorischer Aboriginal Feuerstellen am Lake Mungo, Australien, deuten auf zwei Exkursion des Erdmagnetfeldes vor 28.000 bis 31.000 Jahren hin. Eine Thermolumineszenz-Datierung von Huxtable & Aitken (1977) ergab ein Alter von 35.000 ± 4300 Jahren für die erste dieser Exkursionen. Es gibt jedoch Zweifel an der Natur der thermoremanenten Magnetisierung am Lake Mungo als Dokumentation eines geomagnetischen Ereignisses. Die Geometrie der Richtungs- und Intensitätsverteilung der untersuchten Sedimente spricht nach Roperch et al. (1988) mehr für eine Blitzschlagremanenz. Das jüngste Ereignis in den Kernen der Fram Straße wird deshalb mit dem Mono Lake Event korreliert. Dies erfordert eine Neuinterpretation der von Köhler und Spielhagen definierten Grenzen der Sauerstoff-Isotopen-Stadien für Kern PS 1535-8 KAL. Eine Verschiebung der Stadiengrenze 2/3 in Kern PS 1535-8 KAL (vergl. Abb. 33) in die Mitte des Mono Lake Events (55 cm) ist auf der Basis der $\delta^{18}\text{O}$ -Daten noch gerechtfertigt (Köhler, pers. Mitt.). Daraus resultiert für das Mono Lake Event ein Alter von 23.000-25.000 Jahren.

stabile Inklination I in Grad

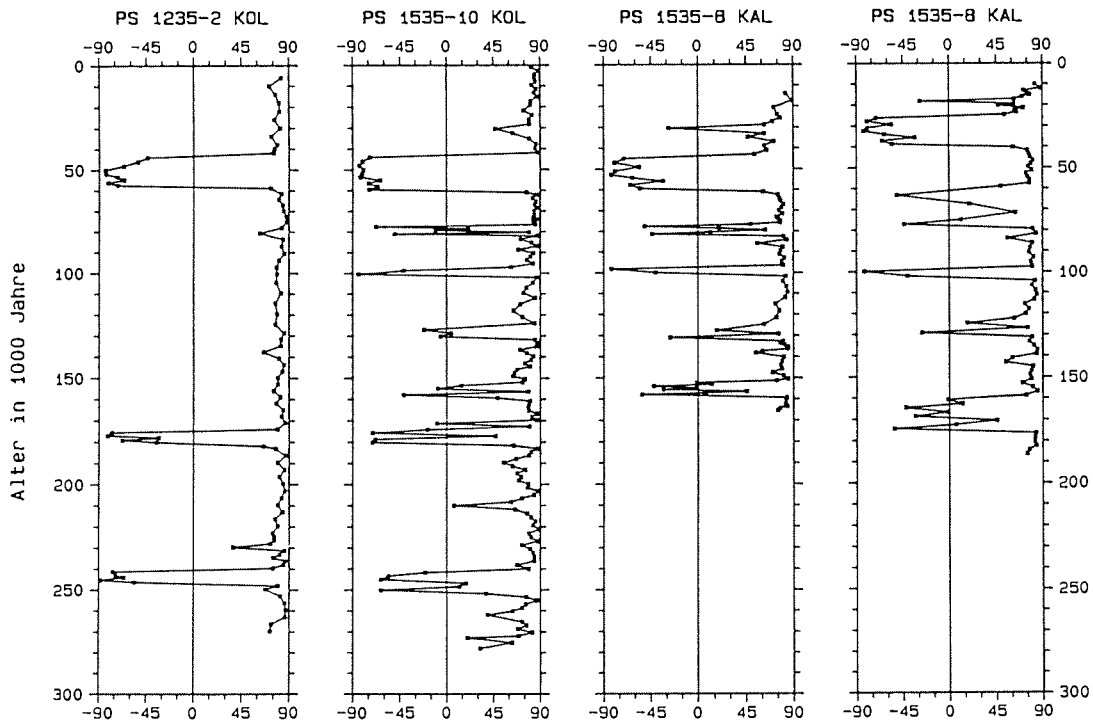


Abb. 35 : Zeitabhängige Variation der stabilen Inklination I in Kernen der Station 1235 und 1535 auf der Basis zweier voneinander unabhängiger Datierungen. Die Umrechnung der tiefenabhängigen Daten in Zeitreihen erfolgte für den Kern PS 1235-2 KOL, links außen, über die ^{230}Th -Datierung von Eisenhauer et al. (1990). Für den Kern PS 1535-8 KAL, rechts außen, erfolgte die Umrechnung über die $\delta^{18}\text{O}$ -Datierung von Köhler & Spielhagen (1990). Die Transformation der Daten von PS 1535-10 KOL, mitte links und PS 1535-8 KAL, mitte rechts, erfolgte über die Korrelationen der Magnetostratigraphien mit Station 1235 (vergl. Abb. 31 und 32) und die ^{230}Th -Datierung von Abbildung 34. Einzelheiten siehe Text.

Für das zweite und längste in den Kernen der Fram Straße dokumentierte Ereignis ergibt die ^{230}Th -Datierung ein Alter von 47.000-59.000 Jahren in Kern PS 1235-2 KOL. Sein Beginn läge damit direkt an der Stadiengrenze 3/4 der Sauerstoff-Isotopen-Chronostratigraphie, was eindeutig den paläomagnetischen Ergebnissen und den $\delta^{18}\text{O}$ -Daten von Kern PS 1535-8 KAL widerspricht, aus denen sich ein wesentlich geringeres Alter von 26.000-37.000 Jahren ergibt (Abb. 35). Diese Berechnung beruht auf der linearen Interpolation der von Köhler & Spielhagen definierten Stadiengrenzen. Eine einfache Mittelung beider Datierungen ergibt eine Altersspanne von 37.000-48.000 Jahren (Nowaczyk & Baumann, in Vorb.). Die Berücksichtigung einer nach oben verschobenen Stadiengrenze 2/3 ergibt eine Zeitspanne von 34.000-43.000 Jahren. Dies entspricht Altern, die für das Laschamp Event (Bonhommet & Babkine, 1967; Bonhommet & Zähringer, 1969) diskutiert werden. Für mehrere Basaltlavaströme der Chaîne des Puy's im französischen Zentral-Massiv wurden wiederholt intermediäre und reverse Magnetisierungsrichtungen bestimmt (Bonhommet & Babkine, 1966, Bonhommet, 1972; Gillot et al., 1979; Roperch et al., 1988). Unterschiedliche Datierungsmethoden, ^{14}C -, Thermolumineszens- und K/Ar-Messungen, direkt an den Basalten sowie an den durch die Laven gebrannten Sedimenten ergaben Alter zwischen 35.000 und 46.000 Jahre (Hall & York, 1978; Gillot et al., 1979; Chauvin, 1989). Paläointensitätsbestimmungen an den revers magnetisierten Laven von Laschamp und Olby ergaben Werte von $7.7 \mu\text{T}$ (Roperch et al., 1988). Das ist weniger als ein Sechstel der heutigen Feldstärke am Untersuchungsort. Für Lavaströme mit intermediären Magnetisierungsrichtungen bei Royat und Louchadière wurden von Chauvin et al. (1989) Paläointensitäten von $15.0 \mu\text{T}$ und $12.9 \mu\text{T}$ bestimmt. Untersuchungen an Sedimenten, die durch die Laven bei Royat gebrannt wurden, ergaben Paläointensitäten von $15 \pm 1 \mu\text{T}$ (Barbetti & Flude, 1979).

Vergleichbare paläomagnetische Ergebnisse, flache negative Inklinationen und Deklinationen westlicher Richtung sowie eine Paläointensität von nur $4.2 \pm 0.2 \mu\text{T}$, lieferten mehrere Untersuchungen an basaltischen Laven auf der Reykjanes Halbinsel im Südwesten von Island (Kristjánsson & Gudmundsson, 1980; Marshall et al., 1988; Levi et al., 1990). K/Ar-Datierungen ergaben ein Alter der Basalte von 42.900 ± 7.800 Jahre. Dieses als "Skalamaelifell Excursion" bezeichnete Ereignis kann damit als identisch mit dem Laschamp Event betrachtet werden.

Nach der Interpretation von Roperch et al. (1988) und Chauvin (1989) sprechen die paläomagnetischen Ergebnisse der Chaîne des Puy's dafür, daß das Laschamp Event kein vollständiges Polaritätseignis darstellt. Vielmehr wird, im Rahmen einer unvollständigen Umpolung, eine Dominanz des regionalen Multipolfeldes gegenüber einem an Intensität reduzierten Dipolanteils diskutiert. Die Thermoremanenz von Vulkaniten stellt nach geologischen Gesichtspunkten jedoch nur eine Momentaufnahme des Erdmagnetfeldes dar. Die kontinuierliche Dokumentation des Laschamp Events in den Kernen der Fram Straße zeigt hingegen über einen längeren Zeitraum eindeutig vollständig reverse Richtungen. Ähnliche Ergebnisse für das Laschamp Event wurden auch von Grünig (1989) an fünf Sedimentkernen aus der Weddell See erzielt. Weitere Dokumentationen des Laschamp Event wurden in marinen Sedimenten des Yermak Plateaus (Løvlie et al., 1986), der Norwegisch-Grönländischen See (Bleil, 1987; Bleil & Gard, 1989) sowie im Golf von Kalifornien (Levi & Karlin, 1989)

gefunden. Ein geomagnetisches Ereignis, dokumentiert in einem Sedimentkern aus dem Biwa See in Japan, datiert auf 49.000 Jahre (Yaskawa et al., 1973), kann ebenfalls dem Laschamp Event zugeordnet werden. Das Laschamp Event stellt daher mit großer Wahrscheinlichkeit ein globales Polaritätseignis dar. Seine Dauer kann aufgrund der Altersabschätzungen in dieser Arbeit mit etwa 9000 Jahren angegeben werden.

Das dritte, gespaltene Ereignis fällt mit der eindeutig definierten Stadiengrenze 4/5 der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie von Kern PS 1535-8 KAL zusammen (Abb. 33). Es kann damit eine relativ sichere Altersspanne von 65.000-77.000 Jahre angegeben werden. Dieses Ereignis wurde zuerst von Bleil (1987) und Bleil & Gard (1989) in Kernen aus der Norwegisch-Grönländischen See gefunden. Die Datierung dieser Kerne erfolgte über Coccolithen-Stratigraphien, die mit einer Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie geeicht wurden. Das daraus abgeleitete Alter dieses Ereignisses von 70.000-76.000 Jahren zeigt eine gute Übereinstimmung mit dem Ergebnis dieser Arbeit. Ein zu den Kernen der Station 1535 ähnliche Abfolge von Intervallen mit reversen Magnetisierungsrichtungen ist von Grünig (1989) im Kern PS 1170-3 SL aus der Weddell-See, Antarktis gefunden worden. Aufgrund einer neuinterpretierten ^{230}Th -Datierung dieses Kerns (Walter, pers. Mitt.) kann ein von Grünig unbenanntes Intervall ebenfalls mit dem Ereignis aus der Norwegisch-Grönländischen See in Verbindung gebracht werden.

Für das vierte Ereignis ergeben beide Datierungen ein Alter von 98.000-102.000 Jahren (Abb. 35). Es ist in zwei Kernen (PS 1535-8 KAL und PS 1535-10 KOL) jeweils durch zwei aufeinander folgende Proben mit völlig reverser Magnetisierungsrichtung dokumentiert (Abb. 31). Es gibt in der Literatur keine Hinweise auf ein geomagnetisches Ereignis in dem berechneten Zeitraum. Es muß daher als ein bislang unbekanntes Ereignis im mittleren Sauerstoff-Isotopen-Stadium 5 angesehen werden.

Das fünfte Ereignis ist in den Kernen der Station 1535 nur durch intermediäre Inklinationen dokumentiert. Beide Datierungen liefern ein Alter von etwa 125.000-130.000 Jahren. Es ist damit eindeutig als das Blake Event identifiziert, das in Kernen aus der Karibik, dem Nord-Atlantik und dem Indischen Ozean gefunden worden ist (Smith & Foster, 1969; Denham 1976; Denham et al. 1977). Tucholka et al. (1987) konnten das Blake Event in fünf Kernen aus verschiedenen Bereichen des Mittelmeeres nachweisen. Die Korrelation der paläomagnetischen Daten mit Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphien dieser Kerne ergab für das Blake Event eine zeitliche Einordnung in den Übergang von Stadium 5.5 nach 5.4 (Nomenklatur nach Prell et al., 1986). Dies bestätigt exakt die Ergebnisse von Kernen ebenfalls aus dem Mittelmeer und der Karibik, die von Ryan (1972) bearbeitet wurden. Das Blake Event stellt damit eine klare stratigraphische Zeitmarke für das untere Stadium 5 dar. Seine genaue Altersspanne kann aufgrund einer Korrelation der Ergebnisse von Ryan (1972) und Tucholka et al. (1987) mit der Standardkurve der Sauerstoff-Isotopen-Stadien von Martinson (1987) mit 115.000-123.000 Jahre angegeben werden. Weitere Arbeiten an Sedimenten im Mittelmeer (Creer et al., 1980), in Japan (Kawai et al., 1972; Manabe, 1977), im Nordpazifik (Wollin et al., 1971), der Norwegisch-Grönländischen See (Bleil & Gard, 1989) und der Weddell-See (Grünig, 1989) sowie Arbeiten an Extrusivgesteinen in Japan und Indonesien (Sasajima et al., 1984) und New Mexico, U.S.A. (Champion et al., 1988) sprechen dafür, daß das Blake Event ein globales Polaritätseignis darstellt.

Das sechste Ereignis, das in dem Kolbenlot und dem längeren Kastenlot der Station 1535 durch flache positive und negative Inklinationen dokumentiert ist, liegt nach der $\delta^{18}\text{O}$ -Datierung im Stadium 6 (Abb. 33). Für die zwei nächst älteren Ereignisse mit vollständig reversen Paläorichtungen, die in den Kolbenloten von Station 1235 und 1535 nachgewiesen werden konnten, kann nur noch die ^{230}Th -Datierung herangezogen werden. Sie liefert für das jüngere Ereignis ein Alter von 171.000-181.000 Jahren, das damit eindeutig dem Biwa I Event zuzuordnen ist. Für dieses in einem Bohrkern aus dem Biwasee in Japan nachgewiesene Polaritätseignis wird von Kawai et al. (1972) ein Alter von 176.000-186.000 Jahren angegeben. Ein weiteres Kernintervall reverser Magnetisierung wird von Kawai et al. auf 292.000-298.000 Jahre datiert und als Biwa II bezeichnet. Es kann dem ältesten Ereignis in den Kolbenloten der Stationen 1235 und 1535 zugeordnet werden. Die ^{230}Th -Datierung ergibt hier zwar nur ein Alter von 252.000-262.000 Jahren, ist in dieser Altersspanne vermutlich jedoch nicht mehr genau genug. Die Polaritätseignisse Biwa I und II sind ebenfalls in einer Sedimentsequenz von Gioia Tauro, Italien (Creer et al., 1980) und dem Kern V20-108 aus dem Nordpazifik (Wollin et al., 1971) nachgewiesen worden. Weiterhin sind diese Ereignisse in Sedimentkernen der Norwegisch-Grönländischen See (Bleil & Gard, 1989), dem Mittelmeer und der Karibik (Wollin et al., 1971; Ryan, 1972) nachgewiesen worden. Zumindest das Biwa II Event ist wiederum von Grünig (1989) in Sedimenten der Weddell See gefunden worden. Die Ereignisse Biwa I und II können daher auch als globale Phänomene angesehen werden. Aufgrund der ungenauen ^{230}Th -Datierung des Biwa II Events im Kern PS 1235-2 KOL wird in Übereinstimmung mit Champion et al. (1988) und Løvlie (1989) für dieses Ereignis das ursprünglich von Kawai et al. (1972) angegebene Alter von 292.000-298.000 Jahren verwendet.

Da das Biwa I Event bereits zu Beginn des Stadium 6 auftrat, jedoch nicht mehr in PS 1535-8 KAL enthalten ist (Abb. 31), ist die Basis dieses Kernes eindeutig jünger als 170.000 Jahre. Die Grenze der Sauerstoff-Isotopen-Stadien 6/7 ist deshalb in diesem Kern nicht erreicht. Zur Datierung des ältesten geomagnetischen Ereignisses in Kern PS 1535-8 KAL wird daher die ^{230}Th -Datierung benutzt, aus der sich eine Altersspanne von 152.000-160.000 Jahre berechnet. Für diesen Zeitraum gibt es in der Literatur nur zwei Referenzen. In Sedimentkernen aus der Baffin Bay und der Davis Straße hat Aksu (1983) ein geomagnetisches Ereignis innerhalb des Stadium 6 gefunden. Eine Korrelation der magnetostratigraphischen Ergebnisse mit den korrespondierenden $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen ergab ein Alter zwischen 129.000 und 161.000 Jahren. Ein weiteres, in Sedimenten aus Alaska dokumentiertes Ereignis, wird von Westgate et al. (1985) beschrieben. Eine Altersabschätzung ergab ursprünglich ein Alter von nur 100.000 bis 120.000 Jahren, so daß es zunächst dem Blake Event zugewiesen wurde. Es gibt jedoch deutliche Hinweise darauf, daß die betreffenden Sedimente in einer Kaltzeit abgelagert wurden. Außerdem liefert eine Spaltspurdatering von Aschenlagen, die unmittelbar diesen Sedimenten auflagern, ein Alter von 149.000 ± 13.000 Jahren (Westgate, 1988). Champion et al. (1988) diskutieren einen Zusammenhang des Baffin Bay Events von Aksu (1983) mit dem Blake Event und des Alaska Events von Westgate et al. (1985) aufgrund der neuen Datierung von Westgate (1988) mit dem Biwa I Event. Die Ergebnisse dieser Arbeit sprechen jedoch eher für die Existenz eines zusätz-

lichen Ereignisses zwischen dem Blake und dem Biwa I Event. Es wird daher alternativ vorgeschlagen, daß an allen drei Lokation, Baffin Bay, Alaska und Fram Straße, das gleiche geomagnetische Ereignis dokumentiert worden ist.

Ältere Ereignisse wie Biwa III (400.000 Jahre; Kawai et al., 1972), Emperor (460.000 Jahre; Ryan, 1972), Big Lost (560.000 Jahre; Champion et al., 1988) und "Delta" (630.000 Jahre; Creer, 1980) sind in den Kernen der Stationen 1235 und 1535 nicht mehr enthalten. Abbildung 36 zeigt Polaritäts-Zeit-Skalen die Champion et al. (1988) und Løvlie (1989) im wesentlichen aufgrund von Literaturdaten erstellt haben. Sie erweitern den durch die Datierung der Kerne von Station 1235 und 1535 gegebenen Zeitrahmen zu höheren Altern. Er dient zur zeitlichen Einordnung weiterer, stratigraphisch längerer Kerne aus der Fram Straße, die im folgenden Abschnitt diskutiert werden.

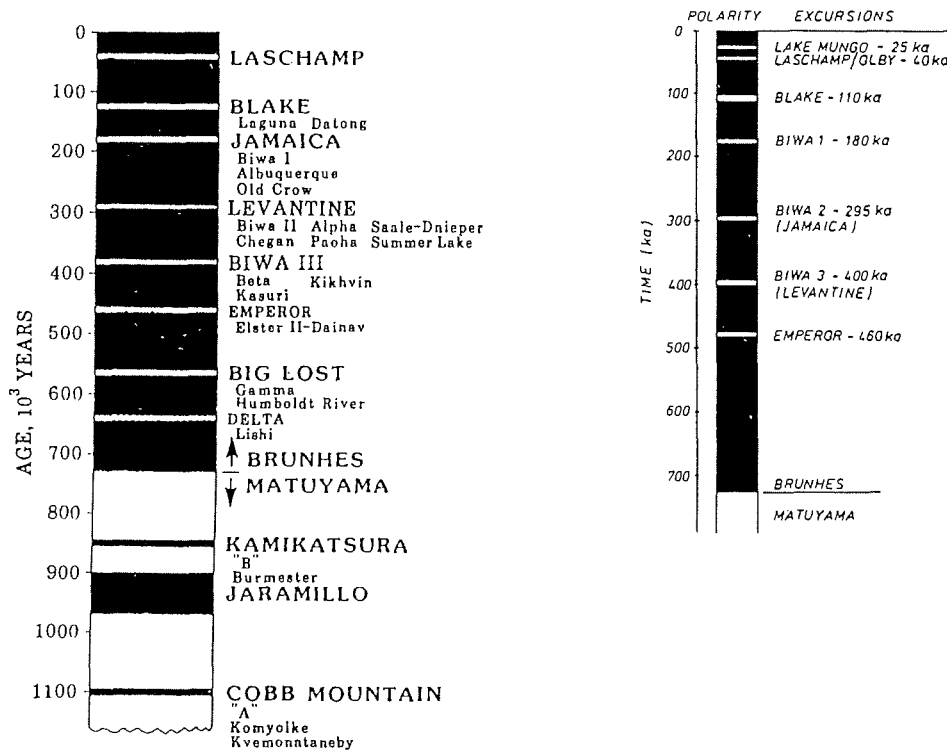


Abb. 36 : Polaritäts-Zeit-Skalen für die geomagnetische Brunhes-Chron. Die Zusammenstellung der Polaritätsereignisse im linken Teil der Abbildung stammt von Champion et al. (1988). Die rechte Zeitskala ist von Løvlie (1989) erstellt worden.

5.1.3 Fram Straße - Stationen 1296/1320, 1310 und 1704

Je ein Kernprofil entlang des 78. und des 80. nördlichen Breitengrades wurde während der ARK III/3 Expedition 1985 in der Fram Straße beprobt (Tab. A.2, Anhang A). Eine Alterseinstufung dieser Kernserie ist von Gard (1987) durchgeführt worden. Die Datierung basiert auf der Florenvergesellschaftung von Coccolithophorida Spezies. Zur zeitlichen Einordnung sind von Gard (1986) diese Häufigkeitsverteilungen von Coccolithen auch an dem durch eine Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie datierten Kern K-11 (Kellogg et al., 1978) aus der Norwegischen See bestimmt worden. Gard (1987) beschränkt sich allerdings bei der Datierung der Kerne aus der Fram Straße auf den Zeitraum der Isotopen-Stadien 1 bis 5. Ein Teil der Kerne ist von Spieß (pers. Mitt.) paläomagnetisch bearbeitet worden.

An der Station 1296 wurde ein Schwerelot mit einem Innendurchmesser von 12 cm genommen. Der Probenabstand beträgt 5 cm. An der geographisch identischen Station 1320 (Abb. 12; Tab. A.2, Anhang A) wurden außerdem noch ein Kolbenlot ebenfalls mit einem Innendurchmesser von 12 cm (Probenabstand 5 cm) sowie ein Kolbenlot von 8.4 cm genommen (Probenabstand 10 cm). Für diese Kerne ist eine Korrelation der Magnetostratigraphien mit den Ergebnissen der Stationen 1235 und 1535 ohne weiteres möglich (Abb. 37). Eine detailliertere Korrelation der Kerne gelang mit Messungen der magnetischen Suszeptibilität, die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden (Abb. 38). Zusätzlich wurden zur weiteren Kontrolle die Variationen des Wassergehaltes der Kerne von Station 1296 und 1320 (Hebbeln, pers. Mitt.), 1235 (Botz, pers. Mitt.) und 1535 (Spielhagen et al., 1988) berücksichtigt.

An allen drei Stationen treten die Ereignisse Laschamp, Biwa I und Biwa II am deutlichsten hervor (Abb. 37). Darüber hinaus gibt es in den meisten unteren Kernabschnitten Intervalle mit flachen positiven und negativen Inklinationen, die dem Biwa III zugeordnet werden können. Zwischen Biwa I und II weist jeweils eine Probe in den Kernen PS 1296-4 SL und PS 1320-1 KOL eine intermediäre bis reverse Richtung auf. Im Kern PS 1535-10 KOL ist an derselben stratigraphischen Position ebenfalls eine intermediäre ChRM bestimmt worden (Abb. 37). Es könnte sich demnach um ein weiteres kurzes, bislang unbekanntes, Ereignis im Sinne einer Exkursion des Erdmagnetfeldes handeln. Sein Alter wird auf etwa 230.000 Jahre geschätzt. Im Intervall zwischen dem Biwa I und Laschamp zeigen fast nur einzelne Proben flache positive bis negative Inklinationen, so daß hier eine klare Zuordnung zu geomagnetischen Ereignissen schwierig ist. Eine Korrelation der Kerne ist hier jedoch eindeutig über charakteristische Sequenzen in den Variationen der magnetische Suszeptibilität möglich (Abb. 38).

Auffällig bei den Kernen der Station 1296/1320 ist, daß die unterschiedlichen Kernnahmetechniken offensichtlich zu einer Streckung beziehungsweise Stauchung der Sedimente geführt haben (Abb. 37 und 38). An der Station 1310 ergab der Einsatz eines 8.4 cm Kolbenlots und eines 12 cm Schwerelots vergleichbare Effekte. Auch hier zeigen die magnetostratigraphischen Daten, stabile Inklination und Suszeptibilität, eine Streckung der Sedimentsäule im Kolbenlotkern PS 1310-5 KOL beziehungsweise eine Stauchung im Schwerelotkern

stabile Inklination I in Grad

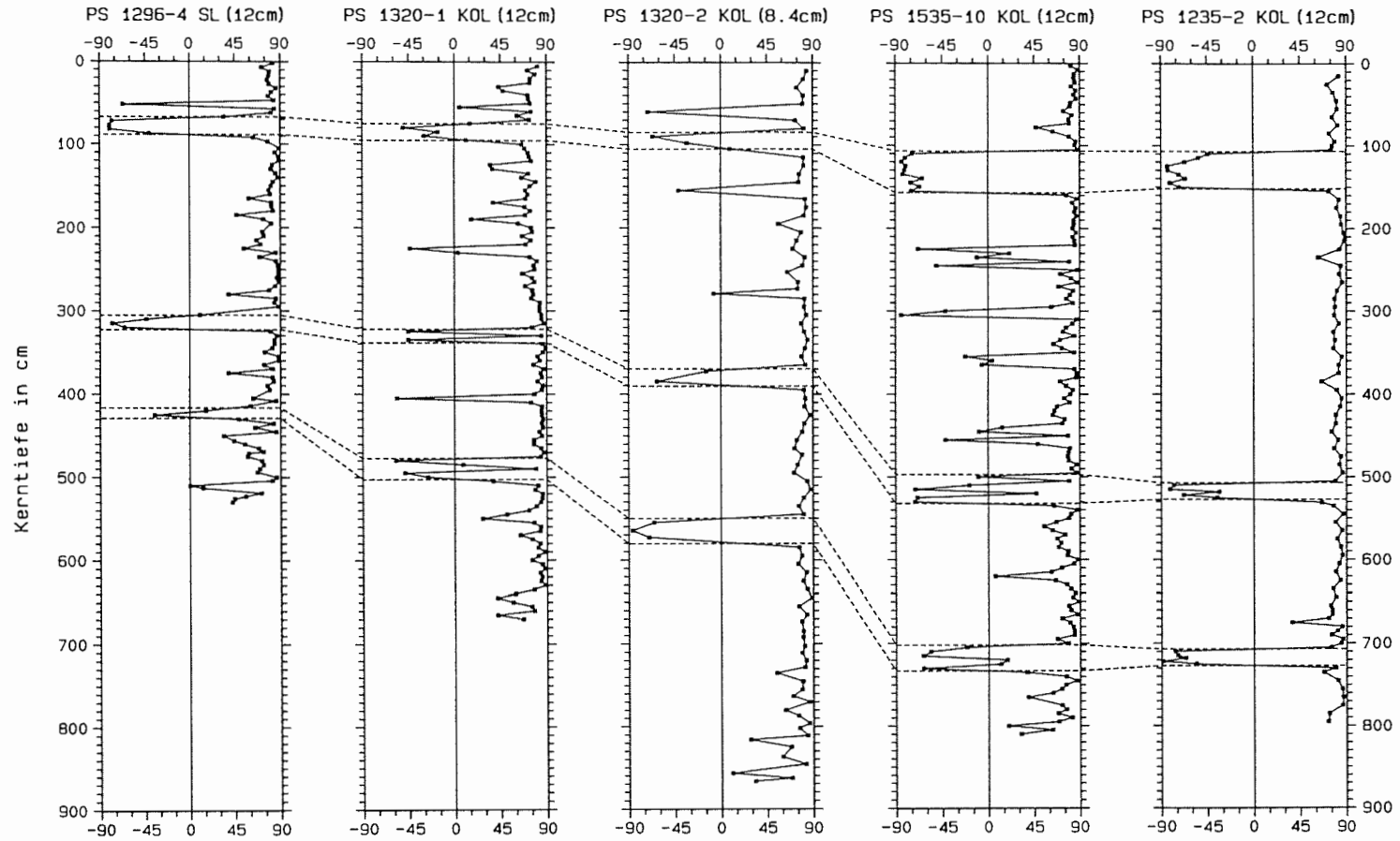


Abb. 37 : Korrelation von Kernen der Stationen 1296 und 1320 im nördlichen Boreas Becken sowie 1535 und 1235 in der zentralen Fram Straße mit Hilfe der stabilen Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung.

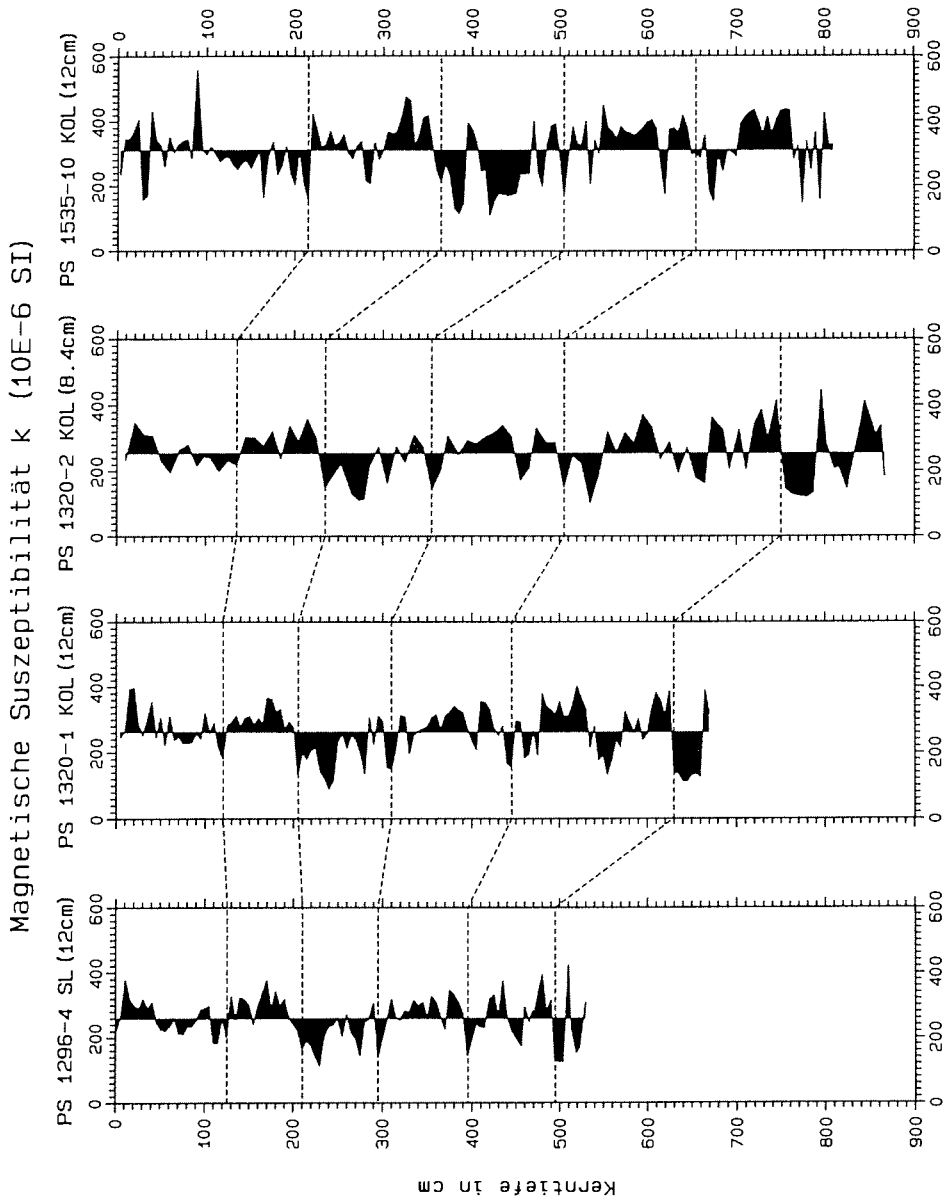


Abb. 38 : Korrelation von Kernen der Stationen 1296 und 1320 im nördlichen Boreas Becken und 1535 in der zentralen Fram Straße mit Hilfe der magnetischen Suszeptibilität k (vergl. Abb. 37).

PS 1310-3 SL (Abb. 39). Die Unterschiede zwischen 30 x 30 cm Kastenloten und 12 cm Kolbenlot der Station 1535 (Abb. 31) sind demgegenüber nicht sehr groß.

Eine Korrelation der in den Kernen von Station 1310 dokumentierten Polaritätsereignisse mit der Magnetostratigraphie von Station 1535, gestützt durch die Ergebnisse der Messungen der magnetischen Suszeptibilität (Abb. 39), führt zu einem Widerspruch mit Datierungen von Gard (1987). Außerdem kann daraus eine relativ große Schichtlücke an der Station 1310 abgeleitet werden. Da der Kern PS 1310-5 KOL stratigraphisch länger ist und eine höhere Auflösung der magnetostratigraphischen Daten bietet, beziehen sich alle folgenden Angaben auf diesen Kern. Das Tiefenintervall 300 bis 400 cm ist von Gard (1987) in das Sauerstoff-Isotopen Stadium 5 datiert worden. Sedimentologische Bearbeitungen dieses Kerns, Grobfractionsanalysen, Bestimmung des Wassergehalt und des organischen Kohlenstoffs (Ruhland, 1988; Hebbeln, pers. Mitt.) lassen jedoch im Vergleich mit anderen Kernen aus der Fram Straße vermuten, daß das Intervall 240 bis 370 cm bereits dem Sauerstoff-Isotopen-Stadium 6 zuzuordnen ist. Demnach ist das gehäufte Auftreten von Coccolithen (Placolithen $< 5 \mu\text{m}$) bei 320 cm und 380 cm Kerntiefe auf kurze Zeitintervalle mit warmem Oberflächenwasser im Stadium 6 zurückzuführen, wie sie auch in anderen Kernen des 78°-Profils gefunden wurden Gard (1987). Das gut dokumentierte Polaritätsereignis im Intervall zwischen 405 und 460 cm kann damit dem Biwa I zugeordnet werden. In größerer Kerntiefe zeigt der Vergleich der paläomagnetischen Daten und der magnetischen Suszeptibilität von Station 1310 mit den Ergebnissen der Stationen 1296, 1320 und 1535, daß weiterhin die Ereignisse Biwa II und Biwa III in PS 1310-5 KOL dokumentiert sind (Abb. 39). Auf der Basis dieser Interpretation gilt dies auch für die postulierte geomagnetische Exkursion zwischen dem Biwa I und Biwa II. Das Intervall reverser Inklination bei 220 cm kann durch Korrelation mit dem Kern PS 1535-10 KOL relativ sicher als das Blake Event identifiziert werden.

Verstärkte Sedimentation von *Coccolithus pelagicus*, als Indikator für das Sauerstoff-Isotopen-Stadium 1, in den ersten 40 cm von PS 1310-5 KOL dokumentiert die letzten 10.000 Jahre (Gard, 1987). Das geomagnetische Ereignis im Intervall von 145 bis 195 cm kann somit und auch aufgrund seiner Länge im Vergleich mit den Stationen 1235 und 1535 dem Laschamp Event (34.000-43.000 Jahre) zugeordnet werden. Es folgt demnach stratigraphisch hier fast unmittelbar auf das Blake Event (115.000-123.000 Jahre). Dies kann nur durch eine Schichtlücke erklärt werden, die einen Zeitraum von etwa 60.000 Jahren umfaßt. Anhand von Radiographien kann ein abrupter Wechsel der Sedimentstruktur dieses Kerns bei 215 cm festgestellt werden. Das ist als ein deutlicher Hinweis auf einen Hiatus zu werten. Es fehlen in diesem Kern, im Gegensatz zu allen anderen Kernen des 78°-Profils, Exemplare der Foraminifere *Pullenia bulloides* (Hebbeln, pers. Mitt.). Diese Spezies, die auch in PS 1535-8 KAL gefunden wurde, tritt hauptsächlich im Sauerstoff-Isotopen-Stadium 5.1 auf (Köhler & Spielhagen, 1990). Das Fehlen dieses Leitfossils ist daher ein weiteres Indiz für eine Schichtlücke.

Ein weiterer Kern, PS 1704-4 KAL, wurde 1988 während der ARK V/3a Expedition in der Fram Straße auf dem Rücken der Hovgaard Bruchzone genommen. Die paläomagnetische Bearbeitung im Rahmen dieser Arbeit zeigte, daß auch hier mehrere geomagnetische Exkursionen dokumentiert sind (Abb. 40). Im oberen Kernabschnitt können eindeutig das

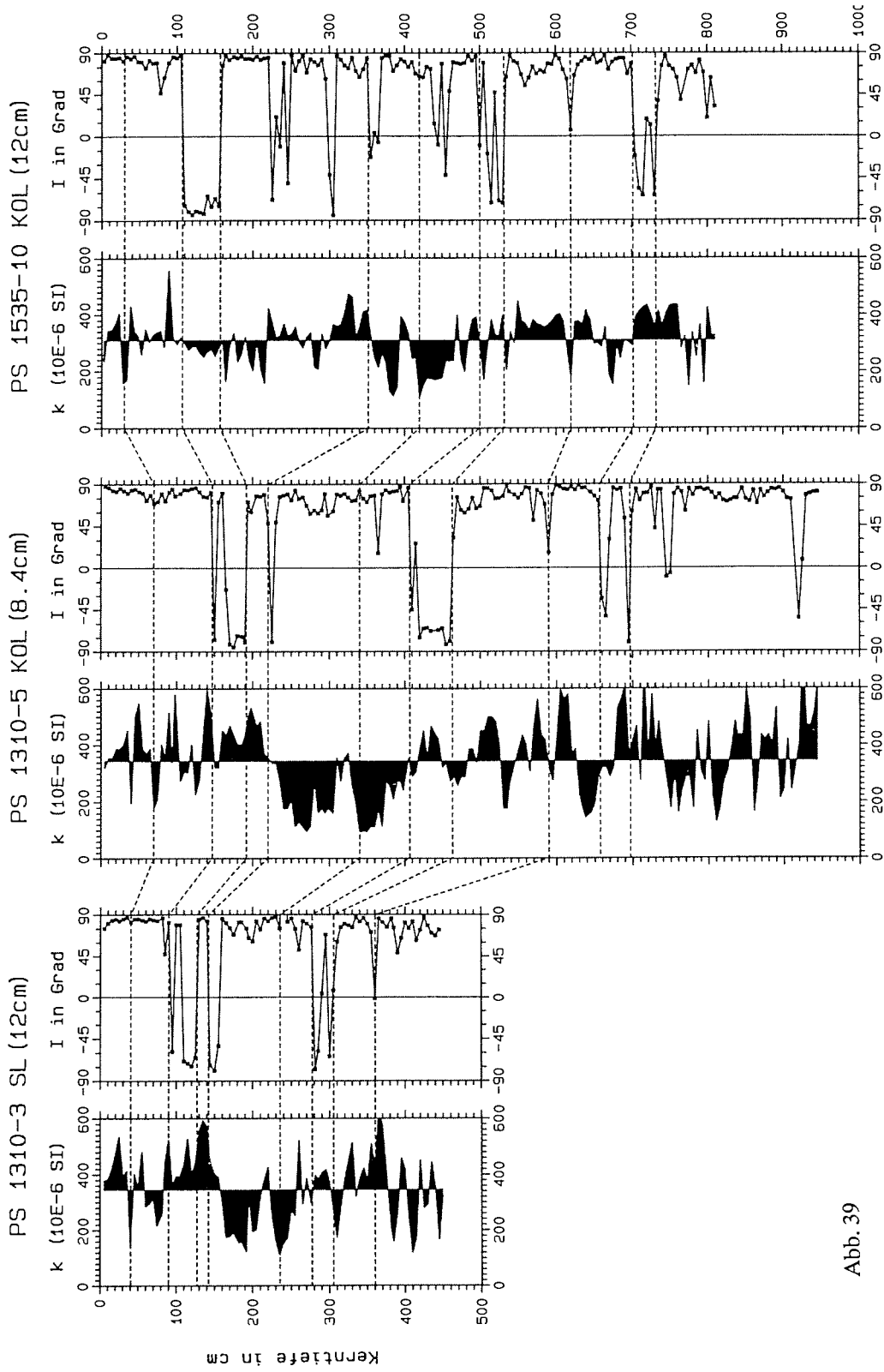


Abb. 39

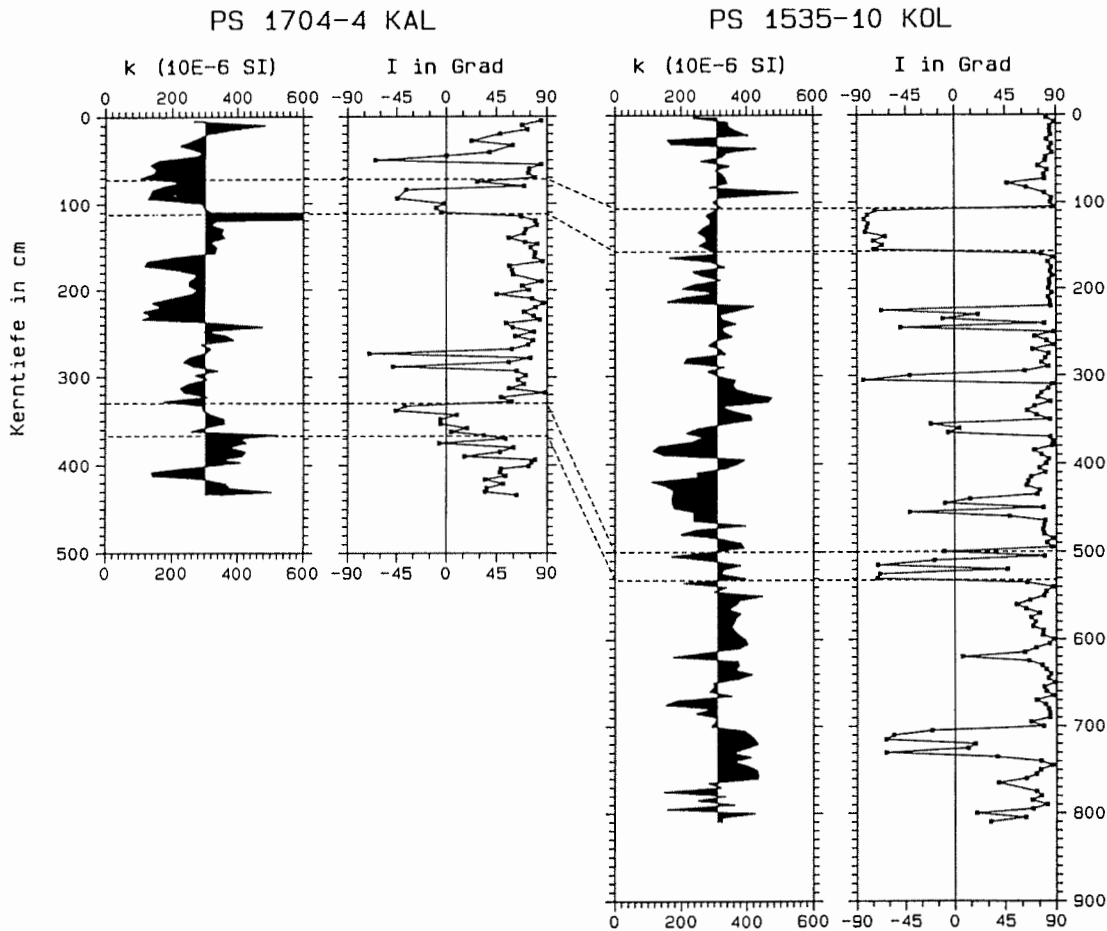


Abb. 40 : Variation der magnetischen Suszeptibilität k und der stabilen Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung in Kern PS 1704-4 KAL vom Rücken der Hovgaard Bruchzone im Vergleich mit PS 1535-10 KOL aus der zentralen Fram Straße.

Abb. 39 (vorherig. Seite) : Variation der magnetischen Suszeptibilität k und der stabilen Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung in Kernen der Station 1310 aus der nördlichen Fram Straße im Vergleich mit PS 1535-10 KOL aus der zentralen Fram Straße. Aufgrund dieser Korrelation ergibt sich ein Hiatus von etwa 60.000 Jahren zwischen dem Laschamp Event (34.000-43.000 Jahre) und dem Blake Event (115.000-123.000 Jahre) für Station 1310. Einzelheiten siehe Text.

Mono Lake Event (23.000-25.000 Jahre) und das Laschamp Event (34.000-43.000 Jahre) identifiziert werden. Im unteren Kernabschnitt ist aufgrund der großen Streuung der stabilen Inklination eine klare Trennung von Proben normaler und reverser Polarität jedoch nur bedingt möglich. Versuchsweise ist das älteste geomagnetische Ereignis mit dem Biwa I Event (171.000-181.000 Jahre) korreliert worden. Außer der Magnetostratigraphie gibt es für diesen Kern zur Zeit keine weiteren sedimentologischen oder paläontologischen Daten. Eine Bestätigung der durchgeführten Korrelation steht deshalb noch aus. Der Kern wird daher in der weiteren Diskussion nicht berücksichtigt.

5.1.4 Magneto-Chronostratigraphien der Fram Straße

Die Variationen der stabilen Inklination der Kerne von Station 1310, 1235, 1535 und 1296/1320 sind in der Abbildung 41 zusammenfassend als Funktion der Zeit dargestellt. Zugrunde gelegt sind dabei die Korrelationen der Kerne nach Abbildung 31 und 32 sowie 37 bis 39, die $\delta^{18}\text{O}$ -Datierung des Kerns PS 1535-8 KAL (Köhler & Spielhagen, 1990), die ^{230}Th -Datierung des Kerns PS 1235-2 KOL (Eisenhauer et al., 1990) sowie die Polaritäts-Zeit-Skalen für die Brunhes-Chron von Champion et al. (1988) und Løvlie (1989) (Abb. 36). Weiterhin wurden paläontologische Daten von Gard (1988), Baumann (1990) und Hebbeln (pers. Mitt.) mitberücksichtigt. Aus der Synthese der altersabhängigen Daten ist ein gemeinsames Polaritätsmuster abgeleitet worden. Es ist in Abbildung 42 in Form einer Polaritäts-Zeit-Skala dargestellt. In Tabelle 4 sind entsprechend zu Abbildung 42 alle geomagnetischen Ereignisse aufgelistet, die in den Kernen der Fram Straße dokumentiert sind. Die

Tabelle 4 : Geomagnetische Ereignisse dokumentiert in den Kernen der Fram Straße. Die Eingrenzung der Altersintervalle erfolgte über die $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie des Kerns PS 1535-8 KAL (Köhler & Spielhagen, 1990) und die ^{230}Th -Datierung des Kerns PS 1235-2 KOL (Eisenhauer et al., 1990). Weiteres siehe Kapitel 5.1.2.

Alter	Referenz (Tab. 5)	Datierung
23.000-25.000	Mono Lake (Denham & Cox, 1971)	$\delta^{18}\text{O}$, ^{230}Th
34.000-43.000	Laschamp (Bonhommet & Babkine, 1967)	$\delta^{18}\text{O}$, ^{230}Th
65.000-77.000	Norw.-Grönl. See (Bleil & Gard, 1989)	$\delta^{18}\text{O}$, ^{230}Th
98.000-102.000	Fram Straße (diese Arbeit)	$\delta^{18}\text{O}$, ^{230}Th
115.000-123.000	Blake (Smith & Foster, 1967)	$\delta^{18}\text{O}$, ^{230}Th
152.000-160.000	Baffin Bay (Aksu, 1983)	$\delta^{18}\text{O}$, ^{230}Th
171.000-181.000	Biwa I (Kawai et al., 1972)	^{230}Th
235.000	Fram Straße (diese Arbeit)	^{230}Th
292.000-298.000	Biwa II (Kawai et al., 1972)	(^{230}Th), Literatur
320.000	Fram Straße (diese Arbeit)	Literatur (interpoliert)
395.000-405.000	Biwa III (Kawai et al., 1972; 1975)	Literatur

angegeben Altersspannen resultieren aus der Diskussion der Ergebnisse in Kap. 5.1.2. Tabelle 5 gibt eine Zusammenfassung der wichtigsten Literaturarbeiten zu den einzelnen geomagnetischen Ereignissen. Die Benennung erfolgt in der Regel nach der Lokation, an der das entsprechende Ereignis zuerst nachgewiesen wurde. Für postulierte Ereignisse jünger als 20.000 Jahre ist eine eindeutige Benennung schwierig. Aus der Vielzahl der in der Literatur beschriebenen Ereignisse sind für Tabelle 5 nur die ausgewählt worden, die aufgrund der dokumentierten Datenbasis und angewendeten Methoden als gesichert betrachtet werden können. So ist etwa der 'Gothenburg Flip' (Mørner & Lanser, 1974) nicht berücksichtigt worden, da dieses postulierte Ereignis von diversen Autoren angezweifelt wird. Eine ausführliche Diskussion dieses und anderer Ereignisse jünger als 20.000 Jahre findet sich bei Verosub & Banerjee (1977), Jacobs (1984) und Hanna & Verosub (1989).

In allen Kernen der Fram Straße (Abb. 41) sind, soweit sie den entsprechenden Zeitraum überdecken, alle von der Literatur her bekannten geomagnetischen Ereignisse dokumentiert (vergl. Tab. 4 und Tab. 5): Mono Lake, Laschamp, Blake, Biwa I, Biwa II und Biwa III. Weiterhin konnte ein erst kürzlich von Bleil & Gard (1989) in Sedimentkernen der Norwegisch-Grönländischen See entdecktes Ereignis mit einem Alter von 65.000-77.000 Jahren bestätigt werden. Es ist ebenfalls in Kernmaterial aus der Weddell See (Grünig, 1989) gefunden worden. Ein bislang unbekanntes Ereignis mit einem Alter von 98.000-102.000 Jahren konnte in zwei Parallelkernen der Station 1535 eindeutig nachgewiesen werden. Ein Intervall mit intermediären bis reversen Inklinationen in denselben Kernen mit einem Alter von 152.000-160.000 Jahren stellt wahrscheinlich die Bestätigung eines Ereignisses dar, das in Sedimenten der Baffin Bay (Aksu, 1983) und Alaska (Westgate et al., 1985; Westgate, 1988) gefunden wurde. Daneben gibt es in mehreren Kernen Hinweise auf hochfrequente Variationen des geomagnetischen Feldvektors vor etwa 235.000 und 320.000 Jahren. Ob es sich dabei um echte Polaritätseignisse oder nur um Ereignisse im Sinne einer Feldexkursion handelt (Definition siehe Kapitel 2.3) müssen weitere hochauflösende magnetostratigraphische Analysen zeigen. Sichere Hinweise auf ein geomagnetisches Ereignis jünger als 20.000 Jahre gibt es im Kernmaterial aus der Fram Straße nicht.

Durch die Verknüpfung der magnetostratigraphischen mit allen zur Verfügung stehenden paläontologischen und chronostratigraphischen Daten der Fram Straße, $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie des Kerns PS 1535-8 KAL (Köhler & Spielhagen, 1990) und ^{230}Th -Datierung des Kerns PS 1235-2 KOL (Eisenhauer et al., 1990), konnte ein sicherer Zeitrahmen für die letzten etwa 200.000 Jahre etabliert werden. Trotz der deutlich unterschiedlichen Datierungen für das Mono Lake Event und das Laschamp Event, konnten durch Plausibilitätsüber-

Abb. 41 : Chronostratigraphie der stabilen Inklinations I der charakteristischen remanenten Magnetisierung in Kernen entlang eines Nord-Süd-Profiles durch die Fram Straße (80°N bis 78°N, vergl. Abb. 12). Rechts außen ist die daraus abgeleitete Polaritätsabfolge dargestellt. Schwarz markiert Intervalle normaler Polarität, weiß reverser Polarität.

Stabile Inklination in Grad

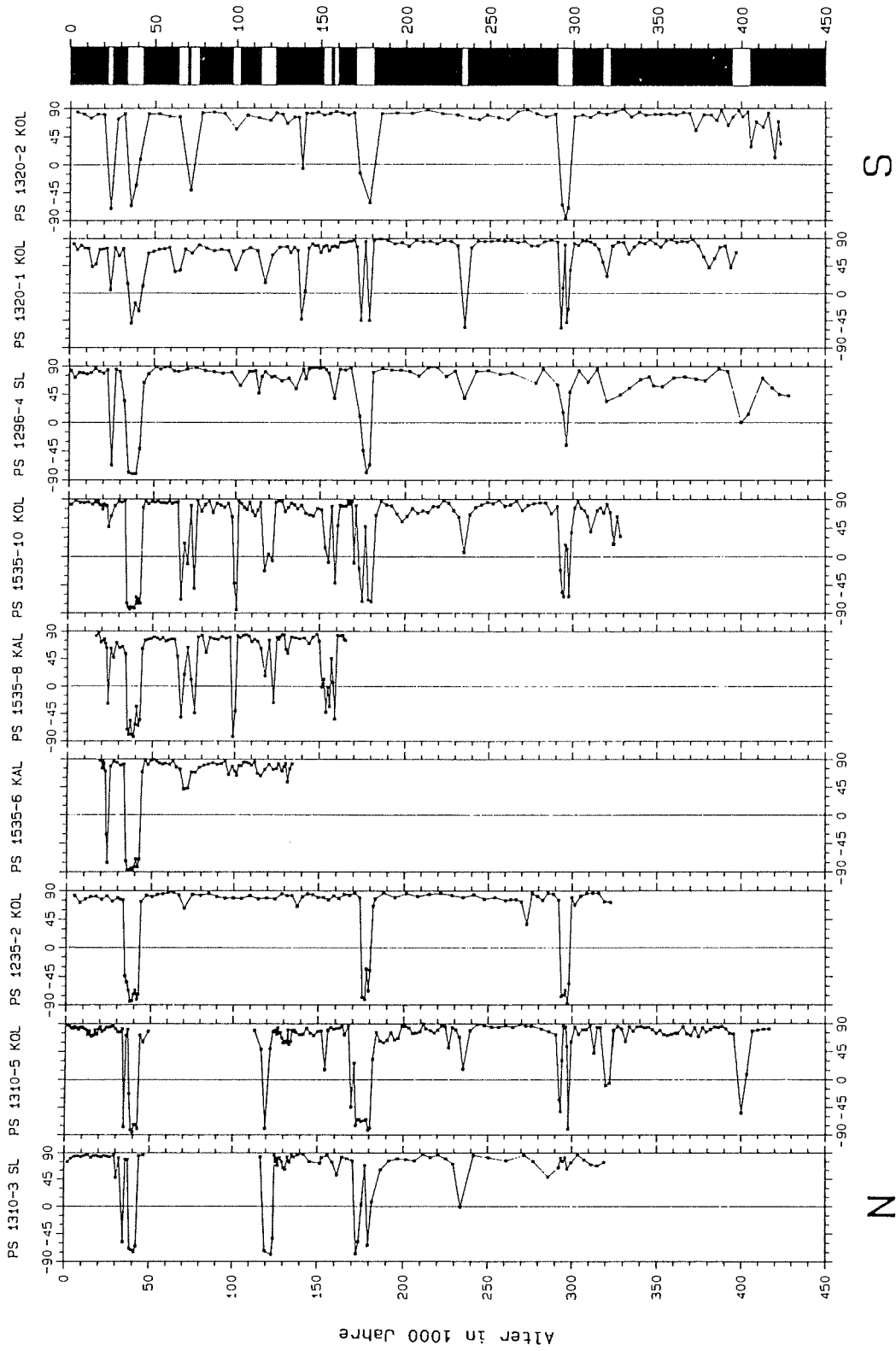


Abb. 41

Tabelle 5 : Geomagnetische Ereignisse innerhalb der letzten 500.000 Jahre, Literaturdaten.
Altersangaben in eckigen Klammern stellen inzwischen revidierte Daten dar.

Alter	Autoren	Lokation
postulierte Ereignisse jünger als 20.000 Jahre (siehe Kap. 5.1.4)		
12.500-17.000	Clark & Kennett (1973)	Golf von Mexiko
18.000	Yaskawa et al. (1973)	Biwasee, Japan
17.000±1.500	Freed & Healy (1974)	Golf von Mexiko
17.000-18.000	Noltimer & Colinvaux (1976)	Imuruk Lake, Alaska
18.000	Thouveny (1987)	Baffin Bay
Mono Lake		
24.000-24.600	Denham & Cox (1971)	Mono Lake, U.S.A.
24.000-25.000	Liddicoat & Coe (1979)	Mono Lake, U.S.A.
24.900-28.900	Negrini et al. (1984)	Summer Lake, U.S.A.
>20.000	Løvlie et al. (1986)	Yermak Plateau, Arktis
<30.000	Løvlie & Sandnes (1987)	W-Norwegen
24.000	Thouveny (1987)	Baffin Bay
25.000-31.000	Bleil & Gard (1989)	Norw.-Grönl. See
23.000	Levi & Karlin (1989)	Golf von Kalifornien.
26.000-29.000	Levi & Karlin (1989)	Golf von Kalifornien.
Lake Mungo (siehe Kap. 5.1.2)		
25.000-30.000	Barbetti & McElhinny (1972)	Lake Mungo, Australien
35.000±4.300	Huxtable & Aitken (1977)	Lake Mungo, Australien
Laschamp		
[> 8.000]	Bonhommet & Babkine (1967)	Laschamp, Frankreich
[8.000-20.000]	Bonhommet & Zähringer (1969)	Laschamp, Frankreich
39.000±6.000	Condomines (1978)	Olby, Frankreich
45.400±2.500	Hall & York (1978)	Laschamp/Olby, Frankreich
35.000±4.000	Gillot et al. (1979)	Laschamp, Frankreich
42.000±5.000	Gillot et al. (1979)	Olby, Frankreich
37.000±3.500	Guérin & Valladas (1980)	Olby, Frankreich
32.500±3.199	Guérin & Valladas (1980)	Laschamp, Frankreich
40.000-46.000	Guérin (1983)	Louchadière, Frankreich
49.000	Yaskawa et al. (1973)	Biwasee, Japan
32.000±1.500	Freed & Healy (1974)	Golf von Mexiko
<60.000	Løvlie et al. (1986)	Yermak Plateau, Arktis
<56.000	Løvlie & Sandnes (1987)	W-Norwegen
38.000-49.000	Bleil & Gard (1989)	Norw.-Grönl. See
38.000-43.000	Grünig (1989)	Weddell See, Antarktis
49.000-51.000	Levi & Karlin (1989)	Golf von Kalifornien
42.700±7.800	Levi et al. (1990)	Skalamaelifell, Island

Tabelle 5 : (Fortsetzung)

Alter	Autoren	Lokation
Norwegisch-Grönländische See		
70.000-77.000	Bleil & Gard (1989)	Norw.-Grönl. See
74.000, 82.000	Grünig (1989)	Weddell See, Antarktis
Blake		
108.000-114.000	Smith & Foster (1969)	Karibik, Indik, NW-Atlantik
100.000-120.000	Wollin et al. (1971)	Karibik, NW-Pazifik
104.000-117.000	Kawai et al. (1972)	Biwasee, Japan
100.000 < t < 125.000	Denham (1976)	NW-Atlantik
100.000 < t < 125.000	Denham et al. (1977)	NW-Atlantik
105.000[-155.000]	Creer et al. (1980b)	Mittelmeer
100.000-130.000	Sasajima et al. (1984)	Japan, Indonesien
112.000-117.000	Tucholka et al. (1987)	Mittelmeer
131.000-138.000	Bleil & Gard, (1989)	Norw.-Grönl. See
128.000 ± 33.000	Champion et al. (1989)	U.S.A.
107.000-120.000	Grünig (1989)	Weddell See, Antarktis
Baffin Bay		
129.000-161.000	Aksu (1983)	Baffin Bay, Davis Straße
[100.000-120.000]	Westgate et al. (1985)	Alaska
149.000 ± 13.000	Westgate (1988)	Alaska
Biwa I		
175.000-190.000	Wollin et al. (1971)	NW-Pazifik
176.000-186.000	Kawai et al. (1972)	Biwasee, Japan
200.000-215.000	Ryan (1972)	Mittelmeer
175.000-185.000	Bleil & Gard, (1989)	Norw.-Grönl. See
155.000 ± 47.000	Geissman et al. (1989)	U.S.A.
Biwa II		
280.000	Wollin et al. (1971)	NW-Pazifik
292.000-298.000	Kawai et al. (1972)	Biwasee, Japan
295.000-305.000	Ryan (1972)	Mittelmeer
260.000	Creer et al. (1980b)	Mittelmeer
330.000-344.000	Bleil & Gard, (1989)	Norw.-Grönl. See
290.000	Grünig (1989)	Weddell See, Antarktis
280.000	Liddicoat & Bailey (1989)	U.S.A.

Tabelle 5 : (Fortsetzung)

Alter	Autoren	Lokation
Biwa III		
400.000	Wollin et al. (1971)	NW-Pazifik
350.000	Kawai et al. (1972)	Biwasee, Japan
	Kawai et al. (1975)	Biwasee, Japan
400.000	Creer et al. (1980b)	Mittelmeer
Emperor		
460.000	Ryan (1972)	Karibik
490.000 ± 50.000	Wilson & Hey (1981)	Ost-Pazifik
[460.000 ± 50.000]	Champion et al. (1981)	U.S.A.
474.000-483.000	Bleil & Gard (1989)	Norw.-Grönl. See

legungen die Alter dieser Ereignisse relativ präzise eingegrenzt werden. Sie liegen mit einer Genauigkeit von 2000 bis 3000 Jahren innerhalb der Intervalle der Literaturdaten (vergl. Tab. 4 und 5). Dies gilt gleichfalls für die Ereignisse Norwegisch-Grönländische See, Blake und Biwa I Event, wo aus beiden Datierungen im wesentlichen vergleichbare Alter resultierten. Das wahrscheinlich ungenaue ^{230}Th -Alter des Biwa II Events, 252.000-262.000 Jahre, hingegen liegt jedoch etwa 20.000 Jahre unter den Werten der Literaturdaten (Tab. 5). Für alle älteren Ereignisse stehen keine direkten Datierungen zur Verfügung. Hier sowie für das wahrscheinlich zu jung abgeschätzte Biwa II Event wurden daher die Literaturalter für eine Umrechnung der Tiefenabfolgen in Zeitreihen benutzt. Für eine genauere Datierung, vor allem der älteren Ereignisse sind weitere chronostratigraphische Untersuchungen der untersuchten Kerne, oder anderer eindeutig korrelierbarer Kerne, mit radiometrischen Methoden und über stabile Isotope erforderlich.

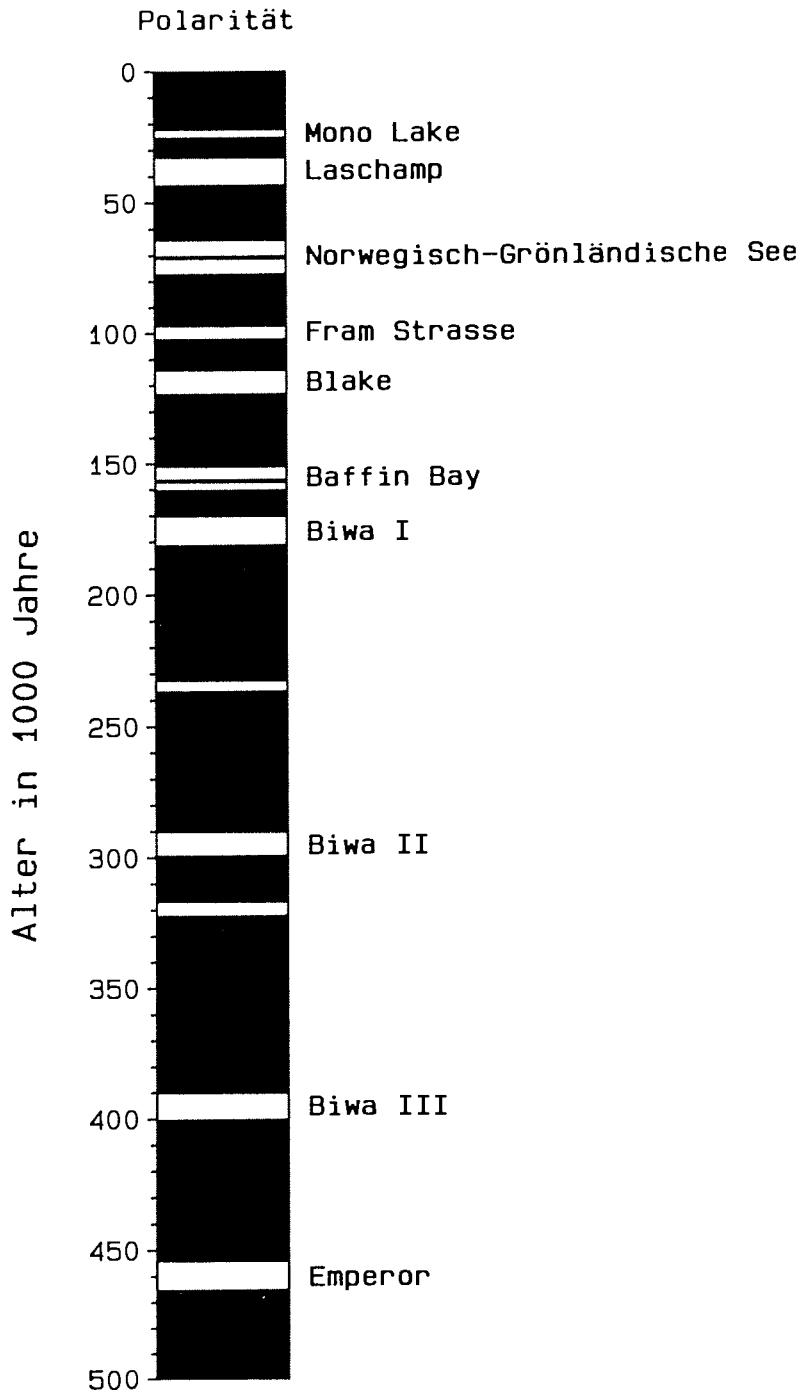


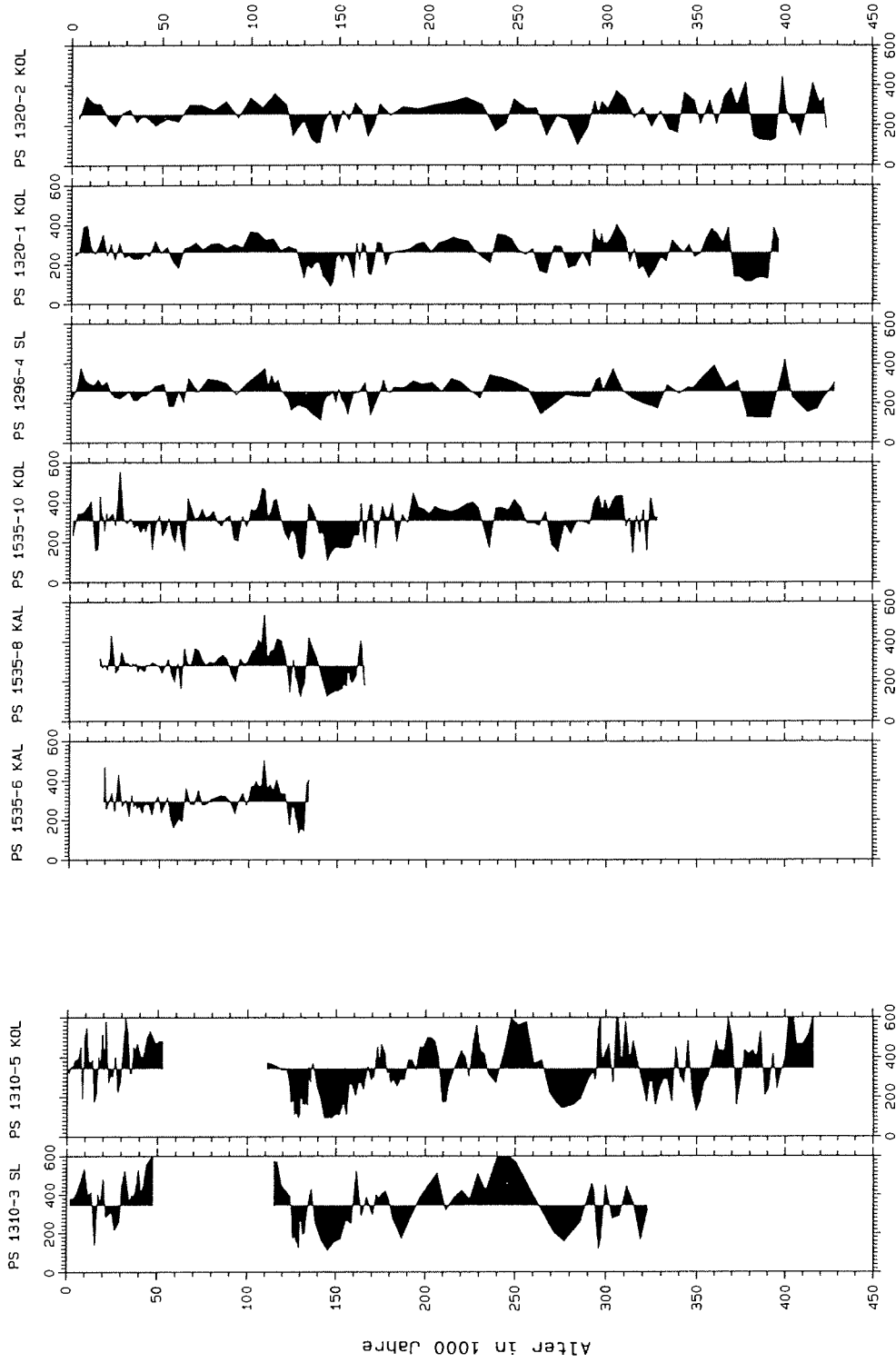
Abb. 42: Polaritäts-Zeit-Skala der letzten 500.000 Jahre abgeleitet aus den paläomagnetischen Daten von neun Kernen der Fram Straße (Abb. 41) in Kombination mit Literaturdaten (vergl. Abb. 36 und Tab. 5).

5.1.5 Zeitliche Variationen der magnetischen Suszeptibilität

Die Chronostratigraphie der magnetischen Suszeptibilität der zuvor diskutierten Kerngruppe zeigt Abbildung 43. In dem etwa 220 km langen Profil (vergl. Abb. 12) sind in allen Kernen untereinander vergleichbare Abfolgen von Minima und Maxima der magnetischen Suszeptibilität zu erkennen. Sie zeigen eine zu $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphien vergleichbare Zyklizität. Eine direkte Korrelation mit Kalt-Warm-Zyklen (Sauerstoff-Isotopen-Stadien) ist allerdings nicht durchgehend ausgeprägt. So erscheint das Stadium 5 (74.000-130.000 Jahre) bevorzugt durch hohe und das Stadium 6 (130.000-190.000 Jahre) mehr durch niedrige magnetische Suszeptibilitäten gekennzeichnet. Ein direkter Vergleich mit $\delta^{18}\text{O}$ -Daten, der gegenwärtig nur an Kern PS 1535-8 KAL möglich ist (Abb. 33), zeigt insgesamt jedoch wesentlich komplexere Zusammenhänge. Der Eintrag magnetischer Trägerminerale, gesteuert durch exogene geologische Prozesse, wie Klima, Verwitterung und Meeresströmungen (Thomson & Oldfield, 1986), stellt eine von der paläomagnetischen Richtungsvariation unabhängige Größe dar. Die Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität ermöglicht so eine eindeutige Parallelisierung der in den untersuchten Kernen dokumentierten geomagnetischen Ereignisse. Darüber hinaus können Kernintervalle, die eine Phase stabiler Dipolkonfiguration des geomagnetischen Feldes dokumentieren, ebenfalls hochauflösend korreliert werden. Die magnetische Suszeptibilität hat dabei gegenüber einer Analyse der Magnetisierungsintensität den Vorteil, daß sie, unter Vernachlässigung von Anisotropien, eine skalare Größe darstellt. Vektorielle Effekte wie antiparallele, sekundäre Überprägungen der remanenten Magnetisierung, die eine nur durch aufwendige Entmagnetisierungsstudien determinierbare Beeinflussung des Intensitätssignals darstellen (vergl. Kap. 4.1.1), wirken sich in der leicht und schnell zu bestimmenden Suszeptibilität nicht aus. Die kombinierte Erfassung von magnetischer Suszeptibilität und der Richtung der ChRM bietet daher, wie an den Kernen der Fram Straße demonstriert, ein sicheres stratigraphisches Instrument zur Korrelation von Kerngruppen unterschiedlicher Stationen. So führte gerade diese Methode zur Auffindung der Schichtlücke an Station 1310, die durch andere Untersuchungsmethoden bestätigt werden konnte (Kap. 5.1.3). Innerhalb einer Kerngruppe derselben Station lassen sich stratigraphische Differenzen verursacht durch die Kernnahmetechnik oder gegeneinander versetzte Tiefenskalen der Kerne bereits anhand der magnetischen Suszeptibilität sehr leicht erkennen (Abb. 31, 38 und 39).

Das an den Kernen der Fram Straße entwickelte stratigraphische Konzept einer Kombination von paläomagnetischen Richtungsdaten mit petrophysikalischen Ergebnissen, ergänzt und gestützt durch biostratigraphische Informationen (Baumann, 1990; Nowaczyk und Baumann, in Vorb.) wird in den folgenden Kapiteln auf die Sedimente anderer Kernlokalationen des Arbeitsgebietes angewendet (Kap. 5.2 bis 5.6). Die in Kapitel 5.1.4 erstellte Event-Chronostratigraphie bildet dabei den absolute Zeitrahmen.

magnetische Suszeptibilität k ($10E-6$, SI)



N

S

Abb. 43 : Chronostratigraphie der magnetischen Suszeptibilität k in Kernen entlang eines Nord-Süd-Profiles durch die Fram Straße ($80^{\circ}N$ bis $78^{\circ}N$, vergl. Abb. 12).

5.1.6 Sedimentationsraten in der Framstraße

Die der Abbildung 41 zugrundeliegenden Alters-Tiefen-Abfolgen für die Kerne der Stationen 1310, 1235, 1535 und 1296/1320 sind in den Abbildungen 44 bis 46 dargestellt sowie in Anhang D aufgelistet. Als Grundlage dienten im wesentlichen die Datierungen der geomagnetischen Ereignisse nach Kapitel 5.1.4. Dieses enge Raster wurde ergänzt mit Hilfe der Korrelation prominenter dazwischenliegender Horizonte auf der Basis der magnetischen Suszeptibilität und des Wassergehalts der Sedimente.

Angesichts der systematischen stratigraphischen Differenzen zwischen Schwerelot- und Kolbenlotkernen unterschiedlicher Durchmesser, die in diesen Abbildungen noch einmal sehr deutlich werden, muß die Berechnungen exakter Sedimentationsraten relativiert werden. Für vergleichende Betrachtungen sollten, soweit es möglich ist, gleiche Kerntypen herangezogen werden, um die Effekte der unterschiedlichen Kernnahmetechniken auszuschließen. So ergibt eine Berechnung der Sedimentationsraten anhand von Daten der 12 cm-Schwerelote um bis zu 40% geringere Werte gegenüber den 8.4 cm-Kolbenloten (vergl. Abb. 44 und 46). Die Daten der 12 cm-Kolbenlote ergeben von Süden nach Norden einen Trend zu leicht höheren Sedimentationsraten. Für die Station 1310 ist der Hiatus, der etwa das Altersintervall 50.000-110.000 Jahre umfaßt, bemerkenswert. Seine Definition beruht im wesentlichen auf der Korrelation der magnetostratigraphischen Daten mit weiter südlich gelegenen Kernen (Abb. 39). Eine Korrelation der Station 1310 mit anderen Stationen des 80°N-Profiles ist mit den Methoden dieser Arbeit nicht eindeutig möglich, da diese Kerne bislang nur in 20 cm Abständen beprobt wurden. Hochauflösende sedimentologische Untersuchungen sind zur Zeit noch nicht abgeschlossen (Hebbeln, pers. Mitt.). Die räumliche Erstreckung der Schichtlücke bleibt daher zunächst offen. Bei mittleren Sedimentationsraten in der Größenordnung von 2 bis 4 cm/1000 Jahre sind die Unterschiede ansonsten gering. Die zeitlichen Variationen, soweit sie durch magnetostratigraphische Methoden auflösbar sind, zeigen ebenfalls keine großen Änderungen. Weitaus markantere Gradienten sind von Gard (1988) für die Fram Straße auf dem 78°N- und 80°N-Profil in West-Ost-Richtung anhand der Häufigkeitsverteilung von Coccolithen in den Kernen der ARK III/3 Expedition nachgewiesen worden. Bei Annäherung an die Schelfe von Grönland und Svalbard ist jeweils eine eindeutige Tendenz zu höheren Sedimentationsraten zu beobachten.

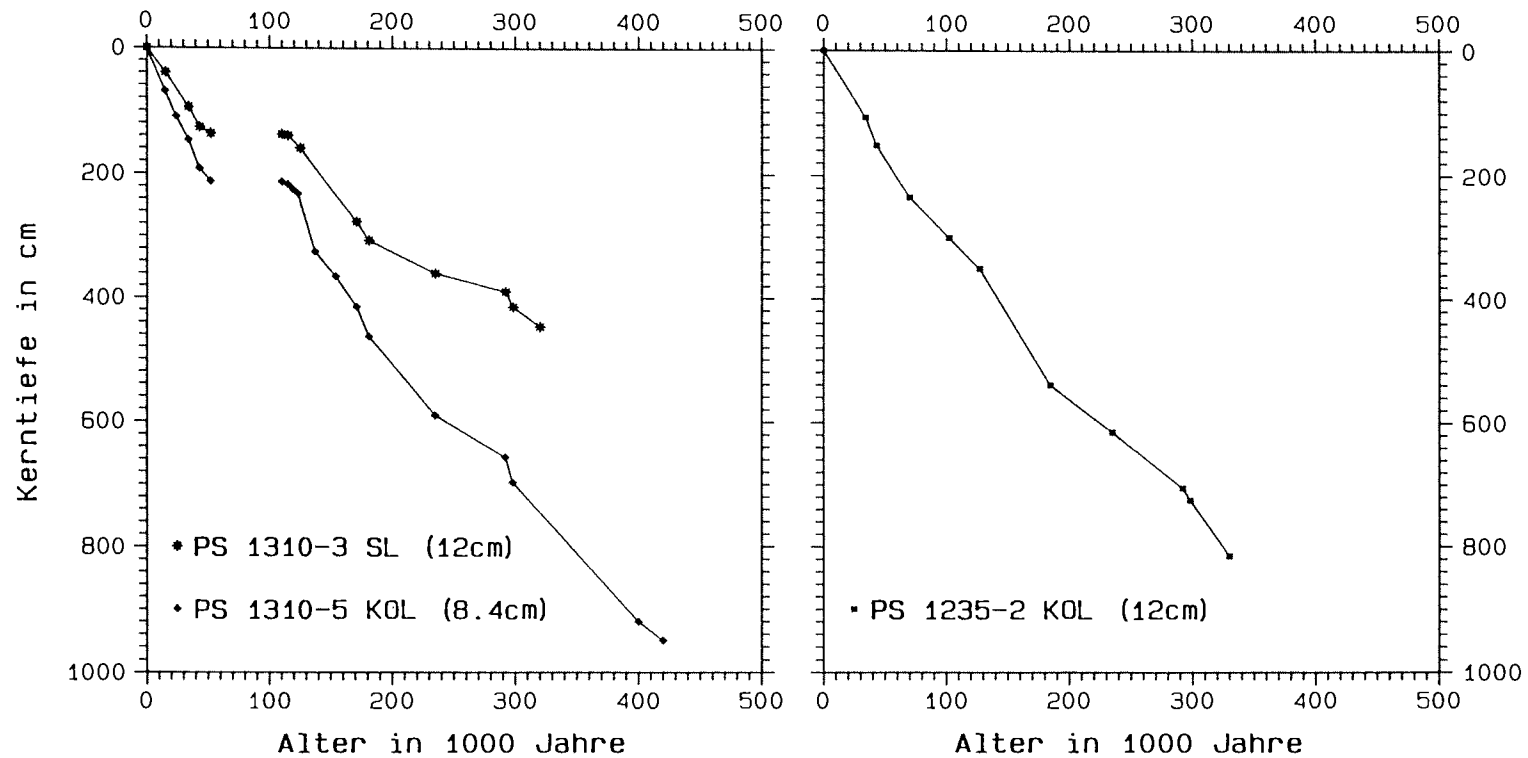


Abb. 44 : Alters-Tiefen-Abfolgen der Kerne von Station 1310 in der nördlichen und 1235 in der zentralen Fram Straße. Der Hiatus an Station 1310 ist abgeleitet aus der Korrelation der magnetostratigraphischen Daten mit Kernen der Station 1535 (vergl. Abb. 39). Die dargestellten Kurven basieren auf den Datierungen der geomagnetischen Ereignisse von Tabelle 4 und 5. Zwischenwerte resultieren aus der Korrelation der magnetischen Suszeptibilität und des Wassergehalts der Sedimente.

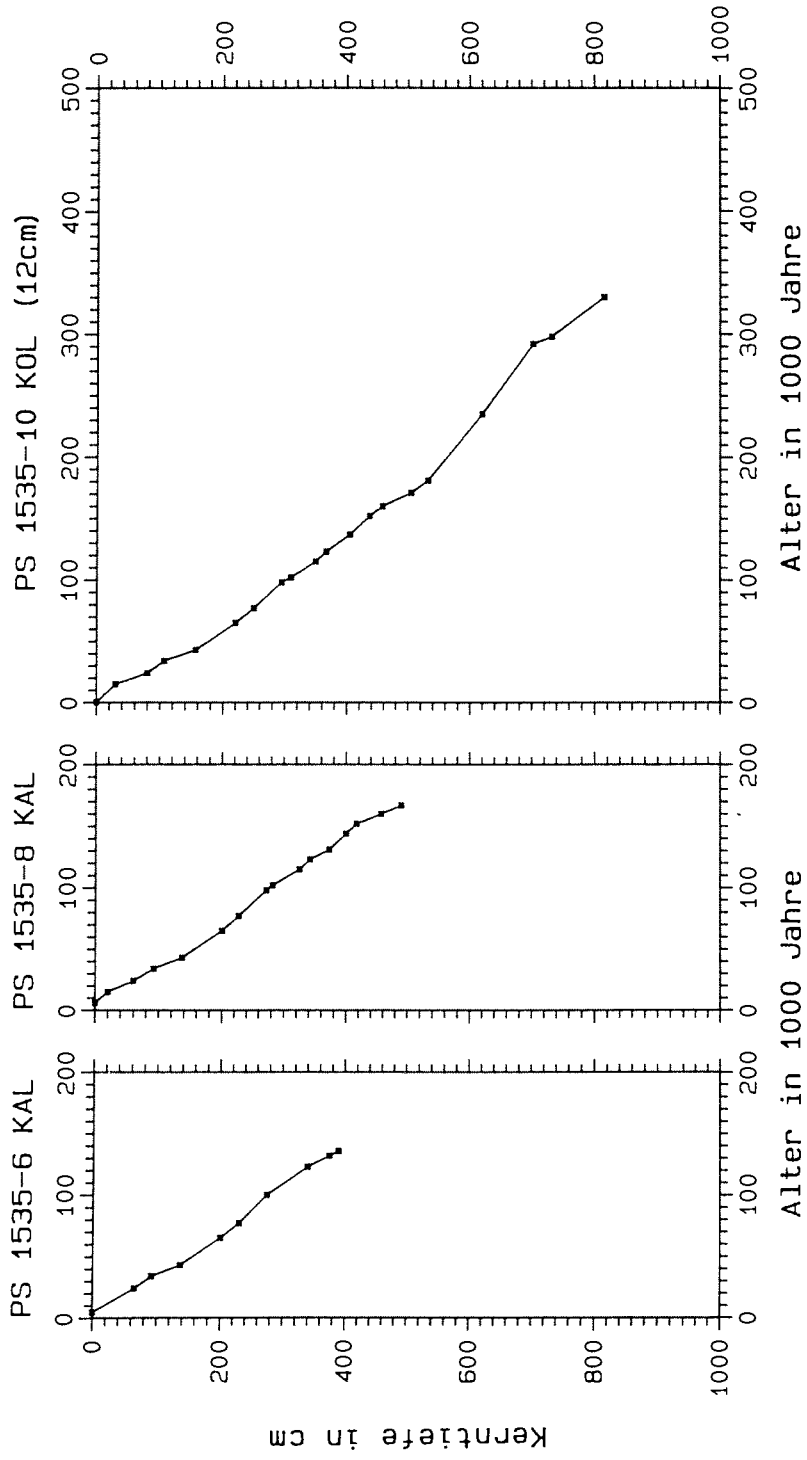


Abb. 45 : Alters-Tiefen-Abfolgen der Kerne von Station 1535 in der zentralen Fram Straße.
 Wegen der geringen Unterschiede sind die Kurven der drei Kerne getrennt dargestellt.
 Darstellung wie in Abbildung 44.

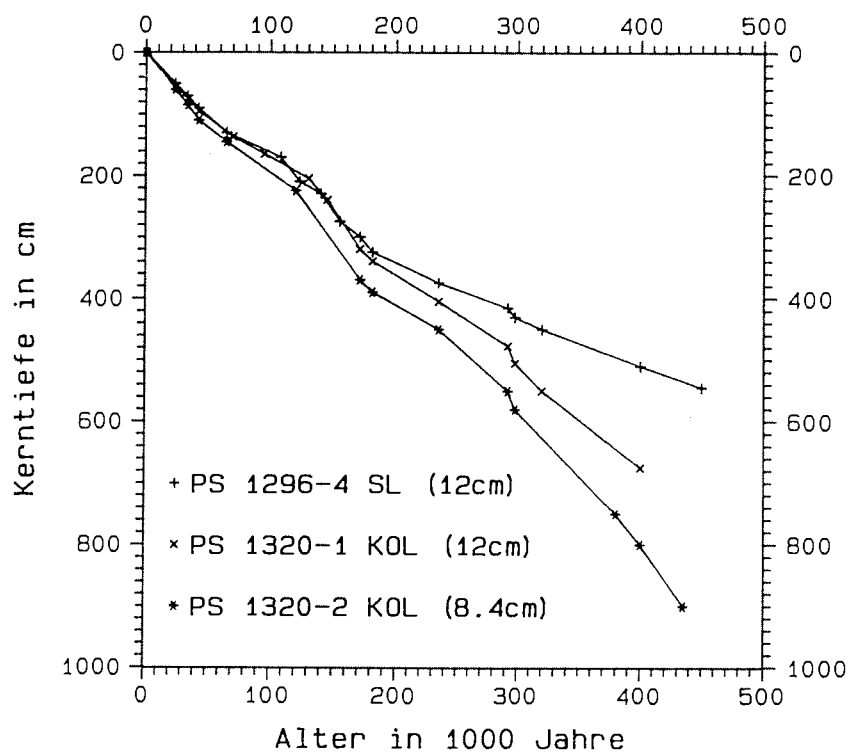


Abb. 46 : Alters-Tiefen-Abfolgen der Kerne von Station 1296 und der geographisch identischen Station 1320 im nördlichen Boreas Becken. Darstellung wie in Abbildung 44.

5.2 Yermak Plateau - Stationen 1532 und 1533

Auf dem Yermak Plateau sind während der ARK IV/3 Expedition insgesamt drei lange Sedimentkerne genommen worden. Der Kern PS 1533-3 SL enthält annähernd die gleichen stratigraphischen Informationen wie die etwa 400 km weiter südwestlich an der Station 1535 in der Fram Straße (Abb. 12) genommenen Kerne. Abbildung 47 zeigt die Korrelation mit

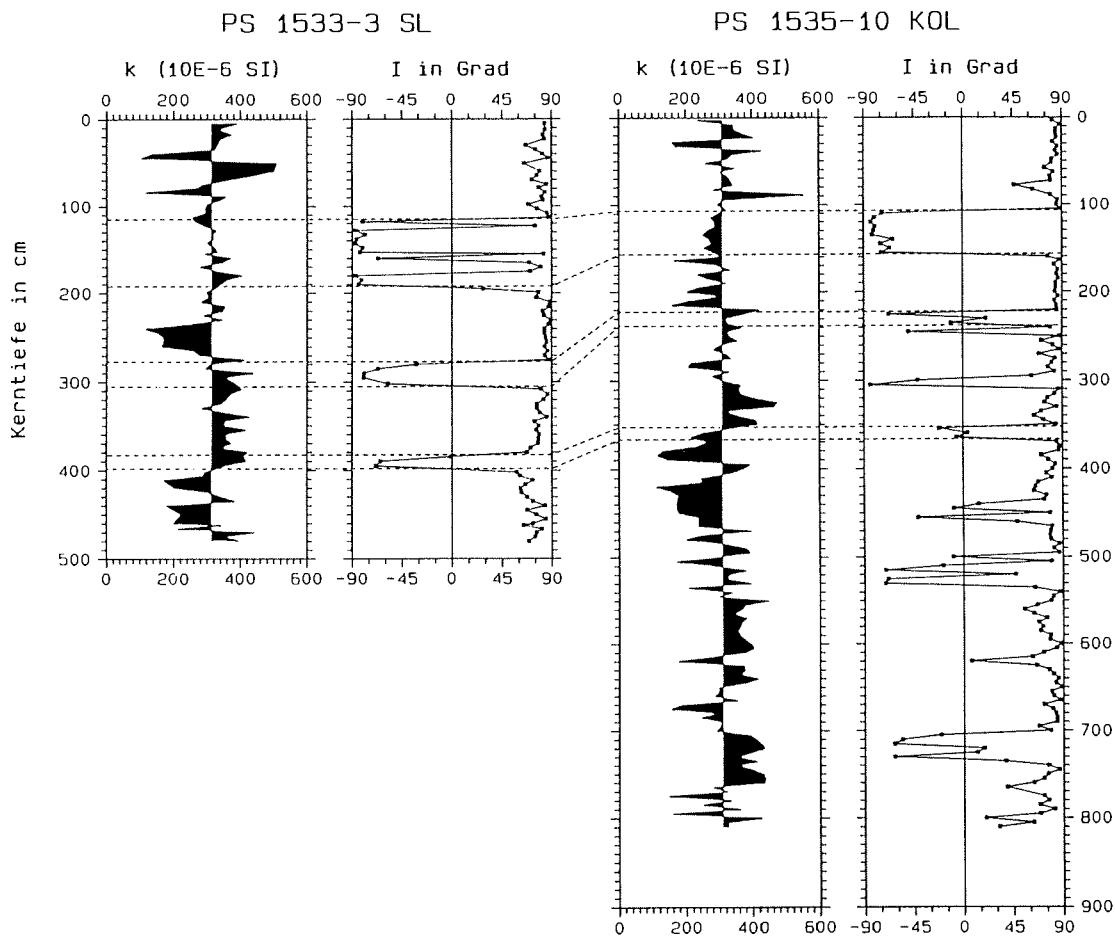


Abb. 47: Korrelation des Kerns PS 1533-3 SL vom Yermak Plateau mit dem Kern PS 1535-10 KOL aus der etwa 400 km weiter südwestlich gelegenen Fram Straße. Abgebildet ist die magnetische Suszeptibilität k und die stabile Inklination I . Darstellung wie in Abbildung 31.

dem Kern PS 1535-10 KOL. Die insgesamt vier Intervalle mit vollständig reverser Magnetisierung können eindeutig den geomagnetischen Polaritätseignissen Laschamp (34.000-43.000 Jahre), Norwegisch-Grönländische See (65.000-77.000 Jahre) und Blake (115.000-123.000 Jahre) zugeordnet werden. Diese Interpretation wird auch durch das Verteilungsmuster der Coccolithen bestätigt (Nowaczyk & Baumann, in Vorb.). Danach kann aufgrund der Sedimentation von *Emiliana huxleyi* im Bereich von 60 bis etwa 120 cm, entsprechend dem Sauerstoff-Isotopen-Stadium 3, das gesamte Intervall von 115 bis 190 cm mit mehrfachem Wechsel von normaler und reverser Polarität dem Laschamp Event zugeordnet werden. Durch die gegenüber der zentralen Fram Straße erhöhten Sedimentationsraten ist die in den Kernen der Station 1535 nur angedeutete Abspaltung des älteren Drittels des Laschamp

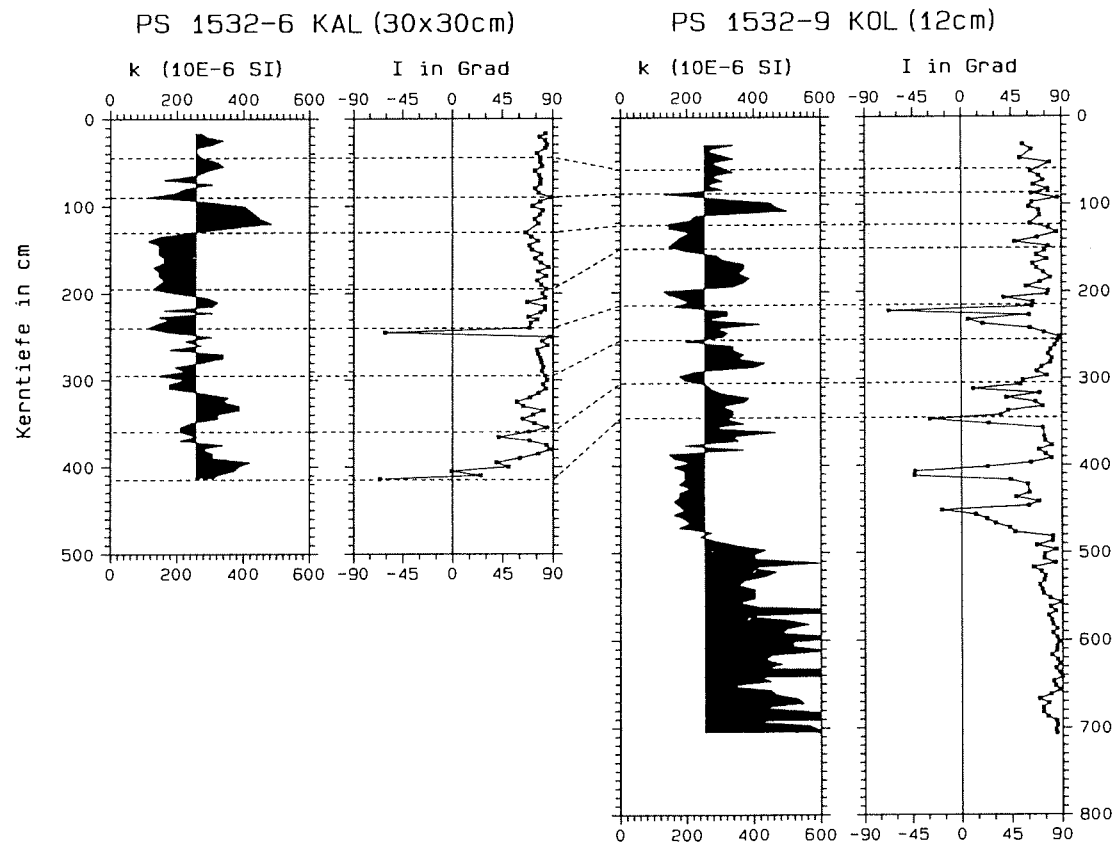


Abb. 48 : Magnetische Suszeptibilität k und stabile Inklination I der Kerne von Station 1532 auf dem Yermak Plateau. Die eingezeichnete Korrelation basiert neben den dargestellten Parametern auf Analysen von Kernphotos. Darstellung wie in Abbildung 31.

Events in dem Kern PS 1533-3 SL deutlich aufgelöst. Eine Störung der Sedimente im Bereich von 85 bis 90 cm weist vermutlich auf einen Hiatus hin, der das Fehlen des Mono Lake Events (23.000-25.000 Jahre) erklären könnte. Die Ereignisse mit Altern von 98.000-102.000 Jahren (Fram Straße) und 152.000-160.000 Jahren (Baffin Bay) konnten in PS 1533-3 SL nicht nachgewiesen werden. Die Analyse der Kernphotos sowie der Vergleich der magnetischen Suszeptibilität von PS 1533-3 SL mit der der Kerne von Station 1535 weist in den betreffenden Zeiträumen auf geringere Sedimentationsraten an Station 1533 hin. Ein Beprobungsabstand von 5 cm war daher nicht ausreichend, diese Ereignisse nachzuweisen.

Die magnetostratigraphische Datierung von PS 1533-3 SL wird durch vorläufige $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an diesem Kern bestätigt (Köhler, pers. Mitt.). Danach liegt die Grenze 1/2 der Sauerstoff-Isotopen-Stadien (12.000 Jahre) bei 50 ± 20 cm, die Grenze 4/5 (74.000 Jahre) bei 270 cm und die Grenze 5/6 (130.000 Jahre) bei 420 cm. Alter der Stadiengrenzen nach Martinson et al. (1987).

An der Station 1532 am Nordrand des Yermak Plateaus (Abb. 12) wurden zwei Kerne, ein 30 x 30 cm Kastenlot und ein 12 cm Kolbenlot, genommen. Diese Kerne lassen sich sehr gut über die magnetische Suszeptibilität und die Sedimentfarbe korrelieren (Abb. 48). Die magnetostratigraphischen Ergebnisse bestätigen diese Korrelation. Im Gegensatz zu Kern PS 1533-3 SL sind geomagnetische Ereignisse in den Kernen der Station 1532 nur in Ansätzen dokumentiert. Abgesehen von einigen Spuren sind die oberen 550 cm frei von kalkigen Nannofossilien. Im Intervall 550 bis 625 cm weisen jedoch große Häufigkeiten von *Gephyrocapsa muelleriae* auf eine Sedimentation dieses Kernabschnittes im Stadium 5 hin (Nowaczyk & Baumann, in Vorb.). Durch diese paläontologischen Informationen wird eine Identifikation der geomagnetischen Ereignisse ermöglicht. Danach ist entsprechend Abbildung 48 im Kolbenlotkern die Abfolge der geomagnetischen Ereignisse Mono Lake (23.000-25.000 Jahre), Laschamp (34.000-43.000 Jahre) und Norwegisch-Grönländische See (65.000-77.000 Jahre) enthalten.

Die aus der magnetostratigraphischen Datierung der Kerne vom Yermak Plateau resultierenden Alters-Tiefen-Kurven zeigt Abbildung 49. Die Sedimentationsraten an Station 1533 sind zumeist mit denen in der zentralen Fram Straße vergleichbar, weisen in einigen Abschnitten aber wesentlich höhere Beträge von bis zu 9.2 cm/1000 Jahre auf (Anhang D). Die geringsten Sedimentationsraten sind in den älteren Kernabschnitten zu beobachten.

Mit den Ergebnissen dieser Arbeit vergleichbare Werte wurden auch von Sejrup et al. (1984) basierend auf Aminosäurenepimerisation in Foraminiferen und Løvlie et al. (1986) durch magnetostratigraphische Methoden an Kernen vom Yermak Plateau bestimmt. Weiterhin ergaben $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphien zweier Kerne aus dem Fram Becken nördlich von Grönland ebenfalls Sedimentationsraten in der Größenordnung von 1 bis 3 cm/1000 Jahre (Zahn et al., 1985).

Die Sedimentationsraten an der Station 1532 variieren zwischen 2 und 10 cm/1000 Jahre (Anhang D). Eine lineare Extrapolation der Sedimentationsraten ergibt für die Basis von Kern PS 1532-9 KOL ein Alter von etwa 100.000 bis 110.000 Jahren. Ob die leicht unterschiedlichen Steigungen der Kurven von Kastenlot- und Kolbenlotkern (vergl. Abb. 48) eine Folge der verschiedenen Kernnahmetechniken sind oder auf lokal unterschiedliche Sedimen-

tationsraten an der exponierten Randlage am nördlichen Yermak Plateau beruhen, kann anhand der Daten nicht entschieden werden.

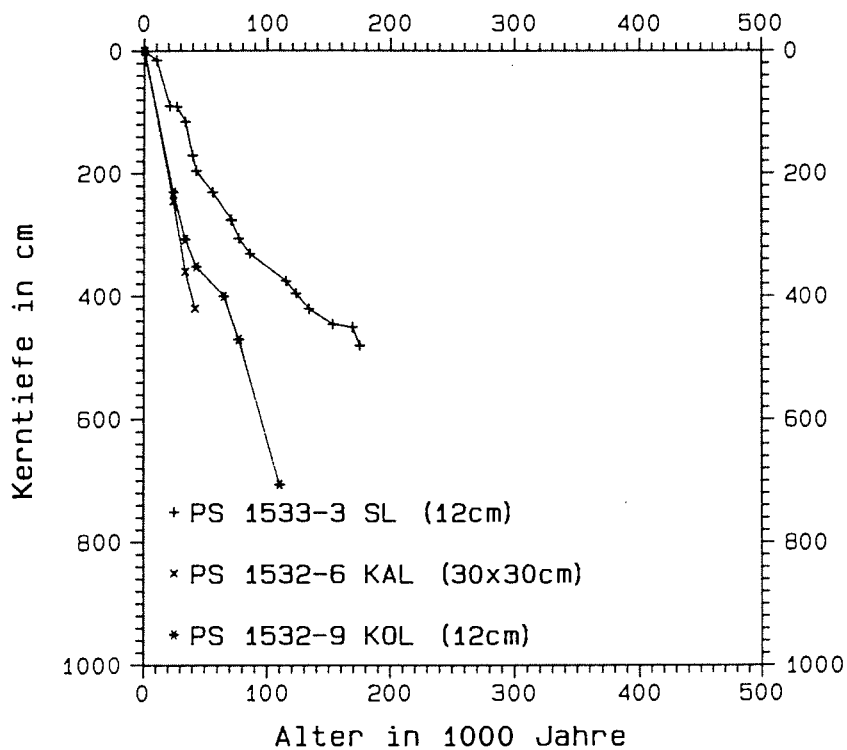


Abb. 49: Alters-Tiefen-Kurven der Kerne von Station 1532 und 1533 auf dem Yermak Plateau basierend auf der magnetostratigraphischen Datierung.

5.3 Kontinentalhang nordöstlich Svalbard - Stationen 1516 und 1519

Während der ARK IV/3 Expedition 1987 wurden am Schelfrand der Barents See nordöstlich von Svalbard (Abb. 12) zwei 30 x 30 cm Kastenlote genommen, die im Rahmen dieser Arbeit bearbeitet wurden. Ein Vergleich der Abfolgen der magnetischen Suszeptibilität beider Kerne erlaubt noch keine Korrelation altersgleicher Horizonte. Die Ergebnisse der paläomagnetischen Bearbeitung sind hingegen eindeutig (Abb. 50).

Im unteren Bereich des Kerns PS 1516-8 KAL, Wassertiefe 1436 m, konnten für zwei Intervalle ChRM-Richtungen mit flachen bis steilen negativen Inklinationen bestimmt werden. Sie können dem Mono Lake Event (23.000-25.000 Jahre) und dem Laschamp Event (34.000-43.000 Jahre) zugeordnet werden. Daraus folgt für Station 1516 eine mittlere Sedimentationsrate von etwa 6 cm/1000 Jahre für den Zeitraum der letzten 45.000 Jahre.

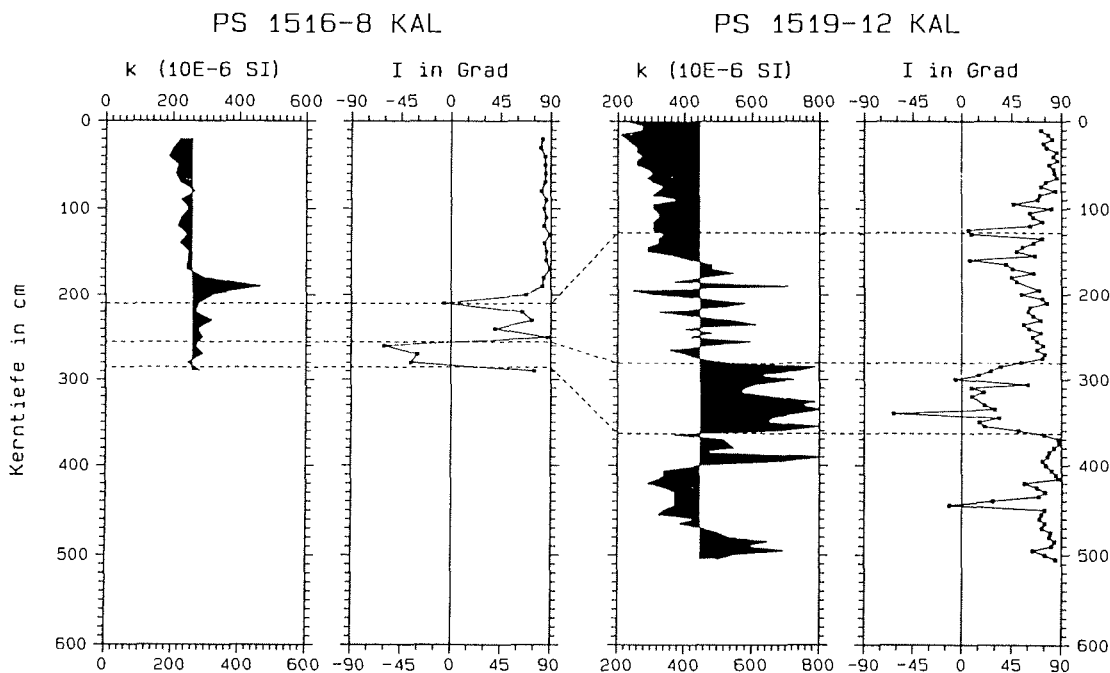


Abb. 50 : Variation der magnetischen Suszeptibilität k und der stabilen Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung der Kerne PS 1516-8 KAL und PS 1519-12 KAL von der Schelfkante der Barents See nordöstlich von Svalbard. Darstellung wie in Abbildung 31.

Die Sedimente in Kern PS 1519-12 KAL vom Fuß des Barents Schelfs, Wassertiefe 2998 m, sind teilweise durch Abfolgen mehrerer Turbidite aufgebaut. Das paläomagnetische Signal ist entsprechend gestört. Die Nannofossil-Biostratigraphie dieses Kerns (Baumann, 1990) gibt Hinweise darauf, daß die Kernbasis möglicherweise Sauerstoff-Isotopen-Stadium 5 erreicht. Eine verstärkte Sedimentation von *Gephyrocapsa muelleri* ist aber nicht dokumentiert. Die Sedimente in diesem Kern sind also relativ jung. Aufgrund der paläontologischen Daten können die drei fast ausschließlich durch flache positive Inklinationen dokumentierten geomagnetischen Ereignisse dem Mono Lake Event (23.000-25.000 Jahre), dem Laschamp Event (34.000-43.000 Jahre) und dem Ereignis an der Stadien-Grenze 4/5 (Norwegisch-Grönländische See, 65.000-77.000 Jahre) zugeordnet werden. Die mittleren Sedimentationsraten liegen daher vergleichbar zu Station 1532 bei 2 bis 15 cm/1000 Jahre (Anhang D). Die aus der magnetostratigraphischen Datierung abgeleiteten Alters-Tiefen-Beziehungen der Kerne vom Kontinentalhang sind in Abbildung 51 dargestellt.

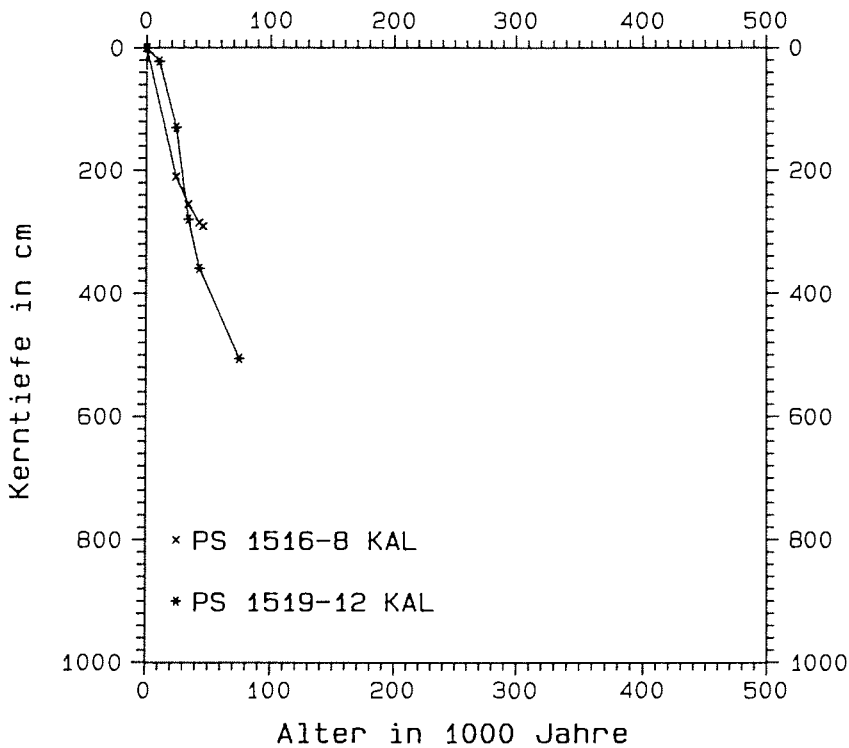


Abb. 51: Alters-Tiefen-Abfolge der Kerne PS 1516-8 KAL und PS 1519-12 KAL von der Schelfkante der Barents See nordöstlich von Svalbard. Die dargestellten Kurven basieren auf der magnetostratigraphischen Datierung, zum Teil gestützt durch biostratigraphische Daten von Baumann (im Druck).

5.4 Nansen-Becken - Stationen 1520 ,1521, 1523 und 1530

Die magnetostratigraphische Bearbeitung von Sedimenten aus dem Nansen Becken (Abb. 12) wurde durch extreme Schwierigkeiten bei der Kernnahme beeinträchtigt. Von 14 Kernnahmeversuchen waren nur 6 erfolgreich (Krause et al., 1989). Davon enthielten zwei Kerne nur die obersten Sedimentschichten (Abb. 52), da die Entnahmegerate wahrscheinlich aufgrund einer oberflächennahen, stark konsolidierten Sedimentlage beim Einsatz auf dem Meeresboden umgekippt sind. Das im Kern PS 1520-13 KAL gewonnene Material umfaßt daher lediglich eine 95 cm lange, allerdings ungestörte Sedimentsäule. Die flachen positiven Inklinationen an der Kernbasis dokumentieren daher möglicherweise das Mono Lake Event (23.000-25.000 Jahre). Daraus folgt eine Sedimentationsrate von etwa 4 cm/1000 Jahre. Die

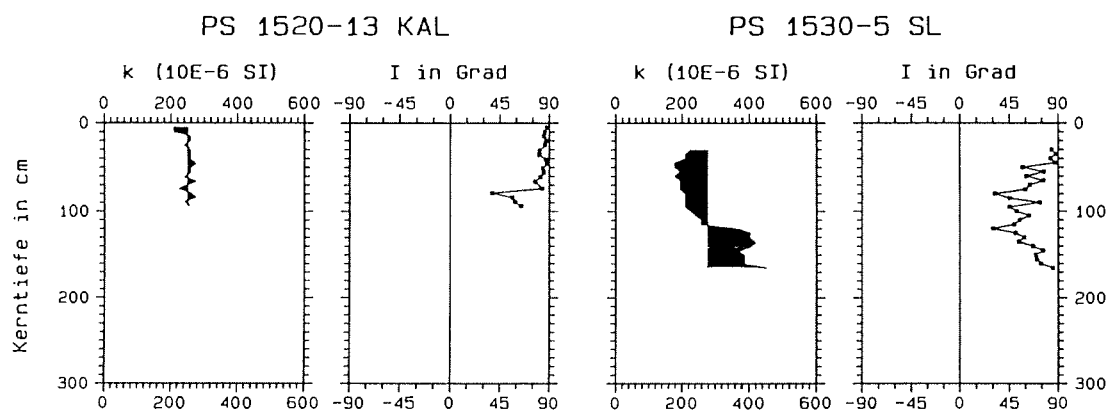


Abb. 52 : Variation der magnetischen Suszeptibilität k und der stabilen Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung der Kerne PS 1520-13 KAL und PS 1530-5 SL aus dem südlichen Nansen Becken. Beide Kernnahmegerate sind beim Eindringen in den Meeresboden umgestürzt. Darstellung wie in Abbildung 31.

Sedimentsequenz von Kern PS 1530-5 SL ist insgesamt 140 cm lang. Das paläomagnetische Signal ist im Vergleich zu anderen Stationen stark gestört und liefert daher keine für eine Datierung erforderlichen Hinweise auf ein geomagnetisches Ereignis.

An der Station 1521 war nur ein Kastenlot für magnetostratigraphische Untersuchungen verwendbar. Die Sedimente sind jedoch im wesentlichen von turbiditischen Ablagerungen gekennzeichnet. Die Ergebnisse der Paläomagnetik spiegeln ähnlich wie Kern PS 1519-12 KAL (Barents See, Schelfkante, Abb. 50), eine gestörte Dokumentation des geomagnetischen Feldvektors wider (Abb. 53). Bis zur Kernbasis wurden fast ausschließlich nur ChRM-Richtungen mit mehr oder weniger steilen positiven Inklinationen bestimmt. Geomagnetische Ereignisse sind nur durch flache positive und negative Inklinationen, zum Teil nur durch die Ergebnisse einer einzelnen Probe belegt. Ihre eindeutige Identifikation wird mit Hilfe der Verteilungsmuster der Coccolithen ermöglicht. Vorkommen von *Emiliana huxleyi* als Indikator für das Sauerstoff-Isotopen-Stadium 3 im Intervall von 80 bis 180 cm und *Gephyrocapsa muelleriae* als Indikator für das Stadium 5 im Intervall 260 bis 330 cm (Baumann, 1990) geben einen sicheren Zeitrahmen für diesen Kern. Die Kernbasis erreicht das Stadium 6, was aus einem erhöhten Vorkommen von Kohlepartikeln in der Kornfraktion $> 500 \mu\text{m}$ und dem Vergleich mit Kernstationen in der Fram Straße und der Norwegisch-Grönländischen See abgeleitet wird (Bischof et al., im Druck). Damit kann das jüngste geomagnetische Ereignis in einer Tiefe 105 cm als das Mono Lake Event (23.000-25.000 Jahre) identifiziert werden. Das Laschamp Event (34.000-43.000 Jahre) erstreckt sich über das Kernintervall 175 bis 200 cm und das Ereignis am Übergang von Stadium 5 nach 4 (Norwegisch-Grönländische See, 65.000-77.000 Jahre) ist im Intervall von 185 bis 195 cm dokumentiert. Die einzelne Probe mit flacher negativer ChRM-Inklination nahe der Kernbasis repräsentiert möglicherweise das Baffin Bay Event (152.000-160.000 Jahre). Basierend auf dieser Interpretation der Magnetostratigraphie sowie der biostratigraphischen und sedimentologischen Daten ergibt sich die in Abbildung 54 dargestellte Alters-Tiefen-Beziehung für Kern PS 1521-15 KAL. Analog zu Station 1533, Yermak Plateau, ist auch hier eine Tendenz zu geringeren Sedimentationsraten in den älteren Kernabschnitten zu beobachten (siehe auch Anhang D).

Die Kernsequenzen der an Station 1523 im nördlichen Nansen Becken übertief eingedrungenen Kasten- und Schwerelote sind durch extrem feinkörniges Material gekennzeichnet. Für die sehr weichen Sedimente wurden am Kastenlot durchweg hohe Wassergehalte von 40 bis 50% bestimmt. Von Kern PS 1523-17 SL fehlen laut Kernbeschreibung die obersten zwei Meter (Spielhagen et al., 1988). In der Abfolge der ChRM-Richtungen dieses Kerns fällt eine starke Variation der stabilen Inklination zwischen $+45^\circ$ und $+90^\circ$ auf (Abb. 53). Nur eine Probe innerhalb der gesamten Sedimentsequenz zeigt davon abweichend eine steile negative Inklination. Für den Parallelkern PS 1523-21 KAL wurden noch stärkere Variationen der stabilen Inklination normaler Polarität bestimmt (Abb. 53). Sie liegen hier zwischen $+30^\circ$ und $+90^\circ$. Der Wert für einen geozentrischen axialen Dipol dieser Lokation beträgt 86° . Im

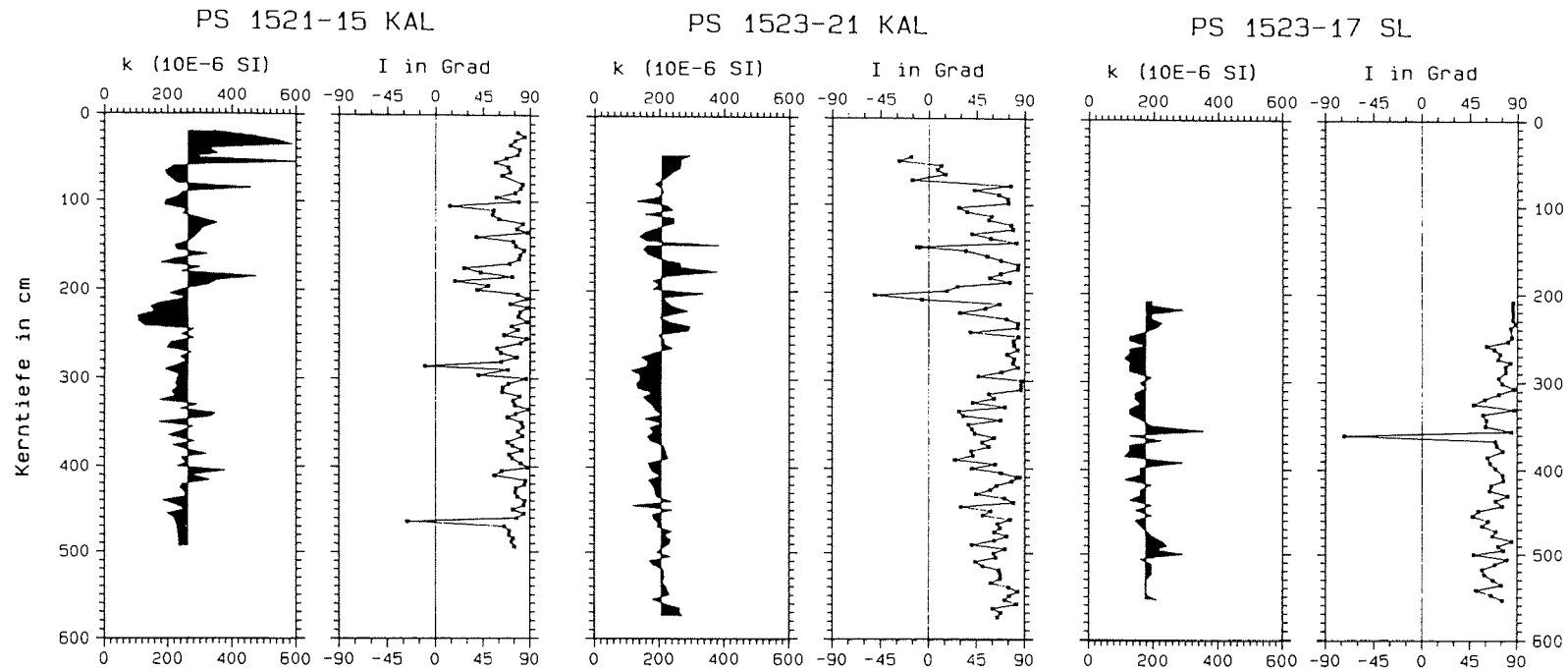


Abb. 53 : Variation der magnetischen Suszeptibilität k und der stabilen Inklination I der charakteristischen remanenten Magnetisierung der Kerne PS 1521-15 KAL aus dem südlichen sowie PS 1523-21 KAL und PS 1523-17 SL aus dem nördlichen Nansen Becken. Darstellung wie in Abbildung 31.

oberen Kerndrittel können drei Intervalle mit intermediären bis reversen Inklinationen unterschieden werden. Das gestörte paläomagnetische Signal sowie das unbekannte Alter der Sedimentoberkante beider Kerne verhindern jedoch eine sichere Identifikation der negativen ChRM-Inklinationen mit bestimmten geomagnetischen Ereignissen. Die Variationen der magnetischen Suszeptibilität ermöglichen im Gegensatz zu den Stationen 1535, zentrale Framstraße, und 1532, nördliches Yermak Plateau, keine Identifikation altersgleicher Horizonte in den Kernen von Station 1523. Das Verteilungsmuster der Coccolithen in PS 1523-21 KAL (Baumann, pers. Mitt.) zeigt im Intervall 75 bis 135 cm eine Häufung von *Gephyrocapsa muelleriae*. Dies weist auf eine Sedimentation innerhalb des Sauerstoff-Isotopen-Stadiums 5 hin. Die Kerntiefe von 100 cm hätte damit ein Alter von etwa 100.000 Jahren, entsprechend einer Mindestsedimentationsrate von 1 cm/1000 Jahre. Das geomagnetische Ereignis in einer Kerntiefe von 150 cm könnte damit dem Blake Event (115.000-123.000 Jahre) und das bei 200 cm, aufgrund der annähernd reversen Inklination, dem Biwa I Event (171.000-181.000 Jahre) zugewiesen werden. Unklar ist jedoch das Auftreten von *Emiliana huxleyi* in einer einzelnen Probe der Tiefe 177 cm. In allen anderen Kernen der ARK IV/3 Expedition wurde *Emiliana huxleyi* nur im Stadium 3 gefunden (Baumann, 1990; Nowaczyk & Baumann, in Vorb.). In Kern PS 1523-21 KAL wäre damit eine umgekehrte Reihenfolge im Auftreten der Nannofossilien dokumentiert, die auf eine Umlagerung der Sedimente schließen ließe. Das Ergebnis dieser einzelnen Probe darf jedoch nicht überbewertet werden, denn *Emiliana huxleyi* tritt auch im Stadium 7 auf (Baumann, pers. Mitt.). Bis zur Kernbasis bei 575 cm konnte aber kein weiteres Auftreten von Coccolithen nachgewiesen werden, so daß die Datierung dieses Kernabschnitts offen bleibt. Für die Station 1523 kann daher nur mit Sicherheit festgestellt werden, daß die jeweilige Basis der Kerne aufgrund der nicht dokumentierten Brunhes-Matuyama Grenze jünger als 730.000 Jahre ist. Daraus folgen minimale mittlere Sedimentationsraten von etwas weniger als 1 cm/1000 Jahre.

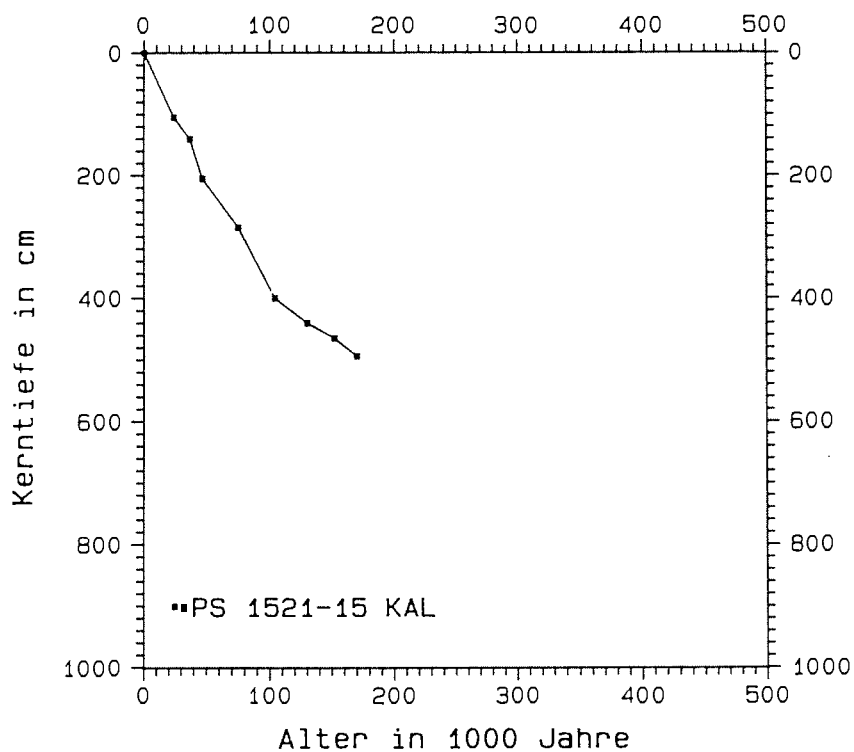


Abb. 54: Alters-Tiefen-Abfolge des Kerns PS 1521-15 KAL aus dem südlichen Nansen Becken. Die dargestellte Funktion ergibt sich aus den magnetostratigraphischen Daten dieses Kerns (Abb. 53) in Kombination mit einer paläontologischen Datierung von Baumann (im Druck) und Ergebnissen sedimentologischer Untersuchungen von Bischof et al. (im Druck).

5.5 Nansen-Gakkel Rücken - Stationen 1524 bis 1529

Die zehn Kerne aus dem Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens mit Längen zwischen etwa zweieinhalb und fünf Metern (Tab. A.3, Anhang A) können stratigraphisch zu einem Großteil charakterisiert werden durch eine zyklische Abfolge von:

a) feinkörnigen Sedimenten (Ton- bis Silt-Fraktion) mit hell-brauner Farbe, einem relativ hohen Wassergehalt von 40 bis 50% (nur bestimmt an Kastenloten; Spielhagen et al., 1988), niedrigerer Wärmeleitfähigkeit von etwa $0.9 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$ (Sobiesiak, pers. Mitt.) und höherer magnetischer Suszeptibilität, in eingeschalteten dunkel-rotbraunen Lagen, von bis zu $4 \cdot 10^{-3}$ (SI). Diese Sequenz geht meist fließend über in:

b) Abfolgen von grobkörnigeren, deutlich geschichteten Sedimenten mit olivbrauner Farbe, höherer Wärmeleitfähigkeit ($1.4 \text{ W}/(\text{m} \cdot \text{K})$) und niedrigerer magnetischer Suszeptibilität von meist nur 1 bis $2 \cdot 10^{-4}$ (SI). Der Wassergehalt liegt in der Regel nur noch bei 25 bis 30%. Darunter liegt ein deutlich abzugrenzendes Schichtpaket mit:

c) grobkörnigen Sedimenten (Silt- bis Sand-Fraktion) von dunkelgrauer Farbe. Oft sind in dieser Sektion kugelige Sedimentaggregate ("mudballs") eingelagert. Sie werden von Goldschmidt et al. (in Vorb.) mit Sedimentaggregaten, die während der ARK IV/3 Expedition direkt auf und im Meereis beobachtet wurden in Verbindung gebracht. Weiterhin erreicht in diesen Sedimenten die Konzentration von Kohlepartikeln in der Kornfraktion $> 500 \mu\text{m}$ Beträge von bis zu 65% (Bischof et al., im Druck). Wassergehalt, Suszeptibilität und Wärmeleitfähigkeit sind vergleichbar zur Sektion b). Die Basis dieser Sedimente wird immer von einer hellgrauen, tonigen Lage gebildet. Ihre Mächtigkeit beträgt ausschließlich nur wenige mm, so daß hierfür keine spezifischen petrophysikalischen Parameter bestimmbar waren.

Die Abbildungen 55a und b zeigen die magnetische Suszeptibilität der Sedimentkerne vom Nansen-Gakkel Rücken. Die eingezeichnete Korrelation basiert auf der hier beschriebenen Zyklizität der sedimentologisch-physikalischen Parameter. Das erste Korrelationsintervall entspricht der Sektion a). Aufgrund dieser Korrelation kann für den Kern PS 1527-20 KOL ein Verlust der oberen 20 bis 25 cm abgeschätzt werden. Das zweite Intervall entspricht der Sektion b) und das dritte der Sektion c). Alle weiteren Korrelationsintervalle umfassen jeweils einen vollen Zyklus a) bis c), da sich in den älteren Ablagerungen die Abfolge der Sedimente nur über eine Kernlänge von etwa einem halben Meter erstreckt. In diesen Kernabschnitten häufen sich zum Teil Störungen, die vermutlich rutschungsbedingt sind. Kleine Vertikalversetzungen, Schrägschichtungen von bis zu 45° , grobkörnige Sandlagen und laterale Inhomogenitäten sind in den Kernen PS 1527-12 KAL, PS 1529-15 KOL und PS 1529-17 SL besonders deutlich ausgeprägt. Sie sind mit den anderen Kernen aus dem Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens nur teilweise oder gar nicht korrelierbar. Weiterhin bildet der Kern PS 1526-20 SL aus dem Talboden des Zentralgrabens eine Ausnahme. Er

Magnetische Suszeptibilität k (SI)

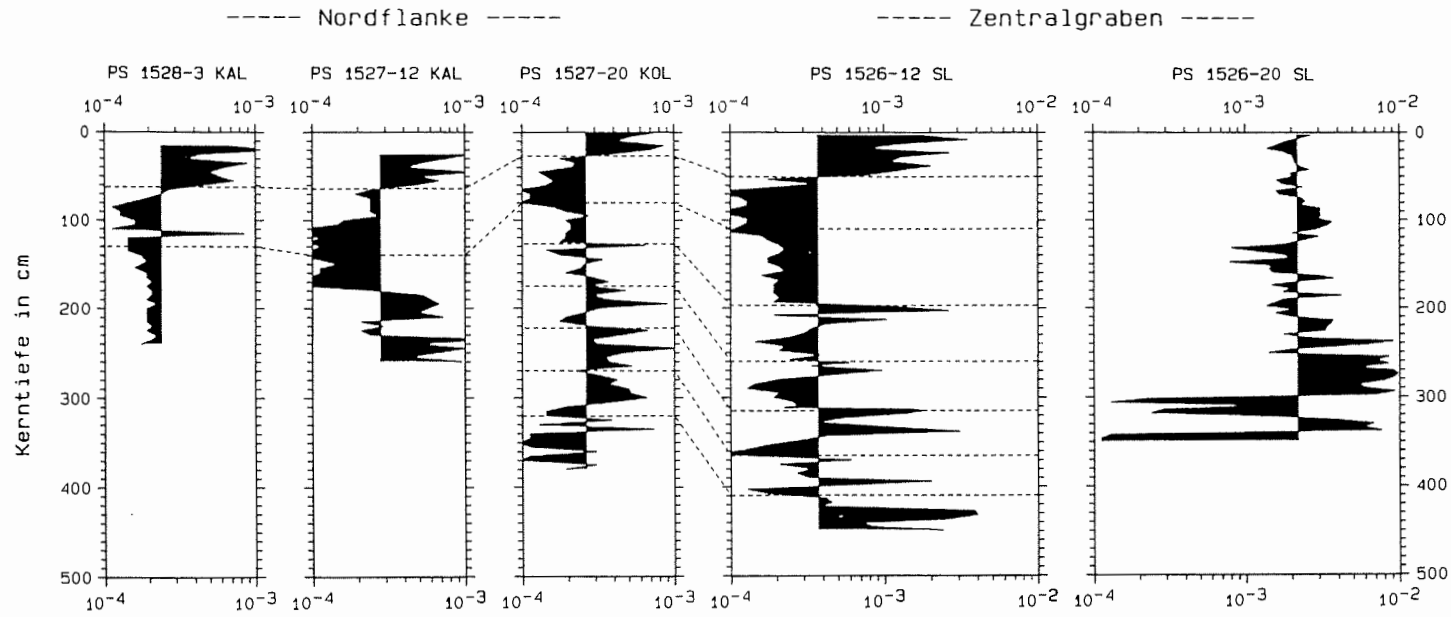


Abb. 55a : Variation der magnetischen Suszeptibilität k von fünf Kernen aus dem Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens, Nordflanke und Zentralgraben. Wegen der großen Unterschiede in den Amplituden sind die Profile semilogarithmisch dargestellt, sonst Darstellung wie in Abbildung 31. Die Korrelationslinien markieren altersgleiche Horizonte. Diese Parallelisierung beruht auf Messungen der magnetischen Suszeptibilität sowie der Wärmeleitfähigkeit (Sobiesiak, pers. Mitt.), Bestimmungen des Wassergehalts (Spielhagen et al., 1988) sowie eingehender Analysen der Sedimentfarbe anhand der Kernphotos. Aufgrund abweichender physikalischer Eigenschaften kann der Kern PS 1526-20 SL mit dem Großteil der anderen Kerne dieser Region nicht korreliert werden.

Magnetische Suszeptibilität k (SI)

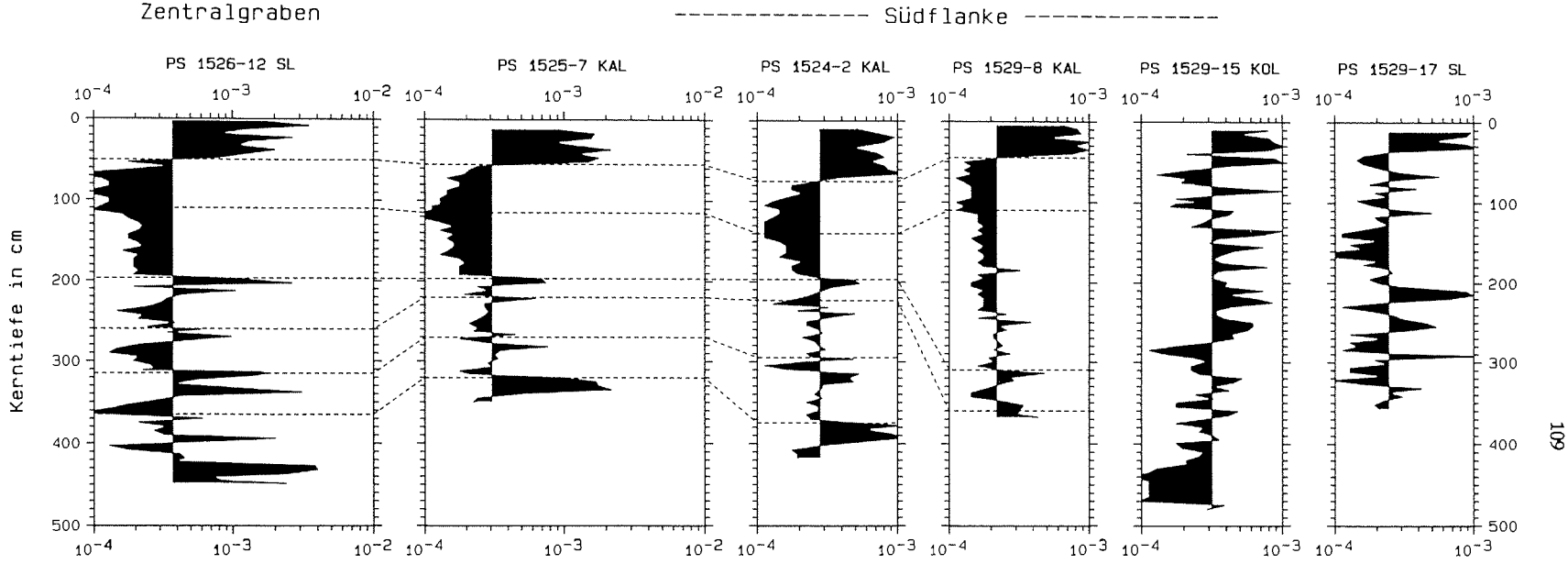


Abb. 55b : Variation der magnetischen Suszeptibilität k von sechs Kernen aus dem Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens ,Zentralgraben und Südflanke. Als Anschluß an Abbildung 55a dient der Kern PS 1526-12 SL. Von den drei Kernen der Station 1529 kann nur das Kastenlot mit dem Kernprofil korreliert werden. Die beiden anderen Kerne weisen zum Teil erhebliche Störungen der Sedimentstruktur auf.

enthält Material, das fast durchweg durch eine dunkel-rotbraune Farbe gekennzeichnet ist. Die oberen 2 m bestehen aus feinen Laminationen von Sand, Silt und Ton vermutlich turbidischer Herkunft. Der untere Kernabschnitt setzt sich zusammen aus zum Teil gestörten Abschnitten von Silt und Ton. Fast der gesamte Kern weist eine magnetische Suszeptibilität zwischen 10^{-3} und 10^{-2} (SI) auf, während die oberen Abschnitte aller anderen Kerne nur im ersten Korrelationsintervall durch drei schmale Maxima der Suszeptibilität zwischen 1 und $4 \cdot 10^{-3}$ (SI) gekennzeichnet sind. (Abb. 55a und b)

Die paläomagnetische Bearbeitung wurde beschränkt auf die längsten und am wenigsten gestörten Kerne. Abbildung 56 zeigt die stabile Inklination dieser Kerne. Die oft hohe Magnetisierung der Sedimente vom Nansen-Gakkel Rücken ist meist durch eine geringe Stabilität gekennzeichnet (Anhang C). Sie ist in einzelnen Proben des Kerns PS 1526-20 SL durch eine extreme Viskosität charakterisiert (vergl. Abb. 24). Dennoch konnte in den meisten Kernen für mehrere Kernintervalle ChRM-Richtungen mit intermediären und reversen Inklinationen bestimmt werden. Die Brunhes-Matuyama Grenze ist in keinem der bearbeiteten Kerne dokumentiert. In Abbildung 56 ist die Korrelation der Kerne basierend auf dem Vergleich der petrophysikalischen Parameter nach Abbildung 55a und b mitaufgenommen worden. Bevor eine Interpretation dieser Daten erfolgt, soll hier zunächst der chronostratigraphische Rahmen skizziert werden, der bislang durch andere Untersuchungen an diesem Kernmaterial gegeben ist.

Eine ^{14}C -Datierung mit der AMS-Methode (accelerated mass spectrometry) von elf Proben des Großkastengreifers PS 1524-1 GKG erbrachte Alter von 13.500 und 45.000 Jahren in Kerntiefen von 12,5 und 22 cm (Mienert et al., 1990). Daraus resultieren sehr niedrige Sedimentationsraten von etwa 9 und 3 mm/1000 Jahre. Weitere ^{14}C -Datierungen und vorläufige Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphien an Sedimenten der Großkastengreifer PS 1524-1 GKG, PS 1527-10 GKG, PS 1528-7 GKG und PS 1529-7 GKG liefern vergleichbare Ergebnisse (Köhler, pers. Mitt.). Das Verteilungsmuster der Coccolithen (Baumann, 1990; Nowaczyk & Baumann, in Vorb.) erweitert diesen chronostratigraphischen Rahmen zu höheren Altern. Das Verteilungsmuster des kalkigen Nannoplanktons wird im Kastenlot der Station 1524 in den oberen 35 cm durch *Emiliania huxleyi* als Indikator für das Sauerstoff-Isotopen-Stadium 3 dominiert. Im Kernintervall von 40 bis 55 cm weisen Vorkommen von *Gephyrocapsa* Spezies auf eine Sedimentation im Stadium 5 hin. In zwei weiteren Kernen der Stationen 1527 und 1529 wurden entsprechend der Korrelation in den Abbildungen 55a und b analoge Abfolgen der Nannofossilien nachgewiesen. Daraus folgt, daß wahrscheinlich die letzten 100.000 bis 130.000 Jahre in der Sedimentsäule des ersten Korrelationsintervalls mit einer Mächtigkeit von nur 40 bis 60 cm dokumentiert sind. Das gleiche Zeitintervall erstreckt sich in den Kernen der Stationen 1535 (Fram Straße) und 1533 (östliches Yermak Plateau) über eine Länge von etwa 3,5 m. Bei einem mittleren Beprobungsabstand von 5 cm ist daher eine Erfassung der fünf geomagnetischen Ereignisse dieses Zeitraums (Tab. 5) in den Kernen vom Nansen-Gakkel Rücken nicht mit hinreichender Auflösung möglich. Dementsprechend gibt es nur wenige Übereinstimmungen in den paläomagnetischen Ergebnissen des ersten und zweiten Korrelationsintervalls.

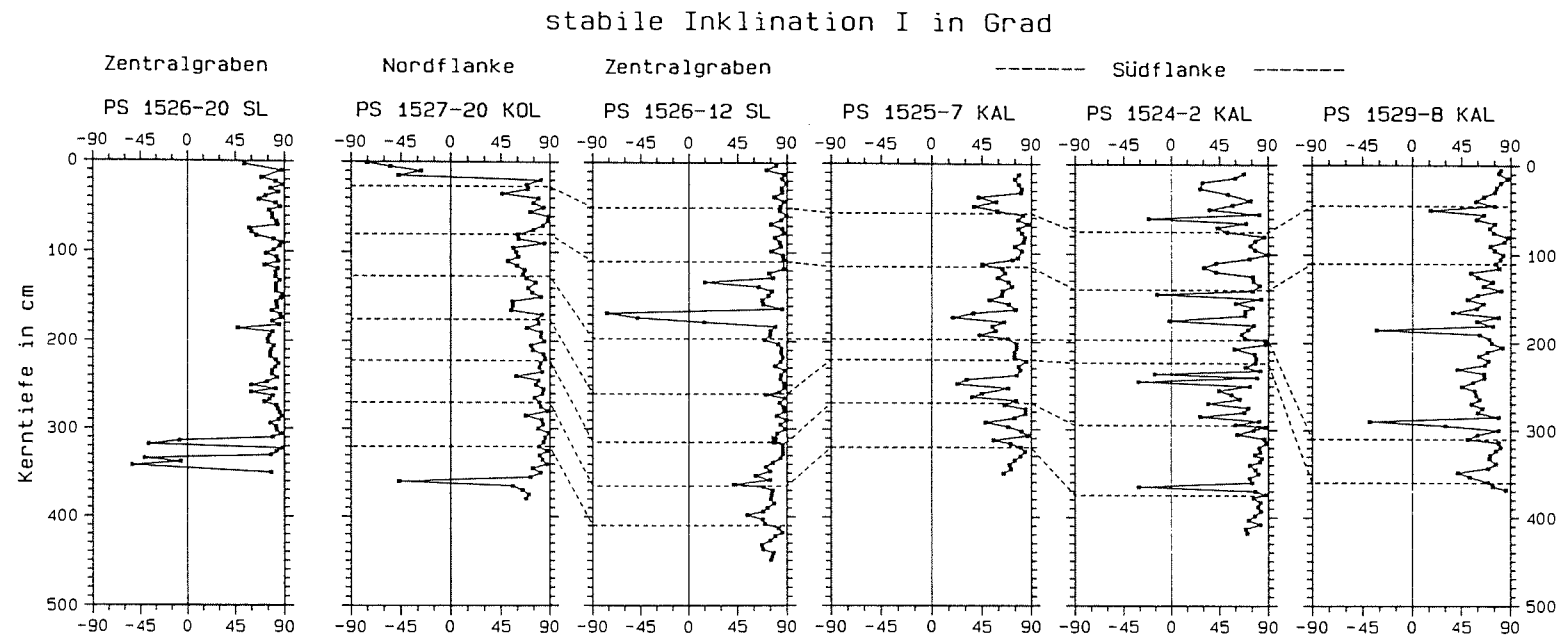


Abb. 56 : Stabile Inklination I der paläomagnetisch bearbeiteten Kerne aus dem Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens. Die eingezeichneten Korrelationslinien beruhen auf dem Vergleich von petrophysikalischen und sedimentologischen Parametern (vergl. Abb. 55a und b). Eine Korrelation von PS 1526-20 SL mit dieser Kerngruppe ist nicht möglich.

Das dritte Intervall kann aufgrund seiner sedimentologischen Parameter (Bischof et al., im Druck) sowie dem Alter der darüberliegenden Sedimente mit einiger Sicherheit dem Sauerstoff-Isotopen-Stadium 6 zugeordnet werden. Abbildung 57 zeigt eine versuchsweise Korrelation der magnetischen Suszeptibilität und der stabilen Inklination der zwei Kerne PS 1524-2 KAL und PS 1525-7 KAL vom Nansen-Gakkel Rücken mit dem Referenzkern PS 1535-10 KOL aus der Fram Straße. Das in dem Kern aus der Fram Straße dokumentierte geomagnetische Ereignis im Stadium 6 (Baffin Bay, 152.000-160.000 Jahre) findet demnach in vier von fünf Kernen aus dem Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens eine Bestätigung (vergl. Abb. 56 und 57). Auf das Polaritätsereignis Biwa II (171.000-181.000 Jahre) gibt es jedoch nur Hinweise in den in Abbildung 57 dargestellten zwei Kernen. Weitere, von dieser Arbeit unabhängige chronostratigraphische Datensätze, die die Korrelation bestätigen könnten, sind zur Zeit nicht verfügbar oder scheitern etwa an dem Fehlen von Foraminiferen zur Erstellung einer Sauerstoff-Isotopen-Stratigraphie. Coccolithen konnten in den entsprechenden Kernintervallen gar nicht oder nur in Spuren nachgewiesen werden (Baumann, 1990). Die Interpretation einer ^{230}Th -Datierung ist zur Zeit noch offen, bestätigt aber im wesentlichen die niedrigen Sedimentationsraten für den Zeitraum 0 bis etwa 100.000 Jahre (Bohrmann, pers. Mitt.)

Basierend auf der Korrelation der Kerne vom Nansen-Gakkel Rücken und der Fram Straße in Abbildung 57 kann gefolgert werden, daß die mittleren Sedimentationsraten vor dem Zeitabschnitt der Sauerstoff-Isotopen-Stadien 1 bis 5 um etwa eine Größenordnung höher lagen und mit denen der Fram Straße vergleichbar sind. Da die Brunhes-Matuyama Grenze mit Sicherheit in keinem der paläomagnetisch untersuchten Kerne erreicht wurde, kann jedoch auf jeden Fall gefolgert werden, daß die ältesten Sedimente in den Kernen vom Nansen-Gakkel Rücken jünger als 730.000 Jahre sind.

Magnetostratigraphische und paläontologische Untersuchungen von Steuerwald et al. (1968), Aksu & Mudie (1985), Macko & Aksu (1986) und Witte & Kent (1988) sowie ^{14}C -Datierungen von Clark et al. (1986) und $\delta^{18}\text{O}$ -Datierungen von Morris (1988) ergeben für Kerne aus dem Amerasischen Becken der Zentralen Arktis Sedimentationsraten in der Größenordnung von wenigen mm/1000 Jahre. Die chronostratigraphischen Ergebnisse von Mienert et al. (1990), Baumann (1990) und Köhler (pers. Mitt.) lassen eine ähnliche Tendenz für Sedimente des Nansen-Gakkel Rückens mit Altern jünger als etwa 100.000 Jahre erkennen. Aufgrund der petrophysikalischen und magnetostratigraphischen Daten dieser Arbeit können jedoch für ältere Ablagerungen möglicherweise wesentlich höhere Sedimentationsraten abgeschätzt werden. Für Kerne weiter südlich gelegener Stationen (1523 und 1521, Abb. 12) wurden über die gesamte Länge mittlere Sedimentationsraten in der Größenordnung von mindestens 1 bis 2 cm/1000 Jahre bestimmt. Der Nansen-Gakkel Rücken liegt daher offensichtlich in einer Übergangszone zwischen niedrigen Sedimentationsraten im Amerasischen Becken und hohem Eintrag von Detritus aus "schmutzigem Eis" der Transpolar-drift (Abb. 4) im Eurasischen Becken. Die zeitlich hohe Variabilität der Sedimentationsraten an den Kernstationen dieser Region impliziert, daß die Grenze zwischen den beiden unterschiedlichen Sedimentationsmilieus innerhalb von geologischen Zeiträumen nicht stationär war.

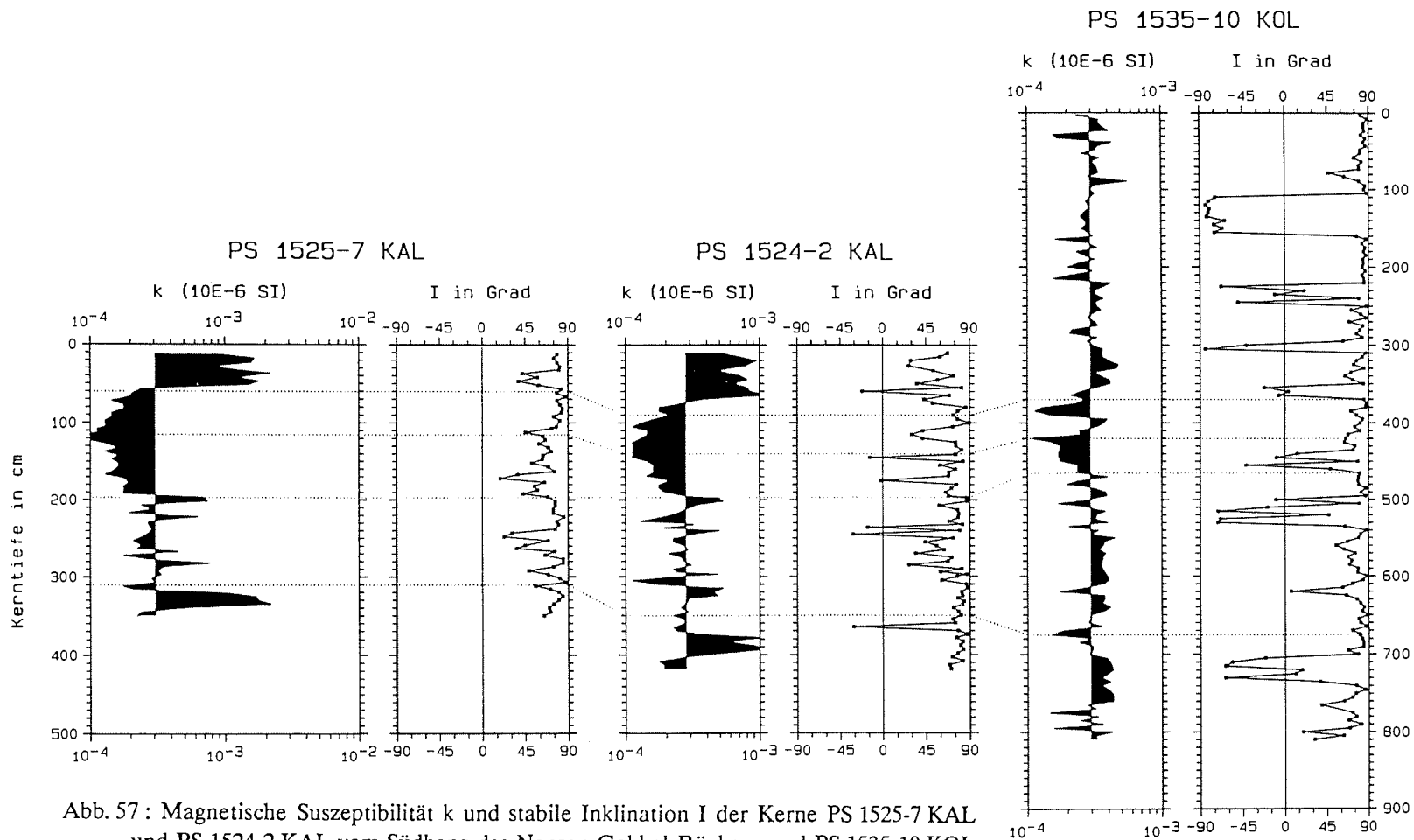


Abb. 57: Magnetische Suszeptibilität k und stabile Inklination I der Kerne PS 1525-7 KAL und PS 1524-2 KAL vom Südhang des Nansen-Gakkel Rückens und PS 1535-10 KOL aus der Fram Straße. Die gepunkteten Linien markieren eine mögliche Korrelation der älteren Sedimente beider Lokationen. Darstellung wie in Abbildung 55. Einzelheiten siehe Text.

5.6 Grönländische See - Stationen 1702, 1706, 1707 und 1708

Während der ARK V/3a Expedition wurden in der Grönländischen See sechs Kerne genommen. Die Stationen der vier längsten und magnetostratigraphisch bearbeiteten Kerne bilden ein etwa 200 km langes, ungefähr in Nord-Süd-Richtung orientiertes Profil (Abb. 12). Es verläuft vom Fuß der ostgrönländischen Schelfkante (Station 1702), über das südwestliche Grönland Becken (Station 1706) bis zur Jan Mayen Bruchzone (Stationen 1707 und 1708). Weitere ergänzende Daten, insbesondere chronostratigraphische Untersuchungen, sind zur Zeit noch nicht verfügbar. Es erfolgt daher, soweit möglich, eine vorläufige zeitliche Einordnung der Kerne auf der Basis der geophysikalischen Daten.

In den Variationen der magnetischen Suszeptibilität (Abb. 58) sind keine Plateaus oder Gruppen von Extrema zu identifizieren, die eine Korrelation der Kerne dieses Profils untereinander oder mit Kernen anderer Regionen ermöglichen. Die magnetostratigraphischen Ergebnisse, Abbildung 59 zeigt die Variation der stabilen Inklination I , ermöglicht ebenfalls keine eindeutige Korrelation der Kerne.

In Kern PS 1702-2 KAL variieren die stabilen Inklinationen der ChRM-Richtungen annähernd zyklisch zwischen etwa $+10^\circ$ und $+85^\circ$. Der Wert für einen geozentrischen axialen Dipol liegt für diese Station bei $+82^\circ$. Die beobachteten Variationen der Inklination liegen einerseits weit über dem Rahmen, der durch die Säkularvariation gegeben ist (Kap. 2.2), andererseits ist eine Korrelation mit geomagnetischen Exkursionen oder Polaritätsereignissen aufgrund der Gleichmäßigkeit der Schwankungen ebenfalls nicht eindeutig möglich. Dieser Kern wurde am Fuß des Ostgrönländischen Schelfs genommen. Ein Einfluß auf die Ausrichtung der magnetischen Trägerminerale durch Turbidite ist daher sehr wahrscheinlich, denn in der Kernbeschreibung (Pagels, pers. Mitt.) verzeichnete Sandlagen korrelieren oft mit Minima der stabilen Inklination.

Der Kern PS 1706-2 KAL aus dem südwestlichen Grönland Becken zeigt ähnliche magnetostratigraphische Ergebnisse wie Kern PS 1702-2 KAL. Auch hier wurden viele ChRM-Richtungen mit anomal flachen positiven Inklinationen bestimmt. Nur an der Kernbasis ist ein kurzes Intervall mit negativen Inklinationen dokumentiert, das sich klar von Proben normaler Polarität abhebt. Es stellt daher mit einiger Sicherheit eine geomagnetische Exkursion dar. Die meisten anderen Intervalle mit intermediären Richtungen können zum Teil mit Sandlagen in Verbindung gebracht werden. Sie sind daher wahrscheinlich ebenfalls die Folge turbulenter Ablagerungsbedingungen wie an Station 1702.

Im Kern PS 1707-2 KAL von einem Nebenrücken der Jan Mayen Bruchzone konnte dagegen im Intervall von 350 bis 390 cm eindeutig ein klar abgegrenztes geomagnetisches Ereignis mit vollständig reversen Richtungen nachgewiesen werden. Eine einzelne Probe kurz oberhalb der Kernbasis weist ebenfalls eine negative stabile Inklination auf. Die Inklinationen der meisten Proben normaler Polarität liegen zwischen $+60^\circ$ und $+90^\circ$, etwa vergleichbar mit Ergebnissen der Fram Straße und Kernen südlichen der Jan Mayen Bruch Zone (Bleil & Gard, 1989). Auch im Kern PS 1708-2 KAL von der Jan Mayen Bruchzone konnten mehrere Intervalle mit intermediären bis reversen ChRM-Richtungen bestimmt werden. Basierend auf der Korrelation der magnetostratigraphischen Ergebnisse dieses Kerns mit der Polaritäts-

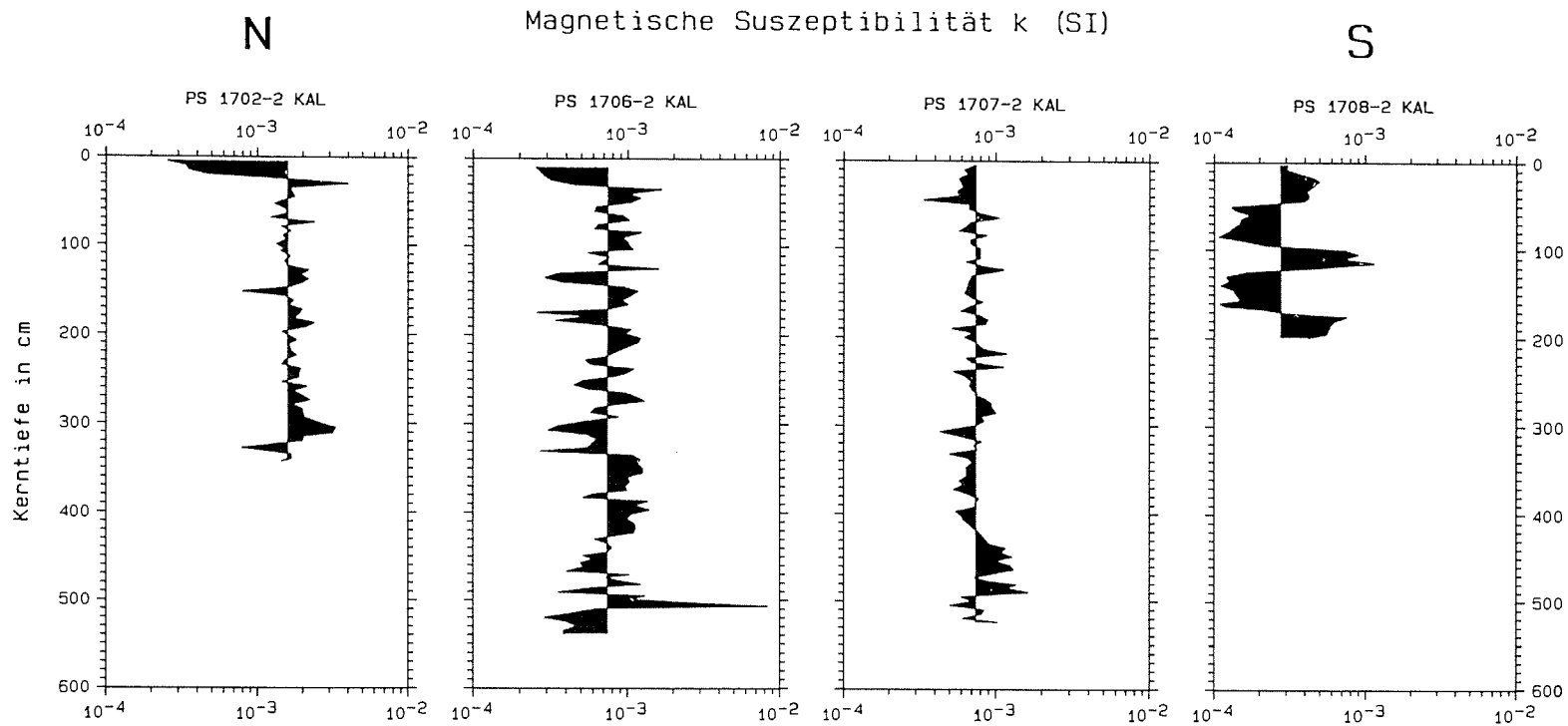


Abb. 58 : Variation der magnetischen Suszeptibilität k für vier Kerne aus der Grönländischen See. Die dargestellten Kerne bilden ein etwa 200 km langes Nord-Süd-Profil von der Ostgrönländischen Schelfkante (Station 1702), über das südwestliche Grönland Becken (Station 1706) bis zur Jan Mayen Bruch Zone (Stationen 1707 und 1708). Darstellung wie in Abbildung 55.

abfolge in den Kernen der Fram Straße (Abb. 41) können die beiden jüngsten Ereignisse (25 cm und 45 bis 60 cm) als das Mono Lake Event (23.000-25.000 Jahre) und als das Laschamp Event (34.000-43.000 Jahre) identifiziert werden. Eine Extrapolation der daraus abgeleiteten mittleren Sedimentationsrate von etwa 1.5 cm/1000 Jahre ergibt für das Kernende ein Alter von etwa 130.000 bis 150.000 Jahren. Das geomagnetische Ereignis am Kernende kann daher zunächst mit dem Blake Event (115.000-123.000 Jahre) korreliert werden.

Die magnetostratigraphischen Ergebnisse eines auf etwa 69.4°N zwischen Island und der Jan Mayen Bruchzone gelegenen, West-Ost-orientierten Kernprofils der ARK II/5 Expedition (Bleil, 1987; Bleil & Gard, 1989) geben Hinweise auf etwas höhere Sedimentationsraten in der Größenordnung von 2 bis 3 cm/1000 Jahre. Die chronostratigraphische Einordnung dieser Kerne erfolgte über eine Coccolithenstratigraphie. Sie wurde geeicht an der $\delta^{18}\text{O}$ -Datierung des Kerns V28-56 aus der Norwegisch-Grönländischen See (Kellogg et al., 1978). Die sechs bis neun Meter langen Sedimentsequenzen erfassen etwa den Zeitraum der letzten 500.000 Jahre und dokumentieren in der Summe der Kerne alle bekannten kurzfristigen Polaritätseignisse dieser Zeitspanne (Tab. 5). Die Grenze 5/6 der Sauerstoff-Isotopen-Stadien liegt in diesen Kernen in einer Tiefe von 200 bis 300 cm analog zu Ergebnissen von Kernen aus der Norwegischen See, an denen zum Teil direkt $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen durchgeführt wurden (Kellogg, 1976; Kellogg, 1980; Kellogg et al., 1978; Belanger, 1982; Thiede et al., 1986), Henrich et al., 1989). Die reversen Intervalle am Ende des nur 200 cm langen Kerns PS 1708-2 KAL repräsentieren daher wahrscheinlich eher das von Bleil (1987) entdeckte Polaritätseignis an der Stadien-Grenze 4/5 (65.000-77.000 Jahre). Weiterhin kann aufgrund dieses Vergleichs mit Literaturdaten für das im Kern PS 1707-2 KAL durch 8 Proben sehr gut dokumentierte Polaritätseignis ein ungefähres Alter von 150.000 bis 200.000 Jahren abgeschätzt werden. Es repräsentiert damit wahrscheinlich das Biwa I Event (171.000-181.000 Jahre). Die Probe mit einer negativen Inklinations am Kernende dokumentiert dann möglicherweise das Ende des Biwa II Events (292.000-298.000 Jahre). Für das Fehlen aller jüngeren Ereignisse in diesem Kern sowie aller Ereignisse in den Kernen PS 1702-2 KAL und PS 1706-2 KAL kann zur Zeit keine Erklärung gegeben werden.

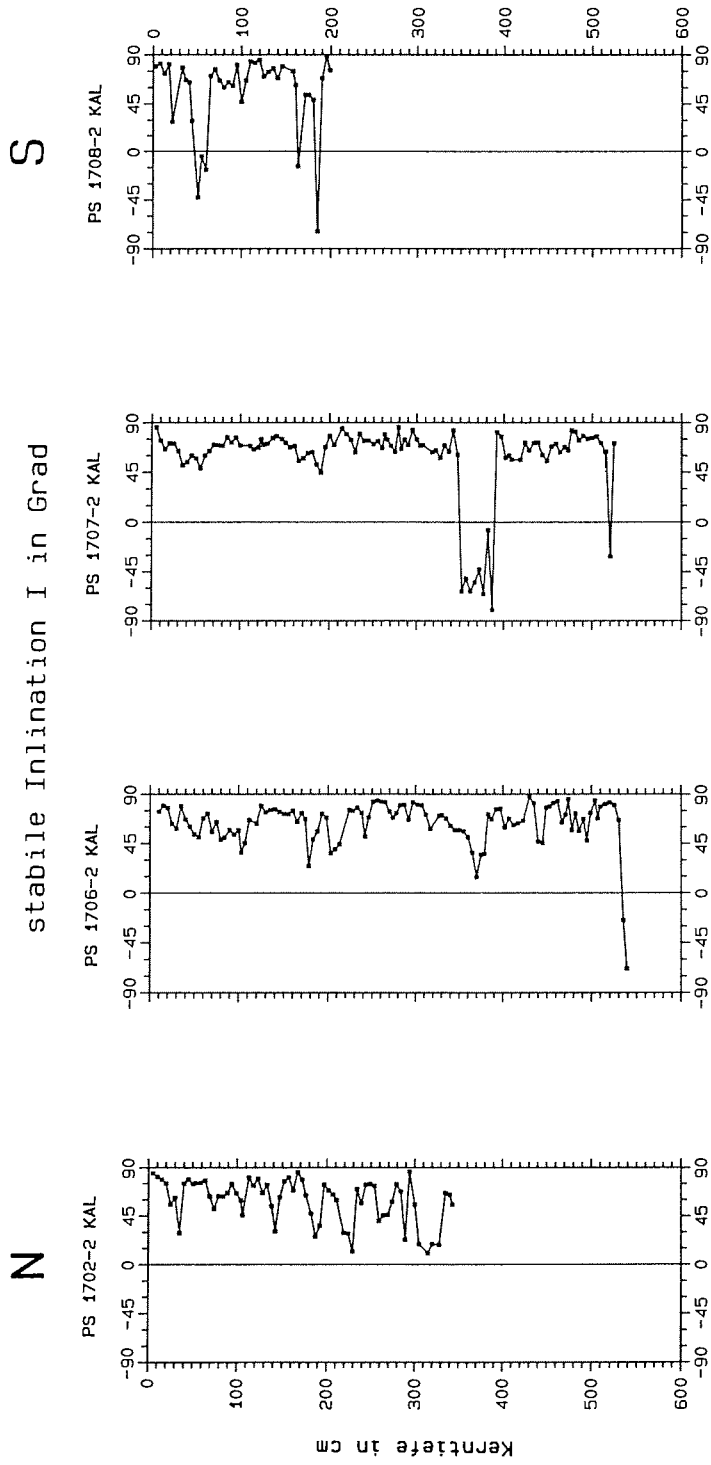


Abb. 59 : Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchung, stabile Inklination I, der vier Kerne aus der Grönländischen See von Abbildung 58.

6. Zusammenfassung

Durch eine detaillierte Entmagnetisierungsstudie einer großen Kollektion paläomagnetischer Proben aus Sedimentkernen der Norwegisch-Grönländischen See, der Fram Straße und dem Eurasischen Becken des Arktischen Ozeans konnten hochfrequente Variationen des Erdmagnetfeldes nachgewiesen werden. Die Ergebnisse dieser Arbeit haben gezeigt, daß nur eine schrittweise und vollständige Entmagnetisierung aller Proben mit anschließender detaillierter Analyse der einzelnen Richtungskomponenten eine sichere und eindeutige Interpretation der Daten liefern kann. Besonderes Augenmerk wurde dabei auf die vollständige Eliminierung sekundärer, instabiler Remanenzkomponenten gelegt. Die so isolierten charakteristischen remanenten Magnetisierungen ergaben sichere Beweise für das Auftreten einer Reihe von Exkursionen und Polaritätsereignissen innerhalb der letzten etwa 400.000 Jahre.

Die besten paläomagnetischen Ergebnisse erbrachten Sedimentkerne aus der Fram Straße. Durch die Verknüpfung dieser Daten mit den hier zur Verfügung stehenden chronostratigraphischen Ergebnissen wurde zunächst eine sichere direkte Datierung der geomagnetischen Ereignisse mit einem Alter von bis zu 300.000 Jahre erzielt. Eine umfangreiche Zusammenstellung von entsprechenden Literaturarbeiten über diesen Zeitraum ermöglichte die Zuordnung eines Großteils der in diesen Kernen dokumentierten Exkursionen und Polaritätsereignisse des Erdmagnetfeldes zu publizierten Daten. Darüber hinaus war es durch die Einbindung der Daten dieser Arbeit in bereits bestehende Polaritäts-Zeit-Skalen der Brunhes-Chron möglich, auch ältere, in Kernen der Fram Straße dokumentierte Ereignisse zu identifizieren. In der Summe dieser Kerne konnten daher alle von der Literatur her bekannten geomagnetischen Ereignisse mit Altern von bis zu 400.000 Jahren bestätigt werden: Mono Lake (23.000-25.000 Jahre), Laschamp (34.000-43.000 Jahre), Norwegisch-Grönländische See (65.000-77.000 Jahre), Blake (115.000-123.000 Jahre), Baffin Bay (152.000-160.000 Jahre), Biwa I (171.000-181.000 Jahre), Biwa II (292.000-298.000 Jahre) und Biwa III (etwa 400.000 Jahre). Ein bislang unbekanntes, kurzes Ereignis mit einem Alter von 98.000-102.000 Jahren konnte in zwei Parallelkernen der Station 1535 eindeutig nachgewiesen werden. Daneben gibt es in mehreren Kernen Hinweise auf kurzfristige Variationen des geomagnetischen Feldvektors in Form von Exkursionen vor etwa 235.000 und 320.000 Jahren. Sichere Hinweise auf ein geomagnetisches Ereignis jünger als 20.000 Jahre gibt es im untersuchten Kernmaterial nicht. Diese Ergebnisse stellen somit einen wichtigen Beitrag zur Absicherung und weiteren Verfeinerung der geomagnetischen Polaritäts-Zeit-Skala für den Zeitraum der letzten 400.000 Jahre dar.

Die dichte Beprobung der Sedimentkerne mit einem mittleren Abstand von 5 cm ermöglichte die Erfassung der Ereignisse durch bis zu zehn und mehr Proben. Im Rahmen der dadurch gegebenen zeitlichen Auflösung konnte für längere Polaritätsereignisse reproduzierbar eine Feinstruktur aufgelöst werden. Die dabei erkennbare Tendenz zur Aufspaltung der reversen Intervalle läßt vermuten, daß die geomagnetischen Ereignisse eher als instabile Phasen des Erdmagnetfeldes anzusehen sind, nach denen sich wieder die vorherige, stabile Dipolkonfiguration normaler Polarität etabliert.

Die magnetostratigraphischen Ergebnisse dieser Arbeit sind jedoch nicht homogen. So sind in den Sedimentkernen aus der Fram Straße über eine Distanz von 200 km konsistent fast alle geomagnetischen Ereignisse durch vollständig reverse Magnetisierungsvektoren charakterisiert. An der etwa 400 km weiter nordöstlich auf dem Yermak Plateau gelegenen Station 1533 konnten annähernd identische magnetostratigraphische Ergebnisse erzielt werden. Dagegen sind in Sedimentkernen aus anderen Regionen des Arbeitsgebietes geomagnetische Ereignisse nur ansatzweise oder gar nicht dokumentiert. Eine Erklärung dieser Unterschiede durch nur regional wirksame Abweichungen des Erdmagnetfeldes von der stabilen Dipolkonfiguration können aus mehreren Gründen ausgeschlossen werden. So sind die Entfernungen zwischen den Kernstationen in Relation zum Abstand zu den Quellen des geomagnetischen Feldes im äußeren Erdkern klein. Eine Dominanz von Multipolen im Verlauf dieser Ereignisse, wie sie in Kapitel 2.3 diskutiert wurde, kann zumindest für die vollständig revers dokumentierten Phasen der geomagnetischen Ereignisse ausgeschlossen werden. Multipole niedriger Ordnung wirken sich über große Teile der Erdoberfläche aus (Abb. 8 und 9). Da die Wirkung von magnetischen Multipolen der Ordnung n proportional $r^{-(n+1)}$ abnimmt (vergl. Formel 1 in Kap. 2.1), kann ein Einfluß hoher Ordnungen, die sich lediglich in kleinen Regionen auswirken würden, ausgeschlossen werden. Weiterhin konnten die Ergebnisse dieser Arbeit mit Literaturdaten von geographisch meist weiträumig verteilten Lokationen korreliert werden, an denen ebenfalls vollständig reverse Richtungen der Magnetisierung nachgewiesen wurden. Eine fehlende oder unvollständige Dokumentation von geomagnetischen Ereignissen in Sedimentkernen muß daher entweder die Folge von synsedimentären Prozessen sein, die von vornherein eine der Feldkonfiguration entsprechende Fixierung der magnetischen Trägerminerale ausschließen oder von postsedimentären Vorgängen, die zu Zerstörungen oder Überprägungen des ursprünglichen paläomagnetischen Signals führen. Weiterhin können die Richtungsinformationen der Sedimente, wenn sie von magnetisch instabilen Mineralphasen getragen werden, mit der Zeit verloren gehen. Nicht zuletzt sind Schichtlücken und zu geringe Sedimentationsraten weitere Ursachen für das Fehlen geomagnetischer Ereignisse in marinen Sedimenten.

Die sichere Zuordnung der geomagnetischen Ereignisse aber vor allem auch von Kernintervallen, die stabile Phasen des Erdmagnetfeldes dokumentieren, konnte durch eine Erfassung und Korrelation der magnetischen Suszeptibilität erzielt werden. Dieser petrophysikalische Parameter wird durch exogene geologische Prozesse beeinflusst und stellt damit eine von der paläomagnetischen Richtungsvariation mehr oder weniger unabhängige Größe dar. Die beobachteten, charakteristischen Kernabfolgen von Maxima und Minima in der magnetischen Suszeptibilität, in denen sich auf komplexe Weise die Klimazyklen der letzten 400.000 Jahre widerspiegeln, ermöglichten eine schnelle und hochauflösende Parallelisierung größerer Kerngruppen. Die kombinierte Erfassung von magnetischer Suszeptibilität und der Richtung der ChRM bietet daher ein sicheres stratigraphisches Instrument zur Datierung von marinen Sedimenten.

Das an den Kernen der Fram Straße entwickelte stratigraphische Konzept, eine Kombination von Magnetostratigraphie mit petrophysikalischen Ergebnissen, ergänzt und gestützt durch biostratigraphische Informationen konnte erfolgreich auf große Teile des Arbeitsgebietes

tes angewendet werden. Es ermöglichte die Erstellung von Alters-Tiefen-Beziehungen der untersuchten Sedimentkerne. Für die Kernstationen in der Fram Straße sowie Station 1533 auf dem Yermak Plateau und 1521 im Nansen Becken ergaben sich daraus mittlere Sedimentationsraten von 2 bis 4 cm/1000 Jahre. Höhere Beträge von bis zu 10 cm/1000 Jahre ergaben sich für Kernstationen am Kontinentalhang nordöstlich von Svalbard und am Nordrand des Yermak Plateaus. Für das Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens war eine genaue zeitliche Einordnung aufgrund meist fehlender Dokumentationen von Polaritätsereignissen schwierig. Da selbst in den längsten Kernen die Brunhes-Matuyama Grenze nicht erreicht worden ist, können über die Kerne gemittelt Sedimentationsraten von etwa 0.7 cm/1000 Jahre abgeschätzt werden. Die aufgrund anderer Untersuchungen am gleichen Kernmaterial in den oberen 50 bis 70 cm bestimmten Sedimentationsraten von wenigen mm/1000 Jahre können daher nicht bis zur Basis der langen Kerne extrapoliert werden. Weiterhin können die für das Amerasische Becken bestimmten Sedimentationsraten anderer Untersuchungen, ebenfalls in der Größenordnung von wenigen mm/1000 Jahre, nicht auf das Eurasische Becken übertragen werden, da hierfür um mindestens eine Zehnerpotenz höherliegende Werte bestimmt wurden. Für die Kernstationen in der Grönländischen See konnten im Rahmen dieser Arbeit aufgrund schwer interpretierbarer paläomagnetischer Ergebnisse und fehlender Zusatzinformationen nur ungenaue Datierungen erstellt werden. Sie liegen aber mit einigen cm/1000 Jahren in der Größenordnung von Literaturdaten benachbarter Regionen der Norwegisch-Grönländischen See.

6.1 Ausblick

Trotz der hier aufgeführten Schwierigkeiten bei der Analyse hochfrequenter Variationen des Erdmagnetfeldes können diese in Verbindung mit anderen, davon unabhängigen Untersuchungsmethoden für eine stratigraphische Einordnung von marinen Sedimenten herangezogen werden. So erbrachte die Kombination der paläomagnetischen Daten mit biostratigraphischen und sedimentphysikalischen Ergebnissen eine eindeutige Korrelation von Kerngruppen und damit auch deren Datierung insbesondere für Gebiete, in denen andere Datierungsmethoden, wie $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphien etwa wegen unzureichender Mengen an geeigneten Fossilien erschwert oder verhindert werden.

Für eine noch bessere Erfassung und Klassifizierung der hochfrequenten Variationen des Erdmagnetfeldes sind weitere Sedimentkerne von ausgesuchten Stationen erforderlich. Dabei sollte eine noch dichtere, möglichst kontinuierliche Beprobung dieses Materials sowohl für magnetostratigraphische als auch begleitende chronostratigraphische Untersuchungen etwa auf der Basis von Radionukliden durchgeführt werden. Insbesondere längere Kerne aus der zentralen Fram Straße und dem Yermak Plateau scheinen auf der Basis der Ergebnisse dieser Arbeit dafür am besten geeignet: Die Ausweitung der intensiven Suche nach kurzfristigen geomagnetischen Ereignissen in der Matuyama-Chron reverser Polarität dürften wertvolle Aufschlüsse über die Prozesse liefern, die zu Polaritätswechseln und -ereignissen des Erdmagnetfeldes führen.

7. Literaturverzeichnis

- 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. (1983): Short-period geomagnetic excursion recorded in Pleistocene sediments of Baffin Bay and Davis Strait. *Geology*, **11**, 537-541.
- Aksu, A. E. & Mudie, P. J. (1985): Magnetostratigraphy and palynology demonstrate at least 4 million years of Arctic Ocean sedimentation. *Nature*, **318**, 280-283.
- Barbetti, M. & Flude, K. (1979): Palaeomagnetic field strengths from sediments baked by lava flows of the Chaîne des Puys, France. *Nature*, **278**, 153-156.
- Barbetti, M. & McElhinny, M. (1972): Evidence of a geomagnetic excursion 30,000 yr BP. *Nature*, **239**, 327-330.
- Baumann, M. (1990): Coccoliths in sediment cores of the eastern Arctic Basin. In: U. Bleil & J. Thiede (Hrg.), *Geologic History of the Polar Oceans - Arctic Versus Antarctic*. Kluwer, Dordrecht.
- Belanger, P. E. (1982): Paleo-oceanography of the Norwegian Sea during the past 130,000 years: coccolithophorid and foraminiferal data. *Boreas*, **11**, 29-36.
- Berger, A. L. (1977): Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, **269**, 44-45.
- Berger, A. L. (1981): The astronomical theory of climate. In: A. L. Berger (Hrg.): *Climatic Variations and Variability: Facts and Theories*, 501-525. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. & van Couvering, J. A. (1985): Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 1407-1418.
- Bischof, J., Kubisch, M., Spielhagen, R. F. & Thiede, J. (1990): Nordic sea surface ice drift reconstructions - evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6. In: J. A. Dowdeswell & J. D. Scourse (Hrg.), *Glacimarine Environments: Processes and Sedimentations*. Geologic Society Special Publication, London, (im Druck).
- Bleil, U. (1987): Quaternary high latitude magnetostratigraphy. *Polar Res.*, **5**, 325-327.
- Bleil, U. & Gard, G. (1989): Chronology and correlation of Quaternary magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy in Norwegian-Greenland Sea sediments. *Geol. Rundschau*, **78**, 1173-1187.
- Bloxham, J. (1989): Simple models of fluid flow at the core surface derived from geomagnetic field models. *Geophys. J. Int.*, **99**, 173-182.
- Bloxham, J. & Gubbins, D. (1985): The secular variation of earth's magnetic field. *Nature*, **317**, 777-781.
- Bloxham, J. & Gubbins, D. (1987): Thermal core-mantle interactions. *Nature*, **325**, 511-513.
- Bonhommet, N. (1972): Sur la direction d'aimantation des laves de la Chaîne des Puys, et la comportement du champ terrestre en France au cours de l'événement du Laschamp, Thèse d'Etat. Strasbourg.

- Bonhommet, N. & Babkine, J. (1966): Sur une direction anormale du champ magnétique terrestre au cours du Quaternaire récent. C.R. Acad. Sc. Paris, **262**, 919-921.
- Bonhommet, N. & Babkine, J. (1967): Sur la présence d'aimantations inversées dans la Chaîne des Puy. C. R. Acad. Sc. Paris, **264**, 92-94.
- Bonhommet, N. & Zähringer, J. (1969): Paleomagnetism and Potassium Argon age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. Earth Planet. Sci. Lett., **6**, 43-46.
- Busse, F. H. (1975): A model for the geodynamo. Geophys. J. R. astr. Soc., **42**, 437-459.
- Champion, D. E., Dalrymple, G. B. & Kuntz, M. A. (1981): Radiometric and paleomagnetic evidence for the Emperor reversed polarity event at 0.46 ± 0.05 M.Y. in basalt lava flows from the Eastern Snake River Plain, Idaho. Geophys. Res. Lett., **8**, 1055-1058.
- Champion, D. E., Lanphere, M. A. & Kuntz, M. A. (1988): Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama Polarity Chrons. J. Geophys. Res., **93B**, 11.667-11.680.
- Chang, S.-B. R. & Kirschvink J. L. (1989): Magnetofossils, the magnetization of sediments, and the evolution of magnetite biomineralization. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **17**, 169-195.
- Chauvin, A. (1989): Intensité du champ magnétique terrestre en périodes stables et de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du quaternaire, Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I. Mémoires et Documents du Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, **23**.
- Chauvin, A., Duncan, R. A., Bonhommet, N. & Levi, S. (1989): Paleointensity of the earth's magnetic field and K-Ar Dating of the Louchadière volcanic flow (Central France): New evidence for the Laschamp excursion. Geophys. Res. Lett., **16**, 1189-1192.
- Clark, D. L. (1988): Early history of the Arctic Ocean. Paleoceanography, **3**, 539-550.
- Clark, D. L., Andree, M., Broecker, W. S., Mix, A. C., Bonani, G., Hofmann, H. J., Morenzoni, E., Nessi, M., Suter, M. & Woelfli W. (1986): Arctic Ocean chronology confirmed by accelerator ^{14}C dating. Geophys. Res. Lett., **13**, 319-321.
- Clark, H. C. & Kennett, J. C. (1973): Paleomagnetic Excursion Recorded in Latest Pleistocene Deep-Sea Sediments, Gulf of Mexico. Earth Planet. Sci. Lett., **19**, 267-274.
- Coe, R. S. & Prévot, M. (1989): Evidence suggesting extremely rapid field variation during a geomagnetic reversal. Earth Planet. Sci. Lett., **92**, 292-298.
- Condomines, M. (1978): Age of the Olby-Laschamp geomagnetic polarity event. Nature, **276**, 257-258.
- Cox, A. (1969): Geomagnetic reversals. Science, **163**, 237-245.

- Creer, K. M., Gross, D. L. & Lineback, J. A. (1976): Origin of regional geomagnetic variations recorded by Wisconsinian and Holocene sediments from Lake Michigan, U.S.A., and Lake Windermere, England. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**, 531-540.
- Creer, K. M., Hogg, T. E., Readman, P. W. & Reynaud, C. (1980a): Palaeomagnetic secular variation curves extending back to 13,400 years B.P. recorded by sediments deposited in Lac de Joux, Switzerland. *J. Geophys.*, **48**, 139-147.
- Creer, K. M. & Kopper, J. S. (1976): Secular Oscillations of the geomagnetic field recorded by sediments deposited in caves in the Mediterranean Region. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **45**, 35-58.
- Creer, K. M., Readman, P. W. & Jacobs, A. M. (1980b): Palaeomagnetic and palaeontological dating of a section at Gioia Tauro, Italy: Identification of the Blake event. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **50**, 289-300.
- Creer, K. M., Smith, G., Tucholka, P., Bonifay, E., Thouveny, N. & Truze, E. (1986): A preliminary study of the Holocene and late Würmian sediments of Lac du Bouchet (Haute-Loire, France). *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **86**, 943-964.
- Denham, C. R. (1974): Counter-clockwise motion of paleomagnetic directions 24,000 years ago at Mono Lake, California. *J. Geomag. Geoelectr.*, **26**, 487-498.
- Denham, C. R. (1976): Blake polarity episode in two cores from the Greater Antilles Outer Ridge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 422-434.
- Denham, C. R., Anderson, R. F. & Bacon, M. P. (1977): Paleomagnetism and radiochemical estimates for Late Brunhes polarity episodes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **35**, 384-397.
- Denham, C. R. & Cox, A. (1971): Evidence that the Laschamp polarity event did not occur 13300-30400 years ago. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **13**, 181-190.
- Dunlop, D. J. (1983): Viscous magnetization of 0.04-100 μm magnetites. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **74**, 667-687.
- Dziewonski, A. M. (1984): Mapping the lower mantle: determination of lateral heterogeneity in p-velocity up to degree and order 6. *J. Geophys. Res.*, **89B**, 5929-5952.
- Eisenhauer, A., Mangini, A., Walter, P., Beer, J., Bonani, G., Suter, M., Hofmann, H. J. & Wölfli, W. (1990): High resolution ^{230}Th and ^{10}Be stratigraphy of core 23235-2 (Fram Strait). In: U. Bleil & J. Thiede (Hrg.), *Geologic History of the Polar Oceans - Arctic Versus Antarctic*. Kluwer, Dordrecht.
- Forsyth, D. A., Asudeh, I., Green, A. G. & Jackson, H. R. (1986): Crustal structure of the northern Alpha Ridge beneath the Arctic Ocean. *Nature*, **322**, 349-352.
- Freed, W. K. & Healy, N. (1974): Excursions of the pleistocene geomagnetic field recorded in Gulf of Mexico sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, 99-104.
- Gard, G. (1986): Calcareous nannofossil biostratigraphy of late Quaternary Arctic sediments. *Boreas*, **15**, 217-229.
- Gard, G. (1987): Late Quaternary calcareous nannofossil biostratigraphy patterns: Fram Strait, Arctica. *Paleoceanography*, **2**, 519-529.

- Gard, G. (1988): Late Quaternary calcareous nannofossil biochronology and paleo-oceanography of Arctic and Subarctic Seas. Meddelanden Stockholm Universitets Geologiska Institution, **275**.
- Geissman, J. W., Harlan, S. S., Brown, L., Turrin, B. & McFadden, L. D. (1989): Brunhes Chron geomagnetic excursion recorded during the late eistocene, Albuquerque volcanoes, New Mexico, U.S.A. In: J. F. Lowes, D. W. Collinson, J. H. Parry, S. K. Runcorn, D. C. Tozer & A. Soward (Hrg.), *Geomagnetism and Palaeomagnetism*, 123-136, Kluwer, Dordrecht.
- Gillot, P. Y., Labeyrie, J., Laj, C., Valladas, G., Guérin, G., Poupeau, G. & Delibrias, G. (1979): Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**, 444-450.
- Goldschmidt P., Pfirman S., Wollenburg I. & Henrich R. (in Vorb.): Origin of mudclasts from the Arctic seafloor. *Deep-Sea Res.*
- Goree, W. S. & Fuller, M. (1976): Magnetometers using RF-driven squids and their applications in rock magnetism and paleomagnetism. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 591-608.
- Grünig, S. (1989): Quartäre Sedimentationsprozesse am Kontinentalhang des Süd-Orkney-Plateaus im nordwestlichen Weddellmeer, Antarktis. Dissertation, Universität Bremen.
- Gubbins, D. (1987): Mechanism for geomagnetic polarity reversals. *Nature*, **326**, 167-169.
- Gubbins, D. (1988): Thermal core-mantle interactions and time-averaged paleomagnetic field. *J. Geophys. Res.*, **93B**, 3413-3420.
- Gubbins, D. (1989): Historical secular variation and geomagnetic theory. In: F. J. Lowes, D. W. Collinson, J. H. Parry, S. K. Runcorn, D. C. Tozer & A. Soward (Hrg.), *Geomagnetism and Paleomagnetism*, 31-43, Kluwer, Dordrecht.
- Guérin, G. (1983): La thermoluminescence des plagioclases. Méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont Dore et Cezallier, Bas Vivarais, Thèse, Paris.
- Guérin, G. & Valladas, G. (1980): Thermoluminescent dating of volcanic plagioclases. *Nature*, **286**, 697-699.
- Hall, C. M. & York, D. (1978): K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of the Laschamp geomagnetic polarity reversal. *Nature*, **274**, 462-464.
- Hanna, R. L. & Verosub, K. L. (1989): A review of lacustrine paleomagnetic records from western North America: 0-40,000 years BP. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **56**, 76-95.
- Hays, J. D., Imbrie, J. & Shackleton, N. J. (1976): Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, **194**, 1121-1132.
- Henrich, R., Kassens, H., Vogelsang, E. & Thiede, J. (1989): Sedimentary facies of glacial-interglacial cycles in the Norwegian Sea during the last 350 ka. *Marine Geology*, **86**, 283-319.
- Hillhouse, J. & Cox, A. (1976): Brunhes-Matuyama polarity transition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **29**, 51-64.

- Hoffman, K. A. (1977): Polarity transition records and the geomagnetic dynamo. *Science*, **196**, 1329-1332.
- Hoffman, K. A. (1981): Palaeomagnetic excursions, aborted reversals and transitional fields. *Nature*, **294**, 67-69.
- Hoffman, K. A. (1986): Transitional field behavior from southern hemisphere lavas: evidence for the two-stage reversal of the geodynamo. *Nature*, **320**, 228-232.
- Hoffman, K. A. & Day, R. (1978): Separation of multicomponent NRM: a general method. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **40**, 433-438.
- Hoffman, K. A. & Fuller, M. (1978): Transitional field configurations and geomagnetic reversal. *Nature*, **273**, 715-718.
- Huxtable, J. & Aitken, M. J. (1977): Thermoluminescent dating of Lake Mungo geomagnetic polarity excursion. *Nature*, **265**, 40-41.
- Huxtable, J., Aitken, M. J. & Bonhommet, N. (1978): Thermoluminescent dating of sediment baked by lava flows of the Chaîne des Puys. *Nature*, **275**, 207-209.
- 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: A. L. Berger (Hrg.): *Milankovitch and Climate, Part 1*, 269-305. D. Reidel Publishing Company.
- 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.
- Jacobs, J. A. (1984): *Reversals of the Earth's magnetic Field*. Bristol, Adam Hilger Ltd.
- Johnson, N. M. & McGee, V. E. (1983): Magnetic polarity stratigraphy: stochastic properties of data, sampling problems, and the evaluation of interpretations. *J. Geophys. Res.*, **88B**, 1213-1221.
- Kawai, N., Nakajima, T., Tokieda, K. & Hirooka, K. (1975): Paleomagnetism and paleoclimate. *Rock magn. paleogeophys.*, Tokyo, **3**, 110-117.
- Kawai, N., Yaskawa, K., Nakajima, T., Torii, M. & Horie, S. (1972): Oscillating geomagnetic field with a recurring reversal discovered from Lake Biwa. *Proc. Japan Acad.*, **48**, 186-190.
- Kellogg, T. B. (1976): Late Quaternary climatic changes: evidence from deep-sea cores of the Norwegian and Greenland seas. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **145**, 77-110.
- Kellogg, T. B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts. *Boreas*, **9**, 115-137.
- Kellogg, T. B., Duplessey, J. C. & Shackleton, N. J. (1978): Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and paleoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores. *Boreas*, **7**, 61-73.
- Köhler, S. & Spielhagen, R. F. (1990): Enigma of oxygen isotope stage 5 in the central Fram Strait. In: U. Bleil & J. Thiede (Hrg.), *Geologic History of the Polar Oceans - Arctic Versus Antarctic*. Kluwer, Dordrecht.

- Krause, G., Meincke, J. & Thiede, J. (1989): Scientific Cruise Reports of Arctic expeditions ARK IV/1, 2 & 3. Ber. Polarforschung, **56**.
- Kristiansson, L. & Gudmunsson, L. (1980): Geomagnetic excursion in late-glacial basalt outcrops in South-Western Iceland. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 337-340.
- Kristoffersen, Y. (1982): The Nansen Ridge, Arctic Ocean: some geophysical observations of the rift valley at slow spreading rate. In: G. L. Johnson and J. F. Sweeney (Hrg.), *Structure of the Arctic. Tectonophysics*, **89**, 161-172.
- Kristoffersen, Y. & Husebye, E. S. (1985): Multi-channel seismic reflection measurements in the Eurasian Basin, Arctic Ocean, from U.S. ice station FRAM-IV. In: E. S. Husebye, G. L. Johnson and Y. Kristoffersen (Hrg.), *Geophysics of the Polar Regions, Tectonophysics*, **114**, 103-115.
- Kristoffersen, Y. & Talwani, M. (1977): Extinct triple junction south of Greenland and the Tertiary motion of Greenland relative to North America. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 1037-1049.
- Laj, C., Guitton, S. & Kissel, C. (1987): Rapid changes and near-stationarity of the geomagnetic field during a polarity reversal. *Nature*, **330**, 145-148.
- Levi, S., Audunsson, H., Duncan, R. A., Kristjansson, L., Gillot, P.- Y. & Jacobsson, S. P. (1990): Late Pleistocene geomagnetic excursion in Icelandic lavas: confirmation of the Laschamp excursion. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **96**, 443-457.
- Levi, S. & Karlin, R. (1989): A sixty thousand year paleomagnetic record from Gulf of California sediments: secular variation, late Quaternary excursions and geomagnetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 219-233.
- Liddicoat, J. C. & Bailey, R., A. (1989): Short reversal of the palaeomagnetic field about 280,000 years ago at Long Valley, California. In: J. F. Lowes, D. W. Collinson, J. H. Parry, S. K. Runcorn, D. C. Tozer & A. Soward (Hrg.), *Geomagnetism and Palaeomagnetism*, 137-153, Kluwer, Dordrecht.
- Liddicoat, J. C. & Coe, R. S. (1979): Mono Lake geomagnetic excursion. *J. Geophys. Res.*, **84B**, 261-271.
- Lloyd, D. & Gubbins, D. (1990): Toroidal fluid motion at the top of the Earth's core. *Geophys. J. Int.*, **100**, 455-467.
- Lowrie, W. & Kent, D. V. (1983): Geomagnetic reversal frequency since the late Cretaceous. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **62**, 305-313.
- Løvlie, R. (1989): Paleomagnetic stratigraphy: a correlation method. *Quaternary Int.*, **1**, 129-149.
- Løvlie, R. & Holtedahl, H. (1980): Apparent paleomagnetic low-inclination excursion in a pre-consolidated continental shelf sediment. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **22**, 137-143.
- Løvlie, R. & Sandnes, A. (1987): Paleomagnetic excursions recorded in mid-Weichselian cave sediments from Skjonghelleren, Valderøy, W. Norway. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **45**, 337-348.

- Løvlie, 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.
- Macko, S. A. & Aksu, A. E. (1986): Amino acid epimerization in planktonic foraminifera suggests slow sedimentation rates for Alpha Ridge, Arctic Ocean. *Nature*, **322**, 730-732.
- Mair, J. A. & Forsyth, D. A. (1982): Crustal structures of the Canada Basin near Alaska, the Lomonosov Ridge and adjoining basins near the North Pole. In: G. L. Johnson and J. F. Sweeney (Hrg.), *Structure of the Arctic. Tectonophysics*, **89**, 239-253.
- Manabe, K.-I. (1977): Reversed magnetozone in the late Pleistocene sediments from the Pacific coast of Odaka, northeast Japan. *Quaternary Res.*, **7**, 372-379.
- Mankinen, E. A., Prévot, M., Grommé, C. S. & Coe, R. S. (1985): The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity Transition 1. Directional history, duration of episodes, and rock magnetism. *J. Geophys. Res.*, **90B**, 10.393-10.416.
- Marino, R. J. & Ellwood, B. B. (1978): Anomalous magnetic fabric in sediments which record an apparent geomagnetic field excursion. *Nature*, **274**, 581-582.
- Marshall, M., Chauvin, A. & Bonhommet, N. (1988): Preliminary paleointensity measurements and detailed magnetic analyses of basalts from the Skalamaelifell excursion, southwest Iceland. *J. Geophys. Res.*, **93B**, 11681-11698.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., Jr. & Shackleton, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the Ice Ages of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, **27**, 1-29.
- Mazaud, A. & Laj, C. (1989): Simulation of geomagnetic polarity reversals by a model of interacting dipole sources. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 299-306.
- McElhinny, M. W. (1973): *Paleomagnetism and Plate Tectonics*. Cambridge, Cambridge Univ. Press.
- Mienert, J., Mayer, L., Jones, G. A. & King, J. W. (1990): Physical and acoustic properties of Arctic Ocean deep-sea sediments: paleoclimatic implications. In: U. Bleil & J. Thiede (Hrg.), *Geologic History of the Polar Oceans - Arctic Versus Antarctic*. Kluwer, Dordrecht.
- Morinaga, H., Inokuchi, H. & Yaskawa, K. (1989): Paleomagnetism of stalagmites (speleothems) in SW Japan. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **96**, 519-528.
- Morris, T., H. (1988): Stable isotope stratigraphy of the Arctic Ocean: Fram Strait to Central Arctic. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **64**, 201-219.
- Morris, T. H., Clark, D. L. & Blasco, S. M. (1985): Sediments of the Lomonosov Ridge and Makarov Basin: a Pleistocene stratigraphy for the North Pole. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, 901-910.
- Mørner, N.-A. & Lanser, J. P. (1974): Gothenburg Magnetic 'Flip'. *Nature*, **251**, 408-409.
- Negrini, R. M., Davis, J. O. & Verosub, K. L. (1984): Mono Lake excursion found at Summer Lake, Oregon. *Geology*, **12**, 643-646.

- Ninkovich, D., Opdyke, N., Heezen, B. C. & Foster, J. H. (1966): Paleomagnetic stratigraphy, rates of deposition and tephrochronology in North Pacific deep-sea sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **1**, 476-492.
- Noel, M. & St. Pierre, S. (1984): The palaeomagnetism and magnetic fabric of cave sediments from Grønligrotta and Jordbrugrotta, Norway. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **78**, 231-239.
- Noel, M. & Thistlewood, L. (1989): Developments in cave sediment paleomagnetism. In: F. J. Lowes, D. W. Collinson, J. H. Parry, S. K. Runcorn, D. C. Tozer and A. Soward (Hrg.), *Geomagnetism and Paleomagnetism*, 91-106, Kluwer, Dordrecht.
- Noltimer, H. C. & Colinvaux, P. A. (1976): Geomagnetic excursion from Imuruk, Alaska. *Nature*, **259**, 197-200.
- Nowaczyk, N. R. (1985): Paläomagnetische Untersuchung paläozoischer Sedimente im Hohen Venn. Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Bochum.
- Nowaczyk, N. R. & Baumann, M. (in Vorb.): Combined high-resolution magnetostratigraphy and nannofossil biostratigraphy for late Quaternary Arctic Ocean Sediments. *Deep-Sea Res.*
- Officer, C. B. (1986): A conceptual model of core dynamics and the earth's magnetic field. *J. Geophys.*, **59**, 89-97.
- Okada, M. & Niitsuma, N. (1989): Detailed paleomagnetic records during the Brunhes-Matuyama geomagnetic reversal, and a direct determination of depth lag for magnetization in marine sediments. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **56**, 133-150.
- Opdyke, N. D., Kent, D. V. & Lowrie, W. (1973): Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deep-sea core. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **20**, 315-324.
- 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.
- Pfirman, S., Gascard, J.-C., Wollenburg, I., Mudie, P. & Abelmann, A. (1989): Particle-laden Eurasian Arctic sea ice: observations from July and August 1987. *Polar Res.*, **7**, 59-66.
- Polarstern Shipboard Scientific Party (1988): Breakthrough in Arctic deep-sea research: the R/V Polarstern Expedition 1987. *EOS*, **69**, 665, 676-678.
- Prell, W. L., Imbire, J., Martinson, D. G., Morley, J. J., Pisias, N. G., Shackleton, N. J. & Streeter, H. F. (1986): Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy application to the late Quaternary. *Paleoceanography*, **1**, 137-162.
- Prévot, M., Mankinen, E. A., Coe, R. S. & Grommé, C. S. (1985a): The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 2. Field intensity variations and discussion of reversal models. *J. Geophys. Res.*, **90B**, 10.417-10.448.
- Prévot, M., Mankinen, E. A., Grommé, C. S. & Coe, R. S. (1985b): How the geomagnetic field vector reverses polarity. *Nature*, **316**, 230-234.

- Proctor, M. R. E. & Gubbins, D. (1990): Analysis of geomagnetic directional data. *Geophys. J. Int.*, **100**, 69-77.
- Pudsey, C. J., Barker, P. F. & Hamilton, N. (1988): Weddell Sea abyssal sediments a record of Antarctic bottom water flow. *Mar. Geol.*, **81**, 289-314.
- Rampino, M. R. (1979): Possible relationships between changes in global ice volume, geomagnetic excursions, and the eccentricity of the Earth's orbit. *Geology*, **7**, 584-587.
- Rampino, M. R. (1981): Revised age estimates of Brunhes palaeomagnetic events: support for a link between geomagnetism and eccentricity. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 1047-1050.
- Rolph, T. C., Shaw, J., Derbyshire, E. & Jingtai, W. (1989): A detailed geomagnetic record from Chinese loess. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **56**, 151-164.
- Roperch, P. & Chauvin, A. (1987): Transitional geomagnetic field behavior: volcanics from french polynesia. *Geophys. Res. Lett.*, **14**, 151-154.
- Roperch, P., Bonhommet, N. & Levi, S. (1988): Paleointensity of the earth's magnetic field during the Laschamp excursion and its geomagnetic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **88**, 209-219.
- Ruhland, G. (1988): Paralellisierung von vier Sedimentkernen aus der Framstraße mit Hilfe der Korngrößenverteilung. Diplomarbeit, Universität Bremen.
- Ryan, W. B. F. (1972): Stratigraphy of late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean. In: D. Stanley J. (Hrg.), *The Mediterranean Sea: A Natural Sedimentation Laboratory*, 149-169, Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania.
- Salis, J.-S., Bonhommet, N. & Levi, S. (1989): Paleointensity of the geomagnetic field from dated lavas of the Chaîne des Puys, France 1.7-12 thousand years before present. *J. Geophys. Res.*, **94B**, 15.771-15.784.
- Sasajima, S., Nishimura, S. & Hirooka, K. (1984): The Blake geomagnetic event as inferred from Late Brunhes ignimbrites in Southwest Japan and West Indonesia. *J. Geomag. Geoelectr.*, **36**, 203-214.
- Sejrup, H. P., Miller, G. H., Brigham-Grette, J., Løvlie, R. & Hopkins, D. (1984): Amino acid epimerization implies rapid sedimentation rates in Arctic Ocean cores. *Nature*, **310**, 772-775.
- Shackleton, N. J. & Opdyke, N. D. (1977): Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early northern hemisphere glaciation. *Nature*, **270**, 216-219.
- Shackleton, N. J., Backman, J., Zimmermann, H., Kent, D. V., Hall, M. A., Roberts, D. G., Schnitker, D., Baldauf, J. G., Desprairies, A., Homringhausen, R., Huddleston, P., Keene, J. B., Kaltenback, A. J., Krumsiek, K. A. O., Morton, A. C., Murray, J. W. & Westberg-Smith, J. (1984): Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region. *Nature*, **307**, 620-623.
- Smith, G. & Creer, K. M. (1986): Analysis of geomagnetic secular variations 10,000 to 30,000 years bp, Lac du Bouchet, France. *Phys. Earth Planet. Inter.*, **44**, 1-14.

- Smith, J. D. & Foster, J. H. (1969): Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity Epoch. *Science*, **163**, 565-567.
- Spielhagen, R., Pfirman, S. & Thiede, J. (1988): Geowissenschaftlicher Bericht über die ARK IV/3 Expedition des PFVS Polarstern im Sommer 1987 in das zentrale östliche Arktische Becken. *Berichte Geol.-Paläont. Institut, Universität Kiel*, **24**.
- Spieß, V. (1990): Cenozoic magnetostratigraphy of leg 113 drill sites, Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica. In: P. F. Barker, J. P. Kennett et al. (Hrg.) *Proc. ODP, Sci Results*, **113**, College Station, TX (Ocean Drilling Program), (im Druck).
- Sprowl, D. R. & Banerjee, S. K. (1989): The Holocene paleosecular variation record from Elk Lake, Minnesota. *J. Geophys. Res.*, **94B**, 9369-3988.
- Srivastava, S. P. (1985): Evolution of the Eurasian Basin and its implications to the motion of Greenland along Nares Strait. In: E. S. Husebye, G. L. Johnson and Y. Kristoffersen (Hrg.), *Geophysics of the Polar Regions. Tectonophysics*, **114**, 29-53.
- Steuerwald, B. A., Clark, D. L. & Andrew, J. A. (1968): Magnetic stratigraphy and faunal pattern in Arctic Ocean sediments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **5**, 79-85.
- Sweeney, J. F. (1985): Comments about the age of the Canada Basin. In: E. S. Husebye, G. L. Johnson and Y. Kristoffersen (Hrg.), *Geophysics of the Polar Regions. Tectonophysics*, **114**, 1-10.
- Sweeney, J. F., Weber, J. R. & Blasco, S. M. (1982): Continental ridges in the Arctic Ocean: LOREX constraints. In: G. L. Johnson and J. F. Sweeney (Hrg.), *Structure of the Arctic. Tectonophysics*, **89**, 217-237.
- Swift, J. H. (1986): The Arctic waters. In: B. G. Hurdle (Hrg.): *The Nordic Seas*, 129-153. Springer, New York-Berlin-Heidelberg-Tokyo.
- Swift, J. H. & Aagard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas. *Deep-Sea Res.*, **28**, 1107-1129.
- Talwani, M. & Eldholm, O. (1977): Evolution of the Norwegian- Greenland Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 969-999.
- Taylor, P. T., Kovacs, L. C., Vogt, P. R. & Johnson, G. L. (1981): Detailed aeromagnetic investigation of the Arctic Basin, 2. *J. Geophys. Res.*, **86B**, 6323-6333.
- Thiede, J. & ARK IV/3 Scientific Party (1988): Scientific Cruise Report: ARK IV/3 expedition with the RV POLARSTERN. *Ber. Polarforschung*, **43**.
- Thiede, J., Diesen, G., W., Knudsen, B.-E. & Torbjörn, S. (1986): Patterns of Cenozoic sedimentation in the Norwegian-Greenland Sea. *Marine Geology*, **69**, 323-352.
- Thompson, R. & Oldfield, F. (1986): *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin, London.
- Thouveny, N. (1988): High-resolution palaeomagnetic study of Late Pleistocene sediments from Baffin Bay: first results. *Can. J. Earth Sci.*, **25**, 833-843.
- Tucholka, P., Fontugne, M., Guichard, F. & Paterne, M. (1987): The Blake magnetic polarity episode in cores from the Mediterranean Sea. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, 320-326.

- Valet, J.-P., Laj, C. & Tucholka, P. (1986): High-resolution sedimentary record of a geomagnetic reversal. *Nature*, **322**, 27-32.
- Valet, J.-P., Tauxe, L. & Clark, D. R. (1988): The Matuyama-Brunhes transition recorded from Lake Tecopa sediments (California). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 463-472.
- Verosub, K. L. (1975): Paleomagnetic excursions as magnetostratigraphic horizons: A cautionary Note. *Science*, **196**, 48-50.
- Verosub, K. L. & Banerjee, S. K. (1977): Geomagnetic excursions and their paleomagnetic record. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **15**, 145-155.
- Verosub, K. L., Mehringer, P. J., Jr. & Waterstraat, P. (1986): Holocene secular variation in western North America: Paleomagnetic record from Fish Lake, Harney County, Oregon. *J. Geophys. Res.*, **91B**, 3609-3623.
- Vine, F. J. & Matthews, D. H. (1963): Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, **199**, 947-949.
- Vinje, T. E. (1977): Sea ice conditions in the european sector of the marginal seas of the Arctic, 1966-77. *Norsk Polarinstitut Årbok*, 1975, 163-174.
- Vogt, P. R. (1986): Seafloor topography, sediments and paleoenvironments. In: B. G. Hurdle (Hrg.): *The Nordic Seas*, 237-410. Springer, New York-Berlin-Heidelberg-Tokyo.
- Vogt, P. R., Taylor, P. T., Kovacs, L. C. & Johnson, G. L. (1979): Detailed aeromagnetic Investigation of the Arctic Basin. *J. Geophys. Res.*, **84B**, 1071-1089.
- Vogt, P. R., Taylor, P. T., Kovacs, L. C. & Johnson, G. L. (1982): The Canada Basin: aeromagnetic constraints on structure and evolution. In: G. L. Johnson and J. F. Sweeney (Hrg.), *Structure of the Arctic. Tectonophysics*, **89**, 295-336.
- Voorhies, C. V. (1986): Steady surficial core motions: an alternative method. *Geophys. Res. Lett.*, **13**, 1537-1540.
- 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.
- Westgate, J. (1988): Isothermal plateau fission-track age of the late Pleistocene Old Crow tephra, Alaska. *Geophys. Res. Lett.*, **15**, 376-379.
- Westgate, J., Walter, R. C., Pearce, G. W. & Gorton, M. P. (1985): Distribution, stratigraphy, petrochemistry, and palaeomagnetism of the late Pleistocene Old Crow tephra in Alaska and the Yukon. *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 893-906.
- Williams, I. & Fuller, M. (1981): Zonal harmonic models of reversal transition fields. *J. Geophys. Res.*, **86B**, 11.657-11.665.
- Williams, I., Weeks, R. & Fuller, M. (1988): A model for transition fields during geomagnetic reversals. *Nature*, **332**, 719-720.
- Willis, D. M. & Young, L. R. (1987): Equation for the field lines of an axisymmetric magnetic multipole. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **89**, 1011-1022.
- Wilson, D. S. & Hey, R. N. (1981): The Galapagos axial magnetic anomaly: Evidence for the Emperor event within the Brunhes and for a two-layer magnetic source. *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 1051-1054.

- Witte, W. K. & Kent, D. V. (1988): Revised magnetostratigraphies confirm low sedimentation rates in Arctic Ocean cores. *Quaternary. Res.*, **29**, 43-53.
- Wollin, G., Ericson, D. B., Ryan, W. B. F. & Foster, J. H. (1971): Magnetism of the earth and climatic changes. *Earth Planet. Sci Lett.*, **12**, 175-183.
- Wollin, G., Ryan, W. B. F., Ericson, D. B. & Foster, J. H. (1977): Paleoclimate, paleomagnetism and the eccentricity of the earth's orbit. *Geophys. Res. Lett.*, **4**, 267-270.
- Yaskawa, K., Nakajima, T., Kawai, N., Torii, M., Natsuhara, N. & Horie, S. (1973): Paleomagnetism of a core from Lake Biwa (I). *J. Geomag. Geoelectr.*, **25**, 447-474.
- Zahn, R., Markussen, B. & Thiede, J. (1985): Stable isotope data and depositional environments in the late Quaternary Arctic Ocean. *Nature*, **314**, 433-435.
- Zijderveld, J. D. A. (1967): A.C. demagnetization of rocks : analysis of results. In: D. W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn (Hrg.): *Methods in Palaeomagnetism*. Amsterdam: Elsevier Publ. Comp.

Anhang A - Stationslisten

Tabelle A.1: Position, Wassertiefe und Länge der Kerne von ARK II/4 1984, FS POLARSTERN.

AWI-Nummer	Gerät	geographische		Wassertiefe in Meter	Länge in cm
		Breite	Länge		
PS 1230-2	SL	78° 51.4' N	4° 48.5' W	1260	490
PS 1231-1	SL	78° 54.9' N	3° 58.4' W	2220	573
PS 1232-2	SL	79° 1.2' N	1° 40.0' W	2642	485
PS 1235-2	KOL	78° 51.6' N	1° 18.4' E	2525	806
KOL	Kolbenlot ($\varnothing = 12$ cm)				
SL	Schwerelot ($\varnothing = 12$ cm)				

Tabelle A.2: Position, Wassertiefe und Länge der Kerne von ARK III/3 1985, FS POLARSTERN.

AWI-Nummer	Gerät	geographische		Wassertiefe in Meter	Länge in cm
		Breite	Länge		
PS 1289-3	SL	77° 59.9' N	9° 25.0' E	608	95
PS 1290-4	SL	78° 0.8' N	8° 43.3' E	1522	505
PS 1291-4	SL	78° 0.6' N	8° 0.2' E	2393	492
PS 1292-4	SL	77° 59.2' N	7° 22.4' E	3504	749
PS 1293-4	SL	77° 59.9' N	6° 39.9' E	2458	473
PS 1294-4	SL	77° 59.9' N	5° 22.3' E	2668	616
PS 1295-5	SL	77° 59.2' N	2° 24.8' E	3112	564
PS 1296-4	SL	77° 59.6' N	0° 38.8' E	3103	532
PS 1297-4	SL	78° 0.8' N	1° 0.8' W	3051	540
PS 1298-4	SL	77° 58.9' N	3° 33.7' W	2760	383
PS 1299-1	KOL*	77° 59.0' N	4° 17.4' W	2402	
PS 1300-4	SL	78° 0.1' N	4° 43.2' W	1822	104
PS 1308-4	SL	80° 1.0' N	4° 50.0' W	1442	349
PS 1308-5	KOL*	80° 0.8' N	4° 49.8' W	1432	
PS 1309-4	SL	79° 58.2' N	3° 10.9' W	2478	87
PS 1310-3	SL	79° 59.5' N	0° 51.4' W	2657	454
PS 1310-5	KOL*	79° 58.6' N	0° 54.1' W	2706	940
PS 1311-4	SL	79° 57.8' N	0° 10.4' E	2615	519
PS 1312-4	SL	79° 59.7' N	1° 9.9' E	3593	311
PS 1313-4	SL	79° 59.9' N	2° 44.8' E	2627	536
PS 1314-4	SL	80° 0.1' N	4° 29.8' E	1382	479
PS 1315-4	SL	79° 24.4' N	7° 47.5' E	695	369
PS 1316-4	KOL*	79° 8.8' N	2° 52.6' E	5562	759
PS 1316-6	KOL	79° 8.7' N	2° 59.2' E	5486	585

Tabelle A.2: Position, Wassertiefe und Länge der Kerne von ARK III/3 1985, FS POLARSTERN (Fortsetzung).

AWI-Nummer	Gerät	geographische		Wassertiefe in Meter	Länge in cm
		Breite	Länge		
PS 1317-4	SL	79° 38.1' N	2° 2.9' E	1650	64
PS 1318-5	KOL	79° 43.6' N	2° 54.6' E	4460	587
PS 1320-1	KOL	77° 59.1' N	0° 29.8' E	3108	677
PS 1320-2	KOL*	77° 59.4' N	0° 32.3' E	3104	868
PS 1321-3	KOL*	75° 52.1' N	11° 41.1' E	2060	
PS 1322-4	KOL	70° 0.9' N	0° 0.2' W	3287	
PS 1323-4	KOL	65° 31.4' N	0° 9.0' W	3038	
KOL	Kolbenlot (Ø = 12 cm)				
KOL*	Kolbenlot (Ø = 8.4 cm)				
SL	Schwerelot (Ø = 12 cm)				

Tabelle A.3: Position, Wassertiefe und Länge der Kerne und Großkastengreifer von ARK IV/3 1987, FS POLARSTERN.

AWI-Nummer	Gerät	geographische		Wassertiefe in Meter	Länge in cm
		Breite	Länge		
PS 1511-12	GKG	81° 16.3' N	31° 26.3' E	200	30
PS 1513-9	GKG	81° 29.7' N	31° 26.5' E	577	40
PS 1514-6	GKG	81° 31.8' N	31° 34.6' E	701	36
PS 1515-10	GKG	81° 34.5' N	31° 39.0' E	886	40
PS 1516-6	GKG	81° 35.8' N	31° 31.5' E	1404	43
PS 1516-8	KAL	81° 35.8' N	31° 30.0' E	1436	302
PS 1517-10	GKG	81° 38.5' N	31° 26.1' E	2063	70
PS 1517-11	KAL	81° 38.2' N	31° 23.2' E	2301	270
PS 1518-15	GKG	81° 40.3' N	30° 49.9' E	2837	35
PS 1519-11	GKG	81° 47.5' N	31° 30.3' E	3004	34
PS 1519-12	KAL	81° 47.1' N	31° 30.1' E	2998	510
PS 1520-10	GKG	82° 2.8' N	32° 5.7' E	2981	35
PS 1520-13	KAL	82° 0.5' N	32° 9.1' E	2880	98
PS 1521-14	GKG	82° 57.0' N	32° 3.5' E	3755	28
PS 1521-15	KAL	82° 56.5' N	32° 5.2' E	3752	498
PS 1521-24	KOL	82° 56.4' N	32° 10.6' E	3740	351
PS 1522-19	GKG	84° 0.5' N	30° 13.0' E	4045	36
PS 1523-15	GKG	85° 4.6' N	29° 7.6' E	4037	30
PS 1523-17	SL	85° 3.5' N	28° 57.6' E	4037	588
PS 1523-21	KAL	85° 1.4' N	28° 8.4' E	4038	588
PS 1524-1	GKG	85° 21.5' N	26° 19.9' E	3634	38
PS 1524-2	KAL	85° 21.8' N	26° 12.9' E	3646	423

Tabelle A.3: Position, Wassertiefe und Länge der Kerne und Großkastengreifer von ARK IV/3 1987, FS POLARSTERN (Fortsetzung).

AWI-Nummer	Gerät	geographische		Wassertiefe in Meter	Länge in cm
		Breite	Länge		
PS 1525-2	GKG	85° 30.8' N	25° 17.8' E	3180	35
PS 1525-7	KAL	85° 32.4' N	25° 19.4' E	3366	365
PS 1526-12	SL	85° 54.4' N	22° 43.8' E	4674	450
PS 1526-20	SL	85° 55.9' N	22° 44.0' E	5211	352
PS 1527-10	GKG	86° 5.8' N	22° 1.0' E	3704	38
PS 1527-12	KAL	86° 6.2' N	22° 1.5' E	3725	270
PS 1527-20	KOL	86° 8.5' N	22° 3.3' E	3780	382
PS 1528-3	KAL	86° 7.8' N	23° 9.5' E	3990	242
PS 1528-7	GKG	86° 8.0' N	23° 7.0' E	3972	38
PS 1529-7	GKG	85° 22.9' N	21° 42.5' E	2896	32
PS 1529-8	KAL	85° 23.1' N	21° 44.1' E	2917	370
PS 1529-15	KOL	85° 22.6' N	21° 21.8' E	2891	480
PS 1529-17	SL	85° 22.1' N	21° 28.3' E	2889	360
PS 1530-3	GKG	83° 24.6' N	19° 52.5' E	4066	60
PS 1530-5	SL	83° 23.4' N	19° 42.4' E	4064	182
PS 1532-3	GKG	82° 47.8' N	16° 3.3' E	1377	37
PS 1532-6	KAL	82° 47.9' N	16° 3.0' E	1385	418
PS 1532-9	KOL	82° 48.1' N	15° 59.1' E	1388	720
PS 1533-3	SL	82° 1.9' N	15° 10.7' E	2030	485
PS 1534-6	GKG	81° 19.6' N	15° 17.9' E	2270	40
PS 1535-5	GKG	78° 45.2' N	1° 47.4' E	2554	31
PS 1535-6	KAL	78° 45.4' N	1° 49.5' E	2555	390
PS 1535-8	KAL	78° 44.8' N	1° 52.8' E	2557	496
PS 1535-10	KOL	78° 43.6' N	1° 57.0' E	2554	814

GKG Großkastengreifer (50 x 50 x 60 cm)
 KAL Kastenlot (30 x 30 cm)
 KOL Kolbenlot (Ø = 12 cm)
 SL Schwerelot (Ø = 12 cm)

Tabelle A.4: Position, Wassertiefe und Länge der Kerne von ARK V/3a 1988, FS POLARSTERN.

AWI-Nummer	Gerät	geographische		Wassertiefe in Meter	Länge in cm
		Breite	Länge		
PS 1697-2	KAL	73° 44.2' N	10° 31.0' W	3050	147
PS 1698-1	KAL	74° 12.0' N	14° 23.4' W	920	157
PS 1702-2	KAL	74° 59.8' N	9° 45.3' W	3235	344
PS 1704-4	KAL	78° 23.4' N	1° 4.9' E	1212	431
PS 1706-2	KAL	74° 13.8' N	10° 5.3' W	3145	542
PS 1707-2	KAL	72° 36.9' N	13° 48.4' W	2122	530
PS 1708-2	KAL	71° 49.6' N	12° 30.4' W	1293	200
KAL	Kastenlot (15 x 15 cm)				

Anhang B - Liste der verwendeten Kernnummern

Für die Kerne der Arktisexpeditionen sind zum Teil drei verschiedene Typen von Kernnummern in Gebrauch: dreiteilige Schiffsnummern, vierstellige Nummern des Alfred-Wegener-Instituts (AWI) und fünfstelligen Nummern des geologischen Instituts Kiel (GIK).

Die Schiffsnummer ii-iii-kk setzt sich wie folgt zusammen:

ii - Nummer der POLARSTERN-Fahrt

iii - Stationsnummer, auf jeder Fahrt neu beginnend mit 1

kk - Einsatznummer, an jeder Station neu beginnend mit 1

Die AWI-Nummer ist eine unabhängig von der POLARSTERN-Fahrt durchlaufende Nummer aller mit Hilfe der FS POLARSTERN angelaufenen Kernnahmestationen beginnend mit 1000. Dieser Nummer wird daher ein PS vorangestellt. Zur Unterscheidung von Kernen der selben Station wird auch hier die Einsatznummer angehängt. In dieser Arbeit wird die AWI-Nummer benutzt.

Die GIK-Nummer entspricht der AWI-Nummerierung abgesehen davon, daß nicht ganz konsistent eine 2 vorangestellt wird. So ist bei den GIK-Nummern der ARK II/4 Expedition zusätzlich die 1 der tausender-Stelle durch eine 3 ersetzt.

Tabelle B.1 : Kernnummern ARK II/4 - POLARSTERN 1984.

Schiffs-Nr.	AWI-Nummer	Gerät	GIK-Nummer
05-416-2	PS 1230-2	SL	GIK 23230-2
05-417-1	PS 1231-1	SL	GIK 23231-1
05-418-2	PS 1232-2	SL	GIK 23232-2
05-422-2	PS 1235-2	KOL	GIK 23235-2

Tabelle B.2 : Kernnummern ARK III/3 - POLARSTERN 1985.

Schiffs-Nr.	AWI-Nummer	Gerät	GIK-Nummer
07-578-3	PS 1289-3	SL	GIK 21289-3
07-579-4	PS 1290-4	SL	GIK 21290-4
07-581-4	PS 1291-4	SL	GIK 21291-4
07-582-4	PS 1292-4	SL	GIK 21292-4
07-583-4	PS 1293-4	SL	GIK 21293-4
07-584-4	PS 1294-4	SL	GIK 21294-4
07-586-5	PS 1295-5	SL	GIK 21295-5
07-587-4	PS 1296-4	SL	GIK 21296-4
07-588-4	PS 1297-4	SL	GIK 21297-4
07-590-4	PS 1298-4	SL	GIK 21298-4
07-591-1	PS 1299-1	KOL*	GIK 21299-1
07-592-4	PS 1300-4	SL	GIK 21300-4
07-601-4	PS 1308-4	SL	GIK 21308-4
07-601-5	PS 1308-5	KOL*	GIK 21308-5
07-602-4	PS 1309-4	SL	GIK 21309-4
07-603-3	PS 1310-3	SL	GIK 21310-3

Tabelle B.2 : Kernnummern ARK III/3 - POLARSTERN 1985. (Fortsetzung)

Schiffs-Nr.	AWI-Nummer	Gerät	GIK-Nummer
07-603-5	PS 1310-5	KOL*	GIK 21310-5
07-605-4	PS 1311-4	SL	GIK 21311-4
07-606-4	PS 1312-4	SL	GIK 21312-
07-607-4	PS 1313-4	SL	GIK 21313-4
07-608-4	PS 1314-4	SL	GIK 21314-4
07-610-4	PS 1315-4	SL	GIK 21315-4
07-612-4	PS 1316-4	KOL	GIK 21316-4
07-612-6	PS 1316-6	KOL*	GIK 21316-6
07-614-4	PS 1317-4	SL	GIK 21317-4
07-615-5	PS 1318-5	KOL	GIK 21318-5
07-620-1	PS 1320-1	KOL	GIK 21320-1
07-620-2	PS 1320-2	KOL*	GIK 21320-2
07-625-3	PS 1321-3	KOL*	GIK 21321-3
07-626-4	PS 1322-4	KOL	GIK 21322-4
07-627-4	PS 1323-4	KOL	GIK 21323-4

Tabelle B.3 : Kernnummern ARK IV/3 - Polarstern 1987.

Schiffs-Nr.	AWI-Nummer	Gerät	GIK-Nummer
11-269-12	PS 1511-12	GKG	GIK 21511-12
11-276-9	PS 1513-9	GKG	GIK 21513-9
11-278-6	PS 1514-6	GKG	GIK 21514-6
11-280-10	PS 1515-10	GKG	GIK 21515-10
11-282-6	PS 1516-6	GKG	GIK 21516-6
11-282-8	PS 1516-8	KAL	GIK 21516-8
11-285-10	PS 1517-10	GKG	GIK 21517-10
11-285-11	PS 1517-11	KAL	GIK 21517-11
11-287-15	PS 1518-15	GKG	GIK 21518-15
11-296-11	PS 1519-11	GKG	GIK 21519-11
11-296-12	PS 1519-12	KAL	GIK 21519-12
11-310-10	PS 1520-10	GKG	GIK 21520-10
11-310-13	PS 1520-13	KAL	GIK 21520-13
11-340-14	PS 1521-14	GKG	GIK 21521-14
11-340-15	PS 1521-15	KAL	GIK 21521-15
11-340-24	PS 1521-24	KOL	GIK 21521-24
11-358-19	PS 1522-19	GKG	GIK 21522-19
11-362-15	PS 1523-15	GKG	GIK 21523-15
11-362-17	PS 1523-17	SL	GIK 21523-17
11-362-21	PS 1523-21	KAL	GIK 21523-21
11-364-1	PS 1524-1	GKG	GIK 21524-1
11-364-2	PS 1524-2	KAL	GIK 21524-2
11-365-2	PS 1525-2	GKG	GIK 21525-2
11-365-7	PS 1525-7	KAL	GIK 21525-7
11-370-12	PS 1526-12	SL	GIK 21526-12
11-370-20	PS 1526-20	SL	GIK 21526-20
11-371-10	PS 1527-10	GKG	GIK 21527-10
11-371-12	PS 1527-12	KAL	GIK 21527-12
11-371-20	PS 1527-20	KOL	GIK 21527-20
11-372-3	PS 1528-3	KAL	GIK 21528-3
11-372-7	PS 1528-7	GKG	GIK 21528-7
11-376-7	PS 1529-7	GKG	GIK 21529-7

Tabelle B.3 : Kernnummern ARK IV/3 - Polarstern 1987 (Fortsetzung).

Schiffs-Nr.	AWI-Nummer	Gerät	GIK-Nummer
11-376-8	PS 1529-8	KAL	GIK 21529-8
11-376-15	PS 1529-15	KOL	GIK 21529-15
11-376-17	PS 1529-17	SL	GIK 21529-17
11-382-3	PS 1530-3	GKG	GIK 21530-3
11-382-5	PS 1530-5	SL	GIK 21530-5
11-396-3	PS 1532-3	GKG	GIK 21532-3
11-396-6	PS 1532-6	KAL	GIK 21532-6
11-396-9	PS 1532-9	KOL	GIK 21532-9
11-412-3	PS 1533-3	SL	GIK 21533-3
11-423-6	PS 1534-6	GKG	GIK 21534-6
11-430-5	PS 1535-5	GKG	GIK 21535-5
11-430-6	PS 1535-6	KAL	GIK 21535-6
11-430-8	PS 1535-8	KAL	GIK 21535-8
11-430-10	PS 1535-10	KOL	GIK 21535-10

Tabelle B.4 : Kernnummern ARK V/3a - Polarstern 1988.

Schiffs-Nr.	AWI-Nummer	Gerät	GIK-Nummer (nicht vergeben)
13-123-2	PS 1696-2	GKG	
13-124-1	PS 1697-1	GKG	
13-124-2	PS 1697-2	KAL	
13-125-1	PS 1698-1	KAL	
13-125-2	PS 1698-2	GKG	
13-126-1	PS 1699-1	GKG	
13-129-1	PS 1700-1	GKG	
13-131-1	PS 1701-1	GKG	
13-132-1	PS 1702-1	GKG	
13-132-2	PS 1702-2	KAL	
13-138-1	PS 1703-1	GKG	
13-140-3	PS 1704-3	GKG	
13-140-4	PS 1704-4	KAL	
13-142-1	PS 1705-1	GKG	
13-147-1	PS 1706-1	GKG	
13-147-2	PS 1706-2	KAL	
13-149-1	PS 1707-1	GKG	
13-149-2	PS 1707-2	KAL	
13-150-1	PS 1708-1	GKG	
13-150-2	PS 1708-2	KAL	

Anhang C - Listen der paläomagnetischen Kerndaten

Kern PS 1516-8 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.20	10.44	+77.5	+82.7	29.0	N	44.9	42.2
0.30	13.99	+79.4	+81.0	22.8	N	40.2	40.2
0.40	17.94	+83.2	+85.0	19.3	N	40.3	40.0
0.50	24.40	+82.9	+85.1	-11.7	N	41.6	41.4
0.60	26.80	+83.1	+85.6	-5.8	N	40.5	40.3
0.70	24.95	+83.2	+85.0	25.2	N	37.4	37.3
0.80	23.93	+79.5	+81.7	-8.2	N	37.1	37.0
0.90	25.44	+83.8	+85.7	-57.7	N	40.3	40.2
1.00	28.56	+83.6	+83.6	5.3	N	41.7	41.5
1.10	28.22	+84.9	+85.8	-3.5	N	43.3	43.2
1.20	27.02	+83.6	+83.7	38.2	N	41.7	41.7
1.30	22.09	+89.0	+89.0	121.9	N	41.5	41.4
1.40	27.10	+82.0	+84.1	20.3	N	43.6	43.3
1.50	25.27	+86.4	+86.2	21.5	N	44.2	44.1
1.60	26.09	+83.0	+85.8	8.9	N	42.1	41.7
1.70	25.57	+86.4	+89.1	-36.5	N	44.6	44.0
1.80	17.24	+80.5	+83.7	-46.9	N	39.8	38.3
1.90	23.08	+80.6	+82.7	-3.1	N	40.7	39.6
2.00	3.09	+56.9	+67.4	150.9	N	12.1	12.1
2.10	6.28	+1.9	-7.0	168.4	R	29.7	28.7
2.20	6.78	+46.3	+64.0	197.4	N	20.6	25.5
2.30	1.79	+52.9	+73.0	-19.6	N	-	77.7
2.40	4.30	+49.0	+39.5	7.9	N	38.3	37.0
2.50	8.96	+56.2	+87.3	-43.5	N	25.2	29.9
2.60	19.12	-21.3	-60.7	254.2	R	53.3	31.5
2.70	1.59	+33.2	-30.6	-22.5	R	43.7	18.2
2.80	3.62	-16.0	-36.2	-8.5	R	49.8	36.7
2.90	5.36	+79.7	+75.5	223.7	N	19.6	18.4

Kern PS 1519-12 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.00	2.47	-1.0	no	no	N	37.2	34.3
0.05	2.47	+16.5	no	no	N	38.4	46.0
0.10	10.58	+71.8	+71.5	70.1	N	-	-
0.15	12.31	+76.6	+77.9	55.5	N	39.5	39.4
0.20	15.16	+83.7	+81.7	31.0	N	35.6	35.4
0.25	14.82	+76.8	+73.8	69.4	N	38.8	38.4
0.30	15.49	+77.6	+76.5	77.9	N	41.2	41.1
0.35	18.06	+87.3	+86.0	20.3	N	34.7	34.4
0.40	17.70	+82.6	+82.6	25.3	N	36.9	36.7
0.45	19.48	+88.7	+86.7	105.0	N	35.3	35.1
0.50	19.58	+82.2	+78.9	119.6	N	32.5	32.0
0.55	23.39	+75.3	+83.0	264.3	N	21.6	20.9
0.60	23.11	+86.3	+83.8	8.3	N	22.6	22.5
0.65	22.48	+87.1	+86.1	327.1	N	25.6	25.1

Kern PS 1519-12 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.70	18.03	+73.0	+75.9	-10.2	N	21.3	21.0
0.75	12.82	+72.7	+71.7	-5.3	N	2.8	3.5
0.80	15.27	+85.1	+84.7	327.8	N	25.6	25.4
0.85	8.30	+71.0	+70.1	28.5	N	34.6	33.7
0.90	14.17	+67.0	+68.5	337.8	N	21.8	21.9
0.95	11.75	+44.2	+46.2	13.7	N	31.3	29.7
1.00	13.47	+81.0	+80.6	334.1	N	33.8	32.2
1.05	12.30	+58.3	+61.1	310.4	N	31.0	30.3
1.10	16.88	+67.8	+64.2	325.4	N	28.8	28.1
1.15	14.15	+74.5	+72.6	332.6	N	31.8	30.2
1.20	9.68	+62.8	+61.7	12.0	N	33.5	33.5
1.25	5.22	+24.9	+5.5	35.9	R	28.3	34.9
1.30	4.55	+12.6	+8.1	29.9	R	42.8	45.0
1.35	10.70	+78.5	+72.5	335.5	N	28.9	29.5
1.40	9.34	+61.4	+64.9	0.2	N	30.9	30.6
1.45	11.95	+57.1	+54.8	-6.9	N	30.6	29.7
1.50	8.50	+53.2	+49.1	-9.1	N	32.8	31.6
1.55	9.77	+72.4	+66.2	22.5	N	33.0	32.3
1.60	3.90	+24.4	+6.9	324.6	R	25.1	18.1
1.65	4.81	+52.2	+39.7	9.8	N	33.7	30.4
1.70	4.36	+53.2	+45.5	8.8	N	24.3	23.1
1.75	4.35	+80.3	+65.2	43.1	N	31.4	36.8
1.80	3.97	+60.4	+44.7	-12.0	N	26.0	30.2
1.85	3.23	+63.7	+49.5	-9.3	N	19.2	25.8
1.90	3.39	+40.4	no	no	N	26.5	62.2
1.95	5.77	+69.6	+69.7	-5.2	N	31.1	43.3
2.00	12.92	+59.0	+53.4	39.1	N	35.1	47.9
2.05	9.36	+72.3	+72.6	11.6	N	24.8	24.8
2.10	3.57	+73.8	+76.6	26.0	N	14.8	19.7
2.15	9.43	+62.5	+61.3	34.0	N	29.3	28.7
2.20	5.52	+58.6	+59.7	6.2	N	28.1	28.2
2.25	7.52	+66.8	+64.4	8.1	N	31.2	31.1
2.30	12.64	+70.2	+71.2	41.4	N	30.9	31.3
2.35	10.03	+54.1	+55.5	38.2	N	25.8	25.7
2.40	5.66	+60.0	+60.7	3.5	N	23.8	23.5
2.45	8.69	+76.9	+71.5	-1.3	N	25.4	24.7
2.50	6.29	+70.0	+63.8	-15.4	N	27.9	27.3
2.55	7.33	+73.6	+67.9	-0.7	N	26.7	26.9
2.60	5.64	+75.6	+73.8	314.1	N	25.7	24.0
2.65	2.41	+62.4	+68.0	276.5	N	28.7	27.2
2.70	5.55	+75.6	+75.2	30.5	N	28.9	28.5
2.75	4.61	+80.8	+73.2	56.0	N	23.8	23.6
2.80	3.41	+59.8	+53.9	56.7	N	22.3	20.0
2.85	3.17	+54.9	+35.0	30.1	R	18.0	54.9
2.90	4.80	+38.2	+26.3	12.3	R	30.4	53.7
2.95	2.56	+37.6	+15.3	3.3	R	28.9	45.1
3.00	1.98	-15.6	-6.2	70.5	R	19.3	50.0
3.06	1.79	+55.7	+59.8	73.4	N	24.8	42.0
3.10	1.92	+19.9	+8.1	28.7	R	32.8	23.8
3.15	3.81	+29.8	+19.7	81.2	R	25.9	23.3
3.20	3.38	+48.6	+8.7	24.3	R	27.0	50.0
3.26	3.76	+55.8	no	no	R	50.0	52.0
3.30	3.36	+32.6	+20.3	-10.1	R	25.1	50.0

Kern PS 1519-12 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
3.35	3.51	+51.0	+29.5	-12.5	R	32.4	50.0
3.40	3.70	+64.8	-63.5	308.4	R	36.2	38.8
3.45	1.99	+59.3	+33.8	9.1	R	41.5	27.5
3.50	5.69	-73.1	+15.6	11.8	R	3.3	17.3
3.55	5.48	-59.5	+20.4	328.0	R	3.2	30.1
3.60	2.89	-62.4	+51.3	94.9	N	-	4.9
3.65	3.66	+72.0	+74.5	69.8	N	33.3	26.0
3.70	7.84	+85.1	+87.3	81.1	N	23.2	23.3
3.75	6.47	+87.2	+88.1	103.2	N	23.1	23.2
3.80	9.30	+89.5	+83.4	20.4	N	25.7	25.8
3.85	13.94	+82.9	+79.1	337.5	N	27.1	27.1
3.90	16.67	+76.2	+77.5	324.8	N	29.8	16.6
3.95	19.47	+76.9	+73.3	319.0	N	31.5	31.3
4.00	9.61	+81.0	+76.2	298.5	N	39.1	26.7
4.06	12.48	+80.4	+81.5	222.0	N	29.4	26.7
4.11	14.39	+87.5	+84.7	226.8	N	26.5	25.9
4.15	11.36	+86.5	+87.8	-10.0	N	25.1	24.7
4.20	10.64	+64.8	+56.2	274.5	N	24.3	24.9
4.25	16.01	+70.7	+67.7	261.7	N	24.6	27.4
4.30	7.90	+77.0	+75.2	313.9	N	15.4	21.9
4.35	9.66	+75.8	+69.5	328.6	N	18.9	21.8
4.40	8.18	+74.4	+27.6	13.1	R	17.2	19.4
4.45	5.30	+85.8	-12.0	7.8	R	12.7	15.0
4.50	6.86	+80.8	+74.9	309.8	N	21.6	50.0
4.55	14.20	+74.8	+72.0	266.7	N	28.9	24.2
4.60	12.33	+71.7	+70.0	256.7	N	24.7	24.5
4.65	6.97	+74.0	+74.9	234.0	N	30.3	30.1
4.70	6.49	+68.0	+72.2	207.7	N	27.3	27.1
4.75	5.03	+83.0	+80.2	319.1	N	28.7	40.0
4.80	6.83	+74.2	+79.0	151.2	N	32.1	31.7
4.85	5.42	+86.3	+83.8	302.8	N	38.0	31.1
4.90	5.09	+79.2	+81.1	189.2	N	26.2	26.1
4.95	7.95	+73.1	+64.2	216.0	N	40.5	31.8
5.00	7.10	+55.6	+75.2	198.4	N	26.3	19.8
5.05	7.57	+82.3	+84.9	222.5	N	39.5	36.0

Kern PS 1520-13 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.05	12.25	+77.7	+87.8	280.4	N	34.8	33.1
0.10	14.71	+80.5	+85.8	262.0	N	35.4	35.0
0.15	13.41	+86.3	+85.0	99.3	N	39.4	39.3
0.20	16.75	+85.0	+86.8	91.6	N	36.1	36.0
0.25	17.68	+87.7	+86.1	313.7	N	39.6	39.3
0.31	20.29	+82.2	+81.1	258.8	N	35.1	35.0
0.36	20.13	+78.7	+80.9	268.5	N	36.3	35.9
0.41	17.47	+88.7	+86.7	18.1	N	32.3	32.1
0.46	16.41	+84.4	+87.9	270.9	N	33.3	33.1
0.51	13.53	+83.4	+84.0	278.6	N	30.4	30.1

Kern PS 1520-13 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.56	13.42	+82.2	+84.8	159.2	N	31.2	31.1
0.61	14.05	+83.0	+81.9	147.9	N	34.2	33.5
0.66	15.54	+73.6	+77.1	144.3	N	36.7	33.5
0.74	2.15	+75.5	+83.5	300.5	N	12.0	17.9
0.79	3.57	+38.4	+37.4	245.4	N	17.0	17.4
0.84	2.99	+53.7	+56.1	273.9	N	8.0	8.2
0.89	2.58	+68.4	+58.6	195.6	N	8.9	9.8
0.94	1.59	+79.6	+64.3	193.4	N	17.2	16.1

Kern PS 1521-15 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.20	15.71	+79.1	+78.2	54.6	N	25.1	25.0
0.25	13.29	+88.1	+84.8	72.0	N	26.3	26.0
0.30	9.33	+74.9	+75.5	88.8	N	15.9	15.8
0.35	12.80	+71.2	+71.1	82.9	N	21.9	21.6
0.40	12.07	+81.2	+80.1	84.8	N	31.1	30.9
0.46	21.59	+78.6	+78.2	72.2	N	39.5	39.5
0.50	9.30	+69.3	+67.3	38.0	N	29.9	29.6
0.55	6.75	+47.3	+56.5	21.0	N	44.6	35.8
0.60	6.67	+74.9	+69.0	355.1	N	17.0	16.8
0.66	6.36	+72.8	+71.0	340.0	N	27.7	25.8
0.70	5.45	+69.0	+63.0	344.0	N	27.1	26.1
0.80	7.30	+87.1	+82.9	340.4	N	26.5	25.6
0.85	6.73	+77.7	+81.0	257.1	N	23.1	22.5
0.90	4.89	+65.7	+75.8	125.7	N	22.7	22.3
0.95	3.77	+59.1	+57.0	71.7	N	27.9	26.6
1.00	4.89	+81.9	+79.2	66.0	N	20.9	20.5
1.05	2.38	+73.1	+13.2	13.6	R	18.7	22.6
1.10	5.36	+65.5	+54.9	76.3	N	21.4	22.1
1.15	4.64	+56.1	+53.7	30.8	N	27.6	28.2
1.20	5.90	+67.1	+60.1	5.5	N	29.1	26.6
1.25	7.56	+83.2	+83.1	33.9	N	23.7	23.3
1.31	9.63	+77.5	+77.1	300.2	N	24.8	24.7
1.35	13.52	+88.1	+87.6	93.9	N	16.1	16.0
1.40	4.19	+74.4	+38.4	356.8	N	15.3	14.8
1.45	7.58	+79.3	+73.9	5.9	N	23.2	23.0
1.50	7.69	+79.0	+76.3	96.9	N	20.5	20.4
1.55	8.73	+87.7	+84.3	36.2	N	23.6	23.6
1.60	21.78	+78.6	+80.5	47.2	N	10.7	8.4
1.65	6.35	+84.3	+79.3	25.1	N	24.0	23.4
1.70	3.19	+84.1	+70.3	35.4	N	15.3	15.1
1.75	4.86	+68.2	+26.7	29.3	R	19.7	20.4
1.80	5.76	+65.0	+42.5	49.2	R	24.6	22.9
1.85	8.19	+87.1	+73.0	352.0	N	13.7	13.9
1.90	6.55	+73.5	+18.0	75.6	R	7.8	8.0
1.95	9.06	+72.8	+49.7	52.8	R	12.2	11.4
2.00	3.70	+65.1	+39.2	300.5	R	21.1	17.0
2.05	3.85	+83.5	+78.2	352.6	N	23.1	22.4

Kern PS 1521-15 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
2.10	5.14	+86.6	+87.2	348.5	N	12.8	12.8
2.16	2.98	+76.2	+70.8	73.5	N	20.0	19.6
2.20	1.92	+87.8	+87.7	140.9	N	17.0	16.7
2.25	3.48	+76.0	+80.3	295.1	N	34.6	33.8
2.30	2.53	+81.3	+78.7	255.8	N	32.6	32.5
2.36	1.75	+88.7	+87.0	355.4	N	27.0	31.7
2.41	1.53	+77.3	+71.9	30.5	N	19.1	19.2
2.45	9.14	+81.0	+78.5	40.6	N	33.4	33.0
2.51	4.66	+71.4	+64.8	341.6	N	35.0	32.7
2.55	7.09	+80.0	+86.8	323.3	N	23.1	23.4
2.60	5.11	+80.7	+80.8	81.6	N	27.4	26.4
2.66	6.16	+71.0	+58.1	67.1	N	22.7	22.0
2.71	8.95	+65.5	+61.6	286.1	N	19.1	19.1
2.76	6.08	+85.0	+77.3	46.8	N	23.9	22.8
2.81	4.94	+77.9	+62.3	325.3	N	21.1	20.8
2.86	2.82	+76.6	-10.0	22.1	R	17.9	16.6
2.90	3.67	+79.6	+68.9	46.1	N	19.8	19.6
2.96	8.49	+46.2	+40.4	312.5	N	26.8	26.6
3.00	5.69	+85.7	+86.1	97.5	N	25.2	25.0
3.06	5.32	+71.5	+69.2	10.6	N	24.0	24.0
3.10	8.33	+60.1	+63.8	284.4	N	23.5	22.5
3.15	10.35	+62.8	+62.9	278.7	N	27.2	26.7
3.20	7.20	+82.4	+80.1	327.0	N	25.6	25.6
3.25	4.94	+74.6	+73.7	288.1	N	24.0	23.1
3.30	8.13	+75.0	+75.4	269.9	N	18.9	18.9
3.35	10.33	+87.7	+88.9	89.3	N	25.0	24.9
3.40	12.10	+79.6	+76.4	57.2	N	16.6	16.7
3.44	9.45	+77.2	+68.3	308.0	N	18.4	18.3
3.50	4.26	+82.9	+81.9	326.6	N	15.8	15.6
3.55	10.77	+81.6	+83.3	71.8	N	21.1	21.0
3.60	8.17	+76.6	+78.3	85.6	N	15.2	15.6
3.65	7.05	+85.0	+83.0	303.9	N	16.4	16.5
3.72	7.56	+74.7	+68.4	83.1	N	21.7	21.5
3.76	7.47	+74.9	+73.2	281.3	N	20.0	19.5
3.81	8.21	+80.7	+82.4	288.4	N	24.2	24.1
3.86	6.92	+70.3	+70.0	308.3	N	21.5	20.7
3.90	9.33	+74.9	+72.7	315.3	N	24.4	24.1
3.96	7.97	+80.4	+81.2	299.4	N	25.1	25.1
4.01	13.31	+86.4	+88.1	329.2	N	28.8	28.7
4.05	10.82	+59.2	+62.7	284.4	N	20.4	19.8
4.10	9.44	+55.6	+55.7	283.6	N	25.0	24.8
4.16	5.58	+86.5	+85.7	269.9	N	20.0	20.0
4.21	6.19	+85.6	+84.7	339.9	N	20.3	20.4
4.25	6.15	+70.1	+76.5	292.8	N	23.9	20.8
4.30	8.26	+77.5	+75.9	330.6	N	26.5	26.5
4.35	8.50	+81.1	+77.7	66.8	N	27.7	27.2
4.40	3.43	+84.3	+85.0	293.4	N	24.2	23.6
4.45	5.16	+86.3	+84.0	4.4	N	26.5	26.3
4.50	3.89	+72.3	+73.6	303.7	N	22.2	21.3
4.55	3.26	+85.4	+84.3	53.1	N	20.7	20.7
4.60	1.83	+78.8	+77.2	339.2	N	17.0	17.2
4.64	1.22	+13.2	-26.6	253.9	R	27.7	44.9
4.70	3.50	+61.4	+65.3	288.9	N	19.3	18.8

Kern PS 1521-15 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
4.75	3.26	+76.4	+70.1	16.0	N	24.8	24.3
4.80	1.81	+67.4	+69.8	176.7	N	28.9	23.4
4.84	2.59	+76.4	+73.8	17.7	N	21.5	22.2
4.88	2.95	+87.2	+72.1	55.2	N	3.1	25.8
4.94	1.84	+75.5	+75.1	160.1	N	9.6	14.7

Kern PS 1523-17 SL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
2.08	7.84	+87.1	+86.0	-150.4	N	27.6	27.7
2.13	13.47	+84.8	+85.5	-40.4	N	32.1	32.1
2.18	4.72	+83.4	+85.7	-42.5	N	9.3	12.3
2.23	5.71	+87.0	+86.0	-134.7	N	19.3	19.3
2.28	9.10	+83.6	+85.7	-129.7	N	30.6	30.4
2.33	12.49	+88.4	+88.1	123.3	N	30.2	30.1
2.38	14.86	+84.6	+83.8	-136.0	N	24.1	24.1
2.43	-	-	+74.7	55.9	N	26.8	26.8
2.48	4.35	+84.8	+84.7	-191.1	N	24.5	25.6
2.53	6.83	+82.6	+81.3	-204.4	N	27.1	27.1
2.58	11.26	+61.2	+60.6	18.6	N	28.6	28.2
2.62	3.32	+73.1	+68.1	50.1	N	27.4	27.3
2.67	3.60	+78.3	+73.6	52.8	N	27.1	16.7
2.73	6.61	+71.5	+71.6	-2.4	N	29.8	29.8
2.77	3.61	+82.0	+83.5	-89.2	N	19.2	19.2
2.82	4.39	+79.9	+78.7	-56.7	N	23.0	23.0
2.88	4.09	+77.8	+78.9	-73.6	N	25.2	25.1
2.95	11.73	+71.1	+72.2	-70.9	N	28.1	28.1
3.01	5.13	+73.6	+75.4	-91.3	N	25.8	25.8
3.07	5.02	+86.7	+87.1	-135.6	N	25.4	25.3
3.13	8.68	+73.5	+72.3	-93.9	N	28.9	28.8
3.19	9.78	+61.6	+59.0	-107.7	N	28.9	28.5
3.25	4.85	+58.3	+48.4	-108.8	N	23.9	23.2
3.31	5.13	+83.0	+86.8	-30.7	N	24.9	24.6
3.37	11.71	+59.9	+57.3	-115.0	N	28.2	28.0
3.43	6.03	+68.1	+60.4	-109.0	N	26.3	25.7
3.50	6.93	+63.7	+59.7	-84.4	N	25.6	25.3
3.56	11.45	+52.7	+84.4	-70.4	N	39.1	14.8
3.61	2.40	+72.1	-72.9	81.2	R	9.0	10.3
3.67	12.23	+67.6	+69.0	43.0	N	20.1	20.3
3.72	4.79	+60.8	+70.3	57.9	N	23.2	21.8
3.78	3.42	+72.6	+76.3	14.7	N	27.2	26.7
3.85	4.52	+70.8	+61.6	-130.0	N	28.2	27.0
3.92	14.00	+65.1	+64.0	-73.4	N	25.1	22.8
3.98	5.58	+67.4	+69.0	38.0	N	22.9	22.9
4.06	6.50	+72.6	+76.1	33.4	N	24.4	24.3
4.12	3.71	+76.6	+76.8	-40.9	N	23.9	23.9
4.18	11.03	+63.7	+65.0	18.4	N	28.5	28.5
4.24	4.75	+64.0	+63.6	28.6	N	24.7	24.3
4.30	9.25	+80.1	+81.0	53.6	N	27.5	27.3

Kern PS 1523-17 SL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
4.36	3.88	+58.3	+69.3	87.8	N	24.5	23.2
4.42	6.62	+70.9	+75.8	22.8	N	29.7	29.1
4.48	4.32	+55.2	+53.1	-33.9	N	25.3	24.7
4.54	12.23	+47.0	+47.6	42.8	N	26.9	26.8
4.60	4.72	+55.5	+62.3	44.1	N	21.1	21.0
4.66	3.96	+59.4	+56.6	22.0	N	24.3	24.0
4.72	3.69	+71.1	+69.7	-213.9	N	22.3	22.2
4.78	5.55	+68.2	+66.2	57.3	N	23.9	24.9
4.84	2.70	+80.6	+84.7	37.3	N	21.6	21.4
4.90	15.01	+73.2	+71.7	61.2	N	25.2	25.0
4.95	3.77	+73.9	+76.9	-19.3	N	25.8	23.2
5.00	20.44	+49.4	+48.5	18.4	N	25.1	24.9
5.06	4.92	+83.3	+80.4	-106.5	N	23.4	23.0
5.12	10.86	+68.6	+68.6	26.5	N	26.6	26.6
5.18	6.25	+64.3	+56.5	28.6	N	19.7	19.4
5.24	15.05	+60.6	+58.6	16.1	N	26.9	26.6
5.30	5.06	+74.6	+66.9	66.8	N	22.7	22.2
5.36	5.07	+77.5	+75.0	-7.6	N	20.6	20.6
5.42	5.00	+57.8	+50.9	-26.5	N	23.8	23.3
5.48	9.38	+68.9	+65.1	32.2	N	26.9	26.7
5.54	5.07	+78.9	+75.8	27.7	N	19.6	18.9

Kern PS 1523-21 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.45	3.68	-20.1	-16.8	-246.4	R	22.8	21.4
0.50	2.87	-32.6	-27.9	-266.3	R	37.7	34.5
0.55	2.91	-6.5	+11.7	-260.1	R	17.9	11.6
0.60	4.36	+18.9	+8.2	-251.9	R	32.2	29.9
0.65	4.95	+23.6	+15.8	-233.4	R	28.7	27.5
0.72	2.41	-7.2	-15.6	-240.2	R	47.9	40.6
0.78	5.24	+80.9	+76.8	-207.3	N	26.7	26.1
0.83	5.16	+56.2	+42.6	-247.0	N	19.5	18.1
0.88	4.96	+71.7	+66.1	-240.4	N	20.2	18.8
0.93	5.13	+68.9	+74.2	-229.7	N	23.7	36.4
0.98	3.93	+83.1	+74.7	-254.0	N	24.2	12.1
1.03	5.12	+41.0	+28.1	-253.8	N	24.3	22.1
1.08	5.46	+44.6	+36.0	-43.1	N	27.4	26.4
1.13	4.59	+58.2	+59.2	-316.1	N	28.1	27.6
1.17	5.31	+66.8	+56.4	-286.1	N	7.3	12.0
1.23	6.13	+65.5	+77.4	-72.6	N	19.3	18.2
1.28	4.91	+84.0	+79.1	-46.1	N	25.1	25.3
1.33	2.78	+54.7	+40.5	-293.1	N	17.6	17.6
1.38	2.31	+63.9	+58.3	-173.8	N	17.0	6.5
1.43	3.60	+84.3	+82.3	-241.9	N	27.5	20.5
1.48	4.99	-7.3	-11.2	-89.7	R	22.6	60.2
1.48	2.20	-0.8	-7.9	-70.0	R	27.5	19.9
1.52	2.11	+48.3	+34.8	-271.2	N	19.7	15.1
1.58	2.00	+57.3	+55.2	-248.8	N	25.5	22.2

Kern PS 1523-21 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
1.63	7.58	+66.5	+67.8	-190.9	N	24.2	24.1
1.68	12.56	+84.4	+84.0	-74.6	N	24.5	24.5
1.73	10.57	+80.5	+83.7	-200.3	N	30.2	30.0
1.78	5.89	+68.1	+67.6	-220.0	N	32.4	13.6
1.83	5.05	+66.9	+57.4	-284.3	N	14.4	14.5
1.88	5.31	+70.4	+76.2	-263.0	N	22.9	22.9
1.93	3.35	+36.7	+27.1	-71.8	N	33.9	24.5
1.98	2.74	+34.2	+17.0	-93.7	R	24.2	90.1
2.03	2.86	+57.2	-50.7	-319.0	R	8.2	57.7
2.08	2.17	+52.2	-6.3	-308.9	R	14.6	10.6
2.13	5.64	+73.1	+66.5	-316.0	N	22.5	21.7
2.18	6.11	+49.8	+53.5	-92.0	N	20.3	21.7
2.23	6.12	+40.5	+29.2	-49.9	N	27.9	25.0
2.18	6.11	+49.8	+53.5	-92.0	N	20.3	21.7
2.23	6.12	+40.5	+29.2	-49.9	N	27.9	25.0
2.30	5.30	+85.6	+73.2	-351.7	N	20.5	19.7
2.35	10.52	+81.8	+83.8	-266.4	N	30.7	30.7
2.40	6.10	+85.2	+83.3	-59.4	N	14.2	14.4
2.45	2.77	+72.2	+39.1	-10.8	N	8.4	12.6
2.50	6.21	+88.6	+84.4	-288.1	N	23.2	23.1
2.55	9.45	+82.3	+79.7	-265.6	N	29.2	29.1
2.60	9.99	+80.1	+80.2	-317.7	N	37.2	36.7
2.65	2.50	+59.4	+83.4	-306.0	N	-	10.1
2.70	6.27	+76.7	+73.7	-337.8	N	24.5	24.4
2.75	4.56	+84.2	+80.3	-311.5	N	26.1	26.0
2.80	4.05	+81.1	+79.1	-310.3	N	27.8	27.5
2.85	10.61	+85.6	+83.7	-265.5	N	29.3	29.2
2.90	2.43	+74.2	+68.5	-315.8	N	28.5	26.2
2.95	3.50	+51.4	+46.6	-17.5	N	29.7	33.4
3.00	6.91	+87.4	+86.9	-216.8	N	31.9	31.9
3.05	4.87	+84.7	+86.7	-35.1	N	8.3	8.4
3.10	3.81	+84.2	+86.5	-95.3	N	27.7	27.7
3.15	10.75	+58.2	+56.5	-182.7	N	28.5	28.1
3.20	4.61	+63.6	+61.6	-291.4	N	21.7	9.6
3.25	7.41	+45.5	+41.4	-130.1	N	26.8	26.5
3.30	5.76	+69.3	+71.7	-155.9	N	25.1	24.3
3.35	6.29	+32.7	+28.3	-170.4	N	18.8	18.6
3.40	10.32	+35.7	+32.3	-231.9	N	19.0	18.9
3.45	6.12	+72.1	+67.7	-178.9	N	25.8	25.4
3.50	4.73	+43.9	+37.2	-215.9	N	24.8	24.3
3.55	1.45	+62.8	+40.6	-295.5	N	12.0	15.0
3.60	5.20	+51.8	+43.2	-343.9	N	26.5	25.8
3.65	4.27	+67.2	+61.7	-8.1	N	25.8	25.5
3.70	3.35	+57.1	+50.0	-270.2	N	22.6	22.4
3.75	4.54	+61.4	+56.6	-235.9	N	21.1	20.8
3.80	5.09	+30.9	+39.8	-83.6	N	13.6	17.9
3.85	10.14	+44.1	+41.4	-175.0	N	27.7	21.2
3.90	9.47	+28.2	+24.3	-221.0	N	27.2	36.6
3.95	2.00	+59.9	+62.6	-268.1	N	9.2	37.7
4.00	4.86	+51.8	+40.2	-76.0	N	19.5	14.2
4.05	9.15	+65.7	+67.8	-97.4	N	26.7	26.5
4.10	12.57	+82.4	+82.5	-25.2	N	25.9	32.1
4.10	12.80	+84.7	+85.4	-57.2	N	19.6	32.6

Kern PS 1523-21 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
4.15	5.14	+80.2	+77.7	-293.7	N	24.2	24.1
4.20	1.12	+67.1	+63.7	-307.3	N	-	-
4.25	7.10	+56.1	+57.8	-60.6	N	23.9	13.3
4.30	5.77	+46.9	+44.2	-124.7	N	36.1	28.6
4.35	3.73	+72.4	+71.3	-74.8	N	18.7	19.2
4.40	7.00	+80.6	+79.4	-203.4	N	24.7	24.2
4.45	1.82	+45.1	+29.9	-309.4	N	25.0	77.5
4.50	5.18	+67.6	+58.2	-325.6	N	22.0	22.2
4.55	3.16	+69.0	+50.6	-351.6	N	20.6	19.3
4.60	9.17	+76.8	+76.6	-28.9	N	26.9	26.9
4.65	10.83	+65.1	+64.6	-42.9	N	25.8	25.4
4.70	7.77	+64.9	+66.9	-27.8	N	24.5	24.1
4.75	8.97	+64.0	+61.5	-6.0	N	25.5	25.3
4.80	2.81	+78.8	+73.3	-206.2	N	14.1	13.7
4.85	6.38	+63.2	+61.4	-79.7	N	23.6	23.7
4.90	8.78	+40.4	+40.2	-91.1	N	26.5	26.4
4.95	9.79	+70.6	+71.6	-47.5	N	27.8	19.4
5.00	5.93	+63.3	+61.0	-38.4	N	24.6	24.5
5.05	13.77	+62.1	+62.8	-87.2	N	28.1	28.1
5.10	7.76	+43.0	+43.6	-79.4	N	24.7	24.7
5.15	7.69	+52.0	+50.5	-84.7	N	25.8	25.5
5.20	10.01	+66.7	+66.0	-68.8	N	26.4	26.3
5.25	12.08	+67.5	+67.1	-35.0	N	27.5	27.4
5.30	6.97	+67.4	+67.2	-81.0	N	25.1	25.1
5.35	9.10	+61.0	+58.1	-62.7	N	25.3	25.0
5.40	14.47	+73.1	+75.0	-61.9	N	27.5	27.5
5.45	4.12	+74.4	+83.4	-73.6	N	24.7	10.4
5.50	17.57	+75.3	+75.5	-83.6	N	30.0	30.0
5.55	6.62	+70.9	+71.4	-91.9	N	24.7	24.6
5.60	13.23	+77.7	+82.5	-90.1	N	27.4	19.1
5.65	19.10	+61.6	+60.3	-351.0	N	25.9	14.0
5.70	16.24	+68.6	+67.5	-48.5	N	25.7	25.6
5.75	8.18	+71.7	+64.6	-327.6	N	19.7	17.1

Kern PS 1524-2 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.10	9.06	+81.6	+67.8	1.7	N	9.7	9.7
0.15	31.81	+72.1	+59.8	-13.4	N	7.0	7.0
0.20	55.80	+32.2	+29.3	12.6	N	6.4	6.4
0.27	14.26	+69.3	+27.1	16.9	N	8.3	8.5
0.33	11.23	+56.0	+52.9	206.8	N	10.7	10.8
0.40	17.18	+77.2	+74.0	23.2	N	20.2	20.0
0.45	14.18	+76.4	+57.2	25.3	N	9.2	9.3
0.50	11.33	+70.5	+35.6	34.6	N	9.6	9.8
0.55	20.10	+76.2	+81.9	203.4	N	11.8	11.7
0.60	315.13	-22.0	-21.7	-26.2	R	8.6	8.6
0.65	20.67	+81.9	+69.5	-64.1	N	8.4	8.6
0.70	7.63	+51.2	+43.1	-27.7	N	7.3	7.3

Kern PS 1524-2 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.75	1.88	+59.5	+52.3	8.9	N	29.1	18.8
0.80	2.49	+50.2	+86.2	49.4	N	12.2	14.2
0.85	12.64	+24.3	+78.0	-62.8	N	5.7	5.8
0.90	2.09	+66.2	+73.5	-6.7	N	13.5	14.2
0.95	1.46	+71.3	+77.7	-5.1	N	15.0	16.2
1.00	0.96	+53.9	+89.6	214.7	N	8.7	19.1
1.05	1.05	+32.0	+72.7	45.9	N	12.3	18.9
1.10	2.71	-30.9	+41.8	54.9	N	7.0	8.5
1.15	25.93	-30.8	+30.4	235.6	N	7.9	8.0
1.20	1.17	+50.8	+41.8	35.9	N	35.0	31.5
1.25	1.81	+75.7	+75.6	2.4	N	9.7	10.8
1.30	1.35	+73.3	+76.1	21.6	N	40.9	40.2
1.35	1.57	+26.2	+81.8	22.5	N	14.4	4.5
1.41	0.81	+67.1	+75.6	45.1	N	21.9	23.3
1.45	2.34	+69.6	-13.9	129.6	R	3.6	4.1
1.50	1.36	+12.5	+83.3	186.7	N	11.5	4.7
1.55	20.97	-19.7	+59.7	158.7	N	5.8	5.9
1.60	1.23	+26.4	+75.5	230.1	N	17.8	5.0
1.64	1.75	+11.9	+68.7	244.9	N	4.0	4.0
1.69	12.08	+63.4	+68.3	239.9	N	5.5	5.5
1.75	19.15	+10.2	-2.4	275.9	R	3.3	3.4
1.80	4.25	+13.1	+76.6	73.3	N	4.4	4.1
1.85	3.62	+54.9	+71.4	142.6	N	4.7	4.6
1.90	2.05	+72.3	+65.4	167.4	N	27.0	26.5
1.95	5.52	+63.1	+68.2	152.3	N	14.4	24.1
1.97	89.32	+79.3	+86.6	93.7	N	8.4	8.4
2.02	14.21	+74.0	+87.2	65.0	N	17.8	17.2
2.07	21.64	-51.4	+58.7	85.9	N	6.1	6.4
2.13	6.72	+44.8	+77.4	6.9	N	7.9	5.0
2.18	5.35	+48.1	+78.8	43.2	N	7.5	5.2
2.23	6.85	+66.3	+78.1	2.3	N	6.5	6.4
2.28	53.62	-11.5	+69.0	216.6	N	10.3	9.5
2.32	5.24	+68.5	+82.6	181.4	N	15.6	11.7
2.36	210.54	-16.6	-16.1	-63.7	R	13.2	12.6
2.40	8.63	+60.0	+79.7	-37.5	N	12.9	12.3
2.45	207.40	-35.4	-31.4	87.1	R	8.9	8.9
2.50	17.65	+34.6	+73.0	47.5	N	4.8	4.9
2.55	168.29	+36.4	+44.2	102.1	N	9.7	9.7
2.60	7.78	-8.1	+56.1	-70.6	N	3.9	3.9
2.65	5.57	+19.9	+63.8	-47.7	N	4.8	4.5
2.70	5.98	+61.2	+34.3	-61.5	N	3.8	4.2
2.75	2.88	+72.9	+71.5	-58.7	N	22.0	22.6
2.80	1.43	+58.9	+68.0	233.7	N	10.7	11.7
2.85	4.29	-2.5	+27.1	-33.9	N	4.6	4.5
2.90	1.49	+78.9	+81.7	-25.8	N	24.2	21.8
2.94	1.41	+60.9	+60.0	-55.8	N	26.5	24.8
2.97	33.76	-17.8	+87.1	280.9	N	6.6	7.0
3.00	2.24	+79.6	+76.7	31.4	N	16.6	16.4
3.05	1.47	+75.6	+61.3	1.6	N	9.2	9.6
3.10	1.92	+86.5	+86.4	16.5	N	19.6	19.4
3.15	16.62	+85.4	+87.7	58.2	N	14.3	14.3
3.20	9.15	+70.1	+81.6	-7.3	N	14.7	14.6
3.25	10.62	+78.0	+82.6	46.2	N	16.0	15.5

Kern PS 1524-2 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
3.28	2.65	+60.5	+77.7	-24.3	N	21.1	17.9
3.32	2.84	+86.8	+84.0	-37.6	N	14.0	16.0
3.36	3.21	+76.8	+82.4	24.0	N	17.5	18.3
3.40	3.91	+58.7	+73.3	61.5	N	13.2	11.3
3.45	4.92	+69.0	+78.3	-7.7	N	10.5	10.5
3.50	3.66	+72.2	+80.9	-0.3	N	8.9	9.8
3.55	5.50	+60.2	+72.7	-40.6	N	10.9	9.8
3.60	6.20	+24.8	+75.1	44.0	N	4.3	4.1
3.65	99.39	-35.5	-30.9	64.3	R	8.5	8.4
3.70	1.69	+76.9	+78.3	277.9	N	27.2	28.7
3.74	11.46	+64.9	+88.0	112.6	N	17.0	15.2
3.78	26.43	+77.8	+76.4	56.2	N	13.5	13.4
3.83	16.20	+84.9	+82.8	22.2	N	13.5	13.4
3.88	20.32	+78.2	+80.5	-10.8	N	13.3	12.9
3.93	34.55	+80.0	+83.1	20.7	N	12.7	12.6
3.98	6.80	+68.6	+77.6	53.7	N	15.6	13.4
4.03	4.49	+41.6	+71.9	20.5	N	18.9	12.0
4.08	3.53	+77.8	+82.6	53.0	N	25.8	24.6
4.13	2.66	+39.2	+69.1	228.9	N	8.0	5.6
4.18	12.23	+16.9	+70.6	52.9	N	3.6	3.8

Kern PS 1525-7 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.12	39.39	-0.9	+78.5	-18.2	N	6.4	6.2
0.17	87.29	-14.3	+75.1	48.2	N	6.9	7.1
0.23	20.64	+66.8	+78.5	327.3	N	8.3	8.2
0.28	10.95	+88.1	+81.3	13.0	N	11.9	11.7
0.32	18.05	+81.2	+80.6	48.3	N	14.1	14.0
0.37	26.35	+77.3	+42.0	-16.2	N	8.3	8.4
0.42	31.93	+83.3	+58.1	-28.0	N	7.5	7.5
0.47	36.69	+81.3	+38.0	-10.1	N	7.4	7.4
0.52	506.64	+42.2	+58.9	23.3	N	8.4	8.4
0.57	7.60	+12.4	+82.4	69.2	N	3.7	3.7
0.62	12.34	-8.9	+78.0	309.4	N	3.1	3.3
0.67	4.55	-37.3	+86.7	272.4	N	3.1	3.3
0.72	7.32	+55.3	+78.1	275.0	N	4.0	4.0
0.77	2.23	+69.6	+81.5	19.1	N	11.3	10.4
0.82	1.38	+60.6	+84.0	48.0	N	15.4	13.2
0.87	1.18	-69.6	+82.8	40.9	N	18.3	3.7
0.92	5.11	-27.7	+75.0	126.7	N	3.1	3.4
0.97	13.79	-49.8	+81.2	102.5	N	4.4	4.5
1.05	1.52	+59.6	+77.7	65.1	N	11.7	18.7
1.07	1.68	+78.9	+72.7	23.6	N	8.1	8.2
1.12	1.43	+50.5	+45.3	58.5	N	8.1	7.3
1.17	0.18	+74.1	+63.7	-9.8	N	9.3	21.5
1.22	0.33	+58.0	+65.9	20.6	N	18.0	30.9
1.27	0.49	+44.9	+59.5	-27.6	N	12.0	13.0
1.32	0.82	+75.0	+69.2	253.1	N	12.7	15.5

Kern PS 1525-7 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
1.37	0.78	+10.1	+72.2	-5.0	N	18.2	9.1
1.42	0.94	+58.4	+63.7	-16.2	N	17.9	30.2
1.47	0.43	+60.4	+63.0	318.1	N	26.3	28.1
1.52	0.18	+65.7	+52.0	307.7	N	-	45.4
1.57	0.41	+44.4	+69.3	-6.0	N	19.0	22.3
1.63	0.70	+28.2	+75.7	311.1	N	12.0	11.4
1.67	0.55	+19.7	+37.3	30.1	N	17.4	26.8
1.72	0.57	+49.8	+18.5	51.8	N	15.4	51.0
1.77	0.73	+62.7	+65.2	322.0	N	23.2	29.2
1.82	0.71	+58.0	+54.7	322.7	N	30.1	47.9
1.87	1.81	+68.9	+57.7	-18.6	N	22.0	21.4
1.92	0.64	+36.6	+42.8	-21.3	N	31.1	31.1
1.96	15.41	+75.6	+68.7	-14.3	N	17.3	17.2
2.02	16.45	+74.2	+76.4	29.0	N	13.6	13.6
2.07	3.61	+77.3	+76.5	-25.2	N	19.7	19.4
2.12	4.82	+64.2	+74.5	24.2	N	20.2	20.1
2.17	2.99	+72.1	+74.4	24.8	N	16.1	16.6
2.22	12.77	+77.7	+85.4	293.6	N	13.2	13.0
2.28	4.63	+73.1	+78.2	21.6	N	16.8	16.8
2.32	3.12	+72.3	+79.9	24.7	N	19.0	18.7
2.38	4.34	+75.6	+76.5	324.5	N	20.7	20.6
2.43	1.63	+39.8	+31.2	297.6	N	17.3	21.7
2.48	1.54	+46.4	+22.7	11.6	N	22.3	22.7
2.53	1.13	+72.2	+69.0	146.0	N	13.5	18.0
2.59	0.58	+0.9	+45.0	-13.4	N	31.6	28.9
2.63	0.72	+27.1	+36.1	61.6	N	25.0	34.0
2.67	5.69	+73.8	+76.0	296.6	N	12.9	13.0
2.72	1.41	+65.6	+65.5	11.0	N	18.8	19.2
2.77	4.55	+84.8	+84.7	136.0	N	14.7	15.4
2.82	16.16	+84.4	+84.6	25.0	N	13.1	13.0
2.87	2.43	+48.7	+74.5	-6.1	N	25.2	15.5
2.92	2.31	+70.4	+48.5	329.1	N	16.4	21.4
2.97	3.58	+83.1	+68.9	256.9	N	15.4	11.0
3.02	3.71	+80.5	+81.0	278.3	N	16.3	16.5
3.07	2.72	+88.8	+86.7	95.6	N	13.0	13.4
3.12	1.57	+54.8	+55.6	233.4	N	21.3	24.7
3.16	2.58	+68.0	+71.0	287.5	N	21.3	22.1
3.20	23.85	+78.3	+80.3	312.8	N	13.9	13.8
3.25	44.60	+82.8	+84.1	311.0	N	13.2	13.2
3.30	36.63	+78.8	+80.1	-19.1	N	13.5	13.5
3.35	38.98	+75.5	+74.6	290.1	N	12.4	12.5
3.40	5.25	+59.9	+70.0	314.9	N	12.3	12.4
3.45	3.62	+74.5	+71.2	55.2	N	19.3	19.9
3.50	6.10	+53.6	+64.6	68.1	N	16.9	16.7

Kern PS 1526-12 SL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.03	54.95	+75.2	+80.1	-190.6	N	7.9	7.8
0.08	102.15	+71.9	+71.3	7.6	N	7.8	7.8
0.13	36.04	+80.8	+87.3	-72.9	N	8.3	8.3
0.18	27.21	+78.0	+85.4	-72.9	N	8.8	8.8
0.23	89.11	+84.5	+89.3	-171.1	N	8.6	8.6
0.28	42.55	+85.9	+85.1	-229.1	N	8.1	8.1
0.33	37.53	+82.6	+85.5	-37.3	N	8.6	8.6
0.38	67.15	+85.2	+78.5	-188.7	N	8.0	8.0
0.43	46.61	+86.7	+87.1	-136.8	N	8.4	8.4
0.48	22.64	+84.2	+84.3	-201.3	N	7.9	7.9
0.53	3.66	+85.0	+83.4	-131.0	N	14.1	14.2
0.58	7.58	+83.3	+89.6	-177.8	N	8.7	8.8
0.63	2.22	+86.3	+84.7	-121.6	N	11.8	11.8
0.68	1.41	+85.8	+75.3	-206.9	N	13.1	14.1
0.73	1.26	+86.9	+85.5	-99.0	N	16.7	16.6
0.78	2.33	+87.0	+87.0	-197.0	N	18.2	18.1
0.83	1.81	+78.6	+78.8	-60.2	N	40.6	40.2
0.88	1.55	+79.7	+83.2	-42.3	N	30.5	33.0
0.93	1.73	+83.1	+84.3	-59.5	N	51.2	50.1
0.98	1.13	+82.9	+75.8	-66.7	N	32.0	25.6
1.03	1.05	+84.1	+86.3	-42.7	N	33.5	33.4
1.08	1.61	+82.7	+86.6	44.9	N	-	49.9
1.13	1.14	-8.1	no	no	-	24.7	60.1
1.18	1.17	+82.7	+86.9	-36.1	N	12.3	13.2
1.23	1.75	+74.8	+73.6	-106.0	N	17.4	17.6
1.28	1.80	+82.5	+77.2	-50.0	N	14.4	14.4
1.33	2.30	+84.9	+14.7	74.5	R	18.7	24.9
1.38	1.97	+75.9	+64.0	-270.0	N	21.4	19.9
1.43	1.16	+80.4	+76.2	-151.0	N	15.3	16.6
1.48	1.60	+74.4	+73.1	-124.6	N	10.5	5.6
1.53	1.94	+82.7	+67.3	-107.8	N	15.3	15.3
1.58	3.22	+74.5	+68.2	-270.3	N	23.6	24.1
1.63	1.64	+86.1	+85.4	-4.4	N	16.3	19.0
1.68	0.86	-5.9	-77.1	-227.0	R	89.6	87.5
1.73	1.59	+89.4	-48.4	-268.6	R	17.6	54.2
1.78	46.44	+16.5	+14.1	-240.7	R	56.6	56.3
1.83	1.94	+86.9	+79.2	-188.1	N	16.4	39.8
1.88	2.91	+80.2	+74.9	-41.6	N	14.0	13.0
1.93	1.49	+75.4	+74.4	-34.5	N	12.5	17.7
1.98	52.96	+83.1	+69.6	-29.9	N	11.1	11.1
2.03	138.45	+82.0	+81.9	-25.6	N	10.8	10.8
2.08	6.06	+86.3	+84.8	-22.5	N	19.8	19.7
2.13	34.75	+84.6	+84.6	-41.0	N	12.3	12.3
2.18	17.01	+88.0	+86.0	-43.5	N	13.2	13.3
2.23	12.11	+84.3	+84.3	-31.4	N	15.4	15.4
2.28	8.91	+78.7	+79.1	-22.1	N	14.3	14.3
2.33	6.46	+88.7	+88.1	-225.9	N	18.3	18.4
2.38	2.99	+84.2	+84.6	-37.2	N	18.3	18.4
2.43	5.48	+82.5	+83.9	-246.4	N	20.9	20.9
2.48	5.44	+89.2	+87.1	-267.5	N	22.4	22.4
2.53	11.51	+86.5	+87.3	-132.3	N	21.0	20.9
2.58	5.52	+87.2	+82.7	-132.8	N	20.2	20.1
2.61	17.49	+70.8	+70.7	-2.1	N	11.5	11.5

Kern PS 1526-12 SL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
2.65	8.70	+84.9	+88.1	21.4	N	11.4	11.7
2.70	36.60	+80.2	+83.1	-56.6	N	12.4	12.7
2.75	16.89	+83.1	+86.6	29.8	N	11.8	11.7
2.80	4.11	+88.1	+87.2	-54.8	N	13.6	13.7
2.85	2.11	+80.9	+80.9	43.4	N	13.6	13.6
2.90	2.20	+84.2	+89.2	-179.0	N	16.4	16.5
2.95	3.91	+86.5	+84.0	-101.4	N	14.9	15.2
3.00	3.25	+84.9	+88.2	-62.2	N	17.8	17.6
3.05	5.12	+83.0	+81.0	17.5	N	19.3	19.6
3.10	4.59	+77.3	+77.7	-41.7	N	20.2	20.4
3.11	3.96	+78.2	+79.6	-8.9	N	17.8	18.2
3.13	66.78	+79.4	+78.1	-43.9	N	12.0	12.0
3.15	77.88	+77.9	+78.0	-28.0	N	11.3	11.3
3.18	63.72	+86.6	+86.0	7.9	N	11.7	11.7
3.23	19.89	+86.7	+86.1	-29.2	N	11.8	11.8
3.28	14.60	+80.6	+86.1	-30.8	N	12.4	12.3
3.33	49.94	+81.9	+84.2	14.3	N	11.5	11.4
3.38	169.99	+74.5	+77.1	11.4	N	10.6	10.4
3.43	10.54	+75.4	+70.7	37.4	N	10.7	10.8
3.48	6.47	+75.9	+74.8	11.3	N	14.9	15.2
3.53	2.94	+67.9	+61.4	43.9	N	12.8	13.0
3.58	1.64	+78.7	+74.5	-265.7	N	24.9	24.7
3.63	1.43	+48.5	+41.7	-260.6	N	66.6	54.3
3.66	4.50	+67.2	+68.7	66.3	N	13.7	13.4
3.70	30.37	+71.1	+76.9	11.6	N	11.0	10.9
3.75	8.11	+75.7	+76.1	36.1	N	17.6	17.5
3.80	8.73	+75.1	+75.2	15.4	N	10.9	12.4
3.85	4.50	+73.2	+78.4	11.3	N	11.8	12.9
3.90	5.39	+75.7	+72.3	37.1	N	12.4	17.2
3.94	87.06	+67.6	+68.6	47.9	N	10.9	11.0
3.98	27.64	+59.1	+53.9	11.2	N	11.1	11.3
4.03	0.90	+59.7	+68.0	-12.8	N	29.8	64.3
4.08	3.86	+69.5	+69.9	8.9	N	18.1	21.2
4.13	11.16	+60.5	+82.5	-6.4	N	10.5	6.9
4.18	10.15	+83.3	+85.7	-24.5	N	11.6	11.6
4.22	9.38	+76.5	+79.3	-25.9	N	13.0	13.0
4.27	153.32	+76.2	+74.8	28.1	N	12.1	12.1
4.32	225.58	+67.1	+67.1	-11.6	N	12.1	12.1
4.37	142.35	+65.3	+68.1	-2.3	N	12.6	12.6
4.41	23.23	+66.6	+77.8	-8.9	N	12.8	12.3
4.45	33.81	+73.5	+76.6	-37.9	N	12.8	12.8
4.49	127.82	+75.5	+75.5	-27.7	N	12.7	12.7

Kern PS 1526-20 SL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.03	18.13	+22.8	+53.4	-10.1	N	11.4	8.7
0.10	34.05	+80.8	+87.4	-19.7	N	11.5	10.9
0.18	20.29	+59.8	+69.4	36.0	N	10.1	9.8

Kern PS 1526-20 SL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.22	30.12	+77.0	+82.1	2.1	N	11.9	11.9
0.26	41.29	+76.3	+88.8	-2.7	N	10.1	9.9
0.30	51.14	+84.3	+77.5	-21.9	N	9.4	9.4
0.34	61.67	+85.2	+84.5	-52.9	N	10.3	10.1
0.38	83.33	+81.9	+73.0	-27.9	N	9.3	9.3
0.42	59.89	+72.2	+66.9	-27.1	N	11.0	11.0
0.46	45.21	+81.4	+82.1	-25.5	N	9.2	9.2
0.50	40.07	+81.6	+86.0	25.2	N	9.8	9.6
0.54	29.94	+64.8	+76.1	17.1	N	10.7	10.0
0.58	23.42	+73.4	+78.9	-53.2	N	9.6	9.6
0.62	15.13	+78.0	+79.1	19.4	N	9.7	12.7
0.66	35.05	+77.0	+82.6	-4.0	N	12.0	12.0
0.70	45.96	+83.2	+83.8	-69.0	N	8.9	8.9
0.74	38.07	+65.7	+58.0	-42.7	N	8.9	8.9
0.78	45.89	+86.3	+60.1	-68.5	N	11.2	10.7
0.82	45.67	+63.2	+64.7	-43.9	N	10.7	10.1
0.86	64.19	+70.0	+80.1	-73.2	N	11.2	10.9
0.90	74.59	+64.1	+87.1	11.0	N	10.7	9.8
0.94	65.89	+80.1	+85.8	-118.3	N	12.3	12.0
0.98	60.78	+76.7	+80.3	-50.3	N	12.0	11.9
1.02	101.13	+85.0	+73.5	-1.8	N	9.3	9.3
1.06	82.09	+82.0	+82.9	-29.4	N	10.9	10.8
1.11	68.92	+84.2	+84.4	-44.5	N	9.9	9.9
1.15	43.95	+65.2	+71.9	-1.7	N	8.8	8.7
1.19	70.00	+84.0	+83.9	64.7	N	9.4	9.4
1.23	48.34	+77.4	+81.8	19.1	N	10.6	10.4
1.28	46.26	+87.8	+81.9	-4.4	N	10.9	10.9
1.32	23.02	+73.8	+85.6	-47.5	N	13.7	12.2
1.36	22.92	+76.9	+82.4	44.8	N	14.7	14.1
1.40	37.93	+81.1	+82.0	9.6	N	12.2	12.2
1.44	55.58	+78.5	+82.1	-75.4	N	11.5	11.4
1.48	20.56	+80.3	+88.0	54.1	N	10.2	10.1
1.52	25.56	+84.3	+86.6	-70.9	N	9.4	9.5
1.56	44.23	+87.9	+82.5	-55.8	N	9.9	9.9
1.60	42.06	+85.3	+82.7	-44.8	N	10.8	10.7
1.63	61.15	+81.3	+83.4	-73.5	N	11.0	11.0
1.66	81.01	+83.1	+78.4	-38.3	N	11.1	11.1
1.70	45.68	+73.4	+86.1	42.9	N	10.2	9.9
1.74	34.56	+81.0	+86.8	-13.5	N	10.9	10.8
1.78	41.91	+79.7	+78.8	-23.1	N	10.5	10.5
1.82	46.83	+69.2	+85.3	12.1	N	9.1	8.8
1.86	48.35	+79.3	+47.3	-223.1	N	7.6	8.8
1.90	37.12	+76.2	+79.5	29.0	N	8.2	8.7
1.94	41.00	+88.2	+76.5	-51.4	N	8.2	8.3
1.98	19.96	+74.5	+74.9	-32.6	N	9.1	9.3
2.02	47.78	+77.5	+75.2	21.1	N	8.6	8.6
2.06	36.12	+77.8	+80.4	24.6	N	9.2	9.2
2.10	54.00	+76.7	+78.1	37.6	N	8.5	8.6
2.14	106.30	+78.9	+77.1	21.0	N	7.9	7.9
2.18	92.70	+78.1	+77.2	5.6	N	7.8	7.8
2.22	102.55	+76.1	+82.2	19.6	N	7.5	7.5
2.26	110.76	+82.4	+84.4	-124.3	N	8.1	8.1
2.30	53.90	+77.9	+81.8	70.9	N	7.7	7.7

Kern PS 1526-20 SL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
2.34	127.01	+79.7	+78.9	79.3	N	6.9	7.0
2.38	395.86	+76.7	+78.7	74.1	N	8.6	8.7
2.42	165.81	+77.6	+83.3	-247.6	N	8.0	8.4
2.47	67.04	+77.3	+74.2	64.0	N	8.1	8.0
2.51	19.24	+67.1	+59.7	-177.9	N	8.2	7.7
2.55	222.77	+79.9	+82.2	-142.3	N	9.2	9.0
2.59	141.00	+78.1	+59.6	-166.8	N	7.6	7.7
2.63	291.43	+76.5	+79.7	48.6	N	8.4	8.5
2.67	192.61	+78.3	+76.5	63.2	N	8.0	8.1
2.70	302.41	+78.0	+71.7	59.5	N	8.7	8.9
2.74	272.45	+84.5	+82.5	-230.8	N	9.8	9.8
2.78	287.08	+78.9	+84.1	64.1	N	8.8	8.8
2.82	249.81	+82.5	+85.7	49.2	N	9.2	9.3
2.86	180.40	+88.1	+87.3	-239.1	N	9.3	9.3
2.90	247.10	+83.0	+84.9	-217.8	N	9.0	9.0
2.94	322.55	+80.6	+77.3	-240.8	N	9.0	9.2
2.98	275.83	+86.1	+82.5	-257.5	N	8.3	8.3
3.02	3.49	+84.3	+83.1	26.6	N	7.9	8.2
3.06	1.58	+88.0	+86.7	-155.9	N	11.4	38.1
3.10	40.09	+77.5	+79.5	65.5	N	7.5	7.5
3.14	4.07	+82.2	-7.9	-68.0	R	12.8	14.6
3.18	1.98	+57.4	-37.4	49.2	R	9.4	12.2
3.22	53.54	+74.5	+88.6	42.1	N	10.8	10.3
3.26	180.47	+77.0	+82.9	-28.5	N	11.7	11.7
3.30	260.71	+88.1	+77.7	-129.1	N	10.9	10.6
3.34	257.75	+72.3	-41.3	93.0	R	11.7	11.9
3.38	285.17	+53.5	-6.6	-248.3	R	12.5	11.9
3.42	0.37	+71.6	-53.0	-150.9	R	9.6	38.9
3.46	0.35	+66.4	no	no	N	12.2	47.9
3.50	0.36	+77.2	+78.0	23.6	N	17.7	49.2

Kern PS 1527-20 KOL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.01	5.60	+30.0	-75.8	-9.8	R	9.9	9.1
0.05	6.22	+80.0	-54.4	-35.2	R	5.7	8.1
0.10	5.18	+72.3	-26.8	-28.4	R	8.1	8.8
0.15	14.30	+79.4	-47.1	-44.0	R	7.2	7.7
0.20	12.65	+83.5	+81.6	-39.6	N	8.0	8.5
0.25	6.56	+78.7	+68.3	-19.0	N	7.4	7.5
0.30	1.96	+75.2	+69.5	-29.6	N	9.5	10.1
0.35	1.71	+73.5	+46.0	44.4	N	10.6	8.8
0.40	3.39	+79.2	+79.4	-2.8	N	9.4	9.4
0.45	1.16	+79.8	+74.7	59.8	N	14.6	19.6
0.50	1.08	+86.8	+84.3	-16.0	N	15.0	17.1
0.55	1.73	+75.4	+71.5	-13.0	N	14.5	15.3
0.60	1.07	+89.1	+88.4	-73.0	N	12.7	13.0
0.65	1.34	+87.2	+87.9	197.7	N	17.8	19.5
0.70	1.17	+89.1	+83.5	102.7	N	30.8	29.1

Kern PS 1527-20 KOL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.75	1.03	+82.3	+74.4	84.9	N	42.2	34.3
0.80	0.75	+69.1	+60.3	-0.8	N	38.1	34.5
0.85	1.47	+65.4	+61.0	-5.0	N	15.2	15.7
0.90	1.72	+71.9	+84.9	28.4	N	15.1	15.4
0.95	4.16	+33.4	+56.2	15.4	N	33.7	38.4
1.00	2.31	+64.5	+58.7	-26.2	N	25.8	26.8
1.05	2.00	+77.6	+60.7	87.1	N	24.5	23.5
1.10	1.95	+58.3	+51.2	49.3	N	23.0	22.5
1.15	2.25	+67.5	+59.6	20.8	N	24.4	25.1
1.20	1.82	+66.1	+66.4	-5.1	N	25.7	22.1
1.25	1.15	+67.9	+65.1	28.4	N	20.2	20.2
1.29	14.09	+77.2	+68.1	7.2	N	13.4	13.3
1.34	1.70	+81.8	-49.2	25.9	R	14.5	27.4
1.40	2.26	+81.0	+69.6	46.6	N	15.2	16.5
1.45	4.97	+74.3	+73.3	-26.7	N	13.4	13.4
1.50	3.82	+80.8	+81.7	-41.2	N	14.1	18.5
1.55	3.37	+69.5	+55.2	-16.7	N	21.4	22.2
1.60	2.36	+63.2	+55.6	7.7	N	18.7	18.5
1.65	4.08	+64.5	+53.9	5.6	N	19.9	19.1
1.70	7.12	+84.8	+82.5	25.1	N	10.9	10.9
1.75	5.57	+84.4	+78.3	-30.2	N	13.9	14.0
1.80	10.18	+81.9	+79.5	1.7	N	8.8	8.9
1.85	4.32	+77.1	+68.4	-41.0	N	10.4	10.6
1.90	5.29	+89.3	+81.8	-59.7	N	8.5	8.7
1.95	28.08	+69.9	+81.3	-20.2	N	7.7	7.4
2.00	6.08	+87.6	+84.8	-76.4	N	12.7	13.5
2.05	3.89	+79.1	+72.2	19.4	N	11.8	11.9
2.10	3.19	+79.1	+73.8	47.7	N	8.9	9.3
2.15	3.06	+80.8	+84.0	63.6	N	12.4	13.2
2.20	8.63	+87.9	+85.2	-60.9	N	11.1	11.1
2.25	21.01	+84.4	+81.4	-21.7	N	8.5	8.5
2.30	9.78	+85.6	+80.1	228.7	N	11.8	11.9
2.35	4.70	+85.0	+82.8	47.6	N	12.7	12.8
2.40	5.61	+84.1	+58.7	212.0	N	9.7	11.2
2.45	47.54	+78.3	+79.3	-15.4	N	8.1	8.1
2.50	14.35	+83.4	+76.9	14.7	N	10.7	10.7
2.55	10.12	+85.3	+84.0	-22.7	N	16.1	16.2
2.60	8.64	+88.6	+83.1	18.0	N	16.9	16.9
2.65	17.22	+85.2	+75.6	15.7	N	11.6	11.5
2.70	4.02	+84.5	+80.0	82.2	N	10.1	10.4
2.75	7.72	+83.8	+81.2	-87.7	N	9.9	10.1
2.80	10.66	+83.1	+88.0	41.3	N	8.7	8.7
2.85	8.95	+78.8	+67.2	-3.2	N	9.0	8.9
2.90	15.56	+78.1	+82.3	-59.7	N	7.8	7.9
2.95	16.34	+79.4	+83.4	-19.5	N	7.9	7.9
3.00	7.64	+62.5	+78.8	13.3	N	3.9	8.5
3.05	12.95	+86.7	+88.9	140.2	N	9.5	9.5
3.10	3.36	+85.6	+85.4	-28.1	N	15.9	15.8
3.15	2.12	+86.5	+83.9	-20.3	N	16.8	17.0
3.20	2.20	+85.5	+79.9	27.6	N	15.4	15.6
3.25	8.66	+84.3	+87.3	-72.8	N	8.5	8.6
3.30	0.91	+82.2	+80.3	65.6	N	15.5	18.1
3.35	3.50	+34.2	+82.9	-29.8	N	25.2	5.8

Kern PS 1527-20 KOL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
3.40	1.12	+88.2	+86.7	160.5	N	16.9	18.2
3.45	0.93	+84.4	+73.7	-34.4	N	16.0	16.3
3.50	1.07	+80.8	+81.3	43.1	N	23.1	23.6
3.55	1.02	+79.2	+72.0	244.0	N	14.1	14.8
3.60	5.74	-27.1	-46.7	-45.5	R	52.4	76.6
3.65	0.49	+78.8	+55.5	211.2	N	14.7	81.1
3.70	0.33	+42.1	+64.6	-18.7	N	17.0	50.2
3.75	8.52	+45.0	+70.3	227.3	N	-	-
3.80	7.82	+69.3	+67.8	-52.2	N	-	-

Kern PS 1529-8 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.05	10.65	+69.7	+80.9	86.0	N	13.7	12.8
0.09	14.04	+67.0	+79.2	131.5	N	13.5	10.8
0.15	12.74	+84.1	+86.9	48.4	N	10.6	9.9
0.20	3.99	+74.3	+80.8	45.9	N	12.4	11.9
0.25	10.88	+73.9	+77.0	329.0	N	13.4	12.6
0.30	12.43	+78.4	+75.5	49.1	N	8.8	8.8
0.35	17.92	+68.7	+65.7	50.3	N	8.2	8.4
0.40	10.67	+65.8	+58.1	45.0	N	8.8	8.8
0.45	3.04	+70.9	+75.1	76.7	N	9.2	9.2
0.50	0.73	+33.6	+16.4	27.1	N	6.7	16.9
0.55	1.14	+61.7	+65.5	18.4	N	17.6	22.5
0.60	1.10	+87.5	+58.7	64.6	N	15.5	18.8
0.65	1.52	+78.8	+75.6	248.0	N	16.3	22.2
0.70	0.61	+52.2	+70.8	325.0	N	20.7	31.6
0.75	0.89	+79.7	+74.4	187.5	N	12.8	21.8
0.80	1.43	+85.1	+87.2	55.3	N	15.6	19.7
0.85	0.91	+86.0	+84.3	190.2	N	15.3	19.1
0.90	1.19	+74.3	+71.4	53.6	N	14.9	17.9
0.95	0.85	+76.0	+75.3	41.3	N	14.6	20.6
1.00	0.99	+74.2	+82.9	140.7	N	14.2	14.5
1.05	0.75	+72.0	+80.5	75.9	N	17.4	19.5
1.10	0.97	+76.7	+76.0	93.3	N	18.3	18.9
1.15	1.20	+82.9	+79.5	263.3	N	14.9	15.3
1.20	1.08	+54.9	+53.5	29.5	N	20.2	21.5
1.25	1.02	+61.4	+60.1	47.4	N	17.0	18.3
1.30	0.73	+42.5	+73.5	134.4	N	12.4	9.8
1.35	0.70	+73.6	+65.2	10.2	N	29.8	24.9
1.40	1.05	+71.5	+81.4	335.7	N	13.5	13.5
1.45	0.95	+43.0	+60.1	64.3	N	8.1	9.6
1.50	0.80	+40.0	+50.5	57.7	N	14.0	15.9
1.55	1.24	+52.2	+65.3	35.6	N	16.3	16.1
1.60	0.98	+53.5	+59.0	74.3	N	17.7	21.7
1.65	0.59	+34.1	+36.8	238.0	N	17.4	34.9
1.70	2.08	+37.6	+78.8	137.1	N	3.5	3.6
1.75	0.25	+30.3	+59.0	30.5	N	15.7	13.6
1.80	0.73	+74.9	+73.8	67.7	N	13.5	16.7

Kern PS 1529-8 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
1.85	6.25	-23.0	-32.7	300.9	R	16.3	16.1
1.90	0.73	+65.7	+61.6	356.2	N	21.0	23.1
1.95	1.30	+77.8	+70.5	21.3	N	18.9	19.5
2.00	0.83	+78.5	+72.6	347.7	N	23.1	23.2
2.05	0.82	+68.4	+82.6	323.8	N	19.5	19.8
2.10	0.88	+72.5	+68.8	7.0	N	14.1	16.5
2.15	0.76	+62.8	+61.1	301.0	N	14.4	17.4
2.20	0.61	+73.3	+69.6	81.7	N	12.7	17.6
2.25	0.67	+80.1	+66.6	41.6	N	17.9	17.8
2.30	0.88	+65.9	+41.2	356.9	N	16.7	23.4
2.35	1.08	+75.8	+65.8	342.3	N	14.9	14.9
2.40	2.15	+79.9	+66.0	317.7	N	10.5	16.0
2.45	1.22	+69.0	+55.7	194.5	N	17.6	34.2
2.50	5.91	+48.9	+45.2	47.7	N	9.0	10.1
2.55	1.99	+71.7	+57.4	270.3	N	16.0	18.0
2.60	2.24	+63.1	+58.5	32.0	N	9.1	10.8
2.65	2.12	+74.3	+61.6	300.8	N	17.1	18.0
2.70	1.52	+72.3	+54.4	220.8	N	9.0	14.6
2.75	1.79	+79.5	+64.4	331.2	N	10.3	14.0
2.80	2.02	+63.0	+59.9	59.1	N	13.3	21.7
2.85	1.83	+85.4	+79.0	262.4	N	12.9	13.3
2.90	1.57	+73.1	-38.9	348.2	R	7.4	8.3
2.95	0.43	+76.8	+29.8	238.5	N	11.3	22.4
3.00	1.60	+82.8	+78.9	236.9	N	16.2	18.3
3.05	1.26	+72.4	+59.7	248.8	N	22.4	27.3
3.10	1.76	+58.3	+50.8	253.5	N	23.2	22.7
3.14	13.54	+86.1	+79.1	233.7	N	15.6	15.7
3.19	5.52	+84.1	+80.6	278.7	N	13.2	13.1
3.23	5.08	+81.7	+76.5	274.2	N	12.6	12.5
3.28	3.02	+69.1	+71.2	238.6	N	11.3	11.2
3.32	1.64	+61.7	+70.6	220.7	N	8.4	8.7
3.38	1.83	+68.5	+76.5	269.9	N	11.6	10.5
3.43	2.28	+51.3	+69.5	219.7	N	7.6	8.4
3.48	4.09	+44.8	+41.4	216.6	N	7.4	7.8
3.53	11.83	+35.8	+52.7	197.6	N	6.9	6.9
3.59	8.82	+42.6	+69.3	141.6	N	8.9	8.6
3.64	7.36	+37.4	+73.7	232.6	N	9.6	8.4
3.68	9.79	+36.8	+85.7	343.9	N	7.9	7.3

Kern PS 1530-5 SL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.30	13.01	+80.1	+84.0	67.3	N	39.7	38.5
0.35	14.19	+87.8	+88.0	110.3	N	41.6	41.2
0.40	15.04	+83.6	+82.9	-106.0	N	38.1	38.1
0.45	11.33	+69.2	+87.2	143.1	N	31.7	26.1
0.50	4.90	+57.2	+57.0	-37.6	N	38.1	30.7
0.55	5.46	+82.2	+76.7	170.1	N	29.0	24.2
0.60	11.32	+49.4	+60.6	-73.3	N	9.1	8.9

Kern PS 1530-5 SL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.65	19.65	+41.5	+76.6	-122.8	N	6.1	6.1
0.70	5.34	+64.3	+63.7	-26.5	N	26.8	27.0
0.75	6.54	+49.4	+60.0	-77.1	N	28.0	27.4
0.80	38.38	+40.1	+31.6	32.2	N	6.9	7.0
0.85	5.95	+40.2	+45.2	-32.8	N	29.6	21.6
0.90	4.33	+88.5	+73.3	139.4	N	31.6	27.0
0.95	7.28	+31.1	+45.0	23.2	N	9.2	8.8
1.00	21.20	-13.2	+51.6	24.0	N	6.3	6.3
1.05	77.46	+9.6	+63.3	48.5	N	6.3	6.4
1.10	5.90	+56.7	+54.6	4.4	N	26.3	26.3
1.15	6.48	+54.0	+49.5	7.4	N	28.2	26.0
1.20	22.55	-29.6	+29.9	-24.2	N	5.8	5.9
1.25	4.08	+40.2	+50.6	-50.5	N	13.2	12.7
1.30	25.37	+20.0	+58.6	19.1	N	5.7	5.8
1.35	21.54	+47.1	+53.6	45.0	N	6.3	6.4
1.40	57.23	-22.8	+66.8	-6.2	N	5.4	5.6
1.45	86.51	-33.1	+76.3	-12.2	N	5.7	5.7
1.50	4.65	+70.0	+69.2	72.9	N	15.8	15.7
1.55	3.87	+68.7	+70.3	15.8	N	20.0	17.9
1.60	3.42	+79.8	+74.0	49.8	N	32.4	27.7
1.65	109.87	+15.8	+85.3	43.4	N	5.8	5.8

Kern PS 1532-6 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.17	9.88	+87.0	+83.5	-7.9	N	27.5	27.1
0.21	11.42	+75.4	+78.2	324.5	N	32.5	31.9
0.25	11.91	+84.4	+83.1	2.4	N	36.0	35.9
0.30	14.50	+84.0	+84.9	83.7	N	39.2	39.2
0.34	17.80	+82.8	+83.3	89.2	N	45.6	45.5
0.40	6.88	+73.3	+75.8	39.4	N	29.9	22.5
0.45	12.36	+80.6	+78.8	13.4	N	29.8	29.4
0.50	29.31	+39.3	+78.8	14.6	N	9.1	8.5
0.55	21.24	+80.2	+80.4	6.7	N	36.0	35.7
0.60	18.99	+73.6	+73.9	332.7	N	35.2	35.2
0.65	16.80	+79.0	+77.8	348.7	N	35.8	35.5
0.70	4.51	+80.8	+79.1	1.9	N	42.2	41.9
0.75	13.84	+78.8	+78.8	5.7	N	36.1	36.0
0.80	9.22	+73.9	+74.0	1.4	N	35.6	35.5
0.85	7.12	+75.4	+77.1	-2.7	N	36.0	35.8
0.90	6.79	+77.9	+87.5	240.5	N	36.8	33.3
0.95	11.04	+79.5	+78.4	0.4	N	34.0	33.9
1.00	12.45	+11.5	+71.4	-1.1	N	29.9	8.6
1.05	30.97	+40.3	+80.9	2.8	N	9.8	8.6
1.10	34.38	+38.2	+78.3	7.8	N	9.7	8.5
1.15	18.73	+76.3	+73.6	348.6	N	31.3	31.0
1.20	19.30	+78.5	+77.0	341.7	N	31.7	31.5
1.30	1.44	+73.4	+65.4	343.0	N	16.5	15.1
1.35	2.29	+73.2	+70.6	108.1	N	17.8	18.0

Kern PS 1532-6 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
1.40	1.03	+81.4	+76.5	15.2	N	15.7	21.6
1.45	1.28	+79.3	+68.8	341.5	N	15.3	15.5
1.50	1.12	+79.5	+71.2	345.0	N	12.4	15.7
1.55	0.88	+79.3	+79.6	29.2	N	12.1	16.0
1.60	0.93	+78.0	+74.0	-1.1	N	10.9	15.0
1.65	1.14	+79.0	+79.1	92.7	N	12.1	12.4
1.70	1.55	+88.2	+85.9	6.1	N	16.6	16.7
1.75	1.74	+85.0	+76.8	14.6	N	14.6	14.9
1.80	1.80	+86.9	+83.8	43.2	N	15.0	15.4
1.85	1.88	+84.4	+75.9	17.2	N	13.7	14.0
1.90	2.79	+81.8	+79.4	22.6	N	8.4	8.4
1.95	1.95	+84.8	+83.7	341.6	N	16.8	16.8
2.00	3.47	+61.9	+80.6	28.4	N	12.3	10.0
2.05	34.58	-23.9	+83.1	71.3	N	6.0	6.3
2.10	8.93	+57.9	+66.9	312.9	N	26.7	25.5
2.15	6.87	+78.5	+82.9	3.3	N	27.9	25.9
2.19	1.69	+76.7	+82.9	33.6	N	25.3	24.5
2.22	3.04	+84.8	+78.9	291.2	N	13.9	14.3
2.27	1.45	+78.2	+68.0	342.7	N	15.9	14.6
2.30	2.58	+78.8	+76.0	22.2	N	11.3	11.6
2.34	1.28	+81.0	+70.0	50.1	N	15.2	18.6
2.40	1.10	+76.1	+6.9	19.0	R	17.9	23.0
2.45	0.44	+44.2	-61.3	28.2	R	19.5	13.9
2.50	8.92	+83.6	+87.1	28.1	N	24.4	23.4
2.55	3.13	+60.5	+80.2	6.5	N	28.6	21.1
2.60	2.92	+80.0	+85.2	131.9	N	15.7	15.9
2.65	1.67	+74.2	+75.6	122.3	N	21.4	20.8
2.70	10.54	+82.7	+76.6	347.2	N	21.9	21.6
2.75	11.75	+80.1	+78.6	3.2	N	25.2	24.6
2.80	10.97	+80.7	+79.7	345.0	N	26.6	26.3
2.85	4.15	+80.3	+81.3	-3.3	N	42.9	41.8
2.90	7.23	+76.5	+80.0	-4.8	N	28.5	26.6
2.95	2.64	+84.9	+82.7	313.9	N	21.5	21.5
3.00	8.45	+84.9	+84.7	6.4	N	26.6	26.6
3.05	6.72	+79.4	+81.0	-2.2	N	67.1	58.9
3.10	5.13	+80.3	+83.4	3.9	N	28.0	27.9
3.15	13.36	+81.8	+76.9	-0.4	N	27.1	26.6
3.20	13.90	+71.5	+69.4	21.9	N	22.8	22.0
3.25	10.73	+30.7	+57.6	297.8	N	22.5	13.7
3.30	10.49	+57.2	+63.1	308.6	N	25.3	23.3
3.35	6.98	+86.0	+81.6	17.9	N	27.4	26.9
3.40	6.61	+66.5	+72.2	295.9	N	24.6	24.0
3.45	2.11	+63.0	+62.8	348.2	N	28.1	20.9
3.50	1.84	+66.5	+73.1	345.1	N	15.2	18.1
3.55	3.49	+58.8	+84.5	56.6	N	9.4	8.9
3.60	4.81	+57.1	+68.5	21.5	N	7.2	7.1
3.66	7.08	+52.6	+41.1	23.5	N	5.9	6.2
3.70	5.31	+58.4	+68.8	46.2	N	7.6	7.6
3.75	2.22	+84.1	+84.1	334.3	N	26.5	25.9
3.80	2.68	+84.4	+86.9	103.7	N	25.9	25.8
3.85	1.13	+65.9	+76.7	217.6	N	24.8	18.6
3.90	2.79	+17.3	+60.3	304.3	N	8.1	7.8
3.95	21.33	+14.2	+39.2	41.4	N	6.1	6.1

Kern PS 1532-6 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
4.00	39.69	+27.6	+50.0	314.5	N	6.2	6.3
4.05	49.22	+23.5	-1.4	17.3	R	6.7	6.7
4.10	24.56	+20.3	+25.0	5.7	R	6.4	6.5
4.14	0.98	+55.4	-66.0	329.1	R	27.9	41.7

Kern PS 1532-9 KOL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.32	123.10	-44.1	+55.3	15.1	N	7.2	7.4
0.38	5.62	+82.5	+63.1	-10.8	N	27.4	23.8
0.48	9.51	+56.4	+52.7	17.3	N	32.2	31.4
0.53	11.81	+62.7	+79.5	48.8	N	27.4	19.0
0.63	8.60	+66.9	+62.2	5.0	N	26.2	25.5
0.68	60.05	+30.1	+69.5	22.0	N	6.5	6.8
0.73	14.93	+71.3	+73.4	3.1	N	30.8	30.0
0.78	9.18	+60.7	+64.4	3.1	N	31.2	30.9
0.83	59.04	+41.7	+78.0	0.9	N	6.6	6.6
0.88	3.16	+62.3	+62.9	41.3	N	34.0	33.2
0.93	166.80	+7.8	+86.5	-16.3	N	7.5	7.6
0.98	14.60	+66.8	+63.4	26.0	N	28.5	28.2
1.03	12.54	+62.9	+60.5	12.0	N	29.2	28.8
1.07	15.61	+70.0	+69.5	74.9	N	26.4	26.4
1.13	7.38	+75.0	+70.4	28.1	N	7.9	7.9
1.18	23.14	-57.0	no	no	N	4.5	4.8
1.22	2.10	+62.8	+61.5	-82.8	N	10.8	11.9
1.27	3.50	+56.0	+78.0	54.1	N	13.5	12.1
1.32	3.08	+85.6	+85.7	124.6	N	15.9	16.0
1.38	2.19	+64.4	+68.2	-85.4	N	9.6	9.6
1.43	1.29	+81.4	+47.9	-67.9	N	10.9	13.5
1.48	9.51	+63.8	+78.0	-78.2	N	6.3	6.3
1.53	31.53	-1.1	+74.7	49.5	N	5.3	5.4
1.58	10.62	+68.9	+67.2	26.8	N	30.2	30.2
1.63	24.59	+54.0	+76.7	40.2	N	9.4	8.2
1.68	21.02	+37.6	+63.8	45.7	N	17.3	9.9
1.73	26.86	+75.0	+67.3	38.5	N	12.7	9.2
1.78	22.11	+12.2	+73.5	-18.3	N	10.9	7.7
1.84	10.81	+88.6	+79.9	9.7	N	26.4	25.1
1.89	9.81	+65.2	+70.7	33.6	N	29.4	26.3
1.94	28.33	+52.4	+58.1	0.5	N	6.3	6.3
1.99	1.09	+44.6	+78.2	9.1	N	15.9	10.1
2.03	2.95	+44.0	+77.1	159.1	N	6.7	6.6
2.07	2.22	+69.7	+38.3	62.4	N	16.0	30.5
2.12	4.43	+82.5	+64.3	17.2	N	10.7	11.0
2.17	1.43	+67.1	+63.5	-4.3	N	20.9	22.0
2.22	2.93	-4.1	-67.6	6.5	R	24.4	14.4
2.27	7.52	+57.4	+60.9	20.0	N	19.6	10.4
2.32	40.23	-52.7	+5.9	42.1	R	5.7	5.8
2.37	11.52	+44.2	+19.4	85.3	R	19.2	18.7
2.42	8.03	+46.5	+61.5	66.3	N	8.3	8.8

Kern PS 1532-9 KOL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
2.47	11.21	+77.1	+74.1	42.5	N	18.3	18.8
2.52	18.44	+88.9	+87.7	133.6	N	26.9	26.9
2.57	3.64	+85.6	+86.3	54.1	N	22.9	22.8
2.62	30.72	+44.1	+83.8	101.2	N	8.6	7.8
2.67	17.78	+81.5	+80.0	80.0	N	29.5	29.3
2.72	15.59	+77.4	+77.9	-1.0	N	29.3	29.3
2.77	15.13	+86.7	+81.4	28.4	N	26.8	25.3
2.82	18.85	+81.0	+79.8	71.8	N	14.6	12.5
2.87	11.36	+75.8	+71.8	16.5	N	23.7	23.1
2.92	4.45	+78.6	+67.5	5.5	N	23.3	22.4
2.97	1.81	+86.2	+76.9	226.8	N	11.8	26.1
3.02	1.93	+70.0	+55.0	40.4	N	20.0	22.6
3.07	2.75	+56.1	+52.8	8.3	N	21.3	22.8
3.12	1.63	+34.5	+10.3	148.7	R	30.7	19.2
3.17	3.76	+66.9	+70.2	-53.7	N	32.9	30.6
3.22	6.28	+51.0	+40.3	72.6	R	23.5	24.4
3.27	5.01	+65.4	+66.4	50.6	N	31.9	32.6
3.32	3.79	+74.5	+73.0	25.0	N	36.9	34.3
3.37	5.06	+48.4	+42.0	63.9	R	25.1	23.7
3.42	5.44	+54.7	+35.5	-87.4	R	40.8	38.4
3.47	3.66	-2.1	-29.5	-62.0	R	44.1	37.3
3.52	2.69	+37.1	+24.5	25.3	R	18.4	21.3
3.57	3.47	+72.0	+73.1	14.3	N	28.2	28.1
3.62	5.25	+22.1	no	no	N	14.2	13.3
3.67	4.68	+66.5	+74.3	-47.7	N	21.6	20.2
3.72	7.24	+85.2	+74.9	-16.4	N	18.1	17.8
3.77	3.18	+79.4	+81.4	256.3	N	11.1	12.7
3.82	13.33	+76.6	+69.3	-0.1	N	25.4	24.9
3.87	4.44	+77.8	+75.3	3.3	N	29.9	28.9
3.92	53.67	+3.6	+81.1	-35.3	N	7.0	7.0
3.97	1.03	+60.1	+62.3	-28.5	N	17.4	22.5
4.02	0.91	+66.2	+23.5	163.3	R	15.5	17.5
4.07	0.94	+79.5	-43.1	60.8	R	14.0	18.1
4.12	7.45	+23.0	-43.8	138.8	R	5.5	5.6
4.17	0.98	+48.1	+44.3	-26.6	R	17.7	20.7
4.22	1.58	+75.6	+59.5	-12.0	N	25.3	24.0
4.27	2.52	+27.6	no	no	N	6.5	7.5
4.32	1.01	+83.3	+61.2	3.3	N	14.4	14.2
4.37	0.72	+78.5	+49.0	-5.2	N	33.7	30.1
4.42	13.85	+30.8	+69.6	187.8	N	4.4	4.5
4.47	1.47	+68.1	+60.4	-37.7	N	24.8	25.3
4.52	1.01	+51.2	-18.7	-63.5	R	28.8	39.2
4.57	0.91	+67.4	+12.7	221.7	R	24.2	33.1
4.62	0.91	-57.3	+22.9	-9.1	R	41.9	9.2
4.67	1.29	+42.6	+30.7	13.5	R	24.9	32.6
4.72	1.36	+57.9	+43.4	-13.2	N	24.8	28.5
4.77	2.77	+53.9	+48.0	19.3	N	22.3	25.0
4.82	9.99	+80.8	+81.9	-62.3	N	34.9	34.8
4.87	15.26	+86.4	+81.9	3.1	N	38.3	37.0
4.92	18.12	+64.4	+67.2	4.9	N	14.9	14.4
4.97	15.08	+86.7	+85.0	39.1	N	36.1	36.1
5.02	12.12	+74.9	+74.3	-15.0	N	36.4	36.4
5.07	7.94	+71.3	+73.7	-18.2	N	33.1	33.1

Kern PS 1532-9 KOL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
5.12	19.60	+83.7	+84.1	-42.1	N	42.5	42.5
5.17	13.39	+65.5	+64.2	6.0	N	31.6	31.1
5.22	11.28	+83.3	+71.3	-38.9	N	22.7	21.2
5.27	15.44	+70.0	+74.9	8.9	N	26.5	19.2
5.32	18.65	+73.6	+73.8	-2.5	N	29.8	29.9
5.37	20.50	+74.3	+69.8	-27.0	N	33.7	32.8
5.42	13.04	+81.8	+71.9	19.7	N	27.1	24.4
5.47	14.59	+77.2	+73.1	-20.6	N	25.0	24.7
5.52	1.55	+73.6	+79.2	205.4	N	-	12.5
5.57	21.03	+87.9	+89.4	-33.6	N	33.5	33.2
5.62	25.20	+81.4	+79.4	-64.5	N	37.2	37.0
5.67	54.42	+88.0	+84.1	20.2	N	41.2	48.5
5.72	21.62	+80.0	+77.8	-46.2	N	39.4	39.1
5.77	23.35	+84.3	+80.5	-64.3	N	35.1	34.7
5.82	24.27	+81.7	+81.6	251.3	N	35.9	35.9
5.87	26.24	+86.1	+85.2	-77.3	N	37.2	37.2
5.92	27.04	+84.4	+81.5	-12.7	N	39.5	40.9
5.97	38.49	+86.9	+85.3	-48.1	N	42.5	45.6
6.02	25.47	+86.9	+87.0	-0.3	N	37.9	41.0
6.07	24.53	+85.4	+85.2	-86.7	N	36.7	36.6
6.12	32.98	+88.9	+85.0	-44.8	N	40.2	43.3
6.17	22.10	+83.5	+80.5	-46.8	N	39.8	40.3
6.22	21.82	+86.1	+85.7	-52.6	N	35.8	35.7
6.27	22.40	+86.2	+87.7	-67.1	N	39.4	39.3
6.32	23.66	+87.5	+84.2	-43.1	N	37.8	37.4
6.37	317.64	+89.1	+87.5	-59.7	N	50.5	50.8
6.42	24.83	+89.1	+89.9	141.9	N	39.2	39.2
6.47	26.18	+82.2	+81.9	252.8	N	36.2	37.3
6.52	13.75	+85.7	+83.7	-62.2	N	35.7	35.6
6.57	23.48	+87.4	+87.8	236.3	N	39.8	39.8
6.62	5.47	+82.2	+79.9	-94.0	N	28.2	27.7
6.67	10.95	+69.3	+69.2	-26.1	N	33.6	33.1
6.72	6.80	+74.8	+77.9	260.4	N	31.3	30.3
6.77	9.48	+77.0	+72.6	-3.9	N	34.5	33.7
6.82	26.02	+72.8	+73.0	-66.2	N	46.2	45.9
6.87	84.89	+76.9	+76.9	204.3	N	42.9	43.0
6.92	15.69	+84.9	+84.7	248.5	N	37.1	36.8
6.97	34.23	+86.2	+85.6	-63.2	N	41.6	41.4
7.02	39.60	+85.8	+84.0	-10.5	N	39.8	40.9
7.06	29.58	+84.6	+84.9	204.3	N	39.7	42.0

Kern PS 1533-3 SL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.05	17.17	+85.8	+83.7	-65.8	N	31.4	31.2
0.12	18.84	+84.7	+83.9	3.7	N	30.4	30.4
0.18	16.46	+82.0	+81.9	17.3	N	31.2	31.1
0.23	17.88	+82.6	+83.3	34.1	N	28.9	29.0
0.30	14.62	+67.9	+66.2	-22.7	N	26.0	25.2

Kern PS 1533-3 SL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.35	8.45	+76.0	+75.2	188.1	N	34.5	34.5
0.40	2.03	+81.7	+81.6	51.2	N	16.5	17.3
0.45	2.02	+80.4	+86.7	60.1	N	38.5	37.1
0.51	6.97	+64.4	+64.8	57.2	N	20.5	18.7
0.60	25.59	+70.3	+79.0	61.9	N	35.3	24.3
0.65	27.69	+78.3	+76.4	54.4	N	31.5	31.2
0.70	2.33	-32.1	+71.9	26.0	N	46.1	5.2
0.75	8.81	+82.4	+85.3	102.9	N	24.4	24.4
0.79	20.23	+68.9	+78.3	61.4	N	7.8	7.8
0.84	3.27	+86.5	+83.8	5.9	N	26.2	26.0
0.89	18.44	+81.8	+80.7	31.0	N	25.1	25.0
0.93	14.20	+84.7	+82.0	-4.8	N	20.2	20.2
0.98	12.91	+59.2	+68.6	32.3	N	28.4	21.3
1.03	11.24	+83.1	+76.6	50.8	N	31.3	30.1
1.08	12.48	+85.8	+85.6	-17.0	N	36.4	36.4
1.13	12.19	+88.3	+87.1	-54.6	N	41.2	41.1
1.18	2.22	+62.3	-81.0	7.6	R	7.5	16.6
1.23	8.26	+83.7	+75.1	176.5	N	27.3	28.7
1.28	2.44	+56.4	-87.0	156.1	R	2.8	10.9
1.33	38.36	+22.4	-78.5	222.6	R	5.9	6.3
1.38	1.29	-81.8	-86.1	179.8	R	-	55.2
1.43	1.98	-73.4	-87.5	-52.8	R	-	63.2
1.48	0.54	-43.9	-80.8	-27.0	R	-	32.5
1.53	1.22	-56.2	-83.2	-29.6	R	-	60.4
1.55	11.93	+85.3	+82.6	-4.4	N	40.5	40.1
1.60	2.67	+49.4	-67.1	-30.8	R	10.0	26.1
1.65	11.01	+75.9	+69.5	-9.2	N	42.2	42.2
1.70	8.03	+80.2	+80.2	-16.4	N	27.3	27.5
1.75	9.37	+63.1	+70.4	58.3	N	9.6	9.1
1.80	52.35	-29.8	-87.1	-34.3	R	6.2	6.2
1.85	4.80	+61.4	-81.8	-61.6	R	13.3	14.8
1.90	5.78	+79.8	-84.5	192.4	R	12.3	14.8
1.95	134.29	-46.5	+28.2	-7.8	N	8.9	8.9
1.99	9.41	+76.0	+78.1	8.6	N	21.3	21.3
2.05	7.02	+83.6	+76.0	90.7	N	18.2	17.6
2.10	6.11	+87.5	+88.5	252.7	N	29.6	29.4
2.15	14.13	+88.5	+87.5	284.0	N	27.0	26.9
2.20	11.79	+83.7	+81.8	43.2	N	18.2	19.3
2.25	7.41	+83.6	+82.9	6.0	N	15.7	16.1
2.30	23.81	+75.8	+89.0	-1.8	N	8.8	8.7
2.35	10.73	+76.0	+87.0	117.3	N	36.8	29.3
2.40	3.95	+85.9	+83.4	28.7	N	51.5	51.3
2.45	4.54	+69.0	+83.2	12.6	N	29.2	20.9
2.50	11.57	+85.2	+84.4	-18.6	N	33.2	33.2
2.55	9.65	+85.0	+85.5	72.4	N	33.6	33.5
2.60	4.25	+79.8	+83.6	85.8	N	35.3	34.5
2.65	17.14	+85.1	+86.4	61.3	N	30.5	30.3
2.70	24.51	+82.7	+83.7	243.5	N	30.7	30.6
2.75	27.40	+86.6	+87.1	200.9	N	31.2	31.2
2.80	4.40	+64.9	-32.2	139.9	R	19.0	19.9
2.85	4.04	+61.7	-66.7	-19.6	R	33.9	7.9
2.90	54.10	+9.3	-79.4	292.7	R	5.8	6.1
2.95	5.26	+24.0	-79.9	-26.7	R	5.9	8.2

Kern PS 1533-3 SL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
3.02	21.02	-44.8	-57.9	285.8	R	5.2	5.7
3.08	6.43	+64.4	+80.1	103.0	N	11.6	11.0
3.14	10.07	+86.1	+86.3	77.6	N	22.8	22.6
3.20	8.91	+83.4	+82.5	-8.6	N	15.4	15.5
3.25	7.34	+83.5	+76.4	29.4	N	20.8	20.6
3.30	8.02	+78.8	+76.6	4.1	N	30.5	30.5
3.35	16.94	+79.8	+79.1	22.3	N	31.9	31.9
3.40	18.73	+85.0	+85.4	100.5	N	30.4	30.4
3.45	14.68	+75.1	+74.3	21.2	N	28.3	28.3
3.50	15.95	+69.9	+78.0	37.5	N	23.7	21.5
3.55	11.60	+79.9	+75.9	62.3	N	26.9	26.3
3.60	56.09	+48.6	+78.4	-2.8	N	6.2	6.2
3.65	7.10	+83.2	+77.9	-37.2	N	16.8	17.3
3.70	10.22	+80.5	+77.3	290.0	N	18.1	19.3
3.75	7.02	+80.4	+70.6	8.4	N	16.9	18.3
3.80	10.07	+65.9	+67.4	3.5	N	15.3	16.1
3.85	8.44	+71.1	-1.4	-7.5	R	8.8	9.1
3.90	9.89	+35.2	-64.8	50.6	R	8.0	8.7
3.95	7.97	+78.6	-68.8	-55.8	R	11.6	12.5
4.02	5.81	+72.8	+58.2	11.6	N	20.3	19.0
4.06	5.11	+79.3	+60.7	-7.0	N	25.5	20.2
4.11	1.94	+72.9	+72.5	8.3	N	23.9	24.1
4.16	3.32	+59.1	+65.9	-39.2	N	26.7	21.5
4.20	4.81	+59.8	+61.4	4.6	N	30.9	30.7
4.25	11.55	+62.2	+62.3	-22.0	N	29.1	29.4
4.30	12.32	+66.0	+67.3	-56.1	N	22.3	22.3
4.35	19.96	+64.6	+72.6	278.5	N	27.0	25.7
4.40	3.14	+38.2	+83.7	16.7	N	20.2	9.3
4.45	4.28	+41.6	+67.3	-37.6	N	13.3	8.3
4.50	2.97	+47.6	+75.5	-47.9	N	14.0	9.2
4.55	2.99	+77.0	+84.5	-41.4	N	12.0	16.3
4.60	2.53	+69.5	+72.5	-10.7	N	21.9	24.8
4.62	11.42	+62.5	+63.9	-61.4	N	29.6	29.8
4.66	2.39	+68.8	+80.6	-44.7	N	21.4	23.1
4.70	17.77	+68.3	+75.9	-56.8	N	20.7	20.1
4.75	34.67	+75.0	+74.5	268.3	N	30.1	29.9
4.80	15.54	+65.5	+68.9	276.7	N	13.6	12.5

Kern PS 1535-6 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.30	7.00	+88.1	+87.3	-121.3	N	13.0	13.2
0.35	21.26	+87.3	+88.0	-210.5	N	34.1	34.0
0.40	8.01	+79.4	+74.4	24.0	N	35.7	34.7
0.45	9.03	+86.2	+86.6	-204.7	N	26.4	25.6
0.50	10.90	+82.6	+82.4	-305.9	N	20.6	20.8
0.55	8.28	+84.0	+69.7	-315.0	N	25.9	26.3
0.60	10.06	+79.6	-31.5	29.1	R	9.9	10.8
0.65	13.18	+23.1	-75.5	-3.3	R	6.2	6.7

Kern PS 1535-6 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.70	6.25	+51.8	+78.4	33.6	N	18.6	11.0
0.75	16.29	+72.5	+85.7	-172.6	N	31.4	28.6
0.80	8.32	+85.2	+84.3	-281.9	N	43.2	43.1
0.85	9.76	+81.3	+79.4	9.7	N	27.2	27.1
0.90	5.16	+32.8	+81.5	26.6	N	53.0	15.3
0.95	4.63	+48.9	-72.7	-25.9	R	7.8	8.8
1.00	4.60	+78.6	-87.1	-226.1	R	6.5	7.1
1.05	0.52	+44.8	-87.6	-192.1	R	-	18.5
1.10	1.38	+68.5	-84.1	5.8	R	7.6	13.3
1.15	10.60	-74.0	-87.4	-53.6	R	9.5	9.4
1.20	1.54	-53.4	-82.2	-57.1	R	-	46.8
1.25	1.30	+48.8	-69.5	-68.7	R	-	13.9
1.30	0.52	+8.5	-82.3	-30.1	R	-	19.7
1.35	1.81	+36.4	-70.1	-103.5	R	52.1	16.6
1.40	3.51	+71.8	+68.7	-65.2	N	14.8	14.9
1.45	8.06	+89.1	+88.8	-142.8	N	42.8	42.3
1.50	8.52	+80.5	+80.8	-58.6	N	35.2	35.0
1.55	10.13	+86.9	+88.0	-134.9	N	39.5	39.2
1.60	7.92	+86.7	+89.1	-190.6	N	34.9	34.8
1.65	8.45	+86.2	+85.9	33.0	N	41.2	40.8
1.70	9.52	+81.5	+83.3	-58.0	N	33.9	33.5
1.75	5.80	+81.3	+81.4	-31.7	N	29.7	29.3
1.80	4.39	+79.9	+82.8	13.0	N	38.6	36.4
1.88	7.28	+83.2	+81.3	-0.6	N	45.7	45.7
1.93	18.64	+38.0	+87.0	0.1	N	8.9	8.1
1.98	8.53	+72.6	+76.9	17.3	N	29.3	28.0
2.03	5.48	+79.3	+73.5	-8.6	N	26.4	26.3
2.08	6.59	+63.2	+41.3	-297.6	N	26.3	26.5
2.13	9.65	+74.1	+42.5	16.7	N	24.3	27.1
2.18	5.91	+83.3	+68.8	16.3	N	24.7	24.6
2.23	8.15	+87.8	+68.3	22.6	N	18.8	18.8
2.28	12.31	+83.4	+76.4	-5.9	N	18.0	17.9
2.33	10.55	+81.6	+79.8	-302.7	N	25.0	24.7
2.38	5.86	+80.2	+81.7	1.5	N	17.8	17.9
2.43	6.64	+84.1	+84.0	-299.4	N	27.0	27.0
2.48	6.43	+81.2	+81.2	-312.6	N	29.1	28.8
2.53	6.24	+80.3	+82.5	2.3	N	24.5	24.1
2.58	5.83	+57.7	+87.3	16.8	N	57.6	22.2
2.63	5.00	+18.2	+64.8	-309.5	N	25.6	5.2
2.69	9.73	+71.3	+78.4	3.9	N	8.6	8.6
2.75	6.62	+85.1	+70.5	-19.3	N	10.2	11.2
2.80	12.98	+71.6	+63.4	-299.0	N	8.2	8.1
2.85	32.64	+57.4	+79.3	-56.5	N	5.8	5.7
2.90	10.13	+58.2	+79.3	-54.1	N	12.5	10.1
2.95	18.62	+5.6	+85.0	-67.5	N	8.8	7.2
3.00	26.55	+12.7	+84.8	-28.1	N	25.7	8.8
3.05	36.04	+28.2	+83.3	-67.3	N	25.3	10.1
3.10	15.81	+34.5	+80.1	-46.2	N	11.5	8.7
3.15	9.30	+72.9	+85.4	-25.1	N	15.3	15.0
3.20	9.12	+81.7	+66.5	20.2	N	12.6	12.7
3.25	10.58	+73.9	+62.9	-13.8	N	9.9	10.6
3.30	14.13	+62.1	+72.9	-304.3	N	8.4	8.2
3.35	47.63	+31.7	+81.4	-43.9	N	6.6	6.5

Kern PS 1535-6 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
3.40	36.20	+16.5	+72.7	-59.5	N	6.5	6.5
3.45	63.31	+11.8	+74.3	-49.6	N	6.2	6.3
3.50	3.59	+75.6	+82.4	-95.6	N	24.8	21.0
3.55	0.41	+63.6	no	no	N	-	-
3.60	1.79	+79.0	+70.5	-64.7	N	26.5	30.3
3.65	2.88	+78.6	+77.8	-37.9	N	17.2	17.2
3.70	4.91	+83.8	+82.8	-239.5	N	6.0	6.1
3.75	6.53	+70.6	+52.8	-62.9	N	6.0	6.3
3.80	53.87	+73.0	+74.5	-42.6	N	6.2	6.3
3.85	41.96	+69.4	+82.4	-56.4	N	7.2	7.2

Kern PS 1535-8 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.25	10.32	+84.2	+82.6	-1.4	N	30.1	22.7
0.30	5.91	+88.0	+88.7	261.8	N	12.3	13.7
0.35	9.21	+68.2	+71.4	333.9	N	38.0	33.3
0.40	8.94	+80.2	+74.5	-15.0	N	32.3	31.7
0.45	9.21	+80.8	+77.4	-5.0	N	15.7	15.5
0.50	7.31	+76.1	+69.8	5.3	N	29.8	29.5
0.55	10.01	+70.5	+62.3	20.7	N	24.0	25.2
0.60	6.51	+66.0	-28.5	-21.5	R	23.6	28.2
0.66	6.23	+67.0	+62.1	-4.8	N	31.4	32.6
0.70	5.18	+56.4	+46.7	330.2	N	41.9	40.2
0.75	10.38	+70.1	+71.2	-14.3	N	42.7	41.3
0.80	6.55	+62.1	+62.3	-5.4	N	34.8	33.9
0.85	8.15	+69.5	+64.4	7.1	N	27.3	26.6
0.90	4.83	+57.6	+52.8	-0.7	N	24.2	23.7
0.95	2.08	+24.3	-71.2	305.1	R	86.3	14.3
1.00	0.55	-79.9	-79.9	333.1	R	-	-
1.05	3.38	+70.0	-56.2	327.7	R	9.8	14.5
1.10	1.94	-24.3	-79.4	-21.4	R	-	37.6
1.15	2.86	-68.9	-83.1	324.5	R	92.7	53.4
1.20	1.91	+17.7	-63.0	-18.3	R	76.4	25.1
1.25	3.38	+37.5	-33.4	330.6	R	16.0	14.8
1.30	1.16	+17.6	-65.0	336.2	R	-	15.7
1.35	1.82	+55.1	-55.6	320.2	R	70.4	12.8
1.40	5.76	+64.9	+61.0	-14.1	N	24.1	25.1
1.45	11.28	+77.6	+75.1	4.9	N	38.9	37.0
1.50	9.93	+79.8	+76.5	-9.0	N	35.4	34.9
1.55	8.59	+82.0	+77.8	333.6	N	38.0	36.7
1.60	7.53	+80.6	+80.6	-9.8	N	34.9	33.6
1.65	12.53	+77.4	+78.6	13.0	N	36.2	36.0
1.70	9.15	+78.6	+76.0	1.5	N	29.9	29.7
1.75	5.99	+75.5	+79.4	18.5	N	28.4	27.6
1.80	5.66	+74.0	+73.8	18.3	N	28.4	28.3
1.85	10.15	+79.4	+75.3	6.6	N	33.5	33.1
1.90	5.51	+78.2	+77.3	21.4	N	36.3	36.9
1.95	19.92	+74.4	+77.0	25.1	N	3.6	24.2

Kern PS 1535-8 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
2.00	6.09	+74.1	+49.2	-17.0	N	22.9	22.7
2.05	4.65	+59.9	-51.1	-4.2	R	25.0	12.1
2.10	10.97	+68.9	+19.1	-21.0	R	18.1	20.0
2.15	10.03	+63.0	+63.3	23.3	N	19.5	19.7
2.20	8.48	+87.4	+10.9	328.8	R	13.5	14.5
2.25	4.86	+76.1	-43.9	-6.0	R	12.4	19.8
2.30	6.64	+79.0	+80.6	-6.0	N	37.9	15.9
2.35	11.04	+85.1	+83.5	1.2	N	19.3	19.4
2.40	5.46	+73.8	+55.5	21.8	N	15.2	57.9
2.45	7.11	+83.4	+79.9	323.0	N	21.8	20.9
2.50	7.31	+75.3	+77.6	36.6	N	20.7	20.8
2.55	11.03	+73.5	+76.6	31.5	N	28.7	27.9
2.60	5.68	+78.7	+81.2	21.0	N	24.5	26.9
2.65	9.88	+78.0	+78.6	15.7	N	24.2	24.2
2.70	7.31	+84.8	+80.1	332.5	N	26.5	26.1
2.75	3.57	+72.1	-82.8	304.1	R	7.0	12.5
2.80	6.81	+71.9	-40.6	207.7	R	9.0	9.5
2.85	11.98	+87.3	+82.7	4.5	N	12.7	12.8
2.90	11.27	+77.1	+79.7	48.7	N	13.7	13.7
2.95	13.90	+78.6	+83.2	326.3	N	18.9	17.6
3.00	19.51	+82.4	+84.4	-3.8	N	17.8	17.7
3.05	38.50	+80.8	+82.0	6.6	N	20.4	20.3
3.10	9.15	+73.3	+72.7	0.7	N	19.4	20.0
3.15	10.18	+75.7	+76.5	8.3	N	18.7	19.4
3.20	3.68	+78.3	+73.5	-7.4	N	33.4	10.5
3.25	8.30	+79.3	+62.1	24.1	N	14.2	14.9
3.30	10.52	+70.1	+16.7	3.3	R	14.1	15.2
3.35	11.94	+84.5	+75.5	1.1	N	17.8	19.1
3.40	3.62	+82.3	-27.1	306.0	R	19.7	20.3
3.45	9.60	+86.3	+79.8	10.1	N	19.3	19.3
3.50	5.99	+76.3	+77.1	-9.0	N	23.6	23.3
3.55	4.40	+84.5	+81.3	331.9	N	25.5	25.4
3.60	2.39	+79.0	+84.8	61.1	N	34.8	33.7
3.65	2.20	+85.9	+84.2	17.2	N	51.3	49.9
3.70	1.55	+69.8	+60.2	12.2	N	26.1	27.1
3.75	2.18	+33.6	+53.8	-9.7	N	24.9	24.6
3.80	16.21	+73.0	+80.7	7.6	N	26.5	25.8
3.85	13.81	+79.9	+79.1	11.1	N	22.3	22.0
3.90	7.30	+72.7	+77.6	-18.9	N	23.4	23.0
3.95	3.82	+88.2	+79.0	273.3	N	15.1	15.1
4.00	1.75	+68.7	+69.9	36.5	N	47.6	43.7
4.05	1.93	+81.1	+80.5	0.5	N	21.6	21.2
4.10	2.21	+79.4	+84.8	328.6	N	19.2	19.1
4.15	1.81	+70.7	+73.8	313.8	N	21.7	22.5
4.20	0.88	+70.7	-1.9	152.9	R	15.2	38.7
4.25	1.06	+55.8	+12.0	241.4	R	11.5	25.7
4.30	0.70	+68.9	-42.7	201.8	R	9.0	21.8
4.35	0.77	+59.5	-1.3	321.9	R	9.9	48.0
4.40	1.77	+62.7	-33.5	52.9	R	21.4	40.7
4.45	2.49	+44.3	+45.5	29.2	N	57.6	58.2
4.50	1.99	-1.4	+6.1	315.4	R	38.4	43.8
4.55	3.88	-42.9	-53.8	316.9	R	55.8	56.5
4.60	1.44	+63.0	+83.5	182.0	N	15.4	18.0

Kern PS 1535-8 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
4.65	8.61	+83.2	+82.7	291.8	N	19.6	19.8
4.70	9.24	+81.3	+82.2	-2.9	N	20.6	20.8
4.75	11.88	+74.5	+83.8	332.4	N	25.6	21.4
4.80	4.76	+74.2	+77.0	334.6	N	25.7	25.4
4.85	1.48	+71.1	+74.8	328.9	N	22.3	22.5

Kern PS 1535-10 KOL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.03	14.00	+80.5	+81.5	280.0	N	27.2	26.9
0.08	17.95	+87.2	+88.1	-23.6	N	31.8	41.7
0.13	19.57	+83.0	+84.6	285.8	N	34.3	25.3
0.18	15.67	+84.8	+84.3	-47.3	N	46.6	40.5
0.23	11.31	+84.8	+85.2	-13.6	N	29.9	44.4
0.28	5.04	+82.6	+81.7	81.5	N	47.4	16.9
0.33	3.20	+84.1	+86.0	90.0	N	15.8	15.9
0.38	10.75	+85.5	+84.1	99.9	N	15.6	15.7
0.43	10.37	+85.0	+86.4	52.4	N	37.3	30.2
0.48	10.11	+83.7	+80.9	23.0	N	25.0	44.8
0.52	11.95	+85.0	+80.4	10.5	N	30.4	30.2
0.58	12.42	+80.7	+74.1	-28.9	N	26.8	26.9
0.63	11.42	+88.3	+82.2	-52.4	N	27.4	28.9
0.68	11.90	+84.7	+79.2	-23.2	N	32.4	34.8
0.73	12.13	+83.5	+79.7	-58.8	N	22.0	28.6
0.78	6.82	+78.7	+46.7	0.6	N	20.5	27.6
0.83	9.67	+62.0	+63.5	2.1	N	12.9	13.7
0.89	14.88	+81.8	+79.6	62.2	N	33.7	33.7
0.95	12.32	+83.0	+86.1	94.7	N	30.0	19.6
1.00	8.01	+83.0	+85.0	108.1	N	29.3	30.4
1.05	13.68	+87.7	+88.0	157.4	N	22.2	22.3
1.10	4.04	+61.2	-73.9	44.6	R	7.8	15.0
1.15	1.37	+58.4	-80.6	12.7	R	-	19.8
1.20	2.04	+49.0	-83.8	1.1	R	6.6	13.8
1.25	1.87	+64.5	-79.9	-69.3	R	5.4	17.0
1.30	2.19	-48.5	-81.1	71.5	R	-	44.3
1.35	0.83	+58.0	-82.7	42.1	R	4.7	19.6
1.40	2.40	+54.3	-64.0	57.6	R	8.6	14.1
1.45	0.98	+50.4	-75.1	78.3	R	-	22.3
1.50	2.65	-71.6	-66.6	70.4	R	8.2	4.6
1.55	2.59	+43.3	-74.5	69.9	R	14.1	33.8
1.60	8.23	+85.2	+76.9	25.9	N	9.1	12.5
1.64	5.92	+87.4	+87.1	96.2	N	36.2	36.1
1.69	9.10	+83.4	+82.8	97.5	N	29.5	29.0
1.75	15.63	+88.8	+86.1	102.9	N	37.2	36.9
1.80	8.32	+88.2	+84.8	20.4	N	30.0	30.0
1.85	10.87	+85.3	+86.6	4.8	N	33.9	33.8
1.90	8.99	+86.7	+84.1	89.7	N	27.0	26.9
1.95	7.09	+83.5	+84.3	20.3	N	28.5	28.4
2.00	5.23	+81.7	+83.3	31.4	N	24.0	23.9

Kern PS 1535-10 KOL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
2.05	14.53	+88.3	+86.4	117.1	N	31.3	31.0
2.10	7.30	+83.3	+83.1	88.9	N	34.1	34.0
2.15	7.24	+84.1	+84.7	91.1	N	44.6	44.4
2.20	18.19	+87.5	+85.4	92.0	N	26.8	26.5
2.25	5.94	+67.3	-67.9	-12.9	R	11.4	13.1
2.30	4.91	+78.9	+20.9	258.2	R	16.8	19.1
2.35	8.57	+87.3	-11.0	-33.6	R	13.4	16.0
2.40	11.10	+85.8	+79.6	55.4	N	20.9	20.9
2.45	6.21	+80.4	-50.2	25.1	R	11.1	12.4
2.50	9.67	+85.1	+87.7	243.2	N	11.5	11.9
2.55	14.63	+78.0	+71.0	-13.1	N	12.5	12.6
2.60	13.75	+85.2	+81.6	44.1	N	19.6	19.5
2.65	10.90	+86.5	+87.3	48.6	N	20.4	20.4
2.70	7.57	+77.2	+69.0	40.7	N	16.0	15.9
2.75	7.62	+81.8	+83.5	-39.9	N	17.6	17.8
2.80	9.66	+82.6	+80.6	16.8	N	25.5	25.4
2.85	6.04	+79.1	+77.1	35.9	N	27.2	27.1
2.90	8.61	+82.1	+83.2	-31.9	N	14.8	14.7
2.95	7.75	+80.4	+62.2	25.3	N	13.9	14.2
3.00	8.56	+86.9	-41.6	-38.9	R	9.3	10.0
3.05	8.30	+87.5	-84.6	-14.3	R	8.0	9.4
3.10	-	-	+86.8	49.2	N	30.3	14.8
3.15	13.41	+87.9	+83.1	56.6	N	18.0	17.9
3.20	14.76	+87.6	+76.8	9.9	N	19.5	19.1
3.25	22.05	+77.8	+73.7	54.3	N	20.7	20.5
3.30	24.30	+84.8	+85.0	25.3	N	21.0	20.9
3.35	11.80	+81.7	+70.8	27.8	N	13.9	14.2
3.40	11.83	+81.6	+64.2	18.8	N	11.9	12.1
3.45	10.23	+85.1	+72.7	23.2	N	13.4	13.6
3.50	9.95	+84.0	+84.5	37.8	N	13.5	13.7
3.55	13.76	+88.9	-22.4	71.7	R	12.9	23.7
3.60	6.55	+85.4	+3.9	-26.5	R	16.7	17.8
3.65	5.30	+78.2	-6.4	-11.8	R	19.7	33.6
3.70	9.42	+87.8	+84.9	27.0	N	20.2	20.0
3.75	7.11	+83.5	+87.0	65.8	N	20.9	20.8
3.80	1.88	+85.8	+86.6	51.7	N	31.4	28.0
3.85	1.16	+71.6	+70.5	-51.0	N	19.2	20.2
3.90	1.25	+82.0	+76.9	167.3	N	17.0	40.2
3.95	11.76	+84.1	+83.4	44.7	N	22.6	20.9
4.00	13.81	+80.8	+81.0	-1.8	N	21.7	21.7
4.05	13.35	+77.5	+75.1	-5.3	N	23.5	33.3
4.10	4.84	+84.9	+80.3	-0.7	N	20.0	19.9
4.15	3.86	+74.8	+67.7	7.0	N	23.2	21.3
4.20	1.84	+76.0	+65.2	25.7	N	46.8	37.8
4.25	2.64	+83.8	+63.7	-3.1	N	18.8	19.6
4.30	2.18	+83.9	+75.3	44.8	N	19.9	20.3
4.35	2.07	+79.1	+73.2	12.1	N	21.4	24.1
4.40	1.51	+70.7	+13.7	21.0	R	16.9	35.2
4.45	1.59	+33.7	-9.2	22.0	R	22.4	29.3
4.50	1.76	+76.3	+78.6	17.5	N	18.8	83.6
4.55	2.13	+74.7	-41.8	73.0	R	16.3	34.4
4.60	5.14	+49.1	+48.7	-18.8	N	10.0	11.9
4.65	4.49	+83.7	+80.4	41.2	N	23.8	23.7

Kern PS 1535-10 KOL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
4.70	7.88	+81.2	+79.2	-3.2	N	24.9	31.1
4.75	6.77	+78.6	+78.4	0.3	N	24.9	25.1
4.80	2.25	+82.0	+79.3	22.1	N	23.9	27.7
4.85	9.86	+86.6	+86.9	-70.8	N	24.2	24.1
4.90	11.27	+82.9	+81.9	1.1	N	20.9	21.6
4.95	12.08	+87.1	+86.7	270.5	N	19.4	19.4
5.00	5.62	+80.7	-9.9	284.4	R	16.7	17.3
5.05	3.86	+79.9	+79.7	282.1	N	22.1	25.0
5.10	3.87	+77.4	-18.9	-23.7	R	16.0	18.5
5.15	2.45	+72.8	-71.3	-7.6	R	19.3	14.5
5.20	4.64	+74.9	+47.2	65.9	N	18.5	16.8
5.25	2.67	+79.6	-69.1	122.8	R	13.6	14.2
5.30	3.49	+82.0	-71.5	159.2	R	11.8	14.2
5.35	2.06	+75.4	+64.5	0.8	N	14.1	15.8
5.40	6.12	+76.1	+87.3	179.8	N	24.3	23.3
5.45	4.41	+70.6	+81.2	-37.2	N	23.6	22.6
5.50	12.10	+76.0	+79.3	-22.2	N	20.5	20.0
5.55	13.54	+74.1	+66.8	-55.1	N	21.0	20.8
5.60	8.16	+61.7	+54.8	-35.8	N	20.4	19.1
5.65	8.11	+70.2	+63.3	-38.4	N	20.9	19.8
5.70	9.42	+81.6	+75.5	-23.4	N	21.5	21.1
5.75	9.00	+66.3	+67.8	-46.5	N	18.6	18.1
5.80	6.20	+77.1	+71.6	-57.5	N	16.0	16.0
5.85	7.06	+76.1	+69.3	-25.8	N	16.8	16.9
5.90	7.46	+79.5	+78.6	-10.2	N	17.9	17.5
5.95	9.45	+72.5	+78.0	-64.2	N	24.5	24.0
6.00	10.56	+79.0	+87.7	284.9	N	23.2	22.7
6.05	10.68	+74.4	+84.0	271.3	N	22.6	21.6
6.10	8.87	+68.2	+72.2	277.4	N	22.6	22.1
6.15	2.59	+46.5	+62.0	-9.1	N	24.4	17.8
6.20	0.65	+63.1	+6.6	56.8	R	12.2	13.5
6.25	4.10	+48.3	+65.9	247.8	N	14.1	25.8
6.30	7.19	+69.2	+77.4	170.5	N	17.2	17.8
6.35	8.97	+72.1	+81.2	205.9	N	17.8	17.5
6.40	8.69	+74.3	+85.3	54.7	N	19.0	17.6
6.45	7.96	+74.1	+83.1	187.9	N	19.6	19.0
6.50	6.01	+79.1	+88.7	183.8	N	22.8	23.3
6.55	3.39	+75.8	+79.2	275.1	N	22.4	23.3
6.60	4.98	+78.0	+81.1	164.2	N	27.9	28.0
6.65	8.44	+77.6	+87.4	-49.7	N	26.0	25.3
6.70	2.13	+78.9	+72.2	-26.1	N	21.1	24.1
6.75	1.41	+70.7	+80.3	112.5	N	31.4	36.8
6.80	2.84	+35.3	+83.2	-3.9	N	22.0	10.3
6.85	3.62	-20.7	+84.3	215.3	N	13.2	7.5
6.90	5.81	-45.9	+84.3	244.1	N	12.9	6.9
6.95	5.85	-59.8	+67.5	132.7	N	7.4	6.4
7.00	4.27	+46.3	+78.6	202.1	N	33.6	17.7
7.05	3.91	+50.8	-21.2	-44.0	R	9.8	12.5
7.10	5.11	+54.3	-56.5	-29.4	R	10.5	13.4
7.15	4.94	+28.6	-63.6	106.3	R	6.3	8.4
7.20	12.91	-6.6	+18.3	-8.4	R	6.1	6.9
7.25	47.07	-37.0	+12.0	-65.2	R	4.4	4.6
7.30	98.29	-51.1	-63.5	229.5	R	6.1	6.2

Kern PS 1535-10 KOL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
7.35	79.88	-47.3	+37.8	178.1	N	5.3	5.5
7.40	21.95	-26.4	+76.5	162.1	N	3.8	4.4
7.45	4.89	+83.2	+86.6	-39.5	N	20.5	21.7
7.50	8.62	+72.1	+76.0	206.9	N	18.6	22.6
7.55	9.51	+72.2	+72.3	164.2	N	13.3	16.1
7.60	24.38	+26.2	+63.3	173.8	N	4.1	4.3
7.65	63.56	-2.1	+38.9	179.5	N	6.9	7.1
7.70	1.15	+39.0	no	no	N	-	-
7.75	32.57	-13.0	+72.4	184.7	N	6.3	6.5
7.80	5.47	+12.1	+76.7	99.5	N	28.9	13.3
7.85	1.95	+85.9	+68.3	26.4	N	14.5	16.4
7.90	11.47	+88.0	+82.1	187.1	N	20.4	19.9
7.95	5.65	+48.1	+69.2	262.1	N	5.9	6.0
8.00	202.60	-13.9	+19.4	149.2	N	9.4	9.3
8.05	68.23	+37.5	+62.9	224.2	N	6.1	6.1
8.10	173.12	+33.4	+31.8	209.5	N	8.5	8.5

Kern PS 1702-2 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.05	14.09	+79.5	+84.7	-8.5	N	38.7	36.0
0.10	15.48	+75.0	+81.4	-56.0	N	38.2	35.7
0.15	18.11	+75.8	+78.8	-19.3	N	36.1	35.3
0.20	9.93	+72.4	+75.2	-62.3	N	28.2	28.1
0.25	20.32	+46.5	+55.6	-15.6	N	30.0	29.4
0.30	57.77	+63.5	+61.9	-28.3	N	19.1	21.4
0.35	66.98	+29.7	+29.2	-22.0	N	38.1	37.9
0.40	77.71	+76.3	+75.1	-15.4	N	29.7	24.2
0.45	110.85	+70.5	+79.2	-19.5	N	42.9	39.1
0.50	133.20	+75.6	+74.6	10.2	N	43.8	43.2
0.53	157.67	+75.6	+75.4	6.5	N	45.7	44.2
0.59	169.32	+78.1	+75.6	19.8	N	45.0	44.0
0.64	183.45	+75.9	+77.9	7.0	N	47.6	46.8
0.69	123.36	+62.5	+63.0	-3.2	N	41.9	41.4
0.74	58.92	+27.8	+51.4	-3.8	N	25.9	25.9
0.79	69.31	+63.4	+63.3	-16.3	N	38.8	38.8
0.84	44.77	+62.7	+63.1	-22.6	N	48.4	41.5
0.89	126.27	+13.0	+66.2	-27.7	N	15.1	8.5
0.94	113.73	+72.3	+74.6	-44.5	N	42.6	42.4
0.99	117.93	+64.5	+66.0	-34.1	N	42.7	42.6
1.04	119.60	+60.0	+59.3	-27.9	N	38.4	38.4
1.06	65.48	+44.1	+45.7	-50.2	N	27.2	26.5
1.13	94.29	+76.3	+80.9	-29.9	N	29.7	29.1
1.18	85.52	+70.9	+73.1	-0.2	N	29.8	29.4
1.23	127.53	-12.1	+79.8	1.6	N	37.2	9.6
1.28	151.01	+63.0	+66.2	-19.5	N	30.9	30.4
1.33	177.65	+73.4	+73.9	-16.9	N	30.8	30.6
1.38	76.72	+54.3	+54.1	-25.9	N	32.3	32.1
1.42	97.98	+34.3	+30.8	-23.5	N	31.6	30.7

Kern PS 1702-2 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
1.47	86.96	+57.9	+62.3	-23.2	N	32.1	31.1
1.52	39.41	+71.3	+77.2	-34.2	N	28.0	27.0
1.57	129.69	+81.6	+80.7	56.6	N	30.8	30.8
1.62	98.14	+72.7	+68.5	26.7	N	33.5	32.6
1.67	111.31	+61.4	+85.8	51.0	N	34.4	22.8
1.72	106.31	+71.8	+78.8	20.5	N	32.4	29.8
1.76	112.37	+65.0	+64.1	10.6	N	29.7	28.9
1.82	81.93	+46.8	+47.2	7.0	N	35.0	33.6
1.87	92.61	+35.8	+26.0	0.0	N	33.1	23.9
1.92	73.42	+41.8	+36.1	3.6	N	29.5	28.2
1.97	77.09	+73.2	+74.0	21.9	N	30.7	29.9
2.02	144.50	+69.6	+68.5	14.9	N	33.0	32.2
2.07	108.99	+69.0	+64.8	18.3	N	30.6	30.1
2.11	108.85	+60.2	+59.5	17.4	N	29.9	29.7
2.19	56.77	+43.6	+29.4	10.4	N	26.3	24.4
2.24	84.69	+35.7	+28.7	13.6	N	32.5	31.7
2.29	60.81	+23.3	+12.1	16.9	N	34.3	32.8
2.34	54.63	+70.5	+69.8	-1.9	N	28.1	26.5
2.39	101.17	+57.5	+56.6	-20.3	N	24.8	24.8
2.44	107.98	+77.1	+74.1	1.7	N	33.2	30.1
2.49	126.18	+73.7	+74.6	2.7	N	37.0	36.9
2.54	144.72	+73.2	+72.8	15.3	N	39.9	39.7
2.59	120.06	+38.4	+40.5	-12.4	N	29.2	29.1
2.64	108.96	+46.0	+45.6	-8.0	N	31.6	31.2
2.69	128.45	+43.6	+46.1	-15.6	N	19.9	19.4
2.74	188.64	+48.5	+58.1	-11.9	N	20.1	19.5
2.79	134.19	+72.7	+74.5	-6.7	N	29.7	29.1
2.84	94.43	+69.4	+67.8	-9.3	N	32.5	32.1
2.89	67.24	+24.4	+23.0	-30.1	N	36.5	32.9
2.94	67.69	+89.5	+86.3	59.8	N	27.2	26.8
3.00	55.39	+36.2	+55.5	95.3	N	21.5	19.1
3.05	181.00	-2.5	+18.9	33.1	N	3.5	3.5
3.11	280.98	+5.1	no	no	N	3.0	3.1
3.15	263.03	-1.5	+10.6	21.2	N	3.7	3.7
3.20	185.42	+0.5	+19.0	75.5	N	2.9	3.1
3.28	15.44	+18.3	+18.2	78.5	N	25.3	27.6
3.35	87.07	+66.0	+66.2	140.0	N	38.9	38.3
3.40	116.87	+70.4	+64.7	6.5	N	44.4	43.6
3.43	122.94	+62.9	+55.5	-18.8	N	46.1	45.2

Kern PS 1704-4 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.05	14.23	+86.4	+84.7	-237.1	N	42.5	41.8
0.10	8.63	+70.1	+67.8	-263.6	N	47.1	32.0
0.15	9.81	+74.8	+72.6	90.3	N	59.3	40.7
0.20	10.15	+36.8	+48.0	-266.2	N	8.2	8.2
0.28	3.86	+20.6	+22.3	-249.4	N	39.3	41.1
0.33	2.98	+57.2	+59.3	-221.0	N	24.2	22.2

Kern PS 1704-4 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.41	5.93	+38.3	+38.7	-250.7	N	27.1	24.0
0.45	7.63	+78.8	-0.2	74.9	R	9.3	9.3
0.50	1.39	+80.5	-65.0	1.0	R	10.6	21.7
0.55	1.16	+65.7	+84.7	-131.9	N	29.0	23.0
0.60	2.08	+74.8	+74.1	-250.0	N	17.2	17.6
0.65	1.15	+54.7	+73.3	74.6	N	22.4	14.6
0.70	1.65	-27.6	+79.1	-200.9	N	3.2	3.4
0.75	22.41	-81.7	+27.4	80.9	R	3.1	3.3
0.80	1.72	+67.4	+69.6	31.8	N	17.8	17.9
0.84	1.48	+85.7	-36.5	2.9	R	14.8	18.2
0.94	0.80	-49.6	-45.0	-73.7	R	4.8	56.6
1.00	7.75	+53.5	-2.2	8.1	R	19.7	20.7
1.05	5.62	-36.0	-9.4	71.1	R	9.7	7.3
1.10	22.73	+35.1	-4.6	41.3	R	4.2	4.4
1.15	10.55	+75.3	+67.0	55.4	N	16.0	15.4
1.20	53.55	-33.1	+79.3	-28.9	N	5.1	5.6
1.25	27.84	+66.6	+80.9	-243.4	N	4.3	4.3
1.30	5.10	+80.8	+71.0	33.9	N	10.4	10.8
1.35	6.26	-51.4	+69.6	37.6	N	4.1	3.5
1.40	7.28	+87.4	+55.6	88.8	N	7.9	8.0
1.45	7.86	+85.1	+70.4	33.3	N	7.7	7.7
1.47	9.76	+47.6	+81.3	-1.8	N	8.4	8.1
1.51	8.45	+76.0	+75.2	67.0	N	21.3	21.3
1.57	60.54	+48.4	+79.4	46.1	N	6.5	6.5
1.62	5.56	+78.6	+78.8	20.3	N	34.6	32.7
1.67	1.61	+88.2	+86.1	-75.2	N	37.1	37.5
1.72	0.54	+78.1	+56.3	-11.8	N	14.0	32.7
1.77	1.97	+69.3	+58.8	66.1	N	13.4	21.9
1.82	4.05	+53.3	+59.8	53.8	N	24.5	22.2
1.86	168.02	-31.3	no	no	N	8.0	8.0
1.90	28.67	+37.7	+85.0	-52.8	N	6.0	6.0
1.95	4.66	+74.4	+67.6	76.2	N	9.2	9.3
2.00	4.75	+72.1	+73.9	41.4	N	18.3	17.8
2.05	179.79	+3.9	+45.0	-33.4	N	7.7	7.7
2.10	3.22	+78.5	+76.6	22.7	N	15.7	16.5
2.15	2.26	+86.3	+86.6	-8.2	N	15.9	18.2
2.20	2.76	+82.2	+79.7	-192.7	N	16.0	18.1
2.25	1.47	+80.8	+69.2	-215.3	N	15.6	18.5
2.30	1.81	+80.5	+78.0	20.0	N	31.9	32.6
2.34	0.37	+60.0	+83.5	-263.6	N	-	48.8
2.38	2.56	-7.0	+53.3	-50.1	N	3.8	4.2
2.43	4.45	+47.9	+59.3	-2.6	N	14.7	13.5
2.48	66.65	+53.3	+78.3	53.2	N	6.3	6.3
2.53	323.35	+23.6	+61.5	-192.3	N	9.1	9.1
2.58	6.71	+84.0	+77.5	21.6	N	20.5	21.4
2.63	6.30	+82.1	+73.1	11.8	N	20.1	19.9
2.68	7.31	+68.7	+58.5	-8.1	N	19.2	20.8
2.73	3.21	+79.5	-70.4	-243.3	R	9.9	17.1
2.78	3.61	+79.9	+75.2	-57.2	N	17.6	18.3
2.83	2.40	+87.3	+55.9	50.3	N	17.7	20.3
2.88	2.37	+62.3	-48.5	-76.1	R	18.8	33.2
2.93	4.11	+44.5	+62.9	-9.3	N	14.0	9.9
2.98	3.17	+77.7	+71.0	-27.8	N	17.1	17.3

Kern PS 1704-4 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
3.03	5.18	-18.5	+64.2	-41.5	N	14.3	4.1
3.08	2.91	+64.4	+69.5	44.0	N	14.9	14.4
3.13	1.73	+40.5	+55.9	-31.8	N	10.5	19.4
3.18	2.63	+78.9	+88.0	46.5	N	15.2	15.6
3.23	1.69	+61.4	+48.8	-81.1	N	22.9	29.6
3.28	0.81	+71.1	+58.3	-24.5	N	11.1	25.8
3.33	2.43	-29.2	-37.8	-160.4	R	53.8	47.7
3.38	1.08	-80.8	-46.0	-9.9	R	25.3	25.9
3.43	3.12	+9.1	+9.4	-36.8	R	25.8	24.9
3.48	2.19	+5.3	-5.5	-46.0	R	29.9	35.4
3.53	2.60	+24.8	-5.3	-24.0	R	30.0	30.5
3.58	2.48	+58.4	+18.6	-11.4	R	7.4	8.0
3.62	1.63	+66.0	+4.1	-45.5	R	34.5	17.3
3.66	6.54	+33.9	+33.4	-64.1	N	29.5	31.6
3.70	5.54	+53.9	+53.2	-24.5	N	28.8	28.7
3.75	2.93	+40.1	-6.8	-76.8	R	20.1	21.7
3.80	2.51	+40.4	+60.1	-26.3	N	11.1	12.8
3.85	9.85	+40.6	+48.0	-51.3	N	8.6	8.6
3.90	15.18	+43.6	+16.0	-52.6	N	6.1	6.1
3.94	15.74	+47.6	+79.2	18.2	N	6.1	6.2
3.97	11.56	+59.4	+75.9	-92.2	N	9.5	7.7
4.01	3.01	+66.7	+73.5	-40.7	N	24.4	24.4
4.04	1.84	+56.0	+48.9	-21.6	N	24.3	25.2
4.08	0.90	+45.5	+47.8	-15.9	N	35.9	38.4
4.12	1.34	+19.9	+52.8	13.3	N	40.7	9.9
4.16	16.76	+10.6	+34.5	-54.2	N	7.7	7.0
4.21	58.76	+5.1	+50.7	-47.2	N	5.7	5.8
4.26	54.22	+11.5	+35.8	-55.2	N	5.8	5.8
4.30	54.61	-9.0	+34.4	-42.9	N	6.9	6.1
4.34	16.52	+60.7	+62.7	-83.0	N	31.6	31.6

Kern PS 1706-2 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.10	8.73	+71.2	+74.1	-23.6	N	38.0	37.7
0.15	9.95	+78.3	+79.5	-68.8	N	37.6	37.7
0.20	11.23	+79.3	+77.5	-52.1	N	19.8	19.6
0.25	9.09	+66.7	+62.7	-33.0	N	30.7	29.7
0.30	24.99	+29.1	+58.4	-46.4	N	4.1	4.2
0.35	32.26	+80.2	+79.1	26.8	N	42.7	25.5
0.40	86.07	+80.6	+66.8	-21.8	N	9.1	8.9
0.45	55.41	+64.3	+60.2	-6.9	N	15.0	10.1
0.50	33.90	+48.7	+53.3	-18.0	N	32.2	32.5
0.55	14.83	+65.9	+50.7	-48.3	N	34.6	30.4
0.60	25.27	+71.8	+67.7	-51.2	N	35.8	35.4
0.65	26.58	+80.9	+72.2	-40.1	N	38.2	30.0
0.70	30.46	+75.1	+55.5	-47.0	N	35.4	33.0
0.75	15.12	+86.9	+64.6	-73.6	N	41.6	26.7
0.80	10.65	+61.3	+48.2	-62.5	N	33.2	31.3

Kern PS 1706-2 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.84	25.78	+31.3	+50.5	-10.1	N	26.2	31.5
0.90	24.02	+60.4	+57.1	-15.6	N	39.2	36.6
0.95	34.98	+55.1	+53.2	2.8	N	37.9	37.5
1.00	36.19	+59.7	+57.0	4.8	N	37.8	37.6
1.03	29.17	+43.4	+36.9	2.7	N	38.1	36.9
1.07	16.00	+53.0	+45.4	16.5	N	40.6	38.8
1.12	37.57	+70.1	+66.4	-48.9	N	39.9	39.4
1.20	20.11	+67.2	+63.1	-61.4	N	28.7	28.2
1.25	57.77	+82.5	+79.4	-11.9	N	29.6	29.2
1.30	8.75	+76.0	+73.4	-1.9	N	24.0	24.0
1.35	6.47	+79.9	+75.4	-31.6	N	22.6	21.8
1.40	9.09	+80.3	+76.2	-28.1	N	18.4	18.7
1.45	22.61	+78.1	+73.8	-34.9	N	20.8	20.7
1.50	30.38	+76.9	+71.8	-13.1	N	22.6	22.3
1.55	25.70	+77.5	+71.6	5.7	N	26.9	26.8
1.60	31.18	+79.0	+74.9	-8.4	N	29.4	29.2
1.65	27.09	+74.0	+64.7	16.7	N	21.1	21.0
1.70	18.35	+74.8	+72.8	17.5	N	26.4	26.4
1.74	2.33	+36.0	+67.1	25.0	N	28.1	9.8
1.78	4.00	+76.8	+24.4	-46.5	N	24.9	13.9
1.83	4.35	+71.9	+48.9	-17.0	N	25.3	18.2
1.88	10.99	+63.7	+55.8	-32.9	N	21.8	21.4
1.93	34.59	+70.7	+72.0	2.2	N	26.9	26.9
1.98	39.88	+67.5	+68.5	-0.7	N	28.2	28.1
2.03	59.06	+47.5	+36.4	5.4	N	29.1	29.1
2.08	65.09	+41.8	+39.9	7.7	N	30.6	30.6
2.13	68.61	+44.2	+44.3	7.8	N	33.0	32.9
2.24	36.40	+66.1	+75.7	22.5	N	26.9	23.0
2.28	38.18	+76.7	+74.7	28.1	N	31.1	31.0
2.33	49.64	+77.5	+77.6	26.5	N	30.9	30.8
2.38	96.15	+73.5	+72.9	18.6	N	33.4	33.3
2.42	39.12	+51.8	+51.3	-8.9	N	29.6	29.5
2.46	38.22	+74.6	+68.8	-15.1	N	26.2	25.6
2.51	14.54	+82.1	+83.0	14.4	N	26.4	26.4
2.56	33.68	+35.8	+84.2	91.6	N	7.2	7.1
2.61	28.66	+78.1	+83.0	42.2	N	31.3	30.7
2.65	47.15	+73.5	+82.8	16.6	N	17.8	16.6
2.70	26.98	+72.8	+74.2	4.4	N	24.7	25.0
2.74	24.26	+66.9	+68.4	-2.1	N	20.7	23.3
2.78	24.92	+75.0	+72.7	9.8	N	21.8	22.0
2.82	11.64	+77.9	+79.9	-38.2	N	17.9	18.4
2.87	14.23	+83.3	+80.3	-67.0	N	26.6	26.8
2.92	27.19	+70.7	+66.5	2.7	N	34.7	34.6
2.97	13.41	+82.6	+82.5	2.6	N	31.0	31.1
3.02	9.08	+82.1	+80.3	-32.9	N	35.7	36.0
3.07	8.56	+82.6	+79.9	-14.0	N	30.0	30.0
3.12	178.35	+6.9	+71.0	0.6	N	8.3	8.5
3.17	49.24	+10.6	+58.1	16.3	N	6.6	6.6
3.27	27.39	+67.9	+70.2	15.1	N	33.7	33.7
3.30	4.21	+75.3	+70.8	-36.0	N	21.2	21.6
3.35	40.43	+68.1	+67.6	26.6	N	42.1	41.5
3.40	42.23	+58.9	+60.9	47.0	N	39.9	39.8
3.45	38.88	+59.7	+57.1	33.3	N	38.3	38.3

Kern PS 1706-2 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
3.50	40.58	+54.6	+57.1	16.4	N	34.4	34.6
3.55	37.36	+54.4	+55.9	44.8	N	30.1	30.2
3.60	32.87	+54.9	+50.8	66.9	N	33.5	32.0
3.65	25.80	+40.0	+36.6	64.2	N	33.8	33.1
3.70	24.45	+19.1	+14.5	61.5	N	29.5	30.4
3.75	39.29	+37.0	+35.0	46.0	N	33.3	33.0
3.79	19.90	+42.0	+35.7	41.5	N	29.8	29.5
3.83	25.36	+76.1	+71.6	52.9	N	28.6	28.4
3.87	25.67	+72.5	+66.9	-16.0	N	24.8	26.3
3.92	26.57	+79.7	+76.1	-15.4	N	22.5	22.4
3.97	27.39	+76.1	+76.7	-37.3	N	24.8	25.1
4.02	41.30	+59.1	+59.6	-82.7	N	35.4	35.2
4.07	33.37	+65.2	+67.6	270.7	N	33.3	33.3
4.12	34.88	+64.5	+61.7	-84.0	N	34.0	33.8
4.17	30.71	+65.3	+63.2	-82.5	N	33.3	33.5
4.23	35.99	+68.3	+65.6	-68.1	N	35.5	35.0
4.30	12.60	+87.1	+87.5	237.7	N	28.2	28.2
4.35	18.94	+81.8	+81.7	228.2	N	27.4	27.5
4.40	20.65	+49.0	+46.8	66.4	N	32.5	31.4
4.45	12.87	+53.3	+45.4	74.3	N	29.7	28.3
4.49	7.13	+75.1	+77.8	153.3	N	20.7	20.9
4.53	7.95	+80.3	+78.8	174.1	N	20.8	21.3
4.57	9.96	+85.6	+81.9	27.7	N	15.1	15.5
4.62	11.96	+82.3	+83.6	-74.9	N	14.9	15.0
4.67	7.36	+67.2	+64.2	-14.7	N	19.7	20.5
4.71	25.04	+73.7	+71.4	0.4	N	25.7	25.5
4.74	11.21	+83.3	+85.4	52.3	N	22.6	21.4
4.78	22.49	+58.9	+57.2	15.4	N	30.1	28.9
4.82	27.56	+66.8	+72.4	1.2	N	22.1	22.8
4.86	8.06	+61.3	+56.2	82.4	N	15.3	21.9
4.91	6.62	+70.1	+67.3	4.3	N	29.6	34.4
4.95	18.78	+41.6	+47.5	4.6	N	27.2	58.6
4.99	19.52	+87.9	+72.9	99.4	N	37.4	32.4
5.04	113.90	+3.5	+84.2	-41.2	N	22.8	8.0
5.07	895.51	-44.2	+67.8	-0.7	N	2.8	2.9
5.10	26.99	+79.2	+78.6	20.9	N	68.7	39.3
5.15	7.04	+80.4	+80.9	38.9	N	26.1	27.0
5.20	8.00	+84.7	+82.4	-0.4	N	37.1	37.3
5.25	7.48	+79.3	+80.0	68.1	N	31.2	32.2
5.30	7.51	+79.8	+66.2	51.2	N	24.8	23.6
5.35	4.83	+42.3	-24.7	127.7	R	9.8	11.1
5.39	18.33	-17.1	-68.4	191.1	R	5.5	6.0

Kern PS 1707-2 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J_{NRM} mA/m	I_{NRM} Grad	I_{ChRM} Grad	D_{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.05	32.35	+87.6	+85.8	-101.2	N	31.5	31.0
0.10	30.84	+75.2	+73.6	-316.6	N	33.9	33.8
0.15	34.83	+67.3	+65.8	10.6	N	35.3	35.2

Kern PS 1707-2 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.20	31.91	+73.4	+71.2	-334.1	N	36.3	36.0
0.25	31.01	+69.7	+70.9	-327.3	N	33.9	33.8
0.30	33.42	+66.9	+64.4	-344.8	N	31.4	31.4
0.35	31.31	+53.7	+51.2	6.5	N	31.0	30.8
0.40	40.09	+56.1	+54.1	8.0	N	33.9	33.8
0.45	7.91	+62.1	+60.2	6.0	N	20.8	20.6
0.50	30.44	+59.7	+57.5	6.5	N	27.7	27.4
0.55	26.60	+50.0	+48.5	-15.9	N	26.5	26.3
0.60	22.15	+64.4	+60.1	-30.2	N	25.9	25.5
0.65	31.49	+66.8	+64.3	-8.2	N	26.6	26.4
0.70	25.12	+72.0	+70.0	-3.1	N	22.9	22.8
0.75	26.26	+70.1	+69.4	-0.6	N	24.7	24.5
0.80	27.01	+70.5	+69.0	-6.7	N	30.1	30.1
0.85	35.90	+78.5	+76.8	5.4	N	30.8	30.8
0.90	30.17	+72.3	+71.9	-14.0	N	33.0	32.9
0.95	42.09	+76.2	+76.5	-336.3	N	42.4	42.4
1.00	36.06	+70.9	+69.3	-339.8	N	35.7	35.6
1.11	26.32	+69.5	+68.7	-335.4	N	36.4	36.4
1.15	21.60	+67.8	+65.6	11.6	N	35.0	34.8
1.20	24.81	+77.6	+67.3	2.4	N	35.7	27.7
1.23	21.06	+71.5	+74.9	-341.2	N	31.1	30.9
1.26	27.53	+71.3	+69.8	6.6	N	31.9	31.8
1.30	27.26	+72.8	+70.7	3.4	N	27.8	27.8
1.36	30.74	+74.3	+76.0	5.3	N	31.3	31.2
1.40	40.43	+77.4	+77.5	-339.9	N	33.7	33.5
1.46	31.12	+76.3	+75.0	4.3	N	32.4	32.4
1.50	31.41	+72.8	+71.7	-2.3	N	30.9	30.9
1.55	30.28	+70.2	+67.5	-5.1	N	29.5	29.3
1.60	34.02	+68.7	+68.6	8.2	N	27.3	27.1
1.65	22.30	+60.6	+55.1	-0.1	N	26.1	26.0
1.70	17.73	+61.2	+57.5	5.2	N	24.0	24.0
1.75	27.58	+54.1	+62.1	-10.5	N	30.3	30.0
1.80	32.54	+57.0	+63.2	8.2	N	25.5	25.5
1.85	29.47	+43.8	+51.9	9.7	N	27.7	28.0
1.90	10.19	+42.2	+44.7	-328.0	N	17.4	18.1
1.95	18.54	+69.1	+67.9	-2.0	N	22.7	22.7
2.00	23.03	+78.0	+77.8	-13.7	N	27.0	27.0
2.05	22.00	+68.0	+69.6	-46.0	N	26.6	26.5
2.14	22.03	+81.9	+84.8	-49.6	N	22.2	22.0
2.19	23.94	+63.5	+79.5	-235.4	N	21.9	15.0
2.24	24.48	+72.4	+74.3	-324.9	N	28.2	27.9
2.29	19.79	+63.2	+63.1	9.6	N	26.9	26.9
2.34	27.36	+73.6	+79.9	-334.1	N	28.1	26.6
2.39	17.67	+70.5	+73.4	7.4	N	24.2	24.0
2.44	18.66	+70.7	+73.5	-20.3	N	23.6	23.6
2.50	23.37	+68.9	+70.4	-26.6	N	27.4	27.4
2.55	22.37	+70.0	+73.1	-30.3	N	26.7	26.6
2.60	28.00	+67.2	+66.9	-34.4	N	26.8	26.8
2.63	32.72	+81.0	+79.4	-27.6	N	26.5	26.5
2.66	28.55	+75.7	+74.4	0.0	N	26.0	26.1
2.70	32.60	-10.6	+68.9	-54.6	N	4.4	4.9
2.75	14.47	+50.4	+63.4	-50.7	N	19.6	17.0
2.79	21.67	+60.3	+85.9	-260.5	N	15.0	11.7

Kern PS 1707-2 KAL, paläomagnetische Daten (Fortsetzung)

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
2.82	15.16	+58.4	+66.0	-334.1	N	22.3	22.3
2.86	17.60	+74.9	+74.6	-8.8	N	23.0	23.5
2.90	20.27	+74.7	+69.7	-2.4	N	22.9	22.8
2.95	28.58	+83.4	+83.3	-316.4	N	22.3	22.3
3.00	28.31	+74.4	+74.6	-280.7	N	24.1	24.0
3.04	12.36	+70.1	+69.0	-298.1	N	23.9	24.2
3.07	7.31	+67.2	+69.5	-313.1	N	22.5	22.3
3.18	41.91	+54.6	+63.1	-8.1	N	8.7	8.5
3.22	17.95	+58.7	+64.8	-15.3	N	30.5	26.1
3.27	23.76	+62.3	+58.0	-45.5	N	23.7	23.0
3.32	7.10	+73.1	+69.3	-23.4	N	19.5	19.3
3.37	11.55	+66.0	+63.5	-1.1	N	16.2	16.4
3.42	11.79	+82.5	+83.0	-327.9	N	18.4	18.5
3.47	11.16	+79.6	+60.8	-185.2	N	16.5	16.6
3.52	3.70	+65.0	-62.8	-188.6	R	32.7	12.0
3.57	0.92	+50.5	-51.1	-148.9	R	-	18.8
3.62	4.72	-13.8	-62.9	-132.8	R	53.0	31.6
3.67	3.40	+11.2	-54.7	-22.0	R	62.6	23.4
3.72	5.25	+13.9	-42.8	-342.4	R	67.7	31.6
3.77	5.51	+79.2	-65.6	7.5	R	7.2	9.4
3.82	10.28	+64.3	-7.3	8.8	R	13.0	13.5
3.87	5.85	+80.6	-80.2	2.6	R	8.2	9.6
3.92	8.80	+70.5	+81.3	-2.6	N	8.4	9.2
3.97	9.00	+77.1	+77.3	-188.5	N	16.7	16.2
4.02	7.46	+54.6	+57.9	-5.0	N	16.5	16.4
4.06	8.17	+70.3	+60.2	-3.6	N	19.2	19.8
4.09	9.17	+57.7	+56.3	-19.0	N	21.5	20.7
4.19	15.70	+70.0	+56.2	-43.8	N	19.8	18.8
4.24	16.14	+77.4	+71.8	-98.1	N	12.9	12.3
4.29	22.79	+75.2	+64.8	-24.4	N	7.7	7.5
4.34	34.80	+72.1	+71.5	-23.3	N	9.0	8.6
4.39	60.47	+67.5	+71.9	-332.1	N	23.2	22.5
4.44	96.61	+62.0	+60.4	2.1	N	36.2	36.1
4.49	95.13	+56.3	+55.1	0.4	N	35.3	35.2
4.54	43.89	+72.3	+68.5	-1.9	N	34.5	33.8
4.59	104.44	+75.2	+70.6	4.8	N	29.8	29.1
4.64	102.09	+82.2	+63.1	-10.8	N	31.1	24.8
4.69	136.95	+41.2	+67.8	-345.5	N	7.1	6.9
4.73	98.44	+44.9	+64.8	-6.2	N	8.5	8.1
4.77	89.48	+42.5	+83.1	-69.3	N	8.0	7.4
4.81	32.24	+77.8	+81.6	-3.6	N	27.1	26.4
4.85	26.75	+78.9	+73.8	-317.6	N	26.8	26.4
4.90	34.96	+81.3	+77.9	11.9	N	32.2	30.2
4.95	13.65	+59.1	+75.2	-25.8	N	27.8	14.7
5.00	99.04	-0.5	+76.0	-139.0	N	4.9	5.1
5.05	176.19	+3.2	+77.3	-254.6	N	7.0	7.1
5.10	410.29	+3.8	+71.5	-315.0	N	7.6	7.7
5.15	194.25	+1.2	+63.6	8.1	N	6.3	6.7
5.20	7.92	+38.6	-30.9	-144.9	R	28.5	24.8
5.24	33.56	+73.1	+71.1	-169.5	N	25.2	25.4

Kern PS 1708-2 KAL, paläomagnetische Daten

Tiefe Meter	J _{NRM} mA/m	I _{NRM} Grad	I _{ChRM} Grad	D _{ChRM} Grad	Polarität	MDF mT	MDF(Σ) mT
0.03	10.47	+85.0	+79.5	247.5	N	41.3	40.3
0.08	12.20	+83.4	+81.9	294.8	N	41.4	41.1
0.13	115.40	+67.8	+72.7	291.2	N	7.5	7.5
0.18	9.01	+50.2	+81.3	312.2	N	14.8	9.1
0.22	125.74	-15.9	+28.3	327.9	R	6.5	6.6
0.33	18.24	+69.7	+78.2	133.4	N	6.3	6.3
0.37	6.27	+51.6	+66.7	276.8	N	17.4	8.5
0.41	7.20	+45.1	+64.8	305.1	N	7.4	6.9
0.44	38.32	-32.6	+29.2	12.2	N	5.4	5.4
0.51	17.20	-52.6	-42.6	141.1	R	5.5	5.5
0.55	1.58	+24.7	-4.6	147.5	R	7.7	8.9
0.60	2.32	+57.6	-17.0	60.5	R	6.7	7.5
0.65	2.91	+53.7	+70.7	254.2	N	6.7	7.2
0.70	3.10	+62.9	+76.6	333.4	N	7.6	7.6
0.75	6.64	+14.5	+66.4	266.9	N	5.6	5.6
0.80	3.01	-35.9	+60.1	314.9	N	5.7	5.8
0.85	2.27	+61.4	+64.7	239.1	N	5.9	6.0
0.90	6.01	+1.3	+61.7	132.5	N	5.8	6.1
0.95	4.94	+3.6	+80.8	194.8	N	8.2	7.0
1.00	31.88	+19.8	+46.8	125.0	N	5.3	5.5
1.05	79.15	+30.3	+66.6	133.5	N	5.5	5.6
1.10	75.37	+39.9	+83.9	289.7	N	5.9	5.9
1.15	43.93	+28.6	+82.7	351.3	N	6.6	6.3
1.20	19.69	+47.5	+85.2	258.8	N	11.3	8.6
1.25	2.49	+57.8	+70.1	267.6	N	34.8	28.0
1.30	1.47	+77.6	+74.4	274.1	N	22.6	18.1
1.35	1.08	+79.3	+77.5	258.6	N	25.0	24.1
1.40	3.53	+16.1	+68.7	270.6	N	8.8	7.2
1.45	15.33	+7.4	+79.4	243.3	N	6.5	6.8
1.57	1.03	+83.0	+75.0	304.9	N	15.9	15.8
1.60	5.64	+8.7	+62.1	95.4	N	6.7	6.7
1.63	3.39	-10.2	-13.8	56.2	R	5.6	6.5
1.67	-	-	no	no	N	0.2	-
1.71	3.97	+57.8	+53.3	238.9	N	19.6	19.4
1.75	26.21	+24.3	+53.2	259.8	N	7.4	7.2
1.80	7.77	+47.8	+48.7	142.7	N	26.0	23.9
1.85	9.64	-35.8	-74.1	177.1	R	6.4	6.9
1.90	36.86	-62.5	+68.5	246.2	N	5.3	5.4
1.95	68.11	-65.8	+88.7	240.6	N	5.3	5.6
1.99	45.23	-18.1	+75.9	103.0	N	6.0	6.1

Anhang D - Alters-Tiefen-Abfolge und Sedimentationsraten

Tabelle D.1 : Alters-Tiefen-Abfolge und Sedimentationsraten in der Fram Straße

z - Tiefe im Kern in cm

t - Alter in 1000 Jahre

SR - Sedimentationsrate in cm/1000 Jahre

Kern PS 1310-3 SL			Kern PS 1310-5 KOL			Kern PS 1235-2 KOL		
z	t	SR	z	t	SR	z	t	SR
0.	0.	2.7	0.	0.	4.7	0.	0.	3.1
40.	15.	2.9	70.	15.	4.4	107.	34.	5.0
95.	34.	3.6	110.	24.	3.7	152.	43.	3.1
127.	43.	1.1	147.	34.	5.0	235.	70.	2.0
137.	52.	.0	192.	43.	2.2	300.	102.	2.0
138.	110.	.4	212.	52.	.0	350.	127.	3.3
140.	115.	2.0	213.	110.	.8	540.	185.	1.5
160.	125.	2.5	217.	115.	2.0	615.	235.	1.6
277.	171.	3.0	225.	119.	1.8	705.	292.	3.3
307.	181.	1.0	232.	123.	6.6	725.	298.	2.8
360.	235.	.5	325.	137.	2.4	815.	330.	
390.	292.	4.2	365.	154.	2.9			
415.	298.	1.5	415.	171.	4.8			
447.	320.		463.	181.	2.4			
			590.	235.	1.2			
			657.	292.	6.7			
			697.	298.	2.2			
			920.	400.	1.5			
			950.	420.				

Tabelle D.2 : Alters-Tiefen-Abfolge und Sedimentationsraten in der Fram Straße

z - Tiefe im Kern

t - Alter in 1000 Jahren

SR - Sedimentationsrate in cm/1000 Jahre

Kern PS 1296-4 SL			Kern PS 1320-1 KOL			Kern PS 1320-2 KOL		
z	t	SR	z	t	SR	z	t	SR
0.	0.	2.1	0.	0.	2.3	0.	0.	2.5
50.	24.	2.0	55.	24.	2.0	60.	24.	2.5
70.	34.	2.2	75.	34.	2.2	85.	34.	2.8
90.	43.	1.8	95.	43.	1.6	110.	43.	1.6
130.	65.	.9	137.	70.	1.1	145.	65.	1.5
170.	108.	2.7	165.	95.	1.1	225.	120.	2.8
210.	123.	1.2	205.	130.	2.3	370.	171.	2.0
230.	140.	3.0	240.	145.	3.1	390.	181.	1.1
275.	155.	1.6	320.	171.	2.0	450.	235.	1.8
300.	171.	2.5	340.	181.	1.2	550.	292.	5.0
325.	181.	.9	405.	235.	1.3	580.	298.	2.1
375.	235.	.7	477.	292.	4.7	750.	380.	2.5
415.	292.	2.5	505.	298.	2.0	800.	400.	2.9
430.	298.	.9	550.	320.	1.6	900.	435.	
450.	320.	.8	675.	400.				
510.	400.	.7						
545.	450.							

Tabelle D.3 : Alters-Tiefen-Abfolge und Sedimentationsraten in der Fram Straße

z - Tiefe im Kern

t - Alter in 1000 Jahren

SR - Sedimentationsrate in cm/1000 Jahre

Kern PS 1535-6 KAL			Kern PS 1535-8 KAL			Kern PS 1535-10 KOL		
z	t	SR	z	t	SR	z	t	SR
0.	5.	3.3	0.	6.	2.2	0.	0.	2.0
65.	24.	2.7	20.	15.	4.4	30.	15.	5.6
92.	34.	5.0	60.	24.	3.2	80.	24.	2.7
137.	43.	2.9	92.	34.	5.0	107.	34.	5.6
200.	65.	2.5	137.	43.	2.9	157.	43.	2.9
230.	77.	2.0	200.	65.	2.3	220.	65.	2.5
275.	100.	2.8	227.	77.	2.1	250.	77.	2.1
340.	123.	3.9	272.	98.	2.5	295.	98.	3.8
375.	132.	3.8	282.	102.	3.3	310.	102.	3.1
390.	136.		325.	115.	2.1	350.	115.	2.1
			342.	123.	3.9	367.	123.	2.7
			373.	131.	2.1	405.	137.	2.1
			400.	144.	2.1	437.	152.	2.6
			417.	152.	5.0	458.	160.	4.3
			457.	160.	4.7	505.	171.	2.7
			490.	167.		532.	181.	1.6
						620.	235.	1.4
						702.	292.	5.0
						732.	298.	2.6
						815.	330.	

Tabelle D.4 : Alters-Tiefen-Abfolge und Sedimentationsraten an der Schelfkante nordöstlich von Svalbard - Stationen 1516 und 1519 und im Nansen Becken - Station 1521

z - Tiefe im Kern

t - Alter in 1000 Jahren

SR - Sedimentationsrate in cm/1000 Jahre

Kern PS 1516-8 KAL			Kern PS 1519-12 KAL			Kern PS 1521-15 KAL		
z	t	SR	z	t	SR	z	t	SR
0.	0.	8.8	0.	0.	2.2	0.	0.	4.4
210.	24.	4.5	22.	10.	7.7	105.	24.	2.7
255.	34.	3.3	130.	24.	15.0	140.	37.	6.5
285.	43.	2.0	280.	34.	8.9	205.	47.	2.9
291.	46.		360.	43.	4.6	285.	75.	4.0
			506.	75.		400.	104.	1.5
						440.	130.	1.1
						465.	152.	1.6
						494.	170.	

Tabelle D.5 : Alters-Tiefen-Abfolge und Sedimentationsraten auf dem Yermak Plateau

z - Tiefe im Kern

t - Alter in 1000 Jahren

SR - Sedimentationsrate in cm/1000 Jahre

Kern PS 1532-6 KAL			Kern PS 1532-9 KOL			Kern PS 1533-3 SL		
z	t	SR	z	t	SR	z	t	SR
0.	0.	10.2	0.	0.	9.6	0.	0.	1.5
245.	24.	11.5	230.	24.	7.7	15.	10.	6.8
360.	34.	7.5	307.	34.	5.0	90.	21.	.2
420.	42.		352.	43.	2.2	91.	27.	3.5
			400.	65.	5.8	115.	34.	9.2
			470.	77.	7.2	170.	40.	8.3
			706.	110.		195.	43.	2.7
						230.	56.	3.0
						275.	71.	5.0
						305.	77.	2.8
						330.	86.	1.6
						375.	115.	2.5
						395.	123.	2.4
						420.	134.	1.3
						445.	153.	.3
						450.	169.	5.0
						480.	175.	

Anhang E - Liste der verwendeten Symbole und Abkürzungen.

ChRM	charakteristische remanente Magnetisierung
CRM	chemische remanente Magnetisierung
D	Deklination
DRM	Sedimentationsremanenz (<u>d</u> etrital <u>r</u> emanent <u>m</u> agnetization)
F	Totalintensität der Erdmagnetfeldstärke
g_n^m	Koeffizienten der Multipolmomente des Grades n und der Ordnung m
GKG	Großkastengreifer
H	Horizontalintensität der Erdmagnetfeldstärke
h_n^m	Koeffizienten der Multipolmomente des Grades n und der Ordnung m
I	Inklination
J_i	indizierte Magnetisierung
J_{NRM}	Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung
k	magnetische Suszeptibilität
KAL	Kastenlot
KOL	Kolbenlot
l	Wellenzahl
MDF	mittleres endmagnetisierendes Feld (<u>m</u> edian <u>d</u> estructive <u>f</u> ield) berechnet aus den Entmagnetisierungsdaten des resultierenden Vektors
MDF(Σ)	mittleres endmagnetisierendes Feld (<u>m</u> edian <u>d</u> estructive <u>f</u> ield) berechnet aus der Summe der Differenzvektorbeträge und der Restremanenz des letzten Entmagnetisierungsschritts
NGW	Norwegisch-Grönländische See Event
NRM	natürliche remanente Magnetisierung
P_n^m	Legendre-Polynome des Grades n und der Ordnung m
r_e	mittlerer Erdradius
r	Entfernung vom Erdmittelpunkt
SL	Schwerelot
$V(r, \theta, \phi)$	Magnetisches Potential
VGP	virtueller magnetischer Pol

Liste der verwendeten Symbole und Abkürzungen (Fortsetzung)

X,Y,Z	kartesische Komponenten der Magnetisierung und der magnetischen Feldstärke
β	geographische Breite
θ	magnetische Kobreite
ϕ	Azimutwinkel = geographische Länge

**Folgende Hefte der Reihe „Berichte zur Polarforschung“
sind bisher erschienen:**

Verkaufspreis/DM

- **Sonderheft Nr. 1/1981** – „Die Antarktis und ihr Lebensraum“
Eine Einführung für Besucher – Herausgegeben im Auftrag von SCAR
- Heft Nr. 1/1982** – „Die Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
zusammengestellt von Heinz Kohnen 11,50
- Heft Nr. 2/1982** – „Deutsche Antarktis-Expedition 1980/81 mit FS ‚Meteor‘“
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Liste der Zooplankton- und Mikronektonnetzfänge
zusammengestellt von Norbert Klages 10,—
- Heft Nr. 3/1982** – „Digitale und analoge Krill-Echolot-Rohdatenerfassung an Bord des Forschungs-
schiffes ‚Meteor‘“ (im Rahmen von FIBEX 1980/81, Fahrtabschnitt ANT II), von Bodo Morgenstern 19,50
- Heft Nr. 4/1982** – „Filchner-Schelfeis-Expedition 1980/81“
Liste der Planktonfänge und Lichtstärkemessungen
zusammengestellt von Gerd Hubold und H. Eberhard Drescher 12,50
- * **Heft Nr. 5/1982** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982“
by G. Hempel and R. B. Heywood
- **Heft Nr. 6/1982** – „Antarktis-Expedition 1981/82 (Unternehmen ‚Eiswarte‘)“
zusammengestellt von Gode Gravenhorst
- Heft Nr. 7/1982** – „Marin-Biologisches Begleitprogramm zur Standorterkundung 1979/80 mit MS ‚Polar-
sirkel‘ (Pre-Site Survey)“ – Stationslisten der Mikronekton- und Zooplanktonfänge sowie der Bodenfischerei
zusammengestellt von R. Schneppenheim 13,—
- Heft Nr. 8/1983** – „The Post-Fibex Data Interpretation Workshop“
by D. L. Cram and J.-C. Freytag with the collaboration of J. W. Schmidt, M. Mall, R. Kresse, T. Schwinghammer 10,—
- Heft Nr. 9/1983** – „Distribution of some groups of zooplankton in the inner Weddell Sea in summer 1979/80“
by I. Hempel, G. Hubold, B. Kaczmaruk, R. Keller, R. Weigmann-Haass 15,—
- Heft Nr. 10/1983** – „Fluor im antarktischen Ökosystem“ – DFG-Symposium November 1982
zusammengestellt von Dieter Adelung 23,—
- Heft Nr. 11/1983** – „Joint Biological Expedition on RRS ‚John Biscoe‘, February 1982 (II)“
Data of micronekton and zooplankton hauls, by Uwe Piatkowski 16,—
- Heft Nr. 12/1983** – „Das biologische Programm der ANTARKTIS-I-Expedition 1983 mit FS ‚Polarstern‘“
Stationslisten der Plankton-, Benthos- und Grundschnepnetzfangen und Liste der Probenahme an Robben
und Vögeln, von H. E. Drescher, G. Hubold, U. Piatkowski, J. Plötz und J. Voß 14,—
- * **Heft Nr. 13/1983** – „Die Antarktis-Expedition von MS ‚Polarbjörn‘ 1982/83“ (Sommerkampagne zur
Atka-Bucht und zu den Kraul-Bergen), zusammengestellt von Heinz Kohnen
- * **Sonderheft Nr. 2/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition von FS ‚Polarstern‘ (Kapstadt, 20. Januar 1983 –
Rio de Janeiro, 25. März 1983)“, Bericht des Fahrtleiters Prof. Dr. Gotthilf Hempel
- Sonderheft Nr. 3/1983** – „Sicherheit und Überleben bei Polarexpeditionen“
zusammengestellt von Heinz Kohnen
- Heft Nr. 14/1983** – „Die erste Antarktis-Expedition (ANTARKTIS I) von FS ‚Polarstern‘ 1982/83“
herausgegeben von Gotthilf Hempel 40,—
- Sonderheft Nr. 4/1983** – „On the Biology of Krill *Euphausia superba*“ – Proceedings of the Seminar
and Report of the Krill Ecology Group, Bremerhaven 12.–16. May 1983, edited by S. B. Schnack 75,—
- Heft Nr. 15/1983** – „German Antarctic Expedition 1980/81 with FRV ‚Walther Herwig‘ and RV ‚Meteor‘“ –
First International BIOMASS Experiment (FIBEX) – Data of micronekton and zooplankton hauls
by Uwe Piatkowski and Norbert Klages 22,50
- Sonderheft Nr. 5/1984** – „The observatories of the Georg von Neumayer Station“, by Ernst Augstein 8,—
- Heft Nr. 16/1984** – „FIBEX cruise zooplankton data“
by U. Piatkowski, I. Hempel and S. Rakusa-Suszczewski 19,—
- Heft Nr. 17/1984** – „Fahrtbericht (cruise report) der ‚Polarstern‘-Reise ARKTIS I, 1983“
von E. Augstein, G. Hempel und J. Thiede 29,—
- Heft Nr. 18/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht von den Fahrtabschnitten 1, 2 und 3, herausgegeben von D. Fütterer 25,—
- Heft Nr. 19/1984** – „Die Expedition ANTARKTIS II mit FS ‚Polarstern‘ 1983/84“,
Bericht vom Fahrtabschnitt 4, Punta Arenas–Kapstadt (Ant-II/4), herausgegeben von H. Kohnen 41,—
- Heft Nr. 20/1984** – „Die Expedition ARKTIS II des FS ‚Polarstern‘ 1984, mit Beiträgen des FS ‚Valdivia‘
und des Forschungsflugzeuges ‚Falcon 20‘ zum Marginal Ice Zone Experiment 1984 (MIZEX)“
von E. Augstein, G. Hempel, J. Schwarz, J. Thiede und W. Weigel 42,—